



HAL
open science

Interactions Sociétés-Environnement en Macédoine orientale (Grèce du Nord) depuis le début de l'Holocène. Approche multiscalaire et paléoenvironnementale.

Arthur Glais

► **To cite this version:**

Arthur Glais. Interactions Sociétés-Environnement en Macédoine orientale (Grèce du Nord) depuis le début de l'Holocène. Approche multiscalaire et paléoenvironnementale. . Environnement et Société. Université de Caen Normandie, 2017. Français. NNT : . tel-01554024

HAL Id: tel-01554024

<https://hal.science/tel-01554024>

Submitted on 3 Jul 2017

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

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



Normandie Université



UNIVERSITÉ
CAEN
NORMANDIE



Interactions Sociétés-Environnement en Macédoine orientale (Grèce du Nord) depuis le début de l'Holocène. *Approche multiscalaire et paléoenvironnementale*

Thèse présentée par
Arthur Glais

Laboratoire LETG CAEN-UMR 6554 CNRS
ED 556-Homme, Sociétés, Risques et Territoire
U.F.R SEGGAT

Thèse soutenue publiquement le 19 mai 2017 en vue de l'obtention du
Doctorat de l'Université Caen-Normandie
Spécialité : **Géographie**

MEMBRES DU JURY

- Mme Nathalie Carcaud** : Professeure des Universités, Agrocampus Ouest, Angers / **Rapporteure**
- Mr Didier Galop** : Directeur de Recherche, GEODE, Université Toulouse II Jean Jaurès / **Rapporteur**
- Mr Matthieu Ghilardi** : Chargé de Recherche, CEREGE, Aix-en-Provence / **Examineur**
- Mr Laurent Lespez** : Professeur des Universités, LGP, Université de Paris Est Creteil / **Co-directeur de thèse**
- Mr José-Antonio López-Sáez** : Directeur de Recherche, CSIC, Madrid, Espagne / **Co-directeur de thèse**
- Mr Michel Magny** : Directeur de Recherche, LCE, Université de Franche-Comté, Besançon / **Examineur**
- Mr Olivier Maquaire** : Professeur des Universités, LETG-Caen, Université de Caen Normandie / **Directeur de thèse**

Avertissement au lecteur

Normandie-Université et l'École Doctorale HSRT ne permettent de mentionner qu'un directeur et un codirecteur pour le doctorat. Cette obligation administrative ne permet pas d'afficher l'encadrement réel de la recherche. Ainsi José-Antonio López-Sáez a agi en tant que co-directeur effectif supervisant en particulier tout le volet des études polliniques et des microrestes non-polliniques développé dans la recherche doctorale d'Arthur Glais. De même, suite au départ de l'Université de Caen de Laurent Lespez, en septembre 2013, nommé professeur des universités à l'Université de Paris Est Créteil, la direction « officielle » de la thèse a dû être confiée à Olivier Maquaire. Ce dernier n'a joué qu'un rôle de superviseur administratif attentif, mais la direction scientifique de la thèse a été totalement assurée par Laurent Lespez et José-Antonio López-Sáez.

Olivier Maquaire et Laurent Lespez

Sommaire

Avertissement.....	p.3
Sommaire.....	p.5
Avant-propos.....	p.7
Résumé.....	p.11
Liste des abréviations.....	p.13

Introduction générale.....	p.21
-----------------------------------	-------------

Première partie : Contexte scientifique et objet d'étude : zones humides, paléoclimats et anthropisation en contexte égéen

<i>Chapitre 1.</i> Cadre thématique: les zones humides, hydrosystème enregistreur des impacts anthropo-climatiques.....	p.23
<i>Chapitre 2.</i> Le cadre géographique: Macédoine orientale (Grèce du Nord).....	p.83
<i>Chapitre 3.</i> Une démarche géoarchéologique: les archives sédimentaires comme outil d'analyse.....	p.161

Deuxième partie : Variabilité climatique et anthropisation

<i>Chapitre 4.</i> Le vallon et le tell de Dikili Tash.....	p.235
<i>Chapitre 5.</i> Le Xéropotamos et son cône alluvial.....	p.299
<i>Chapitre 6.</i> La basse vallée du Strymon.....	p.331

Troisième partie : Reconstruction des dynamiques socio-environnementales au cours de l'Holocène

<i>Chapitre 7.</i> Changements environnementaux et néolithisation.....	p.389
<i>Chapitre 8.</i> Les crises de l'Âge du Bronze et de l'Âge du fer.....	p.423
<i>Chapitre 9.</i> La mise en valeur généralisée de la Macédoine orientale par les pratiques agropastorales à partir de l'Antiquité.....	p.461

Conclusion générale.....	p.481
---------------------------------	--------------

Références bibliographiques.....	p.499
Table des figures.....	p.569
Table des tableaux.....	p.577
Table des matières	p.579
Annexes.....	p.589

« L'histoire de l'humanité dans son ensemble et dans ses parties ne peut donc s'expliquer que par l'addition des milieux avec « intérêts composés » pendant la succession des siècles ; mais pour bien comprendre l'évolution qui s'est accomplie, il faut apprécier aussi dans quelle mesure les milieux ont eux-mêmes évolué, par le fait de la transformation générale, et modifié leur action en conséquence »

Élisée Reclus. L'Homme et la Terre, 1905.

Avant-Propos

De personnel, ce projet n'a que le nom. Au moment de mettre un point final à cette thèse, après quatre années et demie de recherches, il est temps de faire part de ma reconnaissance à tous ceux qui ont généré tout au long de ce projet, soutiens, rencontres, échanges, découvertes, prises de recul et sources d'inspiration. J'espère que toutes les personnes auprès desquelles je suis redevable se retrouveront dans ces quelques lignes...

Je tiens tout d'abord à remercier chaleureusement mes directeurs de thèse, **Laurent Lespez, José-Antonio López-Sáez et Olivier Maquaire**.

Laurent pour son encadrement sans faille, sa grande disponibilité quelque soit les situations, son énergie communicative, la passion qui anime ses recherches et qui sont transmises à travers ses cours, les missions de terrain ou de simples discussions. Avec l'impétuosité d'un torrent méditerranéen qui déborde d'énergie, qui s'adapte et franchit les divers obstacles, il a su me motiver en toutes circonstances malgré la distance du terrain et de nos labos respectifs. Je le remercie pour la confiance dont il m'a fait preuve en m'ouvrant les portes de son propre terrain de thèse, car comme j'ai pu le constater sur place, son attachement aux lieux, aux personnes et à leur environnement témoigne de la patience, de l'investissement et de la sincérité avec lesquels il parcourt cette contrée depuis plus de 20 ans.

Antonio, d'avoir exprimé son enthousiasme pour ce sujet, ce terrain et sur notre collaboration, à peine avais-je franchi leur seuil du CSIC. La sagesse, le calme et les conseils bienvenus d'un grand chêne sont associés à sa simplicité et sa sincérité à toute épreuve. Un grand merci pour toutes les conversations scientifiques et bien au-delà, pour sa conception du travail en équipe, sans oublier de remercier son incomparable réactivité, malgré la distance. C'est avec une impatience à peine dissimulée que je suis venu, que je viens et reviendrais calle Albasanz.

Il n'y a pas de doute, je suis « tombé » sur un tandem complémentaire, particulièrement disponible, pédagogue et (scientifiquement) rigoureux. J'espère d'ailleurs pouvoir traîner encore un peu dans vos pattes lors de prochaines missions... Merci encore à vous.

À **Olivier**, en tant que responsable bienveillant du laboratoire, qui a accepté de prendre le rôle de directeur de cette thèse en cours de route, en y accordant le temps et l'énergie que cela nécessite, pour me permettre de continuer mon travail au laboratoire à Caen. Malgré l'éloignement géographique et thématique du sujet, il a pris ce statut à cœur en me témoignant de sa confiance et de son intérêt pour mon travail. J'ai trouvé, depuis son soutien quotidien dans la vie du laboratoire jusqu'aux conseils personnels dans le sprint final, de quoi lui exprimer largement ma reconnaissance.

Je voudrais ensuite remercier **Nathalie Carcaud**, Professeure des Universités à Angers et **Didier Galop**, Directeur de Recherche CNRS à Toulouse, qui me font tous deux l'honneur d'être rapporteur-e-s de cette thèse. Je remercie également **Matthieu Ghilardi**, Chargé de Recherche CNRS à Aix-en-Provence et **Michel Magny**, Directeur de Recherche CNRS à Besançon, d'avoir accepté de participer à ce jury de thèse.

Je souhaite ensuite remercier les personnes qui m'ont attiré vers la géographie, la recherche et qui ont gravité de près ou de loin autour de cette initiative doctorale.

À **Yann Le Drézen**, le premier qui a piqué ma curiosité pour les paysages du passé... Ses qualités humaines, pédagogiques et sa philosophie de l'enseignement supérieur ont vite capté mon attention pour le temps long. Après avoir « sagement » écouté ses cours sur les paysages maliens et après qu'il ait amplement contribué aux reconstitutions sur les paysages grecs présentés dans ce travail, j'ai hâte qu'on construise et déconstruise les nôtres !

À **Murray Hay** qui m'a plongé dans le bain des dynamiques paléoenvironnementales de terrain, à travers sa confiance, sa pédagogie et son rapport à la recherche qui ont fortement orienté ce que j'ai entrepris depuis 5 ans.

Je tiens également à remercier toutes les personnes qui ont transformé Madrid en une destination au goût de « reviens-y ». Du balbutiement castillan à la calderonophilie. Immense merci à **Sebastian Perez-Diaz** qui m'a initié à la palynologie, du protocole en laboratoire jusqu'au traitement des données avec patience, minutie et bienveillance ! Je lui en suis énormément reconnaissant. Les collègues et amis du CSIC ont aussi une place particulière dans ce travail, je pense particulièrement à **Monica, Myriam, Pablo, Elena, Esther, Sylvia, Vero, Eleonore...** Je remercie aussi très chaleureusement **Paqui** pour son aide sur les modèles d'âge et son sourire communicatif permanent, ainsi que **Dani** pour ses conseils et les quelques échanges que nous avons eu sur et bien au-delà de la palynologie. Au-delà du quotidien du labo d'arqueobiologia, ces escapades madrilènes m'ont offert de vraies rencontres. Je pense à **Javier, Hector, Gabrielle, Carmen, Alexandre, Daniel, Rudy, Nicole, Yann, Mila, Pablo** et **Mikel**. Muchissima gracias a todos !

Je voudrais exprimer ma gratitude aux institutions et aux personnes qui ont permis de réaliser cette thèse dans des conditions scientifiques et logistiques idéales.

Pascal Darcque, Zoï Tsirtsoni, Dimitra Malamidou, Cécile Germain-Vallée et tous les participant-e-s des fouilles de Dikili Tash qui ont rendu les passages à Krinides aussi exaltants scientifiquement que chaleureux par la convivialité qui règne dans ce cadre macédonien.... Je les remercie également pour la confiance dont ils m'ont fait preuve et pour les conseils qu'ils m'ont régulièrement prodigué. Et puisque le tell n'a pas encore révélé tous ses secrets pour le Néolithique Ancien (et pas que !) j'espère pouvoir contribuer, à mon échelle, à lever une partie du voile sur les mystères encore bien enfouis.

À tous ceux avec qui une mission de terrain s'imprègne de souvenirs et de références aussi anecdotiques que mémorables, **Laurent, Antonio, Bob, Michel, Agnès, Julien, Michailis, Clément, Dimitra, Maia, Jeff, Stefanos, Vasilis, ...**

À tous les membres du laboratoire LETG-Caen-Géophen qui, à travers leur présence, conseils ou mises en garde ont formé un cocon stimulant, rassurant et prolifique pour l'intégration dans le monde universitaire et de la recherche. Un merci à **Jean-Michel Cador, Anne-Julia Rollet, Candide Lissak, Olivier Maquaire, Olivier Cantat, Blandine Parey, Stéphane Costa, Daniel Delahaye, Mohand Medjkane, Marie-Paule Bataillé** et **Bob** (le champion pour la fin).

À tous les enseignants de l'UFR SEGGAT devenus « collègues », qui ont contribué à ce travail en transmettant leurs expériences autant que leur approche de la géographie depuis les

bancs de la licence jusqu'à aujourd'hui. Je tiens également à remercier personnellement **Philippe Madeline, Françoise Clouet, Chantal Tréangle, Karine Hermand, Carole Zouaoui, Anne Breillot et Julien Frérot**, pour les aides diverses et variées, ainsi que les accueils chaleureux reçus en permanence au deuxième étage. À **Nico** et **Alexandra** qui m'ont abreuvé d'ouvrages et de conseils en tout genre et grâce à qui la bibliothèque-cartothèque est devenue le lieu vivant et salubre des étudiants de géo.

À toutes les personnes de Paris 1-Sorbonne, du LGP ou de Prodig, qui ont accueilli ma venue en tant qu'ATER avec bienveillance et avec qui la collaboration a participé à mon goût pour l'enseignement. Je pense en particulier à **Yann** (encore et toujours), **Emmanuèle, Anaëlle, Yoann, Pierre, Elisabeth, Kim, Anaïg, Quentin, Louis, Fred, Marie, Franck...**

Si j'ai eu l'opportunité de sortir du sous-sol du bâtiment A de l'Université de Caen, c'est aussi grâce aux projets et aux associations qui soutiennent activement les jeunes chercheurs dans leur formation et leur intégration au monde de la recherche. Je souhaite en particulier remercier les membres du programme ArchéoMed Paleomex Mistral, de **l'École française d'Athènes** et du Labex Dynamite pour l'émulation scientifique dans lequel s'insère ce travail et le financement des nombreuses opérations de terrain en Grèce. La chance de pouvoir présenter mes travaux au-delà des frontières de l'hexagone, en Suède, en Italie, en Espagne ou au Brésil m'a été offerte grâce au soutien de l'association de palynologie de langue française (**APLF**), du groupe français de géomorphologie (**GFG**), du laboratoire Géophen et de l'école doctorale HSRT auprès desquels je suis très reconnaissant.

Un immense merci à **Bob**, le plus exemplaire des pingouins du labo, avec qui le terrain prend un autre sens. Les discussions et les expéditions grecques ne trouveront jamais d'égales aussi trépidantes ! C'est à la cadence de ton marcel de professionnel le jour et de ton groove sur du Bouzouki la nuit que resteront rythmées les opérations de terrain de cette thèse... Le bruit du carottier n'a de plus attachant que le charme de son accent.

À **Marie-Paule** et **Laëtitia** pour leur travail précieux et minutieux, parfois fastidieux, parfois divertissant, mais toujours irremplaçable.

À toutes les personnes qui m'ont accueilli lors des multiples séjours parisiens, franc-comtois, aixois ou lyonnais ; **Vladi, Maud, Matthieu, Laurent, Marie-Anne, Yann, Aline, Romain** et **Rémi**. À ceux qui par leurs conseils, les formations qu'ils m'ont dispensées et le temps qu'ils m'ont accordé ont permis de diversifier les analyses et d'accroître la portée des informations. Je remercie ainsi **Boris, Maxime et Matthieu**.

Il y a la thèse et puis il y a les à-côtés, ceux qui forment, construisent, rassurent, épanouissent, (re)motivent,... Une dernière salve de remerciements est donc incontournable. À la grande famille de l'AMF qui m'a permis hebdomadairement de me défouler, d'entretenir la santé sous différentes formes ainsi que les zygomatiques. Pas besoin de dessin, le « Rothmans » et le « Petit mineur » sont là pour en témoigner, c'est en contrebas du Gué Plat, sur et en dehors du terrain, que j'ai slalomé le plus au milieu de copains ! Avec un peu de recul, cet élan collectif m'a permis de franchir bien des étapes. PS : La prochaine est pour moi !

Au Catu, porte de secours privilégiée à la sortie du labo, un lieu qui vit et respire la jovialité de ses tenanciers.

Aux Vikings, aux lieutenants, de passage ou de toujours, ceux qui ont fait vivre les lieux autant que les lieux ne les ont vu vivre. À tous les loustics qu'il y a à peine lieu de nommer car nos routes se sont croisées bien avant les pérégrinations universitaires et qui bien sûr, sont amenées à perdurer : **Baptiste, Erwan, Maud, Émilie, Marjolaine, Nono, Alexis, Mimiz, Benoît, Constant, Méline, Alison, TH, don romano, Clément, Nadège, Clémentine, Adrien, Sarah, Fanny, Tijana, Lindsay, Beeboy, Aude, Mathilde, Camille, Laure, Rudy, les loupiots, les petits Pep's, Nico,...**

À tous ceux que les bancs de la fac (ou les évènements qui en découlent) m'ont permis de rencontrer : **Marion, Florian, Nod, Thibaut, Julien, Thomas, Florian, Clément, Laura, Étienne, Baptiste, Paul-Émilien...**

Aux doctorants du labo, des séniors jusqu'aux juniors, qui ont tous participé à l'animation du Géophen et même en dehors... Ces années en immersion ne créent pas seulement des collaborations, elles façonnent des amitiés. Merci à **Vincent, Candide, Aline, Mathieu, Romain, Augustin, Thibaut, Axel, Fanny, Olivier, Thomas, Kévin** et **Louis**, sans oublier ceux qui vont bientôt le devenir et qui ont déjà goûté aux joies de la pause café.

Merci à **Catherine** et **Patsal** qui sont allés jusqu'à découvrir de leurs propres yeux ce qui pouvait bien se tramer du côté Krinidès, pour attester de leur intérêt (si tenté qu'il faille en douter) pour ce que je pouvais y faire. Je leur dois également la plénitude quotidienne. Quand « beudet » fut un havre de paix, de déconnexion et de festivités (...euh de sérénité). À **Joke, Bajoue, Kincha, Grimly,...** toujours fidèles au poste !

À **Catherine, Bernard, Téo, Samuel** et **Andrée** qui m'ont toujours accueilli à bras ouverts, encouragé dans ce projet et montré leur plus profonde attention.

À **Jeanne, Guigui, Gaby**, les sales mioches qui m'ont fait travailler le mental, bien nécessaire au moment de m'attaquer à cette thèse. En réalité, je vous dois sûrement encore bien plus que ça, mais il faut en garder un peu en réserve sinon je risque de vous faire « pigner »...

Une pensée à **Antoinette** et **Henri** (et sa tête de Nigousse) qui ont toujours su me témoigner par leur énergie débordante que la géo n'avait pas d'âge et qui m'ont rappelé que les études ne sont pas seulement des tribulations contraignantes, mais avant tout une chance. Merci également aux cousin-e-s, oncles et tantes qui m'ont fait part de leur intérêt à travers leur questionnement.

Aux correcteurs et relecteurs qui se sont coltinés les pages de ce manuscrit sans rechigner et en se donnant le mal que je n'arrivais parfois plus à entreprendre. Merci à **Pedrag, Yann, Romain** (j'espère pouvoir t'aider autant pour ton HDR à venir...), **Candide, Axel, Blandine, Olivier, Mathilde,...**

À tous ceux que j'oublie nommément...

À ceux qui ont vécu l'incomparable pendant la durée de cette thèse et qui à travers leur regard bienveillant font relativiser l'adversité de ces quelques années...

À **Clara**, auprès de qui je plaide coupable pour mes absences répétées... Si prescription il n'y a pas, nous avons la perpétuité pour nous rattraper...

À Jean et Jeannine,

Arthur

Résumé

Les perturbations environnementales enregistrées aujourd'hui dans le cadre du changement climatique global exacerbent les craintes des sociétés quant au développement durable. Si l'impact des actions anthropiques sur les changements contemporains est désormais reconnu scientifiquement, les spécialistes des sociétés anciennes et des géosciences se demandent si les changements environnementaux d'origine naturelle ou anthropique n'ont pas déjà et à plusieurs reprises, affecté le développement des sociétés au cours des derniers millénaires. Les investigations menées, dans le cadre de cette thèse, proposent de contribuer à ce débat à partir de l'étude sur le temps long de la basse vallée du Strymon (Grèce du Nord) depuis le début de l'Holocène (11700 ans). L'enjeu est de comprendre les relations qu'ont entretenues les sociétés avec leur environnement afin d'examiner les questions d'éventuels effondrements culturels d'origine environnementale comme le suggèrent certains chercheurs pour la fin du Néolithique ou l'âge du Bronze. Réciproquement, il s'agit de définir les conséquences des actions des sociétés (néolithisation, conquête grecque, *etc.*) sur l'environnement et la durabilité de son exploitation. Pour dépasser les études de cas, nous proposons une approche géographique multiscalaire et géoarchéologique. Elle s'appuie sur une étude des archives paléoenvironnementales combinant (1) une analyse géomorphologique et (2) une analyse palynologique des cours d'eau et des zones humides afin de renseigner les changements environnementaux au plus près des lieux de vie des populations et de leurs pratiques agropastorales. Les résultats obtenus sont ensuite confrontés aux recherches archéologiques et historiques pour comprendre les interactions Sociétés/Environnement à différentes époques, de l'échelle de l'habitat à celle de la région et participer activement aux discussions multidisciplinaires sur la question.

Mots-clés :

Zones humides – Paléoenvironnement – Palynologie – Géomorphologie – Géoarchéologie - Grèce du Nord – Holocène - Changement climatique – Anthropisation – Paysages méditerranéens

Mots-clés (indexation Rameau) :

Paléoenvironnement – Palynologie – Géomorphologie – Holocène – Néolithique – Climat changements – Paysage – Grèce du Nord

Abstract

Environmental disturbances recorded nowadays in global changes rise up society fears about sustainable development. Even if the responsibility of activities on contemporary changes is now well-known, the specialists of past societies are still wondering if such environmental changes, either from natural or from anthropogenic origin, have not already affected societies development in last thousands of years. This research project contributes to this debate on the base of long time study of Strymona low valley (northern Greece), from Early Holocene. The aim is to understand the relationships between societies and environment by questioning the possibility of cultural collapses from environmental origin, and to examine the consequences of human activities (Neolithisation, Greek conquest, ...) on environment and his sustainability. To overcome case studies, we suggest a geographical and geoarchaeological approach. Based on study of palaeoenvironmental archives which combine geomorphological and palynological analyses of streams and wetlands. Our aim is to analyze the role of agropastoral practices and climate events and oscillations on environmental changes, and on the dynamics of mosaic landscapes. Results will be compared with archaeological and historical researches to understand the interactions between societies and their environment from sites to regional scale, from the Neolithic to Ottoman period and to take part actively to multidisciplinary discussions on this debate.

Key-words :

Wetlands – Paleoenvironment – Palynology – Geomorphology – Geoarchaeology - Northern Greece – Holocene - Climate Change – Anthropization – Mediterranean landscape

Key-words (Rameau indexing) :

Paleoenvironments – Palynology – Geomorphology - Climatic changes – Holocene – Neolithic –Landscapes – Northern Greece

Abréviations

AD : *Anno Domini*

AMS : Spectrométrie de Masse par Accélérateur

asl : *Above Sea Level*

bsl : *Below Sea Level*

BC : *Before Christ*

BP : *Before Present (1950)*

EA-WR : *Eastern Atlantic-Western Russia*

EFA : *École Française d'Athènes*

ERT : *Electrical Resistivity Tomography*

LGM : *Late Glacial Maximum* (Dernier Maximum Glaciaire)

MNP : Microfossile non pollinique

MIS : *Marine Isotope Stage*

NAO : Oscillation Nord Atlantique

N-CP : *North Sea-Caspian Pattern* (Modèle du Nord de la Mer Caspienne)

OIS : *Oxygen Isotope Stage*

ONG : Organisation Non Gouvernementale

PAF : Perte au Feu / **LOI** : *Loss On Ignition*

PAG : Petit Âge Glaciaire

RCC : *Rapid Climate Change*

Rsl : *Relative Sea Level*

SH : *Siberian High* (Anticyclone de Sibérie)

SST : *Sea Surface Temperature*

SI : Signal Incendie

ZITC : Zone de convergence intertropicale

Introduction générale

Dans un contexte social de plus en plus préoccupé par les répercussions sur l'environnement et les sociétés, « du » changement global ou « des » changements climatiques futurs, les recherches scientifiques se sont peu à peu emparées de la question des interactions entre l'Homme, son environnement et ses transformations sous l'impact des changements d'origine climatique. L'appréhension d'un changement profond dans les relations Sociétés-Environnement et la problématique du « développement durable » des sociétés stimulent ce phénomène. Pour faire face aux craintes contemporaines qui apparaissent et s'exacerbent après chaque crise environnementale, il nous a semblé pertinent de replacer ces événements dans une perspective de long terme. Afin de faire échos aux changements observés par nos sociétés, il nous a paru intéressant d'étudier l'évolution sur le temps long de ces interactions dans l'espace méditerranéen. Les connaissances archéologiques témoignent d'une anthropisation précoce et prégnante sur les milieux biophysiques qui sont caractérisés par leur sensibilité aux variations climatiques depuis le début de l'Holocène.

Depuis toujours, les sociétés ont tenu compte de leur environnement, s'y sont adaptées et l'ont modifié voire modelé plus ou moins durablement. De nombreux exemples historiques mettent en relation directe les modifications d'origine naturelle de l'environnement ou les dégradations d'origine anthropique et l'effondrement des sociétés passées (e.g. Diamond, 2005). Certains chercheurs ont critiqué cette approche insistant sur la complexité des sociétés et sur la simplification que constituent souvent ces approches déterministes (e.g. Butzer, 2012). Il convient donc de mettre en perspective cet engouement récent, en recherchant dans les archives paléoenvironnementales, des éléments qui permettent de discuter de ces interactions à différentes échelles de temps et d'espace depuis le début de l'Holocène et la Néolithisation. Pouvons-nous apprendre des sociétés du passé pour améliorer notre compréhension des enjeux à venir?

Objectifs de recherche

Le principal objectif de ce travail réside donc dans la compréhension des interactions entre les sociétés et leur environnement en Macédoine orientale (Grèce du Nord). Les zones humides constituent l'entrée privilégiée de la recherche. En effet, la capacité d'enregistrement des archives sédimentaires, leur sensibilité et leur réactivité aux changements hydroclimatiques et aux actions anthropiques les érigent au statut de « bons révélateurs » du fonctionnement général des milieux. Ces interactions ont été plus précisément analysées au regard de l'évolution de la végétation et des systèmes fluvio-palustre ou fluvio-lacustre.

De cet objectif découle la problématique de ce travail. Elle est double. Que l'on parte de l'Homme (en tant que catégorie) et de son produit « l'anthropisation », ou de la

Nature et des « paléoenvironnements », il faut comprendre à quel moment le « naturel devient anthropisé ». Il s'agit donc de savoir **quels ont été les usages, les pratiques et les conséquences de l'action des sociétés sur leur milieu depuis le développement des pratiques agropastorales**. Mais également, à partir du principe d'interaction, d'examiner **l'impact des changements climatiques sur les dynamiques environnementales et les pratiques sociales associées**. En d'autres termes, **il s'agit de déterminer s'il existe un forçage d'ordre anthropique sur l'environnement et un forçage d'ordre climatique et/ou environnemental sur l'organisation des sociétés**.

Les recherches paléoenvironnementales qui combinent de plus en plus souvent la géomorphologie, la palynologie, la micromorphologie, la carpologie, l'anthracologie, l'archéozoologie permettent d'aborder l'évolution globale de l'environnement et de discuter des interactions entre les différents facteurs de forçages. En étudiant ces interactions depuis le début de l'Holocène et en particulier depuis le Néolithique (8500 cal BP/6550 cal. BC dans la région), ce travail permet de revisiter les notions de transition, de résilience ou de crises socioculturelles en assumant l'absence de linéarité des dynamiques socio-environnementales. De plus, il faut garder à l'esprit que les transformations des milieux correspondent également à des transformations progressives qui s'accordent souvent à des dynamiques plus puissantes et profondes (Braudel, 1949), parfois masquées par l'étude d'« évènements » de forte intensité, mais de courte durée. Pour des raisons d'opportunités, mais aussi du fait de l'intérêt que présente cet espace, nous nous sommes intéressés à **la basse vallée du Strymon, à la plaine de Philippos-Drama et à leurs bordures montagneuses**. Cet espace se situe dans les Balkans, au nord-est de la Grèce, à quelques kilomètres au nord du littoral de la mer Égée (Fig.I).

Au cours de l'Holocène, les nombreuses fluctuations climatiques attestées à l'échelle globale et qualifiées de changements climatiques rapides (RCC *in* Mayewski *et al.*, 2004) étaient attestées dans le monde égéen (e.g. Pross *et al.*, 2009 ; Peyron *et al.*, 2011 ; Schemmel *et al.*, 2016), mais leurs répercussions sur les milieux demeuraient largement hypothétiques. Ainsi, malgré les travaux préexistants, des interprétations divergentes ont été proposées quant au poids de ces changements environnementaux dans l'histoire des sociétés. La question des transformations des zones humides et des paysages face aux variations du climat et de l'occupation des sols demeurait encore largement lacunaire; les recherches s'étant concentrées sur des reconstructions paléoclimatiques sur le très long terme (Quaternaire) ou sur des études de cas ponctuelles. Parallèlement, les recherches archéologiques, entreprises depuis plus d'un siècle dans la région, s'étaient encore peu intéressées à l'impact des sociétés sur des espaces aussi sensibles que les zones humides et plus généralement sur les milieux biophysiques.

Tant avec la prise de conscience de leurs attraits faunistiques et floristiques qu'à travers la reconnaissance de leur vulnérabilité, les milieux de zones humides que nous avons investigués sont aujourd'hui dotés d'un statut, d'un suivi voire d'une surveillance particulière, garantis par un arsenal législatif et juridique visant à les pérenniser dans le temps. Ces recherches sur les dynamiques à long terme des zones humides font donc

échos aux volontés contemporaines de préservation, de protection et de valorisation de ces milieux depuis quelques décennies. L'état de l'art permet de montrer la complexité du fonctionnement de ces milieux d'une part et les nombreux enjeux sociétaux et environnementaux auxquels ils sont confrontés d'autre part. Ces espaces fragiles et sensibles, mais essentiels à l'implantation puis au développement des populations, possèdent une valeur écologique, économique et sociale qui justifie que l'on s'interroge sur leur origine, leur dynamique et leur devenir. La démarche de reconstitution paysagère de ces milieux met en perspective leur vulnérabilité contemporaine face au changement global et aux pressions anthropiques. Elle permet également de positionner l'époque actuelle dans une continuité chronologique d'évènements climatiques et/ou anthropiques et de mieux apprécier l'ampleur des changements contemporains en regard avec ceux du passé (Dearing et al., 2011).

Contexte scientifique et éléments de problématique

La nature et la chronologie de la sédimentation alluviale holocène sont des indicateurs des dynamiques morphosédimentaires et paléoenvironnementales ayant affecté l'ensemble des bassins versants. Depuis plusieurs décennies, de nombreuses recherches sur ces dynamiques holocènes ont été entreprises en milieu méditerranéen (Fouache, 2003 ; Grove et Rackham, 2003 ; Neboit-Guilhot et Lespez, 2006 ; Macklin et Woodward, 2009 ; Anthony et al., 2014 ; Benito et al., 2015) et dans le domaine égéen en particulier (van Andel et Zangger, 1990 ; Fuchs et al., 2004 ; Butzer, 2005 ; Fuchs et Wagner, 2005 ; Fletcher et Zielhofer, 2013 ; Ghilardi et al., 2008, 2013 ; Schneider et al., 2014). Les similitudes et le synchronisme de certaines séquences alluviales holocènes ont longtemps été interprétés comme le résultat d'un modèle d'alluvionnement, extrapolable à l'ensemble des espaces méditerranéens (Vita Finzi, 1969). Néanmoins, l'idée d'un facteur explicatif unique n'est plus considérée comme plausible depuis les années 1980 (Wagstaff, 1981). Dès lors, le débat s'est orienté sur les rôles respectifs du climat et des sociétés dans l'origine et les causes de la sédimentation détritique. L'une des principales considérations est de savoir quand, et dans quel contexte culturel l'érosion et le détritisme ont-ils lieu. Ainsi les rythmes de la morphogénèse apparaissent comme de bons indicateurs des interactions entre Homme/Climat/Milieu en Méditerranée orientale. En Grèce du Nord, il s'agit d'aller au-delà des premiers constats qui montraient la généralisation du détritisme à partir de la fin de l'âge du Bronze (2950 cal BP/1000 cal BC) et de son intensification lors de la période d'occupation ottomane (550 cal BP/1400 cal AD ; Lespez, 2003, 2007, 2008), en apportant de nouveaux éléments géomorphologiques et chronologiques pour approfondir notre connaissance des rythmes d'aggradation.. Afin de compléter cette approche, nous avons entrepris de lui associer une approche paléobiologique jusque-là peu développée. Aucune étude récente n'a été entreprise en continu sur l'évolution paysagère et ses répercussions socioculturelles au cours des dix derniers millénaires dans les zones de basse altitude. Seules des analyses de haute résolution, sur des temporalités

plus réduites, fournissent un socle de connaissance précis sur les changements climatiques et en particulier sur certains événements de forte intensité (Pross et al., 2009 ; Peyron et al., 2011, 2016 ; Schemmel et al., 2016). Le rôle joué par les emboîtements d'échelles et les discontinuités spatio-temporelles contrôlant les dynamiques des flux hydrosédimentaires et de la végétation, sont au cœur de la problématique et des travaux menés pendant cette thèse. Le choix de coupler une approche multiscalaire et pluridisciplinaire s'est fait dans le but de remédier aux lacunes et/ou aux effets de surinterprétation que peuvent induire certaines archives. Une des principales interrogations de ce travail est de savoir quel est l'espace de référence d'un signal pollinique et sédimentaire dans un contexte géographique donné.

Organisation du mémoire

Pour atteindre notre objectif, nous avons adopté une démarche multiscalaire (Fig.I), pluridisciplinaire et *multiproxies*. Cette approche a été permise par les travaux préalables, issus de diverses disciplines, dans le contexte général plus large de la Méditerranée orientale.

Le présent manuscrit se structure en **3 parties, chacune subdivisée en 3 chapitres** (Fig.I). Nous avons considéré qu'il était important, dans une *première partie*, de traiter du *contexte scientifique et de l'objet d'étude*, à savoir *les zones humides, les paléoclimats et l'anthropisation en contexte égéen*, afin de positionner ce travail dans un cadre de recherche plus vaste. Le **chapitre 1** vise à définir le cadre thématique de la thèse, reposant sur les zones humides en tant qu'hydrosystème enregistreur des impacts anthropoclimatiques. Nous insistons tant sur la sensibilité de ces milieux à différentes échelles spatiales et temporelles que sur leur particularité en domaine méditerranéen. Dans le **deuxième chapitre** est défini le cadre géographique de la thèse. Il se limite à la Macédoine orientale et plus particulièrement à la partie aval du bassin versant du Strymon. Ce chapitre présente les spécificités géomorphologiques, la mosaïque paysagère et les zones humides de l'espace d'étude. Après avoir décrit le support de nos investigations, nous présentons dans un **troisième chapitre** la démarche géoarchéologique de ce travail.

Une fois le cadre chronologique, spatial et méthodologique défini, la *seconde partie* est consacrée à la présentation des enregistrements étudiés. En conservant une approche spatiale emboîtée, nous évoquons les résultats obtenus à grande échelle dans le vallon et autour du tell de Dikili Tash dans le **chapitre 4**, puis ceux obtenus à une échelle moyenne sur le système fluvial du Xéropotamos dans le **chapitre 5**. Enfin, dans le **chapitre 6** nous présentons les résultats obtenus dans la basse vallée du Strymon, qui draine un bassin versant d'échelle régionale.

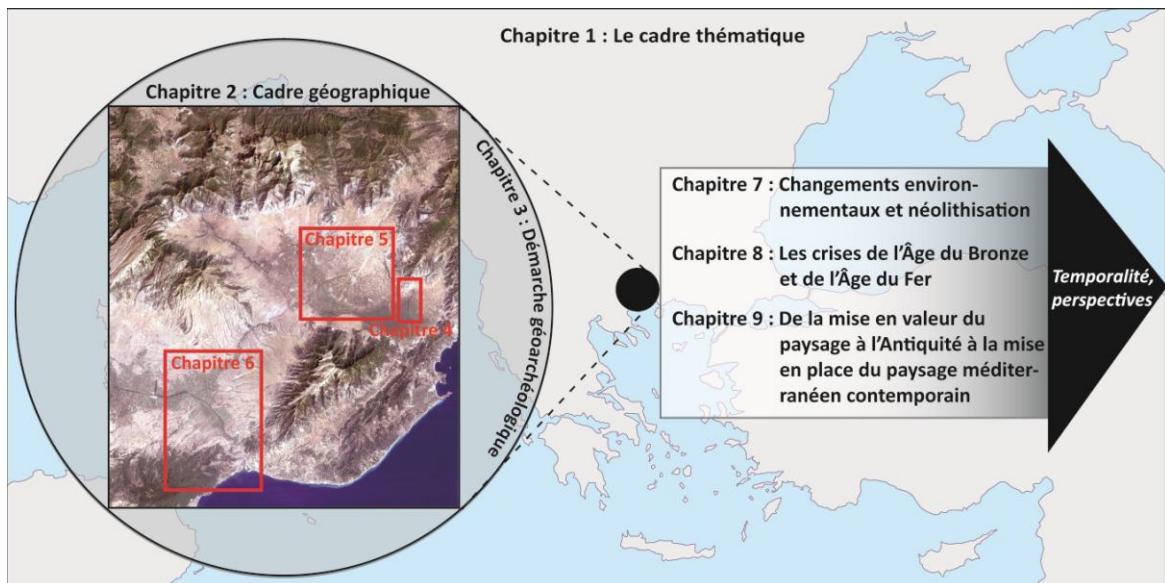


Figure I *Représentation schématique et cartographique de l'organisation du manuscrit.*

La *troisième et dernière partie* est organisée de manière chronologique, dans le but de répondre à la question des dynamiques socio-environnementales au cours de l'Holocène. En confrontant les données paléobiologiques, géomorphologiques et archéologiques, nous pouvons proposer une image complète de l'évolution paléoenvironnementale des zones humides et des espaces adjacents et nous mettons en évidence la complexité et les interrelations existantes entre forçages climatiques et anthropiques. Nous proposons donc une relecture et une réinterprétation du rôle des variables de contrôle, responsables des transformations paléoenvironnementales à différentes échelles. Ces discussions sur les relations Sociétés-Environnement se concentrent tout d'abord sur les changements environnementaux du début de l'Holocène, au cours du Néolithique (**chapitre 7**), puis sur les crises de l'Âge du Bronze et de l'Âge du Fer (**chapitre 8**) et enfin sur la transformation des paysages de l'Antiquité jusqu'à la mise en place du paysage méditerranéen contemporain (**chapitre 9**). Pour chaque période est proposée une discussion sur le rôle des variables de contrôle, responsables des transformations paléoenvironnementales observées à différentes échelles.



Première partie Contexte scientifique
et objet d'étude : zones humides,
paléoclimats et anthropisation en
contexte égéen

Chapitre 1. Cadre thématique : les zones humides, hydrosystème enregistreur des impacts anthropo-climatiques

Introduction

Dans le langage courant la notion de « zones humides » renvoie très souvent à des espaces mal définis, aux délimitations parfois floues. L'emploi de cette notion assez générale, témoigne d'une acceptation de l'hétérogénéité de l'apparence, de la dimension et de la composition écologique des zones humides. Parties intégrantes de l'hydrosystème, elles font l'objet d'une attention particulière¹ au sein des nombreuses législations à l'échelle nationale (en Grèce : Loi sur l'eau en 2003 et gestion intégrée des ressources en eau en 2007), européenne (Directive Habitats, 1992 et Directive Cadre sur l'eau, 2000²) et internationale avec la convention Ramsar en 1971 (Ramsar, 2001). La formalisation juridique de cet intérêt reste pourtant relativement récente (environ 30 ans). Elle fait écho à une évolution de la sensibilité des sociétés et une évolution récente de ces espaces tant en termes quantitatifs que qualitatifs. En Grèce, comme à l'échelle européenne, cette sensibilité s'est matérialisée par la création de structures visant à pérenniser les fonctions hydro-écologiques et les services écosystémiques³ qui leur sont associés (Costanza et al., 1997 ; Laurans, 2009). Au-delà de l'énumération des milieux que l'on retrouve dans le terme générique de « zones humides », la convention Ramsar reconnaît « *l'interdépendance de l'Homme et de son environnement* » d'une part et considère « *les fonctions écologiques fondamentales des zones humides en tant que régulateur du régime des eaux et en tant qu'habitats d'une flore et d'une faune caractéristiques* » d'autre part.

Les zones humides sont façonnées par des flux hydrologiques et de matières dont la dynamique dépend essentiellement des propriétés du bassin versant et des nappes hydrogéologiques qui les alimentent. Ces propriétés sont en partie héritées de processus longs et conditionnent le fonctionnement actuel de ces milieux. Pour comprendre et gérer les environnements actuels, il apparaît essentiel de proposer un modèle de leur évolution sur le temps long. La recherche intègre également un questionnement plus global sur les

¹ En terme qualitatif (ressource en eau), quantitatif (surface totale, nombre, etc.), tout comme en termes de milieu et d'habitat pour leurs services écosystémiques reconnus.

² Voir les références dans les sites internet consultés.

³ Les services écosystémiques sont définis comme étant les bénéfiques que les êtres humains tirent du fonctionnement des écosystèmes.

variables de contrôles (naturelles et/ou anthropiques) et leur réactivité (ou non) face aux perturbations. En effet, les petites tourbières, les vastes plaines alluviales ou les étendues palustres et lacustres, possèdent des sensibilités spécifiques aux changements des variables et proposent des réponses aussi hétérogènes spatialement que temporellement. C'est pourquoi chacune d'elle fournit des informations complémentaires sur l'évolution globale des paléoenvironnements.

Afin de présenter le cadre thématique de la thèse, nous définirons d'abord les « zones humides » et les différentes approches envisagées pour les étudier (1.1) ; puis nous aborderons le fonctionnement climatique méditerranéen, ses fluctuations et ses enregistrements au cours de l'Holocène (1.2) ; avant de montrer l'attrait et le rôle des zones humides dans le processus d'anthropisation dans le Nord de l'Égée (1.3) ; puis d'aborder la complexité des interactions sociétés-environnement depuis le Néolithique, pour lesquelles les zones humides constituent un des supports privilégiés d'enquête (1.4).

1.1. Les zones humides : espaces sensibles diversifiés

1.1.1. Tentative de définition

1.1.1.1. Un large éventail de milieux et leur répartition

Définition. - Derrière la représentation imagée d'un espace de transition entre l'eau et la terre, les zones humides sont en réalité des espaces complexes aux multiples fonctionnalités. Selon Cizel (2010), la définition des zones humides répond à un double besoin (1) de mieux cerner écologiquement des milieux différents et (2) de pouvoir leur appliquer des textes de protection spécifiques. La première définition retenue considère les zones humides comme « *des étendues de marais, de fagne⁴, de tourbière ou d'eau naturelle ou artificielle, permanente ou temporaire où l'eau est stagnante ou courante, d'eau saumâtre ou salée, y compris des étendues d'eau marine dont la profondeur à marée basse ne dépasse pas 6 mètres* » (www.ramsar.org). Cette définition issue de la convention Ramsar de 1971, intègre une vision très large incluant tous les lacs et rivières, les aquifères souterrains, les marécages et marais, les prairies humides, les tourbières, les oasis, les estuaires, les deltas et les étendues intertidales, les mangroves et autres zones côtières, les récifs coralliens et tous les sites artificiels tels que les bassins de pisciculture, les rizières, les réservoirs et les marais salants.

Bien que présentes dans la plupart des domaines climatiques mondiaux, les zones humides ne sont pas réparties de façon uniforme à l'échelle globale. Les hautes latitudes sont plus favorables compte tenu des températures plus basses qui limitent l'évaporation et du pergélisol qui contraint l'infiltration. Néanmoins, dans le contexte des latitudes

⁴ Terme wallon indiquant un petit marais ou lande marécageuse surélevé.

moyennes, elles recouvrent une grande diversité de contextes géomorphologiques et hydrologiques (chapitre 2). Les zones humides ont vu leurs superficies diminuer considérablement⁵ au cours du 20^e siècle et leur état écologique se dégrader (Ramade, 2005). Depuis plusieurs décennies, les politiques publiques de conservation semblent en mesure de permettre un maintien voire une reconquête spatiale et sociale des zones humides.

1.1.1.2. Diversité des caractérisations

La diversité des faciès de zones humides est l'une des principales difficultés dans la caractérisation de ces milieux. À la définition très large mentionnée dans la convention Ramsar (1971), vient s'opposer une définition beaucoup plus restrictive retranscrite dans les différentes législations nationales, à l'instar de la loi sur l'eau en France, qui repose sur des critères pédologiques et botaniques précis⁶. Cette dernière est avant tout une approche classificatrice (classification des types de sols et d'habitats) qui ne prend pas en compte les dynamiques spatio-temporelles des zones humides. Cela correspond à une démarche, appelée « **approche par les formes** » comme l'a définie D. Gramond (2013). Elle se caractérise par une description des unités biophysiques de zones humides (liste des espèces et des habitats, classe d'hydromorphie des sols, etc.) et sert de base pour la définition du « capital naturel » de l'espace. Cette vision « statique » et « structurale » des zones humides est peu adaptée à une approche évolutive des paysages et de leur histoire.

La deuxième approche est celle des processus dits « **en cascade** » (Gramond, 2013). Elle relie les composantes par le biais de mécanismes successifs. On peut citer par exemple la décomposition de la biomasse végétale qui s'accumule sous forme de matière organique avant de subir le processus d'humification. Cette approche reste partielle, bien qu'elle prenne en compte les aspects dynamiques, car sa lecture est trop linéaire et fait abstraction de la complexité des potentielles rétroactions.

La troisième approche est qualifiée **d'approche par les processus-réponses** correspondant à une approche écologique complète. Elle intègre les ajustements des éléments du système en réponse aux processus actifs. À titre d'exemple, une perturbation dans la temporalité des apports hydrologiques à la zone humide induit une modification du bilan hydrique et donc de son hydromorphie. Par répercussion, la pédogénèse des sols va également se trouver affectée, provoquant une réponse de la végétation (retard dans la croissance végétative, forte production de biomasse ou changement des espèces) qui est elle-même susceptible d'influencer les conditions hydrologiques et physico-chimiques des sols.

À partir de ce constat, dans ce travail les zones humides seront abordées non seulement à travers leurs formes mais également à travers leurs flux (entrées et sorties des

⁵ À l'exception des zones humides « artificielles », produites par les sociétés.

⁶ Arrêté du 24 juin 2008 précisant les critères de définition et de délimitation des zones humides en application des articles L. 214-7-1 et R. 211-108 du code de l'environnement.

apports hydrologiques, sédimentaires, etc.). Elles peuvent alors être caractérisées par un état d'équilibre dynamique (appelé métastable par les écologues), qui est transitoire dans l'espace (écotones entre milieux aquatiques et terrestres) et dans le temps (atterrissement ou paludification). Par homologie avec la théorie de l'iceberg, le paysage d'une zone humide n'est que la partie «visible» (les formes) structurée par les variables d'ajustements intervenant en réponse aux variables de contrôle. Cette approche intègre le rôle des héritages naturels (héritages glaciaires, etc.) et humains à différentes temporalités (Lespez 2008 ; Marinova, 2009 ; Gramond, 2013 ; Filipovic et al., 2014 ; Valamoti, 2015).

La vision « statique » et « structurale » des zones humides n'est pas adaptée à une approche évolutive des paysages et de leur histoire. La variété et la variabilité des zones humides, visibles à travers la biodiversité, méritent d'être considérées comme étant évolutives et non seulement énumératives (Gramond, 2013).

1.1.1.3. Délimitation d'une zone humide

Qu'elle soit naturelle ou le produit d'aménagements humains (barrages, réservoirs, étangs, rizières, etc.), l'incertitude concernant l'estimation de sa surface provient de la fluctuation des niveaux d'eau et des surfaces temporairement recouvertes. Les conditions sont favorables à la constitution de zones humides dès lors que le bilan de l'eau est excédentaire ou équilibré, permettant une humidité permanente ou récurrente. Leur classification est souvent fondée sur la permanence de l'eau (annuelle, saisonnière, etc.), la profondeur d'eau, la dynamique de l'eau (courante ou stagnante), mais aussi sur la spécificité des sols (hydromorphie, tourbe, etc.) et les types de faune et de flore qui lui sont associés. En l'absence de forçages anthropiques, l'hydrologie est le facteur déterminant l'établissement et la maintenance d'une zone humide. Son régime hydrologique est déterminé par le bilan hydrique qui s'exprime par l'équation (Hollis, 1992) :

$$V_t = V_{t-1} + (P - I) + Q_i + G_i - E_o - E_t - Q_o - G_o \pm T \pm (H)$$

Où :

V_t est le volume d'eau dans la zone humide à l'instant t ;

V_{t-1} est le volume d'eau dans la zone humide à l'intervalle de temps $t-1$ et les transferts associés qui ont lieu entre $t-1$ et t ;

P correspond aux précipitations reçues directement par la zone humide ;

I est l'évaporation à partir de l'eau interceptée par les feuillages des plantes de la zone humide ;

Q_i correspond aux apports des cours d'eau et à l'écoulement de surface à la zone humide ;

G_i est l'apport des nappes phréatiques à la zone humide ;

- E_o est l'évaporation à partir des zones en eau libre ;
- E_t est l'évaporation provenant de la végétation et des sols de la zone humide ;
- Q_o est le ruissellement au départ de la zone humide ;
- G_o est la recharge de la nappe phréatique à partir de la zone humide ;
- T représentent tous les apports (+) ou les sorties (-) de la marée à partir de la zone humide ;
- H représentent tous les retraits (- ; pompage, irrigation, etc.) ou les apports (+ ; effluents) d'eau d'origine anthropique à la zone humide.

Bien que l'eau soit le principal facteur contrôlant la vie animale et végétale dans ce milieu, les zones humides restent associées au domaine continental. Leur étendue est ainsi vouée à évoluer voire à se combler plus ou moins rapidement, par les apports sédimentaires exogènes ou l'accumulation in situ de matière organique.

1.1.1.4. Fonctionnalités et enjeux

Reconnaissance fonctionnelle. – Les zones humides possèdent des fonctions régulatrices (régulateur hydrologique et écologique), situées à l'interface entre les milieux terrestres, aquatiques et les sociétés humaines. Cela leur confère un intérêt particulier pour la compréhension des interactions société-environnement sur le temps long. D'après Gramond (2013), ces interactions sont dominées par trois phases principales correspondant à l'évolution de la perception des zones humides :

- Une première période (difficile à borner chronologiquement) d'**attrait** pour les zones humides de la part des populations préhistoriques s'est amorcée dès le Mésolithique puis s'est renforcée lors de la néolithisation de l'Europe. Ce rapport de confiance, malgré les contraintes, s'est imposé grâce aux propriétés nourricières des zones humides (Gramond, 2013). Néanmoins, derrière cette tendance générale, la réalité quotidienne des populations aux abords des zones humides est sûrement plus complexe (Petrequin et al., 2002). Les contraintes sont déjà prégnantes (fluctuation des niveaux d'eau, accessibilité, etc.) et ne doivent pas être minimisées dans nos représentations. Elles enjoignent les sociétés à s'adapter et à réajuster leurs pratiques pour pouvoir bénéficier des avantages vitaux qu'offre la proximité des zones humides ;
- Une deuxième phase de **méfiance** vis-à-vis des zones humides a ensuite dominé les interactions sociétés-environnement du fait de l'insalubrité, des maladies (malaria, etc.) qu'elles véhiculaient. Une volonté d'assainissement

qui s’amorce à l’époque historique dans le monde méditerranéen a longtemps prévalu dans ces rapports ;

- Depuis quelques décennies, la volonté de **préservation**, au moins de la part des organes politiques décisionnels, est inscrite dans la perspective globale d’évolution des zones humides. Ce nouveau regard résulte de la reconnaissance de leur multifonctionnalité et de leur attractivité. Cette perception conduit vers des actions de « remise en état », de « valorisation », de « patrimonialisation » appelée parfois « requalification » (Gramond, 2013).

Dans le cadre de ce travail, les zones humides considérées (chapitre 2), quelque soit leur type de fonctionnement et leur dimension (mare, marais, lac, etc.), sont toutes connectées à des systèmes fluviaux. Contrairement à certaines zones humides observables en domaine littoral, les espaces investigués peuvent être appréhendés dans une approche systémique, sous l’influence directe de la dynamique fluviale.

1.1.2. Approches spatio-temporelles des zones humides

1.1.2.1. Approche systémique

En hydrologie comme en géomorphologie, deux concepts complémentaires sont employés afin de caractériser la dynamique des cours d’eau et des espaces associés. Le premier concept, proposé par Schumm (1977), est celui du « système fluvial ». Il définit les interactions d’un cours d’eau avec son bassin versant. Ce concept repose sur une considération des échanges longitudinaux au sein du bassin versant, lui-même subdivisé en trois zones au fonctionnement distinct :

- La **zone de production** située à l’amont est composée des versants ayant la plus forte pente, dont la fonction principale est la production de sédiments et de vallons élémentaires jouant le rôle de premier collecteur sédimentaire. Il s’agit des têtes de bassin versant, dont les vallées, souvent encaissées, sont parcourues par des cours d’eau de premiers ordres d’un point de vue hydrologique (Horton, 1945). Les processus érosifs dominent sur les versants. Les zones humides concernées sont de type ombrogène⁷ et associées à des tourbières de versant, des prairies humides, (etc.) ou topogène lorsqu’elles sont liées aux discontinuités de l’écoulement (lac d’altitude, moraines, etc.) ;
- Plus à l’aval, la **zone de transfert** se caractérise par une évacuation des sédiments par les flux hydrologiques, vers la partie aval du système. Ce processus nécessite une énergie importante pour pouvoir transporter tous les sédiments provenant de

⁷ Espace dont l’alimentation en eau se fait exclusivement par les précipitations.

l'amont malgré une diminution de la pente. Ce sont les apports hydrologiques des affluents et la concentration des flux qui vont permettre ce transfert. On y trouve des zones humides qui constituent des annexes hydrauliques de chenal (bras mort, zone d'expansion de crue régulière, etc.) ;

- Enfin, la dernière zone du système est nommée **zone d'accumulation** car la diminution de l'énergie du cours d'eau ne permet plus (ou faiblement, selon les conditions hydrologiques) l'évacuation des sédiments du système. Là encore, la diminution de la pente est le facteur principal expliquant le stockage des sédiments et de leur accumulation. Les discontinuités sédimentaires verticales s'atténuent au profit d'une homogénéisation des profils et un renforcement des discontinuités latérales (Allée, 2003). Un modèle d'accumulation latérale se surimpose à la logique d'aggradation verticale observée en amont. On retrouve la majorité des zones humides dans les plaines alluviales, les deltas et les estuaires, qui composent de nombreuses annexes hydrauliques (lagons, espace marécageux, lac, etc). Elles possèdent une plus forte intégration spatiale et demeurent plus propices à l'archivage sédimentaire.

D'une manière générale, de l'amont vers l'aval, avec l'atténuation de la pente et de la taille des sédiments transportés, les zones d'accumulation et les plaines alluviales en particulier favorisent la mise en place de zones humides. Comme le soulignent Bravard et Petit (1997), une plaine alluviale est une zone d'accumulation où le déstockage peut néanmoins intervenir régulièrement sous forme de dynamique érosive locale. Cette approche systémique permet d'intégrer l'ensemble du parcours des flux au sein du bassin versant et ne se limite pas à l'étude des relations entre composantes mesurables. Deux flux distincts, mais en interaction, régissent le système fluvial : les flux hydrologiques et les flux solides. Le premier se compose d'un écoulement de base et des écoulements de crue issus de la saturation des sols (ruissellement hortonien) ou du refus d'infiltration (Bravard et Salvador, 2009). Les flux solides dépendent quant à eux des processus d'altération de la roche (nature du substrat), de l'érosion du sol ainsi que des modalités de transport. Dans le cas des zones humides, ce flux solide est largement dépendant de la capacité de transport des cours d'eau qui les alimentent. Néanmoins, le concept de système fluvial est parfois jugé trop restrictif, ne considérant que le gradient longitudinal des flux d'eau et de sédiments (Amoros et Petts, 1993).

1.1.2.2. Approche hydrosystémique

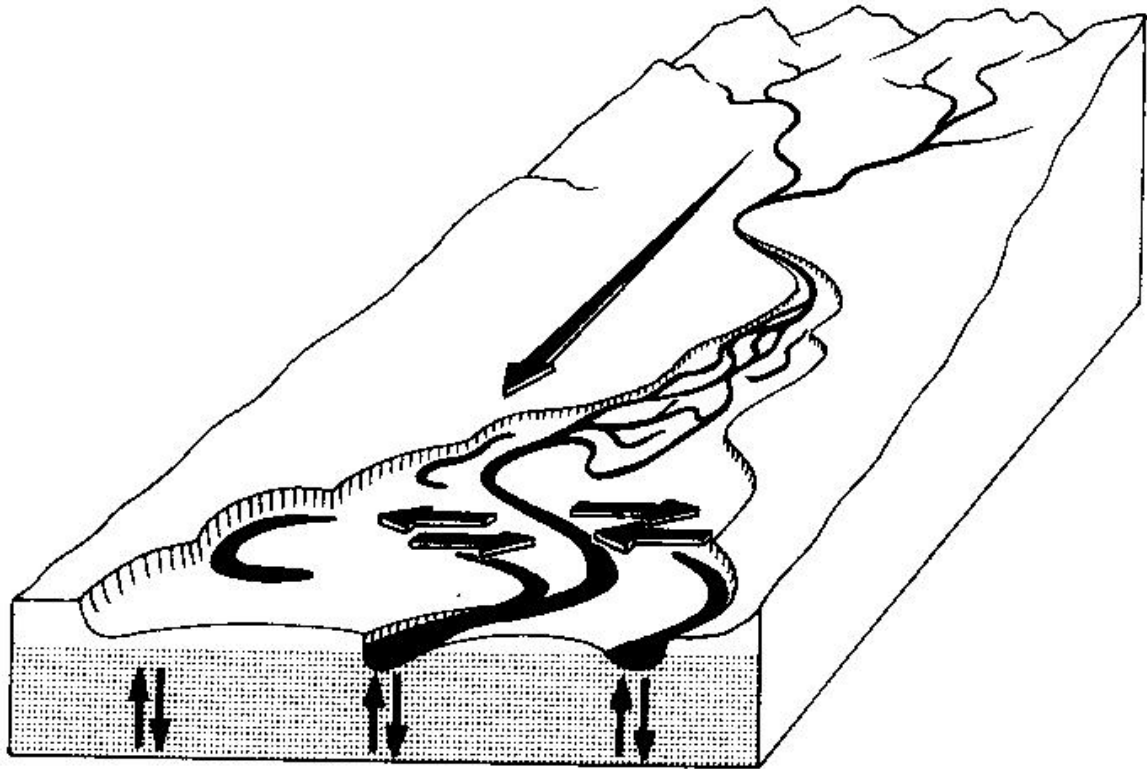


Figure 1.1 : Concept d'hydrosystème indiquant la tridimensionnalité des flux (longitudinale, transversale et verticale) (Amoros et Petts, 1993).

Certains chercheurs ont donc développé le concept d'**hydrosystème** (Amoros et al., 1988 ; Amoros et Petts, 1993 ; Fig.1.1). Il intègre les processus biologiques, les échanges verticaux et latéraux dans la compréhension des dynamiques fluviales. La considération des échanges verticaux, qu'ils soient souterrains ou atmosphériques (les changements climatiques, les actions anthropiques, la tectonique ou la variation du niveau marin), permet par exemple d'expliquer les excédents et les déficits hydrologiques d'une zone humide, sans la dissocier des dynamiques amont/aval du système fluvial. Les processus hydrologiques et l'utilisation de l'eau en amont et en aval du bassin versant déterminent son équilibre et les conditions de « seuil » pour le maintien d'une zone humide. L'hydrosystème se démarque du système fluvial en reconnaissant chaque espace en tant que complexe écologique formé d'unités spatiales emboîtées et reliées par des flux (Bravard, 1998). Il ne s'agit plus de considérer uniquement un espace tel que la plaine alluviale comme une aire de stockage mais également comme un milieu, où se développent des organismes vivants spécifiques. Lorsque les conditions hydrologiques changent, même légèrement, les organismes vivants réagissent par des changements généralisés (richesse des espèces et productivité de l'écosystème) (Parisopoulos, 2011). Les zones humides sont parties intégrantes du dynamisme de l'hydrosystème. On associe souvent à ce concept des qualificatifs permettant de le décliner en fluvial, anthropisé,

méditerranéen, etc. Dans notre cas, nous parlerons d'hydrosystème de zone humide dans sa plus large acception.

Aux trois dimensions spatiales (verticale, longitudinale et latérale) vient s'ajouter une dimension temporelle, primordiale dans la perspective d'une approche sur le temps long. L'échelle temporelle va déterminer la permanence, la résilience, les transformations et les métamorphoses des zones humides face aux changements des variables de contrôle. Ces changements induisent la mise en place d'incision à l'amont et de remblaiement discontinu à l'aval qui deviennent les objets de l'analyse paléoenvironnementale et géohistorique. L'emboîtement des échelles spatiales masque parfois la temporalité des processus d'érosion, de transport et de dépôt qui affectent les zones humides. La discontinuité temporelle des forçages à l'origine de ces processus rend plus complexe leur interprétation (Houben et al., 2006 ; Lespez, 2007 ; Verstraeten et al., 2009 ; Hoffmann et al., 2010 ; Brown et al., 2013).

1.1.2.3. Échelle d'étude temporelle

La connexion sédimentaire entre des espaces de dimension et de fonctionnement différents s'enchaîne spatialement et temporellement sous la forme d'un « système en cascade » appelé « **cascade sédimentaire** ». Ce concept correspond, à l'échelle du bassin versant, à un système reliant les zones sources (production sédimentaire) à l'exutoire du bassin (Caine, 1974). La cascade sédimentaire est constituée de connexions dans le temps et dans l'espace qui sont parfois interrompues. L'ensemble des résultats produits par les recherches sur les cascades sédimentaires converge en indiquant que la production sédimentaire (zone source) tend à dépasser l'exportation sédimentaire enregistrée à l'exutoire (Cossart, 2016). L'identification d'un *Sediment delivery problem* (Walling, 1983), incite les géomorphologues à investiguer d'avantage l'agencement des flux sédimentaires en reconnaissant leur complexité et l'absence d'une efficacité permanente dans les transferts. L'objectif est de comprendre les liaisons, les flux et les laps de temps entre chaque compartiment de la cascade sédimentaire. Cela passe par une analyse de la filiation des processus qui activent, ralentissent ou bloquent les connexions sédimentaires (Brierley et al., 2006 ; Cossart et al., 2013). La libération de sédiments depuis l'amont jusqu'à l'aval est estimée en fonction du temps de retour des événements de haute intensité mais de basse fréquence, permettant la reprise en charge du matériel piégé (Madej, 1982). Ainsi de nombreux événements hydrologiques extrêmes peuvent être identifiés et caractérisés dans des archives sédimentaires accumulées sur des millénaires (Macklin et al., 2006 ; Houben, 2008 ; Hoffmann et al., 2010 ; Brown et al., 2013 ; Benito et al., 2015). En se renforçant, la dynamique fluviale rend plus délicate la lecture du temps. Il devient nécessaire de dissocier les temporalités et leurs conséquences pour les zones humides afin de mieux interpréter leurs évolutions et leurs adaptations.

De l'échelle événementielle à l'année hydrologique, les zones humides jouent un rôle d'éponge, en diminuant les vitesses d'écoulement vers l'aval. Elles régulent ainsi les

extrêmes hydrologiques par écrêtement de crue ou soutien d'étiage. Il s'agit donc d'espaces d'échanges privilégiés entre l'eau de surface et la nappe phréatique (drainage ou recharge). Les zones humides interviennent également dans le transport sédimentaire. Elles piègent des sédiments et jouent un rôle de filtre épurateur tant d'un point de vue physique (particules) que chimique (charges en nutriments). Leur rôle est encore plus marqué dans les contextes climatiques où la saisonnalité des apports hydrologiques est fortement marquée. La composition des peuplements dans les zones humides va être d'autant plus originale par rapport aux espaces environnants que le climat méditerranéen présente une saisonnalité très contrastée caractérisée par des périodes sèches. Cette temporalité va structurer les cycles végétatifs des espèces présentes.

De **l'échelle annuelle à l'échelle décennale ou centennale**. Les zones humides sont affectées par des cycles pluriannuels. C'est par exemple le cas pour les flux des grands aquifères (échelle régionale) qui peuvent répercuter une succession d'années hydrologiques exceptionnelles. À cette échelle de temps, les dynamiques hydrosédimentaires vont engendrer progressivement un ajustement morphologique (changement de forme et de style fluvial) et écologique (type de milieu, du biotope, etc.).

De **l'échelle pluriséculaire à l'échelle millénaire (holocène)**, les fluctuations liées aux oscillations pluricentennaires voire millénaires se répercutent également sur la forme et les fonctionnalités de ces milieux. Réciproquement, les zones humides jouent un rôle de contrôle des processus hydroclimatiques⁸ à travers le stockage sédimentaire, hydrologique et de « puits de carbone » (Peiry, 2015).

1.1.2.4. Reconstitution paléoenvironnementale des zones humides

En piégeant les sédiments, les zones humides accumulent les informations paléoenvironnementales sous forme d'archives sédimentaires. Les zones humides servent ainsi de « milieu enregistreur ». L'accès aux archives nous permet de faire appel à la mémoire des milieux afin d'interpréter leur évolution. Elles nous fournissent matière pour reconstituer les dynamiques hydrosédimentaires dans leurs relations avec les changements environnementaux et sociaux affectant le bassin versant. En Europe aux latitudes moyennes, les zones humides se sont révélées être profondément affectées par l'histoire sociale et sont donc de véritables objets archéologiques (Cubizolle et al., 2013). Elles nous informent sur l'utilisation directe du milieu ou de ses marges. Pourtant, leur lecture reste complexe car la formation et la conservation des archives sédimentaires résultent de l'alternance des processus de stockage-déstockage et des multiples discontinuités spatiotemporelles qui interrompent le continuum hydrologique (Allée, 2003). En fonction du type de zone humide et du contexte géographique, les

⁸ On estime que 25 à 30 % de la contribution en carbone des sols et de la végétation sont stockées actuellement dans ces milieux.

enregistrements sédimentaires n'auront pas la même résolution (rythme de sédimentation) ni la même qualité d'information (hiatus et remaniement possible). La qualité des enregistrements sédimentaires est déterminée par des dynamiques internes et externes au système de drainage du bassin versant.

Il est communément admis que l'équilibre d'un hydrosystème est lié au fait que les flux entrants (eau et sédiments) sont équivalents à ceux sortants (Bravard et Petit, 1997). Ce principe fondateur définit le concept « d'équilibre dynamique ». Celui-ci suppose que les systèmes sont capables après une perturbation mineure (crue annuelle ou décennale) de retrouver un état semblable à celui d'origine. Le système reste bel et bien mobile, actif et l'organisation des formes reste stable. La morphologie des zones humides évolue à différentes vitesses et selon différents degrés. Les changements se matérialisent par des transformations verticales, latérales ou surfaciques en fonction des échelles spatiales et temporelles considérées comme pour tous les hydrosystèmes (Fig.1.2).

Après une perturbation le retour à un état stable du système n'est pas immédiat, il intervient après un laps de temps appelé d'hystérésis. Le système peut-être résilient en retrouvant un état semblable à celui d'avant la perturbation, ou, dans bien des cas, se transformer et opérer une véritable métamorphose. Le temps de réponse nécessaire au rétablissement du système vers un nouvel état d'équilibre se divise en deux temps (Knighton, 1984) :

- Un **temps de réaction** qui correspond au temps nécessaire pour que le système achève sa mutation ;
- Un **temps de relaxation** qui correspond à l'intervalle de temps, où le système est à nouveau en équilibre. Cette temporalité se situe entre la fin d'un ajustement post perturbation et l'éventuel début d'un nouveau réajustement. Il s'agit donc du temps de retour à des conditions dites « normales », entre deux périodes de mobilité hydromorphologique.

Les changements naturels sont souvent progressifs, permettant ainsi aux fonctions du système de s'adapter. Par exemple, le comblement d'une zone humide par les sédiments provenant des versants, transportés par le ruissellement puis les cours d'eau, doit être analysé selon une certaine temporalité (pluri annuelle à pluri millénaires). À l'inverse les fluctuations saisonnières de la zone en eau s'appréhendent aux échelles journalières à pluri mensuelles mais ne sont pas en capacité de déstabiliser le système *a priori*.

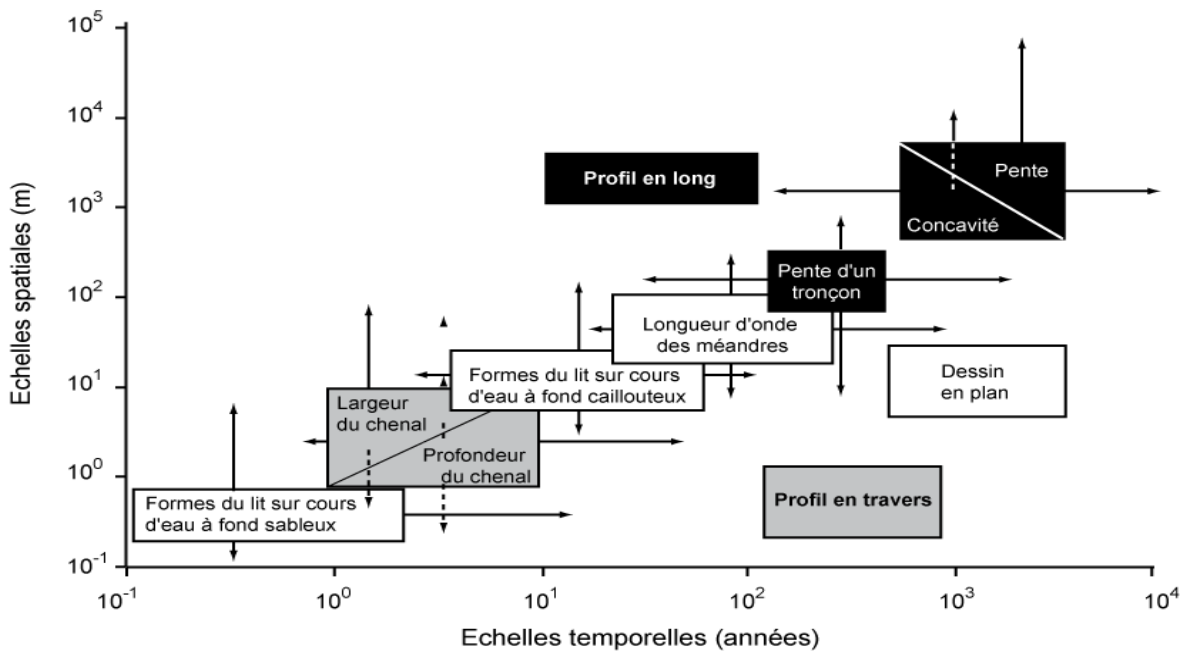


Figure 1.2 : Balance sédimentaire et ajustements en fonction des échelles spatiales et temporelles concernant les formes fluviales (d'après Knighton, 1984).

Les zones humides, le plus souvent situées dans la zone d'accumulation du système fluvial, possèdent des flux solides bénéficiaires. En l'absence d'aménagement anthropique notable, la tendance à l'accumulation domine sur celle de l'érosion et de l'incision. La relative continuité des séquences sédimentaires facilite leur utilisation en tant que source d'information sur la dynamique à long terme de l'environnement. Plus la période d'observation diminue, plus le nombre de variables potentielles d'ajustement se réduit. La représentation des dynamiques d'une zone humide se décompose en plusieurs plans, en fonction des temporalités et des variables considérées (Fig.1.3).

Ce sont les investigations paléoenvironnementales, au sein de zones humides contemporaines ou reliques, qui vont permettre d'appréhender leurs dynamiques sur la longue durée. La représentation des zones humides en profil ou en plan n'est qu'un instantané à l'échelle de leurs stades évolutifs. Ce n'est qu'à l'aide des archives sédimentaires qu'elles conservent qu'il devient possible de définir leur (in)stabilité temporelle et spatiale. On s'interroge alors sur les rythmes et les forçages responsables de leur évolution. Cette approche a déjà été entreprise dans de nombreux contextes et sur des périodes très variables. Afin d'obtenir une représentation diachronique représentative de différents types de contexte, la multiplication des sites d'études permet de mieux discriminer le rôle de chaque variable de contrôle sur l'évolution de la zone humide.

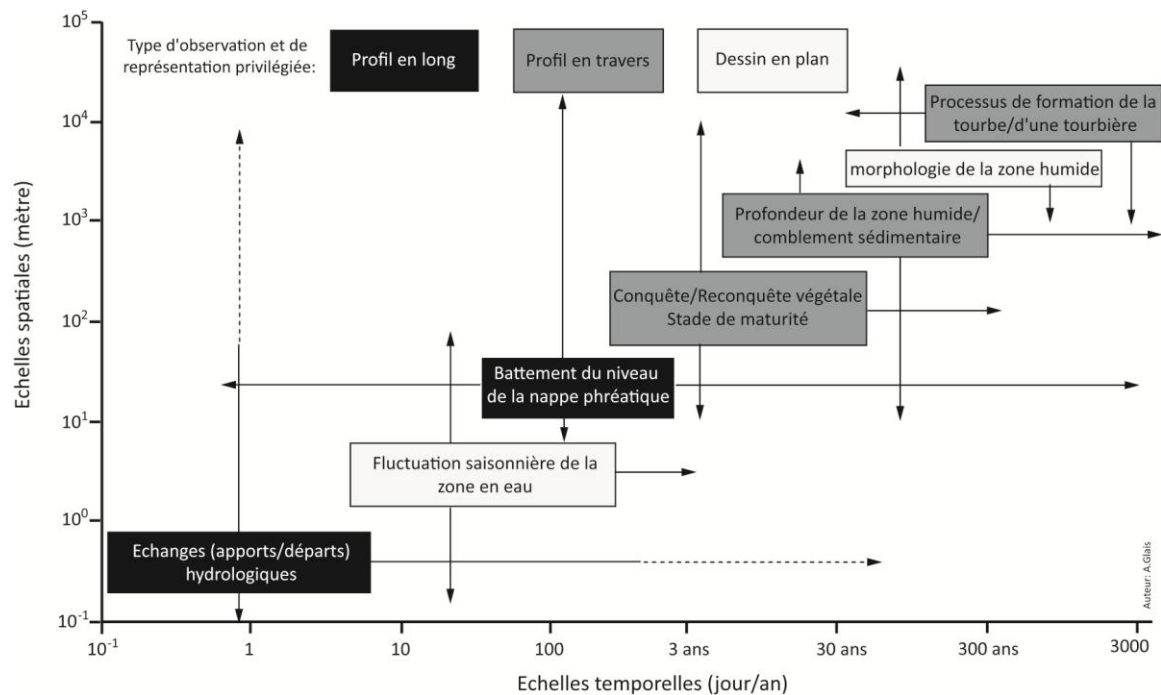


Figure 1.3 : Schéma des ajustements hydrologique, biologique et géomorphologique d'une zone humide selon les échelles spatiales et temporelles considérées.

1.2. Les zones humides méditerranéennes face aux fluctuations climatiques holocènes

1.2.1. Le choix des archives de référence

1.2.1.1. Les archives paléoclimatiques méditerranéennes

La répartition des zones humides sur l'ensemble du pourtour méditerranéen, leur capacité à enregistrer les perturbations à différentes échelles de temps et leur sensibilité au forçage climatique par l'intermédiaire de leur bilan, font de ces milieux des espaces privilégiés pour étudier les fluctuations climatiques au cours de l'Holocène. Avant de définir les connaissances et les archives mobilisables dans notre terrain d'étude, nous présenterons d'abord un bilan des connaissances acquises sur ce facteur primordial pour comprendre l'évolution holocène des zones humides étudiées. Les investigations paléoclimatiques régionales récentes (Fig.1.4 ; Annexe 1) permettent (1) de décrire les grandes fluctuations paléohydrologiques holocènes, (2) de comprendre les principaux facteurs régissant le fonctionnement du climat méditerranéen, ainsi que (3) d'identifier les débats qui persistent sur leur temporalité et leur répartition.

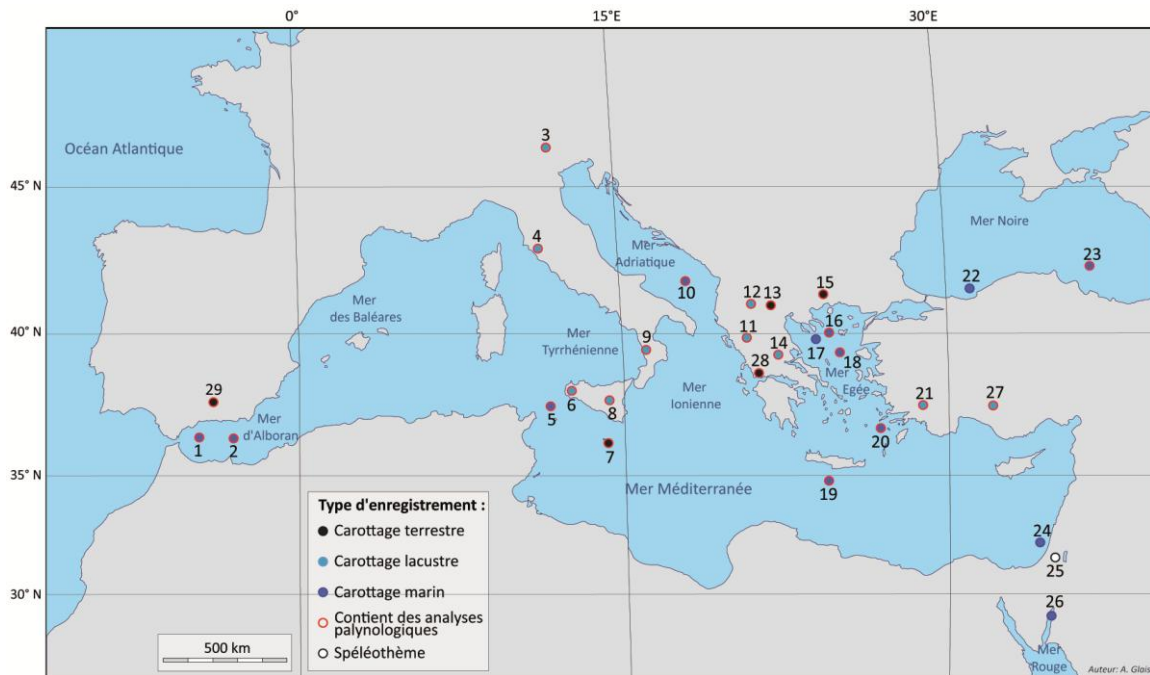


Figure 1.4 : Localisation des principales études paléoclimatiques de référence en Méditerranée.

1.2.1.2. Recherches paléoenvironnementales existantes dans le Nord du monde Égéen

Les recherches paléoenvironnementales réalisées en domaine égéen, sont très nombreuses. Développées depuis les années 1970, l'origine de ces recherches est multiple. Dans de nombreux cas, les analyses ont été initiées dans un objectif de reconstitution paléoclimatique à long terme (e.g. Wijmstra, 1969 ; Greig et Turner, 1974 ; Bottema, 1974 ; Digerfelt et al., 2000 ; Tzedakis 2005 ; Tzedakis et al., 2006 ; Kotthoff et al., 2008a ; Peyron et al., 2011 ; Triantaphyllou et al., 2014 ; Sadori et al., 2016b) ou d'évolution du niveau marin (e.g. Kuhnt et al., 2007 ; Brückner et al., 2010 ; Pavlopoulos et al., 2006, 2013). D'autres investigations paléoenvironnementales ont été stimulées par l'existence d'un contexte archéologique très riche, pour lequel les données se sont avérées nécessaires pour compléter et améliorer l'interprétation des dynamiques du peuplement et des paysages (e.g. Bottema, 1982 ; Atherden et al., 2000 ; Lespez et al., 2000 ; Brückner, 2005 ; Marinova et Thiébaud, 2008 ; Ghilardi et al., 2010 ; 2012 ; Triantaphyllou et al., 2010 ; Morellon et al., 2016 ; Weiberg et al., 2016). Toutes ont contribué à améliorer la compréhension de l'évolution paysagère des zones humides soumises aux différents forçages climatiques et anthropiques au cours de l'Holocène. Les travaux existants dans le contexte régional égéen⁹ (Fig.1.5 ; Annexe 2), constituent dès lors un appui important pour

⁹ Le choix de représenter les études paléoenvironnementales dans un rayon de 400 km autour de notre terrain d'étude ne fait appel à aucune norme ou principe prédéfini. Il résulte d'un choix objectif visant à présenter de façon le plus exhaustif possible les travaux qui font références dans un contexte climatique, biogéographique ou culturel assez proche pour être comparé. Cette

pouvoir discuter des facteurs de forçages et de leur temporalité. Leur référencement et leur localisation sont donc indispensables.

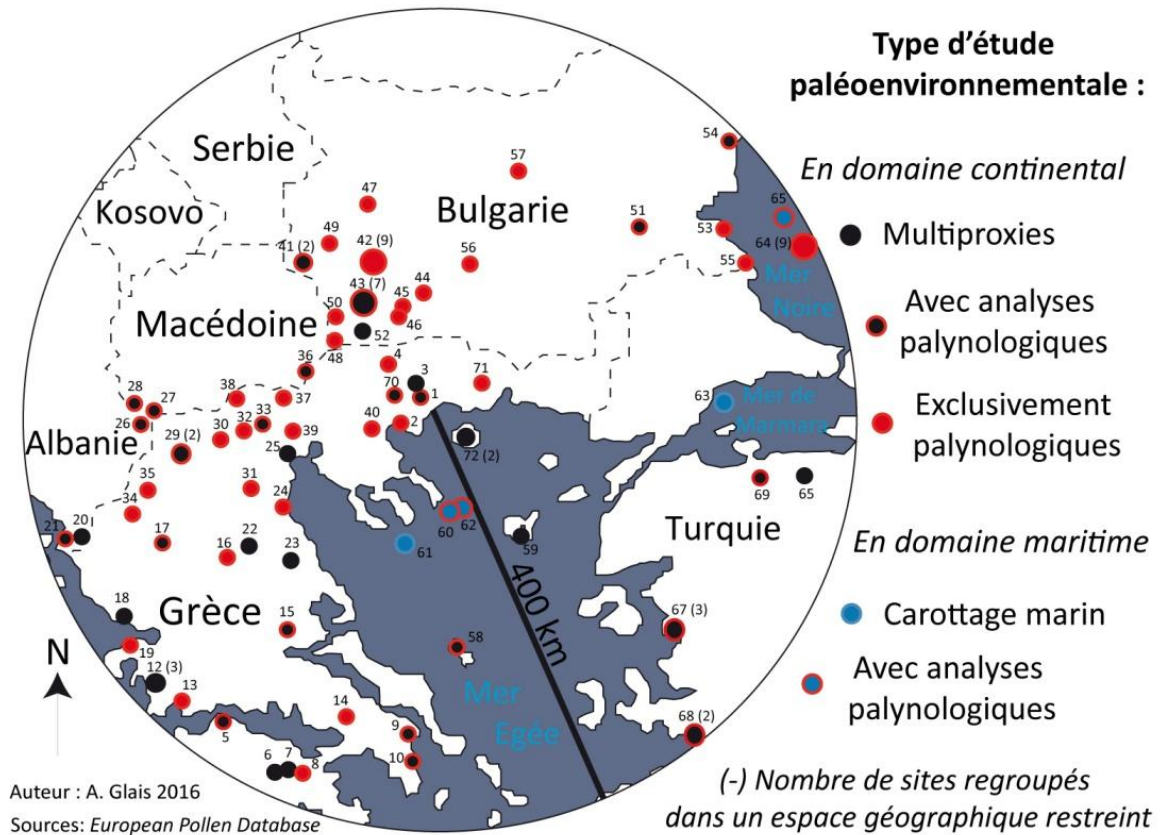


Figure 1.5 : Carte de localisation des principales études paléoenvironnementales situées dans un rayon de 400 km autour de notre zone d'étude et citées dans ce mémoire. (cf. Annexe 2).

Type et répartition des recherches paléoenvironnementales. – Le premier constat qui peut être fait de ce recensement régional concerne la répartition des études paléoenvironnementales. On observe une certaine hétérogénéité spatiale des sites étudiés (Fig.1.5). Tout d'abord, la faible représentation des études menées dans plusieurs pays des Balkans (Albanie, Kosovo, Macédoine, et Serbie) s'explique davantage par l'absence de recherches institutionnelles dans une région instable politiquement pendant plusieurs décennies plutôt que par un contexte paléoenvironnemental défavorable. On constate ensuite une forte prédominance des sites localisés au nord de l'Égée, en particulier en Macédoine grecque et au sud-ouest de la Bulgarie. La conservation des archives paléoenvironnementale y est particulièrement favorable et l'existence de nombreux sites archéologiques, comme c'est le cas plus largement à l'échelle régionale, favorisent également une approche géoarchéologique. Les études proviennent toutes de zones humides (lacs, mares, marais, tourbières ou systèmes fluviaux) propices à l'accumulation

représentation n'exclut pas pour autant les travaux qui sortent de ce cadre, auxquels nous ferons également référence dans ce travail.

et à l'enregistrement des changements environnementaux. Elles se situent dans des espaces montagneux et morcelés où les précipitations sont plus importantes. Au nord-ouest de la Grèce (sites 25 à 34), les archives se situent entre 480 et 1800 m d'altitude tandis qu'au sud-ouest de la Bulgarie (sites 41 à 50) les milieux analysés se situent tous au-dessus de 700 m d'altitude voire même au-dessus de 1500 m pour la grande majorité. Ces positions géographiques conjuguées à des bassins versants de très petite à moyenne dimension (0,5 à 1400 km²), expliquent la multiplication des sites dans un espace aussi restreint. Les autres sites étudiés sont répartis autour du bassin égéen, principalement sur les littoraux (milieu deltaïque ou lagunaire) ou au sein de plaines alluviales de basse altitude.

Le second constat qui peut être établi est la prédominance des analyses palynologiques parmi les méthodes appliquées (Annexe 2). Les informations produites par la palynologie participent, depuis la fin des années 1960, aux prémices des recherches paléoenvironnementales régionales en zones humides (Wijmstra, 1969 ; Bottema, 1974, 1980, 1982 ; Greig et Turner, 1974). Les analyses polliniques continuent toujours d'être développées sur de nouveaux sites (Tonkov et Possnert, 2014 ; Gogou et al., 2016 ; Lespez et al., 2016a) ou pour compléter des investigations multiproxies existantes (Morellon et al., 2016 ; Sadori et al., 2016a ; Shumilovskikh et al., 2016 ; Stock et al., 2016). De même, les analyses et interprétations des diagrammes polliniques sont régulièrement renouvelées ou approfondies (Kouli, 2015 ; Schemmel et al., 2016 ; Filipova-Marinova et al., 2016 ; Peyron et al., 2016).

Ce corpus de sites et d'archives paléoenvironnementales a permis d'accumuler des études de cas et des connaissances sur les forçages responsables des évolutions paysagères. Parmi ces forçages, on trouve en premier lieu les fluctuations climatiques.

1.2.1.3. L'importance du milieu enregistreur et du choix des indicateurs

Choix des indicateurs. - Face aux incertitudes qui caractérisent la modélisation paléoclimatique méditerranéenne et les reconstitutions paléoenvironnementales, les projets pluridisciplinaires et multiproxies se sont multipliés ces dernières années. La détermination du lieu et du milieu enregistreur sélectionné se fait conjointement avec celle des proxies analysés. Le choix des indicateurs utilisés est déterminant puisque les principaux freins à la compréhension des changements climatiques et environnementaux, à différentes échelles temporelles, sont (1) les informations divergentes, (2) les informations lacunaires ou de résolution insuffisante et (3) les incertitudes chronologiques. Plusieurs stratégies existent pour pallier à ces limites inhérentes aux recherches paléoenvironnementales :

- Des **études multiproxies** à partir d'une zone d'étude circonscrite, d'un site ou un carottage donné (e.g. Triantaphyllou et al., 2009b, 2014 ; Lespez et al., 2016)

- Des **comparaisons entre deux ou plusieurs sites à partir d'un indicateur commun** (e.g. Kuhnt et al., 2008 ; Dormoy et al., 2009 ; Kotthoff et al., 2011 ; Roberts et al., 2011 ; Peyron et al., 2013 ; Triantaphyllou et al., 2014)
- La richesse des données a permis de proposer des **modélisations ou des synthèses régionales réalisées à partir pour de nombreux indicateurs**. C'est le cas avec les reconstitutions paléoclimatiques et/ou paléoenvironnementales reposant sur des enregistrements paléohydrologiques (Fletcher et Zielhofer, 2013 ; Magny et al., 2013), du signal incendie (Vannière et al., 2016), palynologiques (Tzedakis, 2007 ; Combourieu-Nebout et al., 2009 ; Gogou et al., 2016 ; Peyron et al., 2016), géomorphologiques (Benito et al., 2015)

Ces approches sont complémentaires et font intervenir de nombreux indicateurs géophysiques (susceptibilité magnétique, résistivité électrique, etc.), géochimiques (isotopes stables, variation de salinité, etc.), paléobiologiques (palynologie, malacologie, signal incendie, etc.), ou sédimentologiques (granulométrie, téphrostratigraphie, etc.).

1.2.1.4. La saisonnalité des précipitations et des températures

Le bassin méditerranéen est défini sur le plan climatique par un climat saisonnier contrasté, caractérisé par une sécheresse estivale (e.g. Maheras et al., 2001 ; Harding et al., 2009). Cela induit une variabilité saisonnière de la superficie des zones humides et de la végétation qui s'y développe. Du fait de leur forte sensibilité et de leur vulnérabilité aux changements climatiques et de la réduction considérable de leur nombre et de leur surface, au cours des dernières décennies¹⁰, les zones humides font l'objet d'attentions particulières de la part des scientifiques, des politiques et de nombreuses organisations de protection de la nature ou des paysages remarquables. De plus, à ces latitudes moyennes tempérées, la moyenne saisonnière des précipitations induite par de larges ondulations de la circulation zonale masque l'existence d'une importante variabilité spatiale.

1.2.1.5. Un gradient Ouest/Est des conditions climatiques

L'asymétrie zonale, dans la répartition des déficits hydriques, est régie par les différences d'évaporation ou d'évapotranspiration et des précipitations. D'après les études menées au cours de la période 1988-2005 sur l'ensemble du bassin méditerranéen, l'évaporation potentielle est plus importante (en moyenne) que les précipitations qu'il reçoit (Romanou et al., 2010). Le déficit moyen en eau sur la période est de 2,4 mm/jour ; déficit qui doit néanmoins être nuancé par l'existence d'un gradient Nord-Ouest/Sud-Est allant de 1,1 mm/jour en Méditerranée occidentale à 3,5 mm/jour dans la partie orientale (Fig.1.6.a) ; (Romanou et al., 2010). Le gradient (longitudinal) qui caractérise le bilan

¹⁰ Perte d'au moins 50% des zones humides depuis 1900 selon le rapport de « l'observatoire des zones humides méditerranéennes » de 2012.

hydrologique global dans le bassin méditerranéen repose essentiellement sur les valeurs importantes de l'évaporation. Les précipitations moyennes tombent dans des proportions bien inférieures et ne peuvent combler le départ d'eau vers l'atmosphère. D'après le bilan hydrologique global, les conditions au Nord de la Mer Égée devraient être moins déficitaires (entre 0,3 et 1,7 mm/jour environ) que la moyenne du bassin méditerranéen. Ce constat éclipe cependant un autre attribut majeur du climat méditerranéen : sa variabilité interannuelle.

1.2.1.6. Irrégularité des précipitations

La forte variabilité du bilan hydrologique dans le bassin méditerranéen est plus marquée dans la mer ionienne ($> 2,4$ mm/jour) et dans la mer Noire (2-2,4 mm/jour) ; (Romanou et al., 2010) ; (Fig.1.6 b et f). Les mêmes auteurs ont montré que cette irrégularité est essentiellement due aux changements interannuels des précipitations. La forte variabilité des apports atmosphériques est d'autant plus déterminante sur le budget hydrologique régional, qu'elle est encore plus significative dans les régions où les précipitations sont les plus fortes (Fig.1.6.e).

La forte variabilité spatiale et temporelle des précipitations constatée aujourd'hui n'est pas une découverte récente. Elle s'inscrit dans la continuité des études paléoclimatiques menées à l'échelle du bassin méditerranéen, qui attestent déjà d'une forte variabilité climatique spatiale et temporelle au cours de l'Holocène.

Afin de comprendre les mécanismes qui régissent ces évolutions à différents pas de temps, il est primordial de décrire l'organisation des grandes masses d'air et des principaux mécanismes de contrôle. En Méditerranée et particulièrement en Méditerranée orientale, les conditions correspondent à celles d'une **zone de transition climatique**, influencée par les interactions entre les systèmes climatiques d'Europe, d'Asie et d'Afrique du Nord (Lionello et al., 2006 ; Harding, 2007 ; Harding et al., 2009).

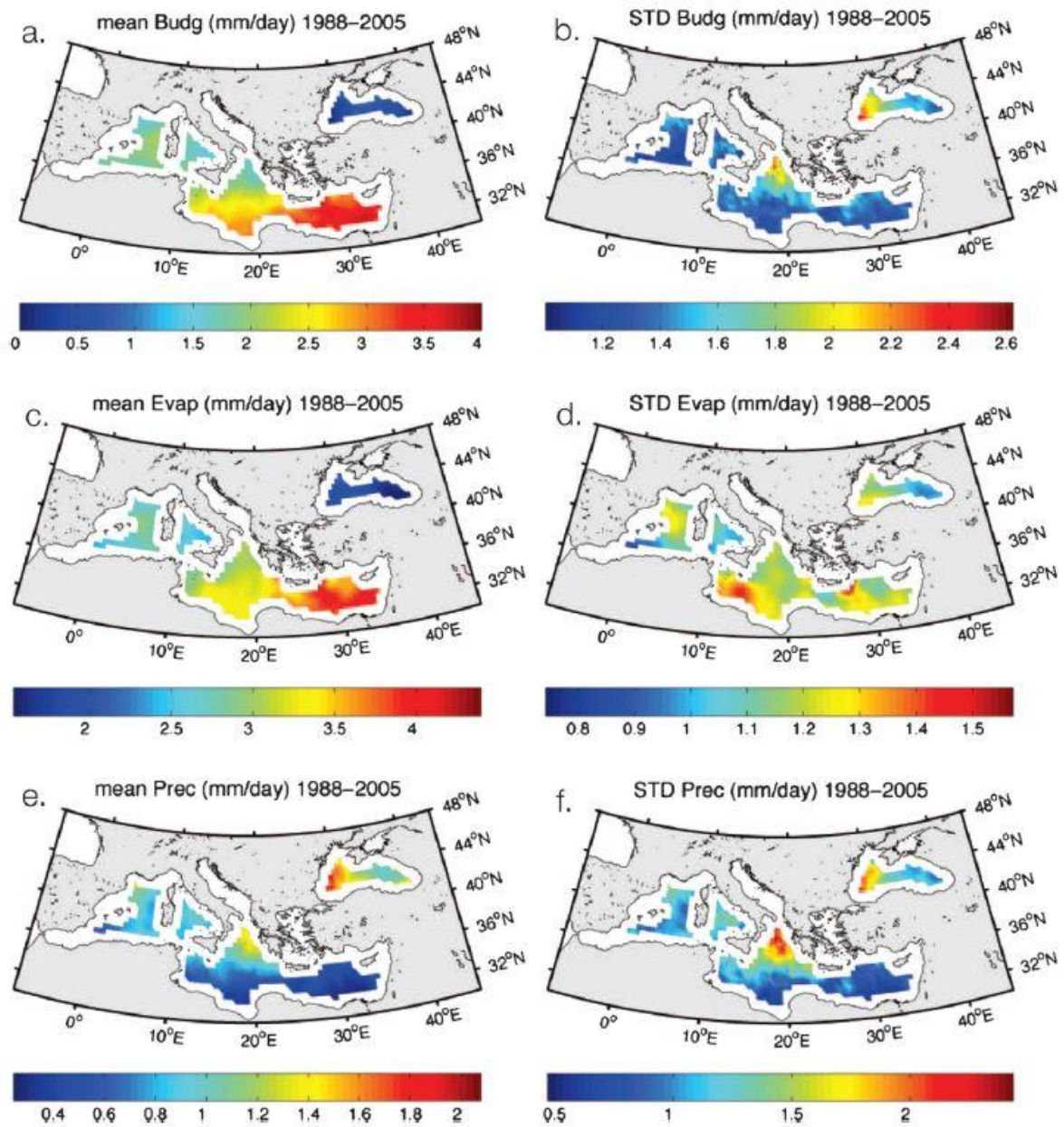


Figure 1.6 : Variabilité interannuelle du budget hydrologique en mer Méditerranée entre 1988 et 2005 ; (Romanou et al., 2010). Les mesures proviennent des données satellites de "HOAPS-3" (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes) (Andersson 2009). À gauche, les situations (a), (c) et (e) présentent les états climatologiques moyens, tandis qu'à droite, les situations (b), (d) et (f) représentent la variabilité interannuelle pour les mêmes données. (a) et (b) font référence au bilan d'eau douce (E-P) ; (c) et (d) à l'évaporation dans le bassin et (e) et (f) aux précipitations. Toutes les valeurs sont en mm.jour⁻¹.

1.2.2. Les fluctuations climatiques holocènes

L'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires identifiées au cours du Quaternaire à partir de l'étude de carottages marins, terrestres et glaciaires (Groenland et

Antarctique), a permis de produire une chronologie universellement reconnue jusqu'à la dernière période interglaciaire (« stade 1¹¹») que constitue l'Holocène.

1.2.2.1. Le retour vers un interglaciaire : réchauffement, humidité et remontée progressive du niveau marin

La phase de transition du dernier maximum glaciaire (LGM) vers l'Holocène n'est pas une évolution progressive vers les conditions plus chaudes et plus humides de l'Holocène. Cette transition est marquée par plusieurs oscillations de périodes froides et sèches telles que le Dryas Ancien (= fin du Tardiglaciaire) ou le Dryas Récent (12500-11700 cal BP ; 10550-9750 cal BC), et de périodes aux conditions tempérées (Bolling/Allerod ; 14700-12500 cal BP ; 12750-10550 cal BC ; Combourieu-Nebout et al., 2009 ; Dormoy et al., 2009 ; Kotthoff et al., 2011).

Suite à la déglaciation initiée à la fin du LGM, l'espace égéen comme l'ensemble du monde méditerranéen connaît une remontée globale du niveau marin (e.g. Lambeck, 1995 ; Fouache et Pavlopoulos, 2005 ; Vött, 2007 ; Ghilardi et al., 2012 ; Avramidis et al., 2014). L'élévation enregistrée dans le golfe thermaïque (Grèce du Nord) est d'environ 120 mètres au cours des dix-sept derniers millénaires (Lambeck, 1995 ; Pirazzoli, 1996 ; Ghilardi 2007). Cette élévation s'est faite essentiellement entre 17000 et 10000 cal BP (15050-8050 cal BC) avec une remontée du niveau marin d'environ 85 mètres sur la période (Vouvalidis et al., 2005). Un ralentissement de la remontée a lieu au cours de l'Holocène et s'achève par une élévation variable entre 0,5 et 2 mètres pour toute la période historique (2000-0 cal BP ; 50 cal BC à nos jours), selon la stabilité tectonique des littoraux analysés (Fouache et al., 2005 ; Vouvalidis et al., 2005).

1.2.2.2. Les grandes phases climatiques de l'Holocène

Avant d'évoquer dans le détail les différentes phases climatiques de l'Holocène, nous avons choisi de les présenter selon la terminologie classique (Holocène Ancien, Moyen et Récent) sans préétablir de limites chronologiques. Il existe pourtant bel et bien des subdivisions de l'Holocène reposant sur des événements climatiques à l'échelle globale (Walker et al., 2012) ou sur des tendances climatiques à l'échelle du bassin méditerranéen (eg. Jalut et al., 2009 ; Francke et al., 2013). Les limites seront évidemment évoquées dans cet état de l'art où la tripartition du climat holocène est adoptée par convention, tout en ayant conscience que les limites sont toujours discutées et que les débats sur le découpage temporel de l'Holocène en Méditerranée ne sont pas tranchés unanimement.

L'Holocène Ancien : vers des conditions plus humides et une saisonnalité marquée. – La première période de l'Holocène fait relativement consensus sur son commencement autour de 11700 cal BP (9750 cal BC) et sur les conditions qui prévalent au

¹¹ « stades isotopiques de l'oxygène (OIS) » ou « stades isotopiques marins (MIS) »

sein du bassin méditerranéen (Peyron et al., 2016). À partir du début de l'Holocène Ancien, sur la majorité des sites de référence (Fig.1.4), le climat tend progressivement vers des conditions plus humides que lors des phases antérieures. Cette période est qualifiée dans la littérature « d'optimum climatique » holocène puisqu'elle permet le développement d'une végétation forestière tempérée sur une large portion du pourtour méditerranéen. Ce constat est fait à partir des données acquises en domaine maritime (e.g. Kuhnt et al., 2007 ; Kotthoff et al., 2008a ; Dormoy et al., 2009 ; Triantaphyllou et al., 2009a, 2009b) comme en domaine continental (eg. Digerfeldt et al., 2007 ; Kotthoff et al., 2011 ; Peyron et al., 2011 ; Aufgebauer et al., 2012 ; Francke et al., 2013 ; Cvetkoska et al., 2014). Des nuances doivent toutefois être apportées à ce schéma. Des résultats récents interrogent sur l'existence d'un Holocène Ancien humide dans toute la région méditerranéenne (e.g. de Beaulieu et al., 2005 ; Tzedakis, 2007 ; Vannière et al., 2008 ; Magny et al., 2013 ; Peyron et al., 2016). La chronologie climatique du début de l'Holocène ne semble pas uniforme pour toute la Méditerranée (Jalut et al., 2009 ; Magny et al., 2011a). Dans certaines études de l'ouest et du centre de la Méditerranée le début de l'Holocène, appelé Pré-Boréal en Europe occidentale (11700-10600 cal BP ; 9750-8650 cal BC), coïncide avec des conditions de sécheresse importante (Carrión et al., 1999 ; Carrión, 2002 ; Zielhofer et Faust, 2008 ; Fletcher et al., 2010 ; Magny et al., 2011b ; Combourieu-Nebout et al., 2013 ; Desprat et al., 2013). Les conditions humides et chaudes interviennent plus tard, à partir de 10600 cal BP (8650 cal BC) voire 10100 cal BP (8150 cal BC ; Lawson et al., 2004 ; Magny et al., 2011b, 2013 ; Desprat et al., 2013), lors de la période climatique dénommée Boréal dans la terminologie d'Europe occidentale. Ce schéma d'un premier millénaire de l'Holocène aux conditions climatiques très sèches se retrouve au sud du 40°N sur toute la Méditerranée (Magny et al., 2013).

L'Holocène Ancien est caractérisé par la mise en place d'une saisonnalité du fonctionnement hydrologique (eg. Dormoy et al., 2009 ; Magny et al., 2011b, 2012b ; Peyron et al., 2011, 2016). Les écarts entre précipitations hivernales et estivales sont très nettement identifiables (Peyron et al., 2011, 2016 ; Magny et al., 2012b ; Combourieu-Nebout et al., 2013). Les étés sont globalement plus secs à l'est tandis qu'ils sont plus humides à l'ouest et au centre de la Méditerranée. À l'inverse, les hivers sont plus secs à l'ouest et plus humides au centre et à l'est du bassin méditerranéen (Peyron et al., 2016).

Au sein de la littérature, la fin de cette phase climatique s'étale sur plusieurs millénaires. Le groupe de travail INTIMATE¹² et la sous-commission de stratigraphie Quaternaire (Walker et al., 2012) proposent de marquer la transition entre l'Holocène Ancien et l'Holocène Moyen à 8200 cal BP (6250 cal BC) ; date correspondant avec un événement climatique d'échelle globale. Cependant cette limite ne semble pas correspondre avec une véritable tendance hydroclimatique en Méditerranée (Magny et al., 2013). D'autres auteurs proposent que l'Holocène Ancien s'achève peu après la fin de

12 INTegration of Ice-core, MARine and TERrestrial records

l'optimum climatique holocène vers 7900 cal BP (5950 cal BC ; Peyron et al., 2011 ; Aufgebauer et al., 2012 ; Cvetkoska et al., 2014), 7000 cal BP (5050 cal BC ; Jalut et al., 2009 ; Magny et al., 2013) voire jusque vers 6000 cal BP (4050 cal BC ; Harrison et Digerfeldt, 1993 ; Kuhnt et al., 2007). L'absence de consentement sur la fin de cette première phase témoigne des spécificités géographiques de chaque enregistrement et de l'hétérogénéité des réponses aux forçages climatiques globaux.

L'Holocène Moyen : une phase de transition ? – L'Holocène Moyen est un terme récurrent dans le langage paléoclimatique bien qu'il ne fasse pas référence à une période clairement définie en Méditerranée. Les conditions climatiques qui caractérisent cette phase restent très variables et les bornes chronologiques qui la délimiteraient sont très floues. L'indécision qui accompagne la transition climatique de l'Holocène Moyen s'explique par une inversion de la tendance climatique qui suit l'optimum climatique du début de l'Holocène (Triantaphyllou et al., 2009b ; Magny et al., 2013). Cette inversion est caractérisée par des interactions complexes entre des forçages orbitaux, la fin de la déglaciation, des modifications de la circulation océanique et de l'activité solaire (Magny et al., 2006, 2013). Deux schémas principaux sont proposés pour le découpage de cette période climatique intermédiaire.

Une première synthèse proposée par Harrison et Digerfeldt (1993), compile des données de plusieurs indicateurs afin de fournir un modèle d'évolution du niveau des lacs méditerranéens. Dans cette étude, l'Holocène est scindé en deux phases successives, avant et après 6000 cal BP (4050 cal BC). La première phase est présentée comme une phase climatique plus humide que la seconde. Les auteurs indiquent également une opposition apparente entre les conditions relativement sèches de Méditerranée orientale et celles plus humides de Méditerranée occidentale. Ce modèle est interprété comme la réponse à des changements d'insolation induits par les paramètres orbitaux. Ce schéma qui propose une vision bipartite de l'Holocène a ensuite été affiné par des études plus récentes précisant le rôle des facteurs orbitaux (Fig.1.6 ; e.g.Magny et al., 2002, 2011a ; Lawson et al., 2004, 2005 ; Peyron et al., 2011 ; Vannière et al., 2011 ; Combourieu-Nebout et al., 2013).

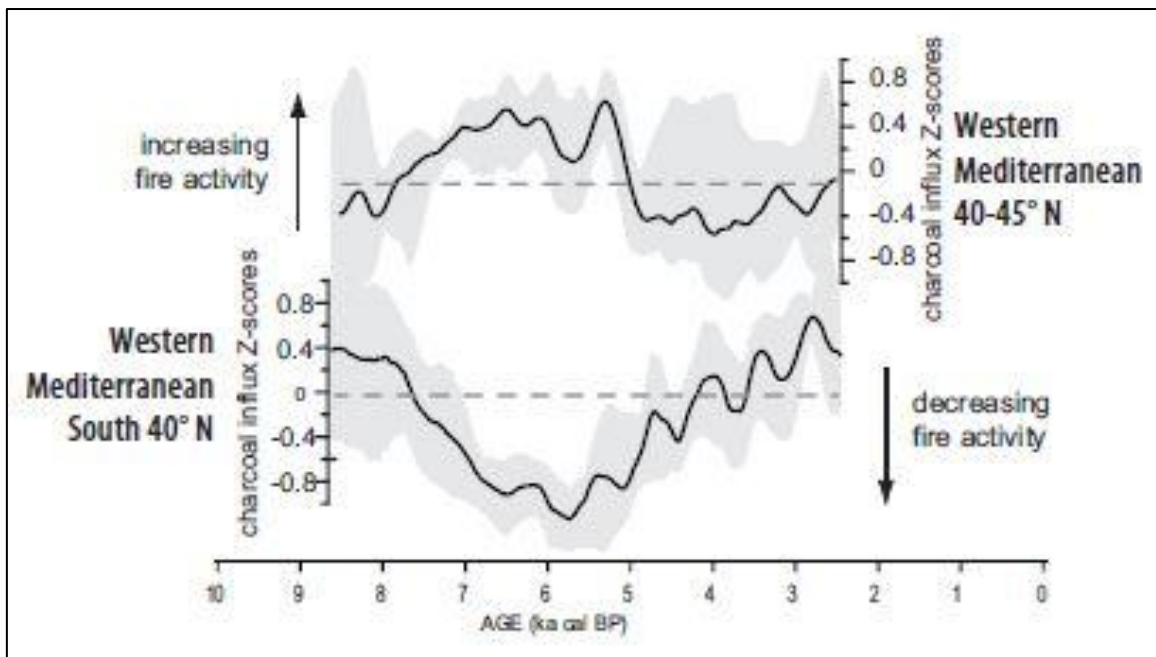


Figure 1.7 : Variations du régime des feux aux sud-ouest et nord-ouest de la Méditerranée (Vannière et al., 2011)

L'affirmation d'un découpage de l'Holocène en deux parties indique avant tout une inversion des tendances climatiques au cours de l'Holocène, ce qui conforte l'idée d'une période de transition. L'Holocène Moyen est une période de transition qui amène progressivement vers les conditions de l'Holocène Récent mais ne se démarque pas toujours suffisamment pour que les auteurs la considèrent comme une phase climatique en tant que telle (Sadori et Narcisi, 2001 ; Lawson et al., 2004 ; Magny et al., 2011b ; Combourieu-Nebout et al., 2013). Selon ces auteurs, la séparation en deux du climat de l'Holocène (Ancien et Récent) correspond à intégrer l'Holocène Moyen avec la seconde période. La séparation des deux grandes phases serait centrée autour de 6000 cal BP (4050 cal BC). Dans la mer Adriatique (Méditerranée centrale), après cette date, les précipitations estivales diminuent tandis que les précipitations hivernales augmentent régulièrement (Combourieu-Nebout et al., 2013). Elles attestent de la mise en place progressive de conditions climatiques semblables à celles qui occupent la Méditerranée de nos jours. Pour Roberts et al., (2011), la date de 6000 cal BP correspond au début du processus de « méditerranéisation » du paysage. Il s'agit d'un changement du régime climatique qui va s'accompagner, au cours des millénaires suivants, d'une modification du paysage induite par l'Homme. L'impact anthropique augmente significativement la métamorphose paysagère (Roberts et al., 2011). Cette tendance à la méditerranéisation puis à l'aridification est parfois plus précoce comme c'est le cas pour Tenaghi-Philippon autour de 7800 cal BP (5850 cal BC ; Peyron et al., 2011). Elle peut également être enregistrée plus tardivement comme c'est le cas vers 5000 cal BP (3050 cal BC) en Grèce occidentale (Lawson et al., 2005), vers 4600 cal BP (2650 cal BC) pour la Méditerranée

orientale en générale (Finné et al., 2011) et 4500 cal BP (2550 cal BC) en Italie (Magny et al., 2007).

Un second modèle affine le premier schéma en identifiant une tripartition du climat holocène en région circum méditerranéenne (Jalut et al., 2000). Après la première phase de l'Holocène Ancien (11500-7000 cal BP ; 9550-5550 cal BC), une phase de transition à l'Holocène Moyen est identifiée entre 7000 et 5000 cal BP (5050-3550 cal BC ; Fig.1.8 ; Jalut et al., 2000 ; 2009) ou 7500-4000 (5550-2050 cal BC) pour Dormoy et al. (2009). Cette seconde phase est caractérisée par une diminution progressive de l'insolation aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Cela correspond également avec la fin de la période humide en Afrique du Nord et au Sahara en particulier (Haynes et al., 1989; Lézine, 1989) et la mise en place de la circulation atmosphérique actuelle. Cette répartition tripartite n'est pas incompatible avec la précédente. Elle ajoute simplement une période climatique transitoire où les tendances peinent à se dessiner. Car la durée de la phase de transition est variable selon les sites. Pour le Proche-Orient, Bar-Matthews et Ayalon (2011) délimitent l'Holocène Moyen entre 7000 et 4000 cal BP (5050-2050 cal BC). Dans le sud de la Grèce Digerfeldt et al. (2007) identifient un Holocène Moyen entre 8000 et 5500 cal BP (6050-3550 cal BC), tandis que Francke et al. (2013) le placent entre 7900 et 2800 cal BP (5950-850 cal BC) à partir de leur étude du lac Dojran (frontière Macédoine-Grèce) et Cvetkoska et al. (2014) entre 7900 et 1900 cal BP (5950 cal BC-50 cal AD) à partir des enregistrements du lac Prespa (frontière Albanie-Macédoine-Grèce). Pour la Méditerranée centrale, le passage de l'Holocène Moyen à l'Holocène Récent, vers 4200 cal BP (2250 cal BC), est climatiquement (paléohydrologiquement) cohérent avec le schéma tripartite proposé à l'échelle globale (Magny et al., 2013).

Malgré le développement d'études synthétiques récentes, de l'utilisation de nouveaux indicateurs et d'un perfectionnement de la modélisation climatique, le climat méditerranéen pour l'Holocène Moyen reste complexe et aucune évolution chronologique uniforme ne se dégage.

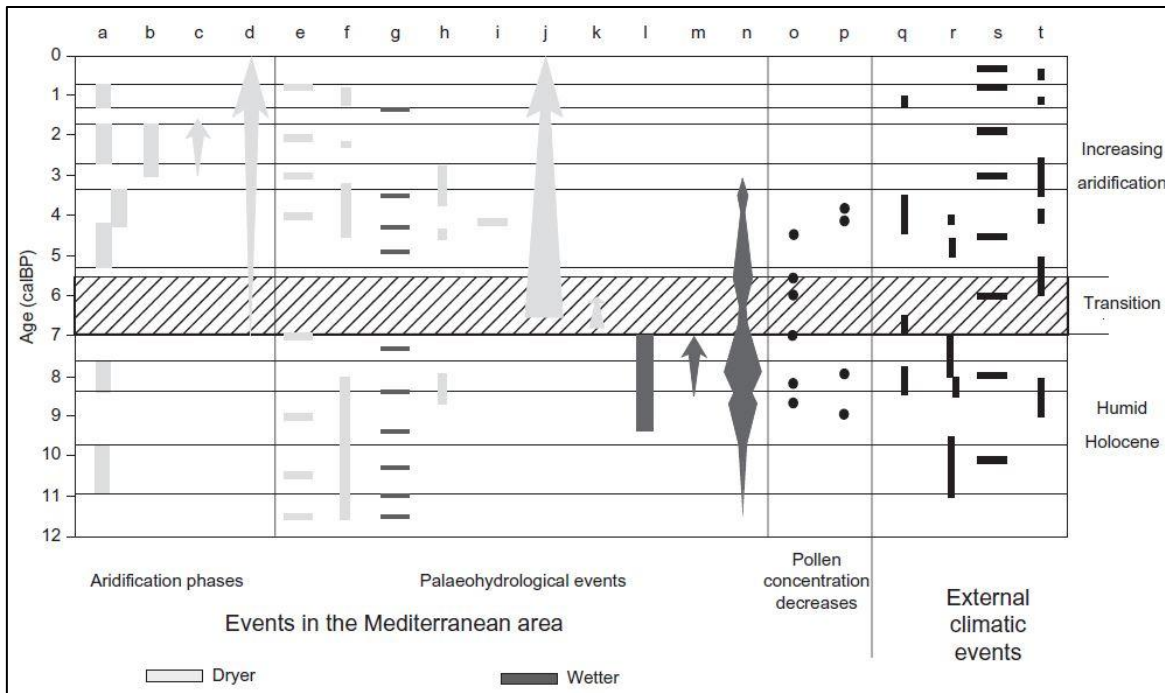


Figure 1.8 : Corrélation entre le climat holocène, les données hydrologiques et polliniques du bassin méditerranéen (Jalut et al., 2009) : (a) Phase d'aridification en Méditerranée occidentale (Jalut et al., 1997, 2000) ; (b) Épisode de sécheresse en Méditerranée orientale (Schilman et al., 2001) ; (c) Mise en place du climat méditerranéen au nord-ouest du bassin méditerranéen (Terral et Mengüal, 1999) ; (d) Processus d'aridification en Méditerranée orientale (Schilman et al., 2001) ; (e) Phases de diminution de l'activité fluviale en Méditerranée occidentale (Magny et al., 2002) ; (f) Bas niveau du lac Fucino (Giraudi, 1998, 2004) ; (g) Principales périodes de haut niveau du lac d'Accesa (Magny et al., 2007) ; (h) Bas niveau du lac d'Accesa (Drescher-Schneider et al., 2007) ; (i) Baisse du niveau des lacs en Italie centrale (Magri, 1997) ; (j) Baisse du niveau des lacs en région méditerranéenne (Magny et al., 2002) ; (k) Baisse du niveau du lac d'Eski Acigöl (Turkey) (Roberts et al., 2001) ; (l) Sapropel S1 (Emeis et al., 2000) ; (m) Augmentation des précipitations en Méditerranée orientale (Soreq cave) (Bar-Matthews et al., 2000) ; (n) Fréquence des dépôts holocènes lacustres et palustres dans le Sahara (Petit-Maire et Guo, 1996) ; (o) Diminution des concentrations polliniques en Sicile et aux Baléares (Sadori et Narcisi, 2001 ; Pérez-Obiol et Sadori, 2007) ; (p) Diminution des concentrations polliniques en Italie centrale à Lagaccione au lac de Mezzano (Magri, 1999 ; Sadori et al., 2004) ; (q) Évènements climatiques majeurs en Afrique (Gasse, 2000) ; (r) Épisodes de sécheresse en domaine de mousson africaine et indienne (Gasse et Van Campo, 1994 ; Gasse, 2000 ; Morrill et al., 2003) ; (s) Phases de refroidissement dans la zone Atlantique subtropicale (deMenocal et al., 2000) ; (t) Changements climatiques holocènes abrupts (Mayewski et al., 2004).

L'Holocène Récent : mise en place du climat contemporain. – L'Holocène Récent est la dernière grande phase climatique identifiée lors des douze derniers millénaires. Comme évoqué précédemment, la date du début de cette phase varie selon les régions et les auteurs. Au cours de cette période, le climat est marqué par un processus d'aridification (Jalut et al., 2009). Ce constat s'appuie sur des données provenant de divers

indicateurs (polliniques, hydrologiques, isotopiques, etc.) et de différentes régions du bassin méditerranéen (eg. Carrion et al., 2001 ; Schilman et al., 2001 ; Pérez-Obiol et Sadori, 2007 ; Jalut et al., 2009 ; Roberts et al., 2011 ; Peyron et al., 2016). Le climat est également caractérisé par une plus importante variabilité saisonnière des précipitations, vers 2500-2000 cal BP (550-50 cal BC) dans de nombreuses régions méditerranéennes (Terral et Mengual, 1999 ; Jalut et al., 2000 ; Peyron et al., 2011, 2016 ; Roberts et al., 2011). Des recherches récentes soulignent l'importance de cette saisonnalité pour expliquer les divergences apparentes entre les enregistrements polliniques, ceux du niveau des lacs, ou les mesures isotopiques par exemple (Tzedakis, 2007 ; Peyron et al., 2011, 2016). Les étés sont globalement plus secs à l'ouest et au centre de la Méditerranée tandis qu'ils sont plus humides à l'est. À l'inverse, les hivers sont plus humides à l'ouest et plus secs au centre et à l'est du bassin méditerranéen (Peyron et al., 2016). À l'échelle de la mer Égée, les hivers sont plus humides au nord et plus secs au sud (Peyron et al., 2016). Par rapport au climat qui prévalait à l'Holocène Ancien, celui de l'Holocène Récent est donc totalement inversé pour la Méditerranée orientale et le sud de la Méditerranée centrale (Peyron et al., 2016). Malgré les impacts anthropiques de plus en plus prépondérants sur le paysage lors de cette période (Dusar et al., 2011 ; Roberts et al., 2011), il n'y a pas de doute sur le fait que l'Homme n'est pas le seul responsable de cette tendance climatique et des changements observés. Les évolutions synchrones vers une aridification d'un très large éventail de sites dispersés géographiquement en attestent (Magny et al., 2009 ; Roberts et al., 2011 ; Peyron et al., 2016).

1.2.2.3. Les changements climatiques rapides (RCCs)

Le changement climatique au cours de l'Holocène est marqué par les trois (deux) phases climatiques plurimillénaires mais également par de nombreuses pulsations de plus courtes durées. Ces changements, d'échelle décennale à pluricentennale appelés « Changements Climatiques Rapides » (RCC) sont observés à l'échelle globale (Bond et al., 1997, 2001 ; Mayewski et al., 2004 ; Wanner et al., 2011). Ils ont d'abord été identifiés dans l'Atlantique Nord (Bond et al., 1997, 2001) avant d'être plus largement identifiés à l'échelle mondiale (Mayewski et al., 2004). Par la suite, leurs chronologies ont été affinées et leurs causes probables discutées (Wanner et al., 2011). Ils attestent d'une forte instabilité climatique caractérisée par des processus plus soudains, rapides et de durée variable (Magny et al., 2002 ; Magny, 2004 ; Mayewski et al., 2004). Les travaux de Bond et al. (1997, 2001) et Mayewski et al. (2004) identifient six RCCs globaux au cours de l'Holocène (Fig.1.9). Plusieurs auteurs ont proposé l'existence d'oscillations ou de cycles postglaciaires ayant des périodes de récurrence de 2000-2800 ou 1200-1500 ans (e.g. Bray, 1971, 1972 ; Denton et Karlen, 1973 ; Bond et al., 1997, 2001). Des publications plus récentes de Wanner et ses collaborateurs (2008, 2011) ont soumis l'idée que ces pulsations pouvaient être des « équivalents holocènes » aux cycles de Dansgaards-Oeschger de la fin du Pléistocène.

Les RCCs holocènes ont lieu sur les intervalles 9000–8000, 6000–5000, 4200–3800, 3500–2500, 1200–1000, et 600–150 cal BP (Mayewski et al., 2004), tandis que Wanner et al. (2011) recentrent ces pulsations respectivement autour de 8200, 6300, 4700, 2700, 1550 et 550 cal BP. Des incertitudes persistent sur leurs causes qui supposent une combinaison de facteurs de forçage parmi lesquels ont été identifiés en particulier des changements dans la configuration orbitale de la terre, dans l'intensité de l'insolation et de la circulation thermohaline globale, dans la fluctuation des surfaces englacées, dans la fréquence et l'intensité des éruptions volcaniques (Wanner et al., 2011). L'origine supposée des évènements provient dans quatre cas, pour les périodes 6000–5000, 4200–3800, 3500–2500 et 1200–1000 cal BP, de la conjonction d'un refroidissement au pôle et d'un renforcement de l'aridité au niveau des tropiques du fait de changements majeurs dans la circulation atmosphérique (Mayewski et al., 2004). Concernant les périodes 9000-8000 et 600-150 cal BP, un changement de l'intensité de l'insolation reçu à la surface du globe est considéré comme le principal moteur (Mayewski et al., 2004).

Les RCCs en Méditerranée. – En Méditerranée, les archives sédimentaires continentales ou marines enregistrent les fluctuations avec des temporalités similaires à celles des évènements globaux. Ce constat confirme la sensibilité régionale aux variations climatiques et l'existence d'un lien fort entre la dynamique Nord Atlantique et la région méditerranéenne au cours de l'Holocène (Dormoy et al., 2009). En plus des évènements recensés à l'échelle globale (Bond et al., 1997, 2001 ; Mayewski et al., 2004 ; Wanner et al., 2008, 2011), l'espace méditerranéen a connu un nombre considérable d'autres évènements climatiques plus ou moins intenses et plus ou moins localisés (Fig.1.10 ; eg. Bar-Matthews et Ayalon, 2011 ; Magny et al., 2013). Par exemple, Méditerranée centrale, les RCCs sont associés à des étés frais et humides engendrant des hauts niveaux lacustres au nord du 40°N (eg. 9500, 8200, 7500, 5800 et 4200 cal BP; Peyron et al., 2011; Magny et al., 2013).

La majorité des études sur les RCCs se sont focalisées sur des évènements de forte intensité, enregistrés à l'échelle globale, quelque soit la nature du site, le type d'archives et les indicateurs utilisés. Deux RCCs ont particulièrement concentré les investigations : l'un est centré sur 8200 cal BP (6250 cal BC) et l'autre sur 4200 cal BP (2250 cal BP). L'intérêt accordé à ces évènements provient de leur intensité d'une part et de la bonne définition de leurs limites chronologiques d'autre part, permettant d'approfondir leurs causes et leurs conséquences (environnementales et sociales).

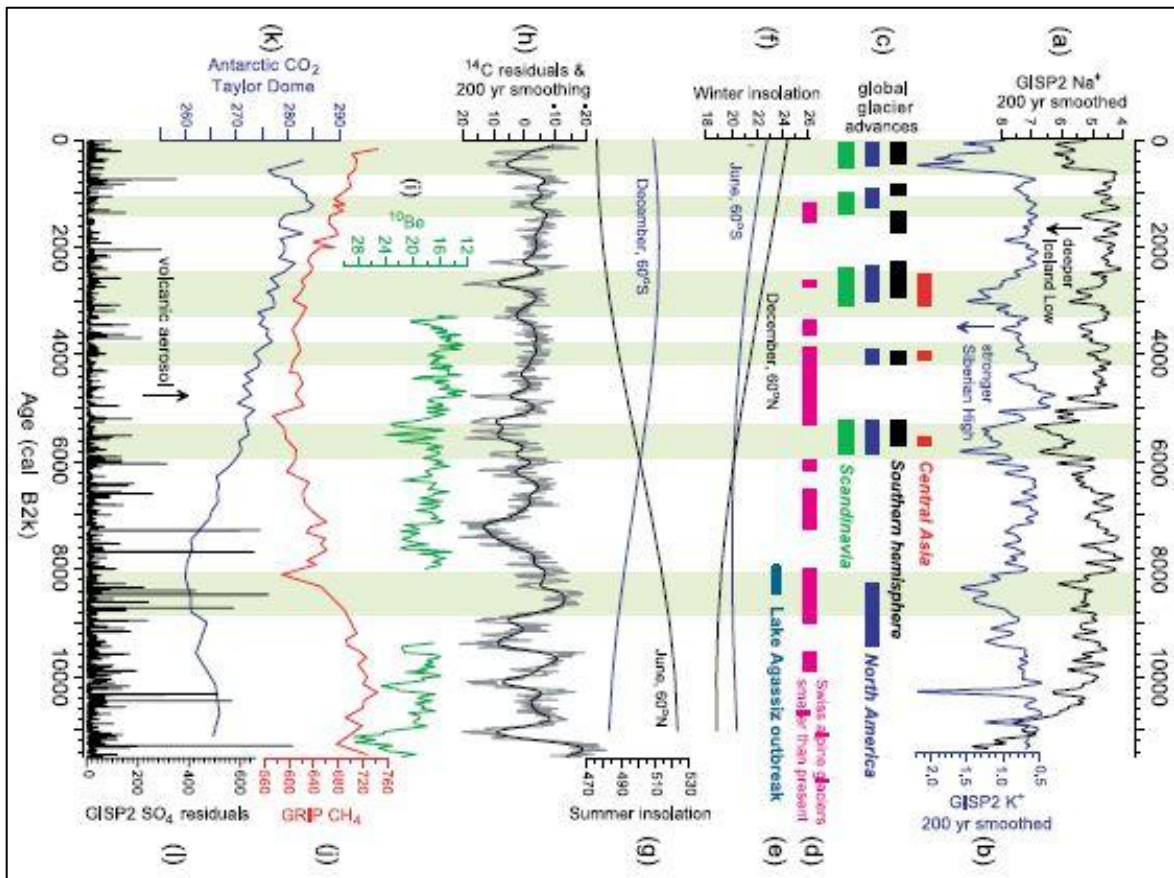


Figure 1.9 : Synthèse des successions de forçages climatiques à travers l'enregistrement du déplacement des glaciers et des indicateurs provenant de GISP2 (Mayewski et al., 2004) ; les bandes vertes représentent la temporalité des RCCs d'après l'enregistrement haute résolution de GISP2 ; (a) Courbe gaussienne lissée (200 ans) des ions Na^+ (ppb) pour la dépression islandaise (Mayewski et al., 1997 ; Meeker et Mayewski, 2002) ; (b) Courbe gaussienne lissée (200 ans) des ions K^+ (ppb) pour l'anticyclone de Sibérie (Mayewski et al., 1997 ; Meeker et Mayewski, 2002) ; (c) Épisodes des avancées des glaciers : Européen, Nord américain, de l'hémisphère Sud (Denton et Karlen, 1973) et d'Asie centrale (Haug et al., 2001) ; (d) Épisodes au cours desquels les glaciers alpins suisses sont plus petits qu'aujourd'hui, à partir des souches d'arbre (Hormes et al., 2001) ; (e) Timing de la crise holocène lors du déversement du lac Agassiz (Amérique du Nord) (Barber et al., 1999) ; (f) Valeurs d'insolation hivernale (W m^{-2}) à 60°N (courbe noire) et 60°S latitude (courbe bleue) (Berger et Loutre, 1991) ; (g) Valeurs d'insolation estivale (W m^{-2}) aux latitudes de 60°N (courbe noire) et 60°S (courbe bleue) (Berger et Loutre, 1991) ; (h) $\Delta^{14}\text{C}$ résiduel (Stuiver et al., 1998) : données brutes (ligne normale) et avec une courbe gaussienne lissée à 200 ans (ligne en gras) ; (i) Concentrations en ^{10}Be dans la carotte de glace de GISP2 (10^3 atomes g^{-1}) (Finkel et Nishizumi, 1997) ; (j) Concentrations atmosphériques de CH_4 (ppbv) dans la carotte de glace groenlandaise GRIP (Chappellaz et al., 1993) ; (k) Concentrations atmosphériques de CO_2 (ppmv) dans le dôme Taylor, Antarctique (Indermühle et al., 1999). (l) SO_4^{2-} résiduel (ppb) de la carotte de glace groenlandaise GISP2 (Zielinski et al., 1996).

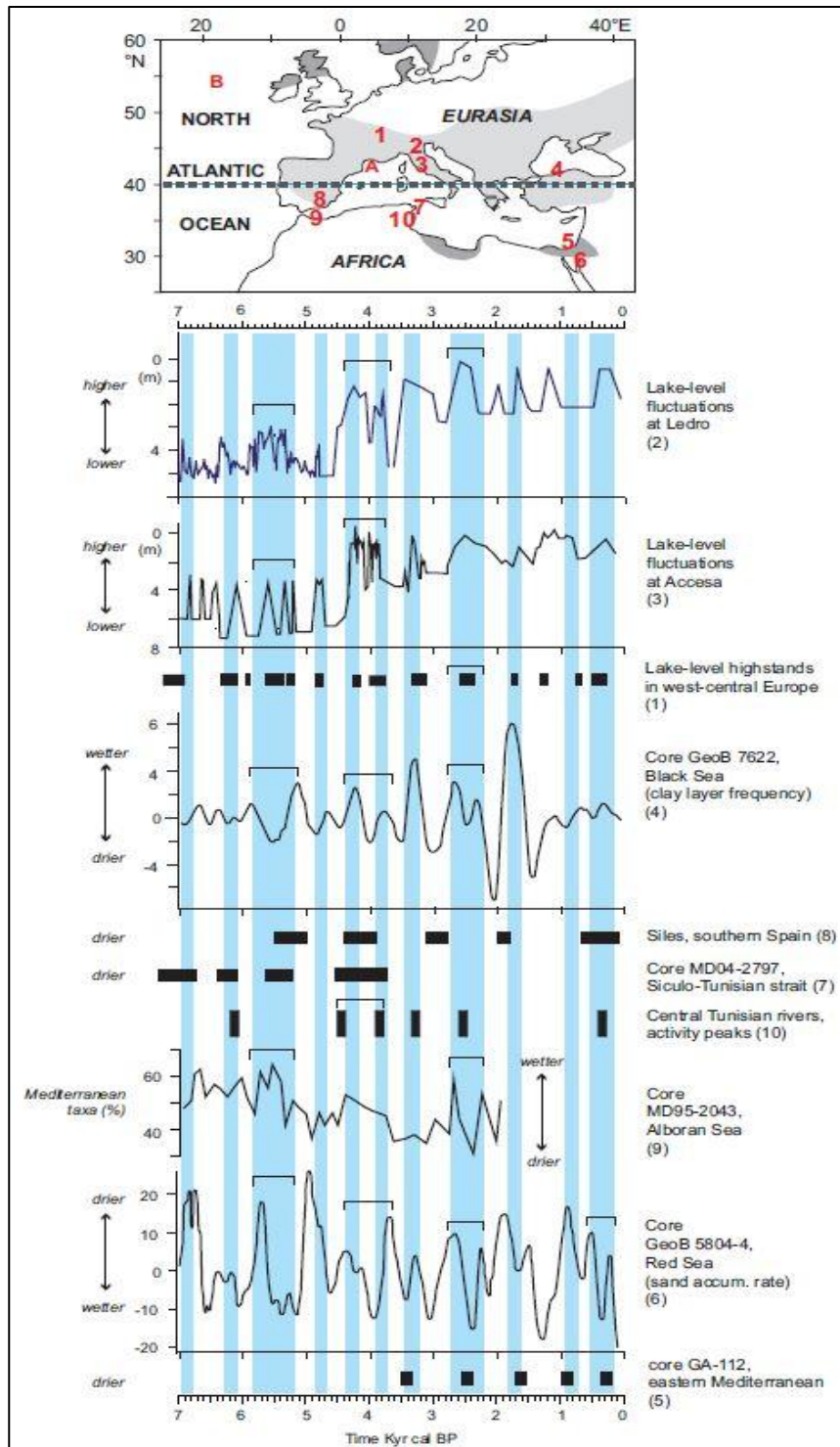


Figure 1.10 : *Synthèse des enregistrements paléoclimatiques du bassin méditerranéen et des possibles RCCs associés au cours des sept derniers millénaires (Magny et al., 2013) ; (1) Enregistrement du niveau des lacs pour l'ouest et le centre de l'Europe (Magny et al., 2013) ; (2) Enregistrement du niveau du lac Ledro (Magny et al., 2012a) ; (3) Enregistrement du niveau du lac Accesa (Magny et al., 2007) ; (4) Carottage GeoB7622 (Lamy et al., 2006) ; (5) Carottage GA-112 (Schilman et al., 2001) ; (6) Carottage GeoB5804-4 (Lamy et al., 2006), (7,8 et 9) données polliniques du carottage MD04-2797 (Desprat et al., 2013), de Siles (Carrion, 2002), et du carottage MD95-2043 (Fletcher et al., 2013) ; (10) Rivières de Tunisie centrale (Ziehlhofer et Faust, 2008).*

1.2.3. Hétérogénéité spatiale des enregistrements climatiques ?

Parallèlement à l'évolution chronologique du climat holocène divisée en plusieurs phases et ponctuée par de nombreux RCCs, une organisation spatiale des modèles climatiques a été proposée. Elle repose sur l'identification de gradients d'orientation est/ouest et nord/sud caractérisant le bassin méditerranéen (e.g. Zanchetta et al., 2007b ; Magny et al., 2009, 2011b, 2013 ; Zhorniyak et al., 2011 ; Sadori et al., 2013 ; Fletcher et al., 2013 ; Peyron et al., 2016)

1.2.3.1. Un gradient longitudinal (Est/Ouest) du climat méditerranéen ?

Les études climatiques (e.g. Goosens, 1986 ; Maheras et al., 1999 ; Romanou et al., 2010) et paléoclimatiques (e.g. Combourieu Nebout et al., 1998 ; Luterbacher et al., 2006 ; Kotthoff et al., 2008a ; Dormoy et al., 2009 ; Geraga et al., 2010 ; Finné et al., 2011 ; Roberts et al., 2011, 2012 ; Magny et al., 2013 ; Guiot et Kaniewski, 2015 ; Mauri et al., 2015 ; Peyron et al., 2016) attestent d'un zonage longitudinal (ouest/est) des conditions climatiques et de leurs répercussions lors des grandes phases climatiques ou des RCCs de l'Holocène (Fig.1.11). Les données climatiques (précipitations et températures) indiquent que la Méditerranée peut être subdivisée grossièrement en trois zones principales : Méditerranée occidentale, centrale et orientale (Goosens, 1986 ; Maheras et al., 1999 ; Magny et al., 2013). La Méditerranée occidentale concerne tous les espaces à l'ouest du méridien 10°E tandis que la Méditerranée orientale inclut approximativement l'espace à l'est du méridien 20°E au sud de la latitude 40°N. Entre ces limites, le terme de Méditerranée centrale est communément employé. Le modèle climatique de la Méditerranée centrale est assez complexe puisqu'il est tantôt associé aux conditions climatiques orientales du bassin tantôt à celles qui dominent à l'ouest (Magny et al., 2013 ; Mauri et al., 2015 ; Peyron et al., 2016). Les antagonismes entre les modèles climatiques sont donc plus accentués entre l'est et l'ouest de la Méditerranée qu'au centre (Fig.1.12).

Le zonage longitudinal des températures atmosphériques est plus marqué en hiver, reflétant la direction des courants saisonniers prédominants au sein du bassin méditerranéen (Barry et Chorley, 1998). Les conditions favorables pour des températures élevées (circulation atmosphérique méridionale) dans une partie du bassin impliquent des conditions de températures plus faibles de l'autre côté du bassin méditerranéen (Maheras et al., 1999). Ainsi, de l'ouest vers l'est, au cours du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène, une augmentation des précipitations est observée dans les enregistrements paléoclimatiques du bassin méditerranéen sous forme d'un gradient, comme cela est constaté aujourd'hui (Fig.1.11 ; Dormoy et al., 2009 ; Peyron et al., 2016). Les résultats d'études récentes montrent que cette division est/ouest des volumes précipités était encore plus accusée à l'Holocène Récent qu'à l'Holocène Ancien (Peyron et al., 2016). Les modélisations obtenues à partir de la comparaison de séquences polliniques holocènes et des analogues modernes révèlent des conditions annuelles et estivales plus humides en Méditerranée orientale, et plus sèches en hiver comme au centre du bassin, bien que le

signal des précipitations hivernales soit moins net (Peyron et al., 2016). Les fluctuations et les inversions de ce gradient (Est/Ouest) sont appelées « oscillations méditerranéennes » (Kutiel et Maheras, 1998).

Une asymétrie zonale existe également pour le déficit en eau¹³ au sein du bassin ce qui affecte les zones humides continentales et le niveau des espaces lacustres notamment. Ce déficit est dû à une augmentation de l'évaporation induite par une augmentation des températures de surface de la Méditerranée (Romanou et al., 2010). L'asymétrie entre chaque zone du bassin est régie par la différence d'évaporation elle-même tributaire des contrastes entre l'humidité atmosphérique et marine (Romanou et al., 2010).

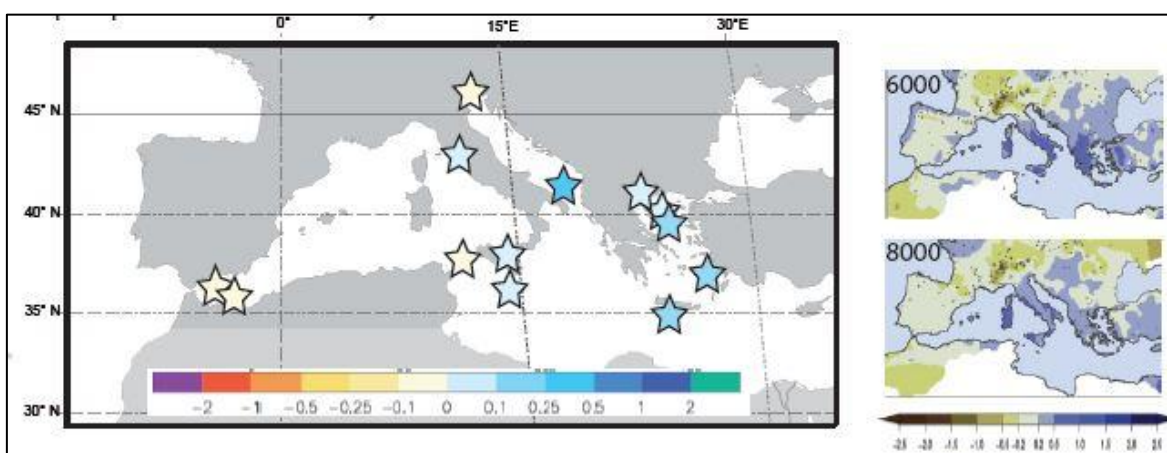


Figure 1.11 : Précipitations estivales (juin, juillet et août) estimées à partir de séquences polliniques de référence et des analogues modernes entre 8000 et 6000 cal BP (6050-4050 cal BC ; Peyron et al., 2016). (à gauche) : Les variations climatiques sont moyennées et exprimées sous forme de différence avec les valeurs actuelles (anomalies en mm/jour) extrait des diagrammes ombrothermiques contemporains pour ces sites (cf. Peyron et al., 2016) ; (à droite) : Reconstitution climatique réalisée et interpolée à partir de séquences polliniques à l'échelle européenne et exprimée sous forme de différence avec les valeurs actuelles (anomalies en mm/jour) (Mauri et al., 2015).

¹³ Bilan des apports hydrologiques (précipitations et apports fluviaux) et des pertes par évaporation.

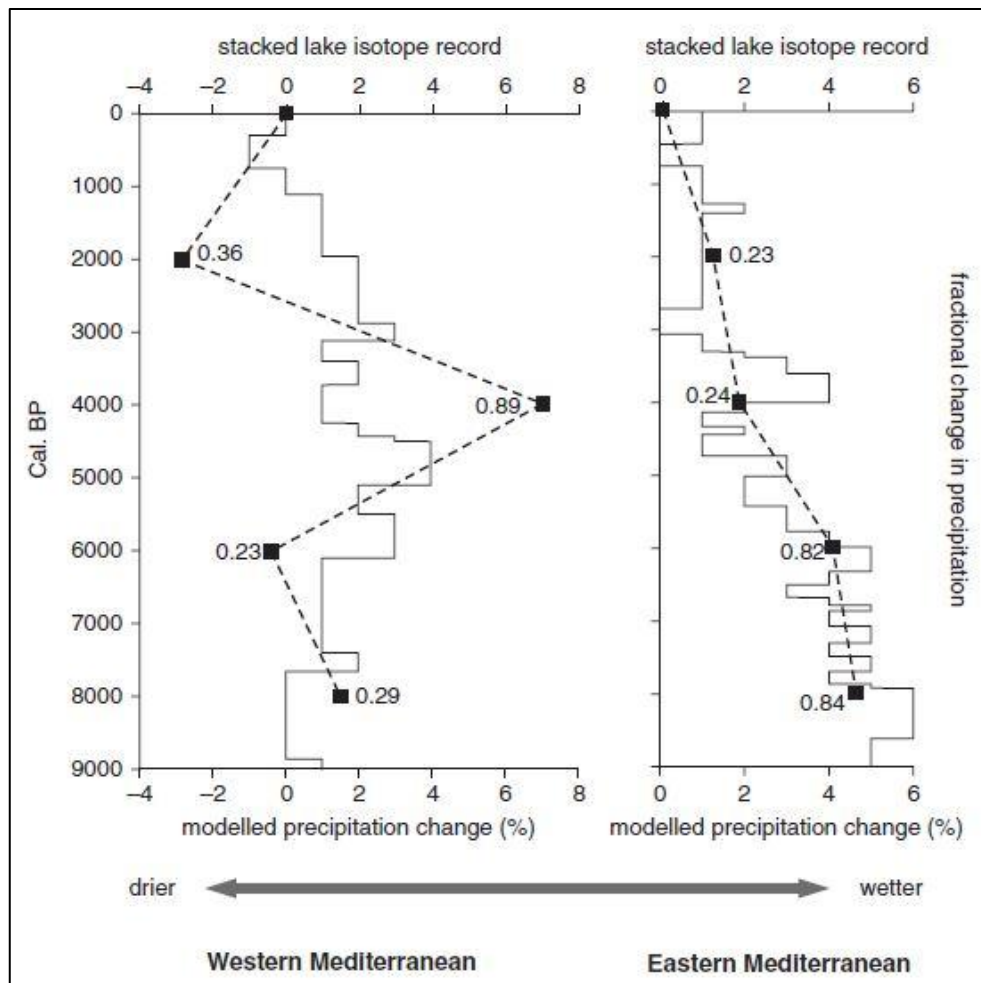


Figure 1.12 : Comparaison entre la Méditerranée occidentale et orientale des changements temporels de précipitation à partir de la modélisation (Brayshaw et al., 2011) et de la compilation de données paléoclimatiques issues des enregistrements isotopiques lacustres (Roberts et al., 2011). Pour la modélisation, la Méditerranée occidentale se situe entre les méridiens 0-20°E et la Méditerranée orientale entre 20-40°E et à des latitudes comprises entre 30 et 45°N dans les deux cas. Les chiffres du modèle (reliés en pointillés) correspondent à la probabilité statistique des précipitations par rapport aux conditions pré-industrielles. 1= certitude statistique d'une période aux conditions différentes à celles pré-industrielles ; 0= certitude statistique d'une période aux conditions identiques à celles pré-industrielles.

La reconstruction des niveaux lacustres et les autres indicateurs hydrologiques autour du bassin méditerranéen suggèrent le rôle déterminant d'un autre gradient pour comprendre la variabilité spatiale du climat : la répartition latitudinale des conditions climatiques (Magny et al., 2013 ; Peyron et al., 2016). Ces travaux proposent d'identifier deux modèles de fonctionnement hydrologiques opposés au nord et au sud du 40°N, ce qui est particulièrement visible lors de l'optimum climatique holocène et en Méditerranée centrale ou orientale.

1.2.3.2. Une séparation latitudinale (Nord/Sud) au sein du bassin méditerranéen ?

Une tripartition climatique de l'Europe en fonction de la latitude (Nord-Sud) a été démontrée au cours du Dryas Récent (Brauer et al., 1999), du Préboréal (Magny et al., 2003, 2007) ou des pulsations climatiques centrées 8200 cal BP (6250 cal BC ; Magny et al., 2007 ; Fletcher et al., 2010) et 4200 cal BP (2250 cal BC ; Magny et al., 2013 ; Fig.1.13).

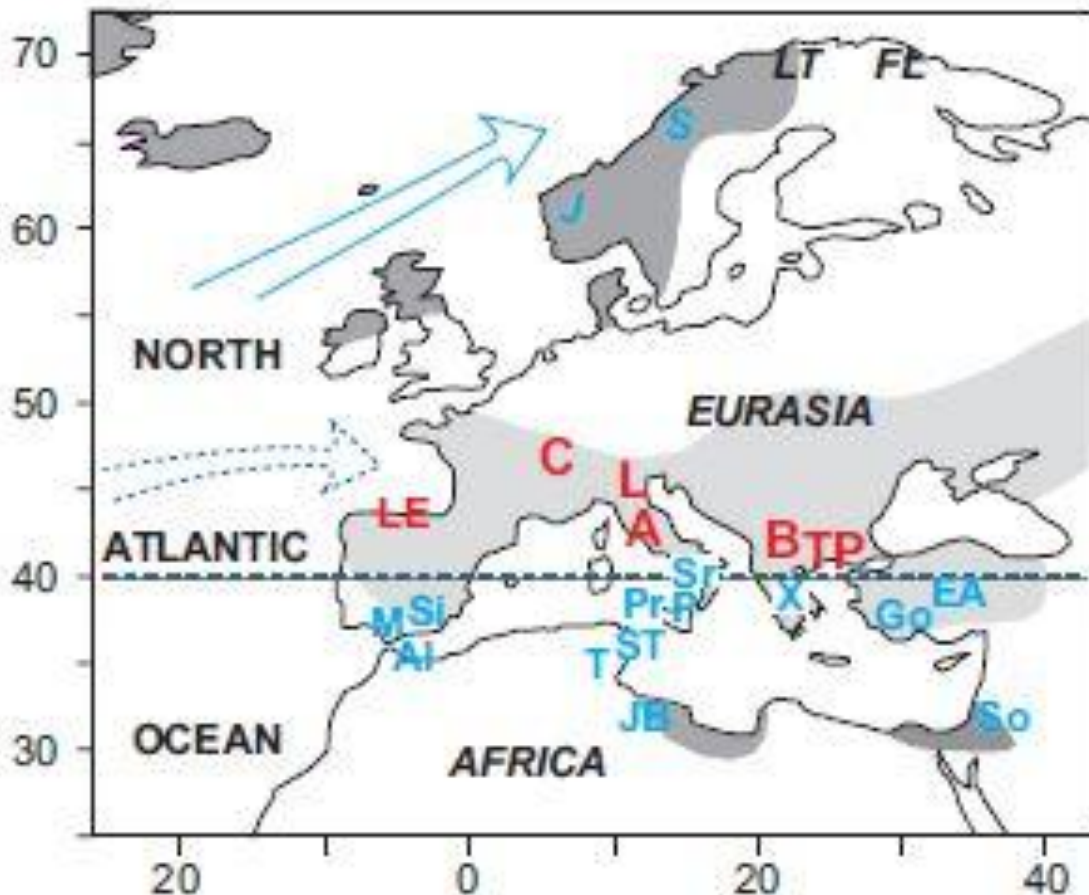


Figure 1.13 : Représentation des conditions climatiques autour du bassin méditerranéen et en Europe lors de l'optimum climatique holocène lors d'un indice d'Oscillation Nord Atlantique (NAO) positif (Magny et al., 2013) ; les conditions climatiques douces (lettres noires), humides (lettres bleues) et arides (lettres rouge) sont exprimées pour chaque site d'enregistrement. (A) lac Accesa (Magny et al., 2007) ; (Al) : Mer d'Alboran (Fletcher et al., 2013) ; (B) montagnes de Boras (Lawson et al., 2005) ; (C) lac Cérin (Magny et al., 2011a) ; (EA) lac Eski Acigöl (Turner et al., 2008) ; (FL) Laponie finlandaise (Seppä et al., 2008) ; (Go) lac Gölhisar (Eastwood et al., 2007) ; (J) Jostedalsbreen (Nesje et al., 2000) ; (JB) Jebbel Gharbi (Giraudi et al., 2012) ; (L) lac Ledro (Magny et al., 2012a) ; (LE) lac Enol (Moreno et al., 2011) ; (LT) lac Toskaljavri (Seppä et al., 2008) ; (M) lac Medina (Reed et al., 2001) ; (P) lac Pergusa (Magny et al., 2011b) ; (Pr) lac Preola (Magny et al., 2011b) ; (S) lac Syan avatnet (Bjune et Birks, 2008) ; (Si) lac Siles (Carrion, 2002) ; (So) cave Soreq (Bar-Matthews et al., 1998) ; (Sr) Sele River (Naimo et al., 2005) ; (ST) détroit Siculo-Tunisien (Desprat et al., 2013) ; (T) Tunisie centrale (Zielhofer et Faust, 2008) ; (TP) Tenaghi-Philippon (Kotthoff et al., 2008b) ; (X) lac Xinias (Digerfeldt et al., 2007). Les zones grisées correspondent aux espaces affectés par la NAO actuelle (Lamy et al., 2006).

Latitude 40°N. - En contexte méditerranéen, cette subdivision climatique se fait de part et d'autre de la latitude 40°N. Cette hypothèse repose sur les nombreuses recherches paléoclimatiques réalisées dans la péninsule italienne et synthétisées récemment dans le cadre de l'ANR LAMA (eg. Magny et al., 2013 ; Peyron et al., 2016). Le modèle climatique « Nord/Sud » ne se limite pas pour autant à la Méditerranée centrale et semble s'affranchir du simple gradient ouest/est abordé précédemment.

Les comparaisons entre les données climatiques obtenues au nord de la Grèce (e.g. Lawson et al., 2004, 2005 ; Peyron et al., 2011) et en mer Égée (e.g. Ehrmann et al., 2007 ; Kuhnt et al., 2007 ; Kotthoff et al., 2008b ; Triantaphyllou et al., 2009b) montrent une tendance climatique et des contrastes nord/sud proches de ceux identifiés en Méditerranée centrale (Magny et al., 2013 ; Peyron et al., 2013 ; 2016). De même, les enregistrements du nord de l'Italie (au-dessus du 40°N) montrant des périodes humides lors des événements 11500, 11100, 10200, 9400, 8200 et 7300 cal BP (9550, 9150, 8250, 7450, 6250 et 5350 cal BC ; Magny et al., 2007), correspondent avec des conditions en Mer d'Alboran au-dessous de 40°N (Méditerranée occidentale ; Fletcher et al., 2010).

Conséquences climatiques. - Au cours de l'Holocène Ancien, les conditions sèches prédominent au sud du 40°N, sur toute la Méditerranée (Magny et al., 2013). Cela se traduit par des niveaux bas des lacs et un retard dans la reforestation du début de l'Holocène. À l'Holocène Moyen, l'humidité maximum en Méditerranée centrale est caractérisée par des hivers humides et des étés secs au nord de la latitude 40°N, et une forte humidité en été comme en hiver au sud de 40°N. Ce schéma est inversé pour l'Holocène Récent (Peyron et al., 2016).

Les mécanismes moteurs du gradient latitudinal. - Une des caractéristiques déterminantes de cette limite est sa dépendance vis-à-vis de la dynamique de la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) (Goudeau, 2014). En été, la remontée de la ZCIT apporte des conditions anticycloniques en Méditerranée., tandis qu'en hiver le bassin méditerranéen est sous influence des vents d'ouest. Le mouvement annuel de la ZCIT pourrait expliquer l'existence d'une latitude « limite » autour de 40°N. Cette limite climatique se répercuterait sur les conditions paléoenvironnementales comme l'ont illustré les recherches de M. Magny et ses collaborateurs (2013) en Méditerranée. Cette dernière hypothèse est en accord avec l'affirmation que la limite hydrologique située autour de la latitude 40°N entre les secteurs Nord et Sud de la Méditerranée a pu fluctuer dans le temps et dans l'espace au cours de l'Holocène (Magny et al., 2013 ; Jung et Weninger, 2015).

Les enregistrements au sud de la Méditerranée occidentale et centrale, suggèrent également que les conditions plus sèches de l'Holocène Ancien résultent d'une forte activité de la cellule de Hadley en réponse au maximum d'insolation estivale (Tinner et al., 2009). L'hypothèse est corroborée par les données compilées par Magny et ses coauteurs (2013) à partir de la variation des niveaux lacustres de Preola (Italie ;

Magny et al., 2011b), Medina (Sud de l'Espagne ; Reed et al., 2001), Xiniias (Grèce ; Digerfeldt et al., 2007), Gölhisar (Sud-Ouest Turquie ; Eastwood et al., 2007) et des données isotopiques de la cave de Soreq (Israël ; Bar-Matthews et al., 1998). La saisonnalité des précipitations tient donc un rôle déterminant dans la mise en place de la démarcation autour de 40°N (Peyron et al., 2016). D'autres recherches dirigées par M.-L. S. Goudeau (Goudeau, 2014 ; Goudeau et al., 2015) stipulent que la saisonnalité climatique méditerranéenne, est due à la position de rencontre entre la ceinture de hautes pressions subtropicales et le système des latitudes moyennes dominé par les vents d'ouest.

La synthèse des recherches paléoclimatiques n'identifie pas de modèle d'évolution commun à l'ensemble du bassin méditerranéen. La question d'une bi- voire tri- partition des phases climatiques de l'Holocène perdurent pour chaque site et du ou des indicateur(s) utilisé(s). Les discussions contemporaines sont centrées sur trois axes de recherches principaux : (1) la détermination précise des gradients climatiques latitudinaux et longitudinaux ; (2) l'impact des pulsations climatiques pluricentennales et leurs conséquences sociales et environnementales et (3) la saisonnalité du climat qui est crucial en Méditerranée. Après avoir résumé les changements climatiques holocènes qui ont affecté le bassin méditerranéen et leur variabilité spatiale et temporelle ; et avant d'entreprendre une présentation des conséquences sociales supposées de ces changements climatiques, il est important de présenter les mécanismes qui conduisent à cette variabilité.

1.2.4. Les principaux mécanismes du fonctionnement climatique méditerranéen au cours de l'Holocène

1.2.4.1. Les Oscillations Nord Atlantique (NAO)

En Europe occidentale, aux latitudes moyennes, la circulation atmosphérique est régie par les apports provenant de l'océan Atlantique mis en mouvement par les vents d'ouest dominants appelés « *Westerlies* ». Ces flux atmosphériques sont contrôlés en Atlantique Nord par la position de deux centres d'action principaux : « l'anticyclone des Açores » et la « dépression d'Islande ». L'intensité et la récurrence des changements de situation sont modulées par le mécanisme d'Oscillation Nord Atlantique (NAO). Ce phénomène décrit la circulation synoptique des masses d'air en quantifiant les variations de pression entre les deux grands centres d'action (Hurrell et al., 2003 ; Cassou, 2004). Deux cas de figure se présentent (Fig.1.14):

NAO positive. - Lorsque les centres d'action (dépression islandaise et anticyclone des Açores) sont simultanément développés et intensifiés, le gradient de pression qui les sépare est important, on parle de NAO positive (NAO+). Cela se traduit par un renforcement des vents d'ouest et une pénétration plus marquée des masses d'air océaniques humides et relativement chaudes sur l'Europe. Cela coïncide également avec

une accentuation des vents violents dans le nord de l'Europe, tandis qu'à l'inverse le bassin méditerranéen connaît une situation anticyclonique.

NAO négative. - Lorsque les centres d'action sont simultanément affaiblis, l'écart de pression entre les deux centres d'actions est moindre, on qualifie cette situation climatique de NAO négative (NAO-). L'intensité des courants atmosphériques d'altitude (courants de jets) est réduite et s'oriente davantage vers le sud de l'Europe, induisant une plus forte humidité sur le bassin méditerranéen.

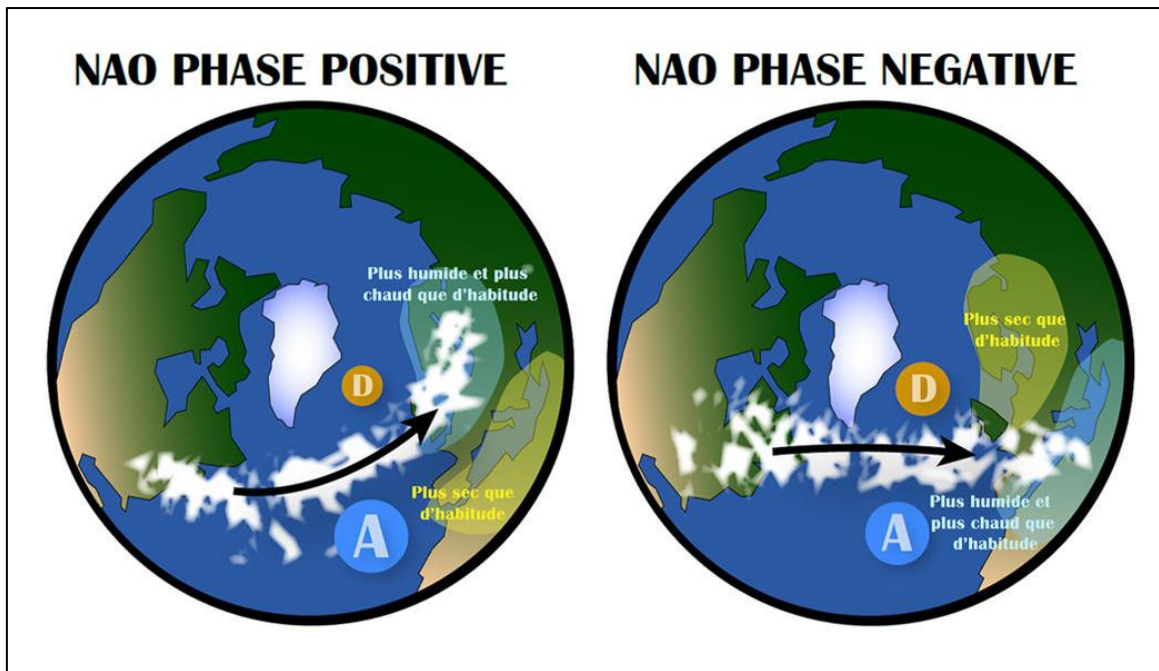


Figure 1.14 : Représentation schématique des phases positives et négatives d'Oscillation Nord Atlantique (Ortega et al., 2015). NAO+ : le gradient de pression entre l'anticyclone des Açores (A) et la dépression d'Islande (D) est plus fort que d'habitude, la trajectoire des tempêtes se déplace vers le nord de l'Europe ; NAO- : le gradient de pression entre l'anticyclone des Açores (A) et la dépression d'Islande (D) est plus faible que d'habitude (NAO -), la trajectoire des tempêtes se déplace vers le sud de l'Europe.

L'Indice NAO. - Afin de quantifier et de caractériser cette oscillation, un indice mesurant la différence de pression de surface entre les Açores et l'Islande a été créé : l'indice NAO (sans unité ; Rogers, 1984). La dynamique de ce phénomène étant accentuée en période hivernale, le calcul et les comparaisons se font généralement lors de cette période (Fig.1.15 ; Hurrell et al., 2004).

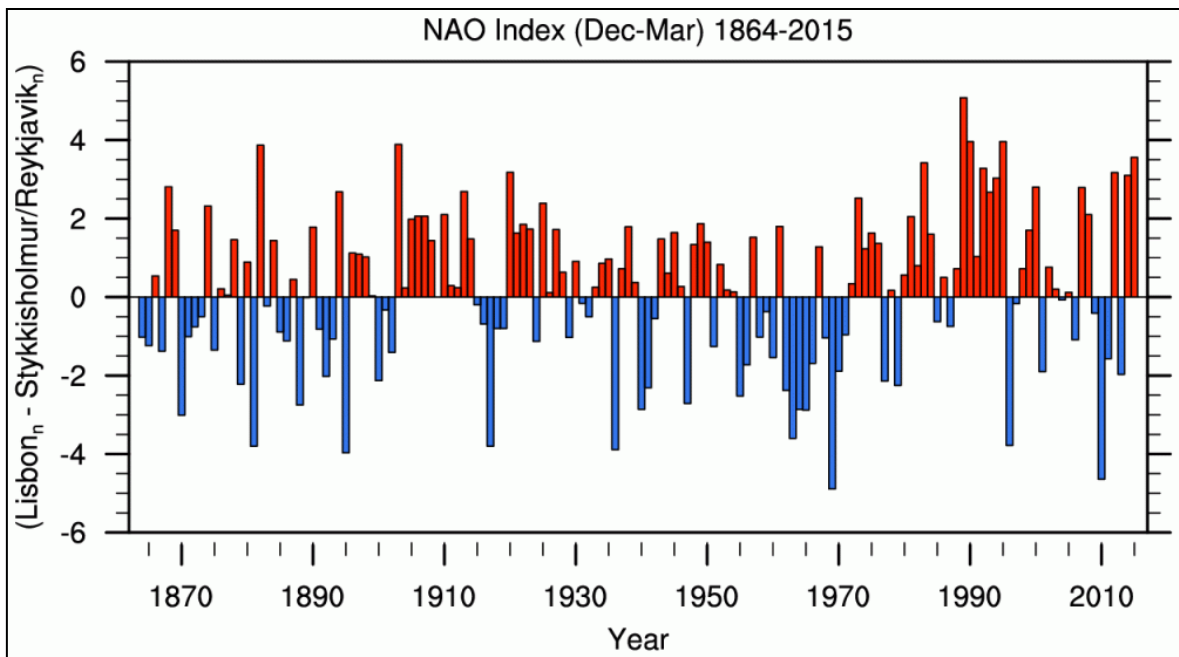


Figure 1.15 : *Indice de la NAO mesuré sur la période hivernale au pas de temps annuel entre 1860 et 2016; données disponibles en ligne: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>.*

Les oscillations sont régulières et difficilement prévisibles d'une année sur l'autre, à l'instar de ce qui est observé entre 1994 et 1995 où l'indice passe, après plusieurs années de situations fortement positives, à un état de NAO négative accentué. À la forte variabilité interannuelle (d'un hiver à l'autre) se surimpose une variabilité intra saisonnière à haute fréquence qui n'est observable qu'en séparant l'hiver en mois indépendants (Fig.1.16 ; Cassou, 2004). Cette nouvelle temporalité dans les types de NAO rend encore plus complexe l'appréhension des régimes climatiques et de leur succession.

Les conséquences de ce mécanisme d'oscillations à grande échelle sont directement responsables des variations climatiques sur la façade atlantique de l'Europe et qui se font ressentir jusque dans la partie orientale du bassin méditerranéen (Lionello et al., 2006). Bien que les différents régimes de la NAO expliquent environ 60 % de la variabilité atmosphérique européenne, cette influence n'est pas régulière sur l'année. Le rôle de la NAO pendant les saisons printanière, estivale et automnale n'est pas aussi clair qu'en période hivernale (Ioneta, 2014). D'autres régimes tels que le régime de « blocage », les oscillations « Mer du Nord-Caspienne » ou « est Atlantique-Russie occidentale » contribuent également à la variabilité climatique régionale (Cassou, 2008).

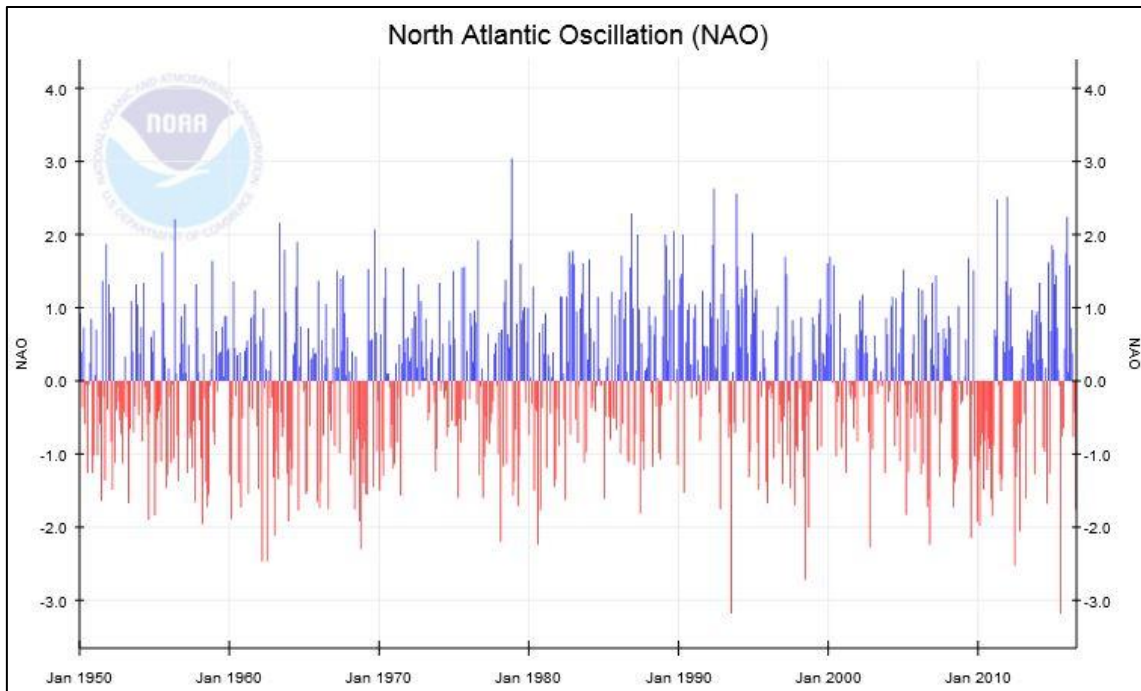


Figure 1.16 : *Indice de la NAO mesuré mensuellement entre janvier 1950 et juillet 2016 ; données disponibles en ligne sur le site de la National Oceanic Atmospheric Administration des Etats-Unis (<http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/nao/>).*

1.2.4.2. Régime de blocage, oscillations « Est Atlantique-Russie occidentale » (EAWR) et « Mer du Nord-Caspienne » (NCP)

Régime de blocage. - Le régime de blocage est caractérisé par un anticyclone persistant sur le nord de l'Europe. Cela induit généralement des vagues de froid sur l'est de l'Europe et le bassin méditerranéen. Ce froid provient d'un centre d'action de hautes pressions (anticyclone sibérien), stationnaire d'octobre à avril, qui canalise l'air sibérien sec et glacial (en hiver) vers l'ouest. Habituellement situé sur le centre de la Russie et le nord de la Mongolie, il s'étend parfois sur une large partie de l'Asie et parfois même sur l'Europe nord-orientale (Panagiotopoulos et al., 2005). L'origine de ce régime climatique provient d'un refroidissement des basses couches de la troposphère situées au-dessus des espaces enneigés d'Asie durant l'hiver (Panagiotopoulos et al., 2005). Par corrélation négative avec le sud de l'Europe cet état accentue la cyclogenèse dans la région méditerranéenne (Sorrel, 2006). Ce régime climatique de basse pression engendrant des précipitations au sud de l'Europe jusqu'aux rives de la Méditerranée, s'explique par le contraste thermique entre l'air sec et froid venant du nord et de l'est, et la température de l'eau relativement chaude de la mer Méditerranée qui favorise les ascendances et les mouvements convectifs (Krichak et Alpert, 2005).

Oscillations « Est Atlantique-Ouest de la Russie » (EAWR). - L'EAWR est observé à hauteur du géopotential de 700hPa. Il touche le plus la partie orientale du bassin méditerranéen (Hatzaki et al., 2009). Il possède une forte influence sur le couplage

entre les courants de jets de l'Atlantique subtropical et d'Afrique, qui affectent la variabilité climatique de l'Europe (Barnston et Livezey, 1987). Il est également reconnu comme un paramètre important du régime des vents, de l'activité cyclogénique et des précipitations en Méditerranée (Krichak et Alpert, 2005). L'EAWR, comme la NAO, se caractérise par deux phases aux conséquences inverses (positive et négative) et la présence de quatre centres d'actions principaux (Ionita, 2014).

- Phase positive : Elle est associée avec des anomalies négatives de précipitations en Europe centrale (moins de précipitations) à l'inverse de la partie orientale de la Méditerranée jusqu'au nord de la Chine (régime de précipitation accrue). En termes de température, les influences de ce modèle sont encore plus significatives (Hatzaki et al., 2009). La phase positive enregistre des valeurs supérieures à la moyenne en Asie orientale tandis qu'elles sont inférieures à la moyenne sur l'ouest de la Russie, la Méditerranée orientale et le nord-est de l'Afrique.
- Phase négative : Lors des situations de phase négative, les anomalies sont déportées vers l'ouest et sont centrées sur le centre de l'Atlantique et le nord de la mer Caspienne. Au cours des mois d'hiver, lorsque la phase de l'EAWR est négative, la zone méditerranéenne est extrêmement humide mais le nombre de tempête affectant le centre de la Méditerranée diminue (Nissen et al., 2010) tandis que les événements de vents forts augmentent en Méditerranée orientale. (Krichak et Alpert, 2005).

Les schémas généraux présentés ci-dessus sont des « états atmosphériques schématiques » auxquels il faut ajouter des différences d'intensité selon la zone et la temporalité considérée. À titre d'exemple, la saisonnalité exacerbe les situations climatiques types (positives et négatives) en période hivernale et à la fin du printemps tandis que les épisodes extrêmes ponctuels modifient également les conditions climatiques enregistrées quotidiennement.

Oscillations « Mer du Nord-Caspienne » (NCP). – Le modèle climatique appelé «Mer du Nord-Caspienne» (NCP) correspond au positionnement de deux centres d'action antagonistes situés sur les mers du Nord et Caspienne (Fig.1.17) à hauteur du géopotential de 500hPa. Ce modèle est associé à un indice (NCPI) qui détermine dans quel état se trouve le système par rapport à son état moyen. Aucune corrélation significative n'a été mise à jour entre cet indice (NCPI) et le NAO index (Kutiel et Benaroch, 2002).

- Phase positive : Dans les conditions de NCP positive (NCP+ ; Fig.1.17a), les températures sont inférieures et les précipitations supérieures à la normale dans les Balkans et au Moyen Orient (Kutiel et Benaroch, 2002 ; Kutiel et al., 2002).

- Phase négative : Dans cette même région, la phase négative (NCP- ; Fig.1.17b) qui est en place la majeure partie de l'année, est associée avec des températures supérieures et des précipitations inférieures à la normale (Kutiel et Benaroch, 2002 ; Kutiel et al., 2002).

D'après Kutiel et Benaroch (2002), le NCP est directement associé au modèle EAWR, bien que localisé une hauteur géopotentielle différente. Comme pour les modèles de la NAO ou de l'EAWR, les interactions climatiques avec l'espace méditerranéen sont plus fréquentes et marquées en hiver (Kutiel et Benaroch, 2002) mais se retrouvent également sur les enregistrements paléoclimatiques à long terme (Magny et al., 2013).

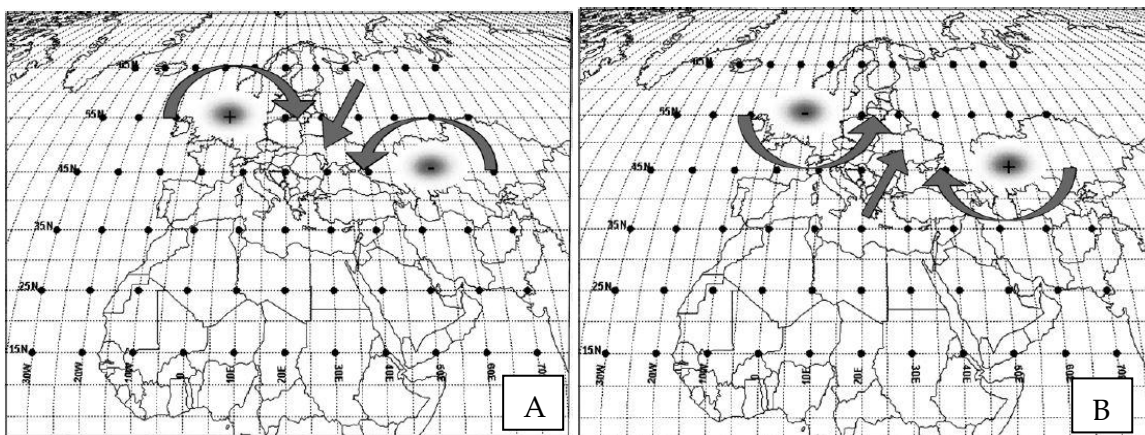


Figure 1.17 : Représentation schématique des anomalies de circulation lors des phénomènes de NCP en phase positive (A) et négative (B), Kutiel et Benaroch, 2002.

En plus des connexions avec la NAO, les modèles NCP et EAWR, le climat méditerranéen est également en interaction avec le régime des moussons hivernales est-asiatiques (Takaya et Nakamura, 2005 ; Panagiotopoulos et al., 2005)

1.2.4.3. Mousson asiatique et africaine

Le déplacement saisonnier (Nord-Sud) de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) sur l'ensemble du globe couplé à la différence d'inertie thermique entre continent et océan engendre le phénomène de mousson. Ce phénomène climatique est caractérisé par l'alternance de saison sèche et humide où les précipitations sont considérables et concentrées dans le temps. Ce processus est particulièrement déterminant pour les espaces situés en Afrique subsaharienne, en Asie du Sud-Est et sur l'ensemble des territoires périphériques de l'Océan indien. Il n'en demeure pas moins que des interactions avec le domaine climatique européen et nord Atlantique existent (Wang et al., 2005). Dans des espaces pourtant très distants, la symétrie des enregistrements observés lors d'évènements climatiques globaux tel que l'évènement centré sur 8200 cal BP (6250 cal BC), suggère une possible interaction au sein du mécanisme climatique général (Wang et al., 2005). Au cours de plusieurs changements climatiques enregistrés, une faible

mousson coïncide avec des périodes froides dans la région nord Atlantique (Bond et al., 2001 ; Gupta et al., 2003 ; Wang et al., 2005). Il existe une influence des moussons indienne et africaine contrôlées par la circulation subtropicale et tropicale sur le climat de Méditerranée centrale et orientale (Raicich et al., 2003 ; Alpert et al., 2005 ; Trigo et al., 2006 ; Lionello et al., 2006 ; Staubwasser et Weiss, 2006 ; Tzedakis et al., 2007 ; Ziegler et al., 2010 ; Fontaine et al., 2011).

Les fluctuations climatiques enregistrées au cours de l'Holocène peuvent être provoquées par une modification plus ou moins importante de l'un de ces facteurs de contrôle ou de leur interconnexion. Le régime des précipitations qui caractérise le climat méditerranéen est également marqué par des inversions temporaires de la circulation générale des courants de jets, des couloirs orageux ou de la structure thermodynamique de l'atmosphère (Eshel et Farrell, 2000 ; Giorgi, 2002 ; Xoplaki et al., 2004) dont les origines sont internes au bassin méditerranéen.

1.2.4.4. Les variations internes au bassin méditerranéen

Parallèlement aux oscillations de la circulation atmosphérique générale, les paramètres internes au bassin méditerranéen doivent être considérés (continentalité, influence orographique, etc. ; Xoplaki et al., 2004). La balance entre précipitation et évaporation influence la circulation et la température des eaux (Mariotti et Struglia, 2002). Le budget hydrologique s'en retrouve perturbé, tout comme les processus advectifs en hiver qui conditionnent les précipitations (Xoplaki et al., 2004). De même, les anomalies dans la température d'eau de surface marine (SST) conditionnent, au moins partiellement, la répartition des précipitations aux abords des régions continentales (Trigo et al., 2000 ; Xoplaki et al., 2000). Les interactions entre tous ces agents climatiques expliquent les fluctuations et leurs disparités spatiales qu'a connues le bassin méditerranéen au cours de l'Holocène. La variabilité climatique en Europe est donc le résultat de modifications dans les mécanismes de contrôle climatique dont les conséquences sociales supposées font encore débat.

1.3. Des migrations anciennes aux implantations précoces des peuplements

1.3.1. Des milieux de zones humides favorables à l'implantation des populations

1.3.1.1. Les premiers indices d'une présence anthropique

Les époques culturelles du Paléolithique (ca. jusqu'à 12000 cal BP/10050 cal BC) et du Mésolithique (ca. 12000-8500 cal BP/ 10050-6550 cal BC) restent assez peu documentées en Grèce malgré des découvertes d'abri sous roche, d'outillage lithique, de peinture rupestre, (etc.) de plus en plus nombreuses (e.g. Sampson, 1998 ; Kotsakis, 2001 ; Efstratiou, 2005). Cela s'explique tout d'abord par l'attention des archéologues et des

institutions attenantes qui s'est longtemps focalisée sur l'histoire et les découvertes monumentales de la Grèce classique (Runnels, 1995). Par ailleurs, les impacts de l'anthropisation des paysages et des sols, de la sismicité régionale et la remontée du niveau marin ont contribué à brouiller la lecture voire à faire disparaître les indices d'occupations plus anciennes dans les zones littorales et insulaires (Jameson et al., 1994 ; Ghilardi et Lespez, 2017). Ainsi, jusqu'au milieu des années 1990 l'idée dominante était qu'en Grèce, les premiers agriculteurs s'étaient installés essentiellement dans des régions sans occupation mésolithique préalable (van Andel et Runnels, 1995). Cette hypothèse a été remise en cause avec les nombreuses découvertes à l'instar de la grotte de Theopetra en Thessalie (eg. Kyparissi-Apostolika, 1999, 2003) ou de Franchthi dans le Péloponnèse (eg. Perlès, 2003 ; Stiner et Munro, 2011). Parmi les sites découverts pour cette période, plusieurs ont montré l'existence d'un milieu de zones humides à proximité (Sampson, 1998, 2015 ; Runnels et al., 2005 ; Stiner et Munro, 2010). À la fin du Paléolithique, le régime alimentaire reposant sur la chasse et la cueillette est brutalement remplacé par un régime mixte associant ressources marines et terrestres, les activités de pêche s'intensifiant au cours du Mésolithique (Sampson, 1998 ; Kaczanowska et al., 2008 ; Stiner et Munro, 2010). Runnels et ses collaborateurs (2005) ont montré que les sites mésolithiques grecs étaient constitués de préférence d'abris sous roches proches de zones humides en eau douce, aux abords du littoral. En Macédoine orientale, l'absence de site majeur datant de ces périodes (Perlès 2001 ; Karamitrou-Mentessidi et al., 2013 ; Runnels et al., 2005) ne signifie pas que la région n'ait pas été fréquentée. Comme pour plusieurs sites découverts en Epire, les conditions environnementales de Macédoine proposent de bonnes prédispositions pour les activités des chasseurs-cueilleurs (Bailey et al., 1993). L'existence de reliefs morcelés par de nombreux accidents topographiques associés à l'activité tectonique et de dépressions fertiles partiellement ou ponctuellement occupées par une zone humide est un facteur favorable à la présence de gibier et au contrôle de leur déplacement. Néanmoins la rareté des sites d'habitats du Mésolithique Récent dans l'est des Balkans et l'isolement relatif des populations suggèrent que ces groupes n'ont probablement pas joué un rôle majeur dans le processus de néolithisation (Perlès, 2003 ; Efstratiou, 2005 ; Kaczanowska et al., 2008). Cette transformation néolithique sur le paysage ne résulte pas d'une révolution brutale du rapport des sociétés à leur environnement mais plutôt d'une intensification et d'une récurrence des impacts anthropiques sur le milieu. Ce changement est très marqué sur la couverture végétale et sur les sols puisqu'il s'accompagne d'une croissance démographique, d'une emprise spatiale plus forte et plus durable (Bocquet-Appel, 2009). En plus du changement d'intensité des effets de l'anthropisation s'ajoute un changement d'échelle spatiale. Comme le mentionne J.-D. Vigne (2009), cela marque le passage « d'écosystèmes anthropisés à des écosystèmes anthropiques ».

1.3.1.2. Découvertes archéologiques du Néolithique à proximité des zones humides en Grèce du Nord

Les premières implantations néolithiques sont attestées autour de 8600 cal BP (6650 cal BC) au nord de la Grèce. Elles indiquent la trajectoire suivie par les premiers agriculteurs prolongeant l'expansion de la culture néolithique depuis le Proche-Orient vers l'Europe (Maniatis, 2014 ; Kotsakis, 2014a, 2014b ; Weninger, 2014). Les plus anciens sites découverts révèlent tous une proximité avec une zone humide quelle que soit sa nature (exsurgence, cours d'eau, confluence, basse terrasse fluviale, rivage lacustre ou palustre, estuaire, etc.). Ces choix d'implantation reflètent la sélection stratégique des premiers peuplements (Gkouma et Karkanias, 2016) comme c'est également le cas en Anatolie (Byrd, 2005 ; Boyer et al., 2006 ; Groenhuijzen et al., 2015 ; Stock et al., 2015).

Le principal argument en faveur du choix des zones humides comme un lieu d'habitat attractif provient de terrains arables fertiles permettant la culture (Sherratt, 1980 ; Runnels et van Andel, 1987 ; van Andel et al., 1995 ; Gkouma et Karkanias, 2016). Selon Sherratt (1980), le type de site choisi par les peuplements néolithiques est dépendant en premier lieu de l'existence d'une nappe phréatique élevée à l'endroit où les sols sont cultivés. Ainsi les sols sont adaptés à une horticulture à petite échelle et ne requièrent qu'une préparation et un entretien minimum. Parmi les sites du Néolithique Ancien recensés dans la région (9^{ème} millénaire cal BP ; 7^{ème} millénaire cal BC), les sites localisés le long du golfe thermaïque et/ou à proximité de l'Aliakmon sont nombreux à l'instar de Paliambella (Maniatis, 2014), Nea Nikomedia (Ghilardi et al., 2012 ; Maniatis 2014), Gianitsa (Maniatis, 2014), Varemnoi Goulon (Maniatis, 2014), Lefkopetra (Maniatis, 2014), Mavropigi-Filotsairi (Karamitrou-Mentessidi et al., 2013 ; Karamitrou-Mentessidi, 2014). On retrouve également cette implantation précoce de peuplements à Dispilio au bord du lac Kastoria (Hourmouziadis, 2002 ; Kouli et Dermitzakis 2008 ; Karkanias et al., 2011 ; Kouli et al., 2012), dans le bassin d'Amindeon (Chrysostomou et al., 2015), à Toumba dans le bassin de Serres sur les rives du lac Achinos (Fotiadis, 1985) et à Dikili Tash dans notre terrain d'étude (Lespez et al., 2013). Ces implantations précoces des premiers agriculteurs attestent de choix d'installation dans des situations topographiques et paysagères variables mais souvent à proximité d'une zone humide.

1.3.1.3. Des hydrosystèmes propices au maintien du peuplement sur le temps long

Les activités productives au sein des zones humides ont été et sont de trois ordres (Papayannis et Pritchard, 2011) :

- Le premier concerne les matériaux directement extraits des zones humides : poissons et mollusques, nourriture issue de la chasse ou de la cueillette, roseaux ou autre biomasse et eau douce (usage domestique ou irrigation) ;
- Le deuxième inclut les produits issus de l'utilisation de la zone humide et de ses abords : produits de l'agriculture (lait, viande) et produits dérivés de la pêche ;

- Le troisième concerne les services fournis par les zones humides comme ayant une valeur économique ou un intérêt social particulier : équilibre du cycle de l'eau (recharge de la nappe), protection contre les crues, protection contre les populations concurrentes, stabilisation du trait de côte et purification de l'eau.

Il est probable que les populations ayant vécu à proximité des zones humides ont bénéficié de leurs ressources, ont développé des représentations spécifiques les mettant en valeur culturellement et assurant leur présence dans les héritages spirituels et culturels (Papayannis et Sorotou, 2004). Ainsi les sociétés peuvent avoir choisi la proximité de l'eau pour des raisons issues d'expériences passées et de connaissances pratiques. Cela peut être d'ordre alimentaire, architectural, mais également social, culturel, etc. Il est possible que les zones humides soient associées à un sentiment de protection. Protection contre le feu tout d'abord, en cas d'incendie des habitations généralement construites en bois, mais également protection contre certains animaux ou d'autres groupes humains (Lyratzaki, 2011). Les zones humides ont pu être considérées comme des espaces de rencontre entre le profane et le sacré (Ramsar convention secretariat, 2001a).

Autre avantage, le transport des biens et des personnes se fait plus facilement sur un espace en eau qu'en le contournant. Cet atout n'est bien évidemment valable que pour les cours d'eau, les espaces lacustres ou les lagons mais peu probable pour les espaces palustres de petite dimension ou les cours d'eau situés à l'amont des bassins versants, trop marqués par la temporalité des écoulements et leur intensité. Cet intérêt ne se traduit pas toujours par une permanence de l'implantation, mais par des pratiques (chasse, cueillette, culture, etc.) de populations plus distantes.

1.3.1.4. Des hydrosystèmes anthropisés

Sur les 18,5 millions d'hectares de zones humides (\pm 3,5 millions) présents en Méditerranée d'après l'observatoire des zones humides méditerranéennes (2012), près d'un quart sont des espaces artificiels (barrages-réservoirs, étangs piscicoles). En Grèce, plus de 60 % des zones humides ont disparu entre 1910 et 1991, ce qui représente environ 250000 ha (Observatoire des zones humides méditerranéennes, 2012). Les zones humides étudiées, aujourd'hui drainées, s'inscrivent largement dans ce processus de « mise en valeur » des terres et de rétractation des milieux en eau.

Les zones humides persistantes sont, pour la grande majorité, des systèmes lacustres reliques du Pléistocène qui se sont transformés rapidement au cours de l'Holocène à cause des changements climatiques post-glaciaires, des événements tectoniques et des activités anthropiques. Les sociétés ont pendant longtemps utilisé leur environnement naturel de manière non destructive du fait de l'emploi de techniques extensives limitant les impacts. Dans l'espace étudié, les archives historiques et cartographiques témoignent que ces pratiques ont profondément changé au cours des deux derniers siècles :

- La première période, **antérieure à 1920** et émaillée par les conflits au nord de l'Égée. Les zones humides ne sont pas la préoccupation première des sociétés mais jouent tout de même un rôle stratégique dans les conflits. Les grandes étendues qui les composent ont pu être déterminantes dans les dispositifs militaires de certaines batailles ou dans l'organisation logistique des transports. Les influences des états étrangers soutenant la libération de la Grèce au dépens de l'Empire Ottoman en 1827 puis lors de la Première Guerre mondiale ont également participé aux investissements pour une autonomie agricole et ont appuyé sur une valorisation des anciennes zones humides.
- La deuxième période de rétractation des zones humides s'étend de **1920 à 1930**, lorsque l'afflux d'un million et demi de réfugiés provenant d'Asie Mineure se sont (ré)installés en 1922 suite aux différents conflits touchant la zone. Cette forte immigration impliquait le besoin de fournir des terrains cultivables pour un grand nombre d'immigrants. Du fait de la proximité géographique avec l'Asie Mineure, le nord de la Grèce a été fortement concerné par ces mesures. Le manque d'équipement et de technologie a, dans un premier temps, limité les impacts directs sur les zones humides, mais a fortement bouleversé les massifs forestiers. À cette période, 19 lacs continentaux et 6 lagons ou lacs littoraux étaient encore présents en Macédoine, recouvrant 585,8 km² (Psilovikos, 1992) avant que les investissements massifs au **début des années 1930** modifient radicalement l'occupation du sol à l'échelle régionale. Les espaces lacustres et palustres furent alors totalement drainés et les cours d'eau canalisés, endigués et régulés par des réseaux de drainage et des barrages.

1.3.2. Le monde Nord-Egéen : un carrefour culturel de mieux en mieux connu

1.3.2.1. Un héritage archéologique considérable

Sans inventorier tous les sites fouillés sur le territoire hellénique ni entrer dans le détail de l'étendue des connaissances archéologiques disponibles, les données fournies par l'archéologie sur les époques culturelles successives sont considérables aujourd'hui. Dans le monde grec, depuis plus d'un siècle, les recherches archéologiques dépassent largement les velléités individuelles et éparses de chercheurs pour s'organiser sous forme d'institutions et d'organismes nationaux et internationaux. Dans le sillage de l'école française d'Athènes établie depuis 1846, de nombreuses structures étrangères¹⁴ participent à améliorer les connaissances du carrefour culturel que constitue l'espace égéen. La richesse des informations sur la préhistoire et l'histoire se matérialise par les centaines de

¹⁴ Les écoles d'archéologie d'Athènes américaine, britannique, italienne, belge ou suisse, ainsi que les instituts d'archéologie allemand, autrichien, australien, canadien, danois, finlandais, hollandais, norvégien, suédois et irlandais s'investissent dans l'archéologie hellénique.

sites archéologiques de différentes époques répartis à travers la Grèce, dont 16 sont classés au patrimoine mondial de l'UNESCO. Du fait de l'ancienneté et de la permanence des recherches, du grand nombre d'artefacts ou de matériels archéologiques découverts et des moyens mis en œuvre, les données obtenues permettent des analyses socioculturelles et chronologiques d'une grande précision. À titre d'exemple, le corpus de datations au radiocarbone utilisé lors du projet « Balkans 4000 » (2007-2011), pour l'intervalle chronologique entre la fin du 6^{ème} millénaire et le début du 3^{ème} millénaire avant Jésus-Christ se compose d'environ 550 dates, réparties entre la Bulgarie et la Grèce (Fig.1.18).

1.3.2.2. Le difficile consensus sur la chronologie

Au sein des recherches archéologiques balkaniques en général et nord-égéennes en particulier, il est pourtant difficile de trouver deux découpages chronoculturels identiques d'un point de vue des limites chronologiques et de la terminologie utilisée. Selon les sources et les régions concernées, le cadre chrono culturel varie (Tab 1.1). La terminologie adoptée s'appuie sur le nom d'un site éponyme où les éléments d'une nouvelle « culture¹⁵ » ont été identifiés (eg. Karanovo, Vinça), soit d'un processus culturel régional qui caractérise un ensemble de peuplements pendant une période définie (eg. Néolithique, Chalcolithique, Âge du Bronze). À titre d'exemple, selon les régions, la fin du Néolithique est appelée « Néolithique Final », « Néolithique Récent », « Chalcolithique Final » ou « période de transition » en allusion au passage du Néolithique vers l'Âge du Bronze. La confusion terminologique conduit à deux problèmes principaux : la multitude de « cultures » recensées et la multitude de termes utilisés pour décrire des réalités socio-économiques, comme le montre Z. Tsirtsoni (2016). La fragmentation des appellations par les archéologues est favorisée par le régionalisme (perception et représentation propres à chaque terrain étudié dans un même pays) et le nationalisme (méthode adoptée par chaque pays) des pratiques. Cette fragmentation est entretenue par la proximité géographique et culturelle de l'archéologie balkanique avec d'autres entités culturelles et historiques majeures possédant leur propre cadre chrono culturel (Anatolie, Proche-Orient, Steppes eurasiennes, etc.). Il existe parfois des synchronismes reposant sur des affinités entre différentes cultures pourtant distantes de centaines de kilomètres l'une de l'autre. De plus, les interactions avec les Écoles européennes occidentales renforcent cette confusion terminologique. Les pratiques ne sont pas toujours compatibles et elles sont généralement très ancrées dans les enseignements et les méthodes de fouilles (Tsirtsoni, 2016). L'absence de stratégie commune et le décalage entre les méthodologies laissent place à une multitude d'appellations et d'interprétations, ce qui complexifie encore un peu plus l'étude des interactions Sociétés-Environnement. Les recherches paléoenvironnementales permettent parfois de pallier certaines lacunes de l'archéologie,

¹⁵ « une culture archéologique » est une entité historique concrète et appréhendable dans un espace et un temps donnés, et qui possède son système, ses structures et ses dynamiques propres » (Lichardus et al., 1985 ; p. 225)

en faisant le lien lors des transitions socioculturelles par l'obtention d'informations en continu.



Figure 1.18 : Localisation des principaux sites grecs et bulgares datés entre le 6^{ème} et le 3^{ème} millénaire avant Jésus-Christ, d'après Tsirtsoni, 2016.

Date BC	Périodisation (Terminologie égéenne dominante)	Southern Greece	Thessalie	Macédoine, Egée Thrace	Périodisation (Terminologie balkanique)	Vallée de la Struma	Rhodopes	Thrace	Nord-Est Bulgarie	Nord-Ouest Bulgarie	Macédoine, Egée Thrace			
5400	Néolithique Récent I	Knossos V -VI Franchthi 3-4 Tharrounia Ia Saliagos I Ftelia	Tsangli -Larissa	Sitagroi I Makri II Paradimi I-III Dispilio	Néolithique Moyen	Balgarchevo II Damianitsa I-II		Karanovo III	Usoe	Kurilo				
5200			Makrychori	Dikili Tash I Makrygialos I Sitagroi II								Néolithique Récent	Balgarchevo III Damianitsa III Promachon- Topolnitsa I-II	Karanovo IV
4800	Néolithique Récent II	Knossos IV Saliagos II Tharrounia Ib Agia Triada	Otzaki Dimini, Mandra, Vassilis, Palioskala, Rachmani Prodomos	Paradimi IV Makrygialos II Dispilio Sitagroi IIIA Dikili Tash II -early Kastri	Chalcolithique Ancien Chalcolithique Moyen	Slatino	Varhari Orlitsa	Marica I-IV Karanovo V	Hamangia III Hamangia IV Smyadovo	Gradeshnitsa	Akladi II			
4600	(Néolithique Final ou Chalcolithique)	Alepotrypa Knossos II -III Franchthi 5 Tharrounia II Agia Triada	Palioskala, Rachmani	Kryoneri Dikili Tash II -late Sitagroi IIIB -C Sidirokastro	Chalcolithique Récent			Karanovo VI Yunatsite I Karnobat	Varna Gumelnița Hotnitsa Smyadovo Kosharna	Krivodol - Sălcuța Sadovets				
4250			Mandra Palioskala Prodomos	Dispilio Dikili Tash II -final Kastri	Transition (Chalcolithique et Final)							Kolarovo	Tatul Yagodina I D. Dryanovo	Dzhulyunitsa (graves)
4000		Agia Triada	Palioskala	Kastri Agios Antonios	Proto-Bronze			Yagodina II D. Dryanovo ?	Cernavoda I Pevets Hotnitsa- Vodopada	Bezhanovo Devetaki, Borovan Sălcuța IV Galatin	Akladi (graves)			
3700		Kephala Tharrounia IIb	Mikrothives									Drama- Merzhumekja		
3500														
3300		Merenta		Agios Ioannis										
3200		Age du Bronze Ancien I	Eutresis III -IV Grotta-Pelos Merenta	Pefkakia 1-2	Sitagroi IV Dikili Tash IIIA Sidirokastro B			Age du Bronze Ancien	Kovachevo	Tatul	Ezero A Yunatsite IIA	'Pit graves' Smyadovo	Magura	Coțofeni
2800		Age du Bronze Ancien II	Eutresis VI -VIII Kamos-Syros	Pefkakia 3	Sitagroi Va Dikili Tash IIIB Sidirokastro A Kryoneri						Ezero B Yunatsite IIB	Ezerovo Smyadovo		

Figure 1.19 : Chronologie comparative du Néolithique et du Bronze Ancien en Grèce et en Bulgarie suite aux résultats du Projet « Balkans 4000 ». D'après : Tsirtsoni, 2016.

Pour toutes ces raisons, nous avons adopté dans ce travail une terminologie et un cadre chrono culturel qui prend en compte le maximum de ces paramètres, en essayant de se calquer sur la chronologie qui fait consensus entre les archéologues de la zone d'étude (Nord-Est de la Grèce ; Fig.1.19).

Temporalité culturelle BC/AD)	cal. BP	Chronozones			Discussion dans la thèse
		Europe occidentale	Méditerranée orientale	INTIMATE	
Grèce contemporaine	2 000	<i>d'après Magny et al., 1995</i>			
Empire ottoman	1 750	Subatlantique	Phase d'aridification de l'Holocène Récent	Holocène Récent	Chapitre 9
	1 500				
	1 250				
Empire Byzantin	1 000				
	750				
	500				
Epoque romaine	250	HOLOCENE	Optimum climatique	Holocène Moyen	Chapitre 8
Epoque hellénistique	250				
Epoque classique	250				
Epoque archaïque	750				
Premier âge du Fer	3 000				
Bronze Récent	1 250				
Bronze Moyen	1 750				
Bronze Ancien II	2 250				
Bronze Ancien I	2 750				
	3 250				
Néolithique Récent	3 750	Atlantique	Optimum climatique	Holocène Ancien	Chapitre 7
Néolithique Final/ transition	4 250				
Néolithique Récent II	4 750				
Néolithique Récent I	5 250				
Néolithique Moyen	5 750				
Néolithique Ancien	6 250				
	6 750	Boréal	Optimum climatique	Holocène Ancien	Chapitre 7
Mésolithique	7 250				
	7 750	Préboréal	Optimum climatique	Holocène Ancien	Chapitre 7
	8 250				
	8 750				
	9 250				
	9 750	Dryas Récent	Dryas Récent	Oscillation Préboréal	Chapitre 7
	10 000				
	10 500				
	11 000	Dryas Récent	Dryas Récent	GS-1	Chapitre 7
	11 500				
	12 000				
	12 500				

Figure 1.20 : Cadre chronologique culturel en Macédoine orientale, adopté pour ce travail de thèse.

1.4. La complexité des approches sur les interactions Sociétés-Environnement : problématique et recherche

1.4.1. Du déterminisme environnemental... au déterminisme anthropique

1.4.1.1. La terminologie des interactions Sociétés-Environnement

Parallèlement aux fluctuations et pulsations climatiques enregistrées de nos jours, le nombre de publications scientifiques connectant directement un changement environnemental à un changement culturel passé ne cesse de croître (e.g., Weiss et al., 1993 ; deMenocal, 2001 ; Weninger et al., 2006 ; Büntgen et al., 2011 ; Drake, 2012 ; Kaniewski et al., 2013 ; Frahm et Wiener, 2013 ; Wiener, 2014). Ces publications attribuent souvent un rôle déterminant aux changements des facteurs biophysiques sur l'émergence, la migration, le déclin voire l'effondrement des sociétés. À l'inverse, d'autres contestent l'existence de liens de causalité aussi direct, tout en reconnaissant certaines adaptations à l'échelle locale (Berglund, 2003 ; Berger et Guilaine, 2009 ; Kuzucuoğlu 2010, 2014 ; Butzer, 2012 ; Lespez et al., 2012b, 2014 ; Berger et al., 2016 ; Flohr et al., 2016). La grande majorité de ces changements sociaux et environnementaux sont évoqués dans la littérature scientifique par le terme de « **crise** » (climatique, environnementale, sociale, économique, culturelle, etc.) voire même « d'effondrement » (*collapse*) (e.g. Büntgen et al., 2011 ; Drake, 2012 ; Frahm et Feinberg, 2013 ; Kaniewski et al., 2013 ; Armit et al., 2014 ; Wiener, 2014, Downey et al., 2016). La déclinaison en crise d'intensité variable rend encore plus difficile la compréhension des interactions Sociétés-Environnement et la définition même du terme de crise.

Le concept de crise et l'évolution de son usage. - Le terme est de plus en plus usité dans le vocabulaire des sciences sociales, mais il induit bien des confusions. Selon B. Picon (2006) la première raison provient de son emploi actuel récurrent dans le langage courant où le terme n'est pas perçu et analysé de la même façon que dans le champ scientifique. De ce fait, la notion de crise a été longtemps éludée par les chercheurs travaillant sur le temps long des relations Sociétés-Environnement. Dans leurs conclusions du programme « environnement et vie des sociétés » du CNRS, T. Muxart et ses collaborateurs (2003) signalent que le terme de « crise » n'apparaît que très peu ou n'est pas utilisé par les chercheurs en sciences sociales. Ces derniers privilégient les termes de « seuil », « d'ajustement », de « déséquilibre » ou de « dysfonctionnement » empruntés au vocabulaire des sciences de la Nature. La réticence est d'autant plus grande qu'il n'existe pas une définition commune de « la crise » dans les discours scientifiques. Les définitions divergent selon les disciplines mais font toujours référence à des notions de cycles, de courbes et d'inversions de courbes. Ce qui rassemble toutes ces disciplines c'est que « **les crises sont toujours évoquées comme des épiphénomènes de processus long ou de substrats profonds** (Picon, 2006) ». La crise correspond alors à une rupture, brève, qui se

situe dans une évolution, une dynamique plus longue. Cela pose la question de savoir si les contemporains d'une situation dite « de crise » sont capables de saisir le long continuum qui l'engendre. Pour qu'il y ait crise, il faut qu'elle soit nommée par la société, c'est-à-dire par un groupe social dominant (si on veut qu'elle soit reconnue par la majorité) qui dénonce le « problème » ou tout au moins le processus. C'est par cet acte que le fait « naturel » devient un fait social.

Les questions qui se posent aujourd'hui sont : à l'aide de quels critères scientifiques reconnaît-on l'émergence d'une crise ? **Existe-t-il un ou des modèles de crises sociales engendrés par les mutations de l'environnement ?** C'est par ce questionnement que C. Beck et ses coauteurs (2006) introduisent leur ouvrage intitulé « *Temps et espaces des crises de l'environnement* ». L'analyse des crises environnementales est actuellement au centre des recherches sociales et environnementales. Cette démarche répond à des préoccupations sociétales importantes, en termes de vulnérabilités des sociétés face aux risques environnementaux à venir et faisant écho à ceux du passé. Pour y répondre, il est essentiel d'identifier les conséquences de la crise sur le milieu biophysique et de comprendre la réversibilité ou l'irréversibilité des processus anthropiques ou climatiques et le temps de récupération avant de retrouver un nouvel équilibre. Pour S. van der Leeuw (2006, p.316) la crise est « *déterminée par une accélération ou une décélération inattendue des dynamiques inhérentes à l'anthroposystème complexe, entraînant d'autres dynamiques qui font perdre à ce dernier sa cohérence* ». Elle n'est donc pas déclenchée par une cause unique et facilement repérable, mais par un ensemble de phénomènes qui entre en interactions et aboutit à une rupture brutale. De plus, la crise ne deviendrait une réalité objective qu'à partir du moment où, dans sa phase de réalisation ou *a posteriori*, des observateurs l'insèrent dans une séquence d'évènements ordonnés dont ils peuvent déceler le caractère non stationnaire (Bravard, 2006). Dans notre recherche, l'emploi du terme de « crise » se fera dans les cas où **les recherches *a posteriori* suggèrent un changement notable, relativement brusque des structures sociales ou des conditions environnementales, au sein de périodes marquées par une certaine continuité.**

1.4.1.2. Une approche des relations Sociétés-Environnement par les cycles adaptatifs : transition, crise, effondrement (« collapse »)

La perception de la dynamique paysagère, des évolutions culturelles et des interactions Société-Environnement a souvent été fragmentée et n'a jamais fait l'objet de consensus. Dans la littérature anglo-saxonne et en particulier en Amérique du Nord, c'est le concept de **panarchie** et de **cycle adaptatif** (eg. Adams, 1978 ; Tainter, 1988 ; Holling, 2001 ; Gunderson et Holling, 2002) qui définit et modélise le plus fréquemment les interactions entre les sociétés et leur milieu, ainsi que leur degré de résilience (Fig.1.20). Ce concept considère l'anthroposystème comme un écosystème, marqué par une évolution temporelle de ses structures et de ses fonctions, du fait des dynamiques et influences externes (Walker et al., 2006). Cet écosystème est régi de manière cyclique par

une phase de croissance (r), une phase de conservation (K), une période de déclin (Ω) et enfin une phase de réorganisation (α), menant ensuite à une autre phase de croissance (r) au sein d'un cycle nouveau, similaire ou différent du précédent. Ces cycles intègrent à la fois des processus sociaux et naturels reliés par des échelles spatio-temporelles. Il existe de multiples connexions entre les phases d'un niveau et celles d'un autre niveau (Fig.1.20). Lorsque le système entre dans la phase de déclin, il peut se propager dans un niveau supérieur plus lent par le biais d'une crise ou d'une révolte, et inversement les cycles plus lents ont un impact direct sur la réorganisation des cycles plus rapides, c'est la mémoire (Gunderson et Holling, 2002).

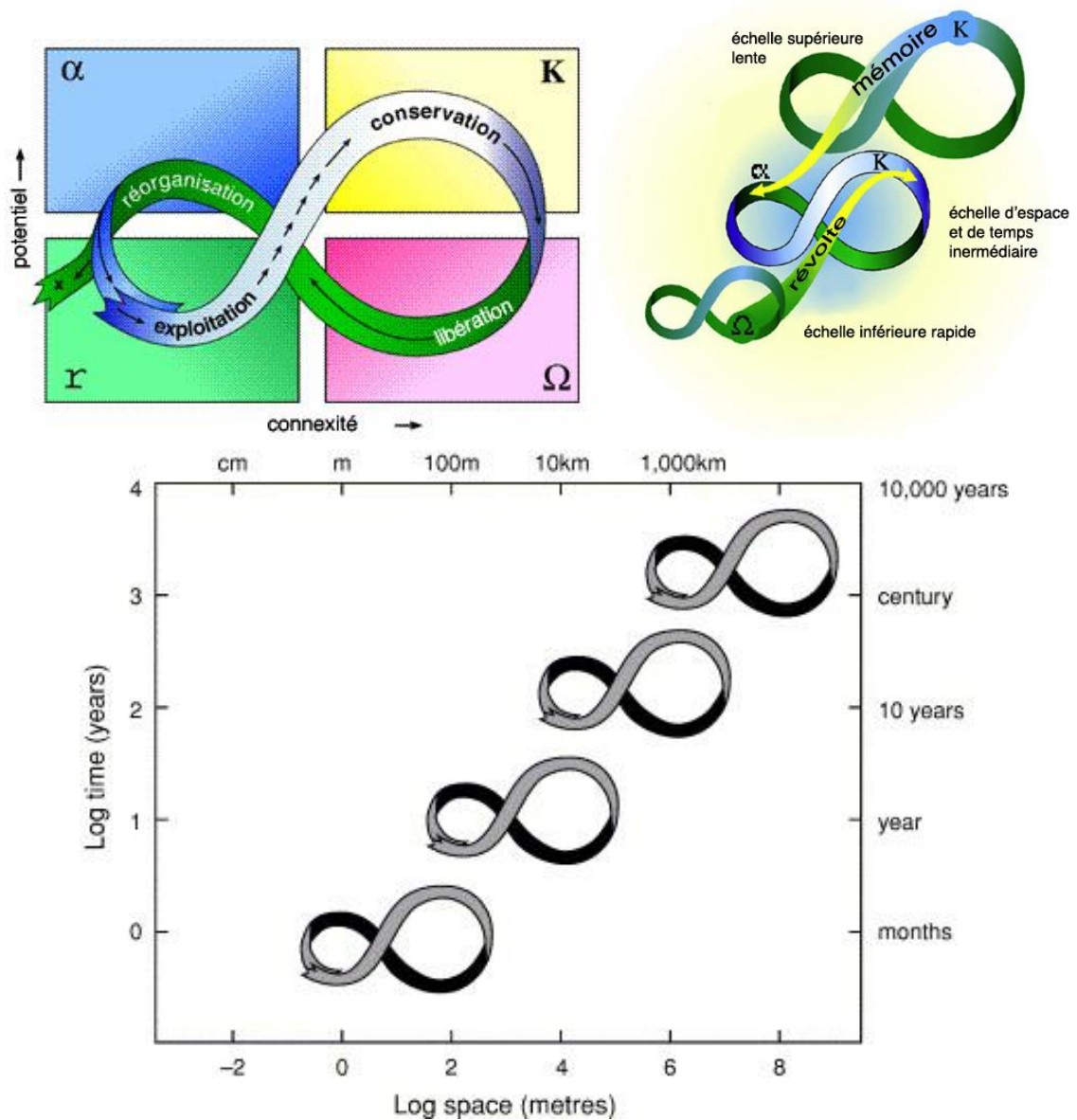


Figure 1.21 : Principe des cycles adaptatifs et de la panarchie d'après Gunderson et Holling, 2002.

Cette approche tend à modéliser les dynamiques socio-environnementales puis à les appliquer sur des communautés humaines bien spécifiques dont l'évolution culturelle est susceptible de valider le modèle. Cette approche simplifie (à outrance ?) et réduit la complexité qui régit les interactions sociales. L'application concrète de la panarchie calque l'évolution des sociétés sur celle du modèle selon une démarche déductive.

1.4.1.3. La théorie des effondrements d'origine environnementale

Le déterminisme environnemental s'impose surtout dans la justification de l'effondrement (« *collapse* ») de certaines sociétés. Deux théories principales émergent : celle qui accorde aux changements climatiques le rôle principal des transformations sociales (deMenocal, 2001) et celle qui fait de la limitation des ressources, par ailleurs surexploitées par les sociétés, un vecteur d'effondrement (Diamond, 2005). De nombreux exemples émaillent la littérature scientifique à l'instar de la chute des sociétés mayas (eg. Hodell et al., 1995 ; 2005 ; Gill, 2000 ; deMenocal, 2001), de l'île de Pâques (Diamond, 2005) de l'Empire Akkad (Weiss et al., 1993 ; Cullen et al., 2000), etc. Dans ces cas de figure, le déterminisme est souvent double voire triple. Les moteurs des effondrements sont : des contextes géographiques sensibles et vulnérables, des changements climatiques brutaux et intenses et une inadaptation voire une contribution des sociétés à la fragilité environnementale de leur milieu.

1.4.2. De la co-occurrence à la crise sociale

1.4.2.1. Synchronisme ou relation causale ?

L'une des critiques émise à l'encontre des explications déterministes provient de la confusion qui perdure entre (1) un fait social ou socio-environnemental enregistré par les recherches archéologiques et historiques ; (2) la co-occurrence d'évènements climatiques attestés par les recherches paléoenvironnementales et (3) les explications de cause à effet qui en sont faites (Lespez, 2012a). La comparaison de bases de données n'est pas suffisante pour déterminer les facteurs de forçages responsables. À l'instar de B. Berglund (2003) qui intitule son article « *Human impact and climate changes, synchronous events and causal link ?* », les observations doivent rester hypothétiques en l'absence d'analyses coordonnées et à haute résolution permettant de démontrer les liens de causalité entre un changement climatique et ses conséquences sociales (Lespez et Carozza, 2016). La synchronicité ou la co-occurrence ne peuvent pas être interprétées comme des preuves de causalité.

1.4.2.2. Crise sociale, crise environnementale ou crise socio-environnementale ?

À l'opposé des modèles déterministes, la conception sur laquelle repose ce travail vise à comprendre les interactions Sociétés-Environnement à partir d'analyses interdisciplinaires à haute résolution spatiale et temporelle. L'environnement n'est pas seulement considéré comme un facteur d'instabilité pour les sociétés mais il s'agit réciproquement d'un élément perturbé et dégradé par les activités humaines (van der Leeuw et Redman, 2002). Il s'agit donc d'une construction sociale au sein de laquelle les sociétés interagissent. Ce système anthropisé que les sociétés humaines aménagent est qualifié d'anthroposystème (Lévêque et al., 2003).

Dans cette approche, le concept de crise environnementale, tout comme celui de crise sociale, se distingue d'une fluctuation habituelle par un dysfonctionnement à caractère brusque qui perdure et affecte les sociétés. La crise environnementale est « *une situation de tension, voire de rupture, affectant un écosystème anthropisé, et donc un groupe humain pendant une période de temps significative* » (Bravard, 2006 ; p 151). Préciser la durée de cette période est important car la crise doit être distinguée d'un simple événement ou accident qui peut être surmonté plus aisément par le groupe social en question. Le rôle de la société incite à préciser la notion de « crise environnementale ». La notion de crise environnementale accorde une place prépondérante aux pratiques humaines dans son mécanisme. Vouloir remplacer le terme de « crise environnementale » par celui de « crise socio-environnementale » pour lever certaines ambiguïtés, serait un pléonasmе d'après B. Picon (2006). Néanmoins, cette dernière expression rend bien compte qu'il s'agit de rupture où les interactions Sociétés-Environnement jouent un rôle primordial, c'est pourquoi nous avons choisi de la conserver, d'autant plus qu'elle est de plus en plus employée par les chercheurs en géoarchéologie (Berger et al., 2000). La « crise environnementale » ou « socio-environnementale » n'est plus un simple phénomène naturel mais plutôt l'enregistrement social des conséquences des mutations entre les Hommes et les milieux dans lesquels ils se déploient.

1.4.3. La résilience/réponse des milieux aux perturbations anthropo-climatiques : reconnaissance de la complexité des interactions

Les adaptations réciproques permanentes des sociétés et des écosystèmes méritent une étude dans la longue durée si on veut discerner une crise socio-environnementale d'un état passager dans un système résilient (Holling, 1973 ; Burnouf et al., 2003). La résilience est la capacité d'un système à s'adapter au changement en retrouvant une organisation, un état, proche de celui qui précède la perturbation. À travers la réponse des milieux aux perturbations anthropo-climatiques, l'objectif est de réussir à identifier les phases de transformation irrévocable, les seuils de rupture ou les périodes de stabilité (Burnouf et al., 2003 ; Carcaud et Arnaud-Fassetta, 2014). En Méditerranée, une des entrées privilégiées, de longue date, pour étudier les changements socio-environnementaux concerne la morphogénèse. Cette approche s'inscrit dans la continuité

de la notion « d'érosion accélérée » popularisée par R.W. Bailey (1941) et R. Neboit-Guilhot (1991).

1.4.3.1. L'application des interactions aux problématiques égéennes

L'application de la notion d'érosion accélérée sur le pourtour méditerranéen fait suite aux importantes crises érosives observées et interprétées comme la preuve de variations paléoclimatiques holocènes (Vita-Finzi, 1969 ; Bintliff, 1976, 1977) ou de la dégradation du milieu par l'Homme suite à la pression qu'il exerce et la fin de la gestion des terroirs (Dufaure, 1976 ; Kraft et al., 1977 ; Davidson, 1980 ; Bousquet et al., 1983). Le rôle des sociétés dans la morphogénèse fluviale et les crises sédimentaires qui peuvent y être associées en contexte méditerranéen sera parfaitement discuté avec la publication de René Neboit intitulée « L'Homme et l'Érosion » (1991). Dans la continuité de ces travaux précurseurs, plusieurs auteurs ont abordé les interactions Sociétés-Environnement à travers le prisme de la morphogénèse en intégrant de la complexité (van Andel et Zangger, 1990 ; Bintliff, 1992 ; van Andel et Runnels, 1995 ; Fouache, 1999 ; Lespez, 1999). Sans proposer une dichotomie entre causes climatiques causes anthropiques, le débat sur l'évolution des paysages méditerranéens montre des relations complexes entre l'évolution sédimentaire et l'action des sociétés (Provansal, 1995 ; Berger 1996 ; Bruneton et al., 2002 ; Devillers et Provansal, 2003 ; Lespez, 2003 ; Fuchs et al., 2004 ; Allée et Lespez, 2006 ; Morhange et Provansal, 2007 ; Ghilardi et al., 2008 ; Dugar et al., 2011). De ces discussions sont apparus les termes de dynamique climato-anthropique (Morhange et Provansal, 2007) ou anthropo-climatique (Neboit-Guilhot et Lespez, 2006) Les recherches sur les facteurs de la morphogénèse des paysages helléniques anthropisés révèlent ainsi d'une forte dépendance vis-à-vis de l'avancée des travaux en archéologie et en histoire, généralement à l'origine de la demande (Devillers, 2005).

Récemment, la question du changement climatique a mobilisé de nombreux chercheurs dans un éventail très large de disciplines. Ces collaborations ont profondément modifié la perception des mutations des sociétés qui sont désormais perçues comme des changements guidés par des choix et des stratégies sociopolitiques, et non seulement par des changements climatiques ou géodynamiques (Gautier et Pech, 2013 p 334 in Chartier et Rodary). Le postulat initial était que la réponse des milieux et des sociétés aux changements climatiques passés pourrait éclairer les évolutions actuelles et futures. Les observations faites pour le réchauffement climatique actuel sur des espaces mobiles et sensibles tels que les hydrosystèmes ont incité par exemple à développer les analyses paléoenvironnementales des hydrosystèmes fluviaux lors du réchauffement postglaciaire. Néanmoins, la spécificité du réajustement actuel des milieux et des sociétés tend à remettre en cause la validité des analogues passés. La diversité des complexes morphosédimentaires existants et observés, attestent de la capacité des hydrosystèmes à mémoriser leur propre histoire quelle que soit leur dimension. Toute tentative de généralisation et de régionalisation passe obligatoirement par la multiplication des études

de cas. En augmentant l'espace étudié, cela crée un effet statistique qui permet de souligner les temps forts de l'érosion des sols (Macklin et al., 2006 ; Dussar et al., 2011). Néanmoins, le spectre de la co-occurrence des phénomènes reste encore une limite de cette approche.

D'après les recherches archéologiques, historiques, paléoclimatiques et paléoenvironnementales en contexte égéen, quatre types de réponses sont suggérées (e.g. Staubwasser et Weiss, 2006; Weninger et al., 2006, 2009, 2014 ; Berger et Guilaine, 2009 ; Clare et Weninger, 2010, ; Leppard, 2014 ; Flohr et al., 2016): (1) l'effondrement ou le déclin des sociétés (e.g. deMenocal et al., 2000 ; Weiss et Bradley, 2001 ; Büntgen et al., 2011), (2) des migrations massives et sur de longues distances (e.g. Weninger et al., 2014), (3) une adaptation des sociétés (e.g. Finné et al., 2011 ; van der Plight et al., 2011 ; Leppard, 2014) ou (4) aucune conséquence sociale (Willis et Bennett, 1994) ;

- « L'effondrement » de sociétés, où dans son acceptation plus large pour la période Néolithique, le déclin du nombre de sites occupés (temporairement ou à long terme) concerne les sites abandonnés suite à des famines ou à d'autres problèmes socioculturels induits par un bouleversement climatique (e.g. Weiss et Bradley, 2001 ; Staubwasser et Weiss, 2006 ; Weninger et al., 2009 ; Büntgen et al., 2011 ; Butzer, 2012) ;
- Les migrations longues distances enregistrées en Méditerranée supposent des fortes proportions de sites abandonnées dans une région et de nouveaux sites établis dans une autre, avec généralement un axe de migration privilégié (Leppard, 2014 ; Weninger et al., 2014). Généralement, ce processus est associé avec un transfert de matériel (outillages, récipients, etc.), des échanges culturels, des changements de pratiques agricoles et de production par rapport aux conditions matérielles préalables à la migration (Bocquet-Appel et al., 2009) ;
- L'adaptation des populations se matérialise par une diversification des stratégies de subsistance. Cela peut être une intensification ou extensification de l'agriculture, une réorganisation (voire une augmentation) des mobilités de courte distance ou la recherche d'une production plus diversifiée et moins dépendante de la production agricole (Meze-Hausken, 2000 ; van der Plight et al., 2011). La mobilité favorisée par les conditions plus sèches serait devenue une stratégie d'adaptation attractive pour les populations face aux tensions internes des communautés (Leppard, 2014);

- L'absence de conséquence sociale majeure peut intervenir lorsque les changements climatiques n'affectent pas de manière significative les pratiques de subsistance des populations et leur environnement. L'adaptation et/ou les migrations ne sont pas toujours décelées dans les enregistrements et peuvent donc être contestées (Willis et Bennett, 1994).

1.4.3.2. Les limites des données disponibles

L'interprétation déterministe des crises socio-environnementales ne correspond pas toujours à une lecture erronée de la réalité, mais bien souvent à une interprétation extrapolée, à partir d'un corpus de données disponibles limité. Parmi les limites régulièrement évoquées, on retrouve d'abord (1) l'absence de définition commune des faits. L'exemple grec résumé par J. Bintliff (1992, 2000, 2002) est représentatif de ces lacunes. Autre biais important, (2) l'enregistrement des changements climatiques n'est que trop rarement mesuré près des sites archéologiques (Lespez et al., 2013 ; Berger et al., 2016). Enfin, (3) la précision (chronologique et spatiale) des données paléoenvironnementales est souvent insuffisante pour être comparée aux données culturelles. Une accumulation et une juxtaposition de connaissances ne permettent pas de trancher sur les différents facteurs de contrôle d'un point de vue local et régional. Malgré le développement de la modélisation spatiale des dynamiques paléobiologiques (Fyfe et al., 2016) comme des dynamiques sociales (Weninger et al., 2014) en Méditerranée, l'évolution des surfaces affectées par l'érosion et leur usage reste mal connue.

Avec le recul et l'intégration de nouvelles données (quantitatives et qualitatives) certaines synthèses récentes effectuées sur le pourtour méditerranéen ont ainsi remis en cause les schémas explicatifs préétablis (Kuzucuoglu, 2009 ; Dusa et al., 2011 ; Finné et al., 2011 ; Berger et al., 2016 ; Flohr et al., 2016). Les forçages climatiques et leurs conséquences sur les milieux biophysiques sont rarement aussi directs que ne le laisse supposer la simultanéité entre une fluctuation climatique et un changement socio-environnemental. L'amélioration de la qualité des données environnementales et archéologiques permet très souvent de prouver la complexité des dynamiques socio-environnementales. Il faut donc envisager une vision intégrée issue d'approches pluridisciplinaires et multiscalaires. L'examen de la résilience sociale constitue l'une des clés de compréhension de la relation entre les sociétés et les forçages environnementaux (et réciproquement ; Butzer, 2005 ; Walker et al., 2006). Cette résilience pose la question de la conception que les populations se font de leur environnement et des changements susceptibles de l'affecter (Lespez, 2012a).

1.4.3.3. Enjeux de la thèse et sources de questionnement

L'observation et l'analyse systématique des relations entre les sites archéologiques et les sociétés qui les fréquentent d'une part, et les processus géomorphologiques et paléobiologiques d'autre part, doivent permettre de mieux comprendre l'interaction entre

les changements environnementaux et sociaux à l'échelle régionale. Le programme de recherche ArchéoMed PaléoMex Mistral dans lequel ce travail s'intègre propose de dépasser les notions mécaniques ou statistiques de contraintes et de forçages, en répondant aux questionnements suivants :

- Comment apparaissent les forçages naturels (climatique, eustatique, etc.) identifiés à l'échelle du bassin méditerranéen (ou globale) sur les environnements de Grèce du Nord ?
- Comment l'anthropisation se retranscrit-elle dans le paysage méditerranéen aux différentes échelles d'analyses ?
- Comment passe-t-on d'un évènement (climatique) à un fait social ?

Pour y répondre, la multiplication des données provenant de plusieurs archives, l'imbrication multiscalaire des informations et l'approche géoarchéologique pluridisciplinaire sont nécessaires. Il serait trop ambitieux de prétendre pouvoir répondre à toutes ces questions sur une temporalité aussi longue que l'Holocène ; c'est pourquoi ce travail, bien que réalisé à partir d'archives continues, se concentrera sur un espace régional de dimension modeste et sur des périodes chronologiques pour lesquelles des enjeux socio-environnementaux ont été identifiés et où les informations sont encore lacunaires. Trois périodes¹⁶ ont été identifiées :

- La phase de « **néolithisation** » de l'espace égéen entre le 7^{ème} et le 6^{ème} millénaire avant notre ère (9000-7000 cal BP/ 7050-5050 cal BC). Lors de cette période, le principal débat concerne les conséquences supposées d'un RCC (8200 cal BP/ 6250 cal BC) sur la diffusion de la culture néolithique depuis le Proche-Orient vers l'Europe, à travers l'Anatolie et la mer Égée (eg. Perlès, 2001 ; Weninger et al., 2006, 2014 ; Berger et Guilaine, 2009 ; Berger et al., 2016 ; Flohr et al., 2016).
- Les périodes de **crises sociales et environnementales qui marquent la transition vers l'Âge du Bronze jusqu'à l'Âge du fer** (5500-2900 cal BP/ 3550-950 cal BC). La transition entre le Néolithique Récent et le Bronze Ancien est notamment caractérisée par une rupture culturelle remarquable dont l'origine demeure inconnue (Tsirtsoni, 2016). Dans les siècles qui suivent cette transition se pose également la question des conséquences sur l'environnement et sur les sociétés de plusieurs RCCs enregistrés à l'échelle globale (5800, 4700 et 2700 cal BP ; eg. Mayewski et al., 2004).
- L'**Antiquité** et la succession des époques archaïque, classique, hellénistique et romaine (2850-1550 cal BP ; 800 cal BC-400 cal AD). Les questions sous-jacentes concernent la temporalité, l'ampleur et les répercussions environnementales de la succession des transformations socioculturelles et

¹⁶ Sans que nous puissions proposer de limites chronologiques fixes.

en particulier de la colonisation grecque et de ses liens avec les changements climatiques observés vers 3200-2750 cal BP (1250-800 cal BC).

Conclusion

Constat et besoins de recherches. - Au regard des travaux paléohydrologiques disponibles au Nord du bassin égéen, plusieurs constats se dessinent sur l'orientation des recherches menées depuis 50 ans.

On observe un cloisonnement des objectifs entre les recherches paléoclimatiques et des recherches archéologiques. Ainsi, la majeure partie des études à petites échelles se sont principalement focalisées sur le rôle des fluctuations climatiques dans la dynamique des milieux et n'ont considéré les facteurs humains et sociaux que dans un second temps. À l'inverse, les études géoarchéologiques ponctuelles réalisées à proximité d'un centre d'activité et/ou de peuplement peuvent survaloriser l'impact anthropique dans l'environnement local et masquer la tendance régionale.

Des zones humides propices aux recherches paléoenvironnementales. - Les zones humides sont à la fois les sources d'informations privilégiées pour la reconstitution paléoclimatique et pour l'étude des dynamiques de peuplement depuis le Néolithique, car elles sont susceptibles d'enregistrer l'ensemble des forçages climato-anthropiques. Cependant, elles ont encore été insuffisamment exploitées par l'analyse socio-environnementale et certaines périodes restent méconnues. Les relations société-environnement ont pourtant déterminé le caractère et l'identité des paysages méditerranéens de zones humides, à travers un fort degré de connectivité et de perméabilité (Garcia Mora et Montes, 2003). L'objectif de cette thèse est donc d'apporter de nouveaux éléments d'information en diversifiant les zones humides étudiées, en faisant intervenir le jeu des échelles et en replaçant les sociétés au centre des problématiques sur l'évolution des milieux.

Chapitre 2. Le cadre géographique : Macédoine orientale (Grèce du Nord)

Introduction

Les précédentes recherches réalisées dans le cadre géographique de la Macédoine orientale reposaient essentiellement sur des observations de terrains à partir de coupes mises à jour par l'incision des différents cours d'eau ou par les travaux de drainage et d'aménagement (Lespez et Dalongeville, 1998 ; Lespez, 2003, 2007, 2008). Leur analyse systématique associée au développement d'une approche pluridisciplinaire a mis en évidence la complexité et la variabilité du détritisme holocène. Elles ont permis de proposer une première histoire hydrosédimentaire montrant le poids des transformations d'origine anthropique des bassins versants (Lespez, 2003, 2008). En effet, les données archéologiques très denses (Koukouli-Chryssanthaki *et al.*, 2008) permettent de discuter du rôle changements de l'occupation des sols dans les dynamiques sédimentaires depuis le début du Néolithique. La reconnaissance de la complexité du fonctionnement des hydrosystèmes méditerranéens a contribué à définir localement un modèle anthropo-climatique (Neboit et Lespez, 2006). Ici comme ailleurs, le rôle des sociétés apparaît crucial dans le fonctionnement des systèmes fluviaux holocènes du monde grec (Dufaure, 1976 ; Brückner, 1986 ; van Andel *et al.*, 1990 ; van Andel and Zangger, 1990 ; Zangger, 1991 ; Fouache, 1999 ; Halstead, 2000 ; Lespez, 2003, 2007 ; Dusaar et al., 2011).

Cependant, en Grèce du Nord comme souvent dans le monde méditerranéen, le facteur climatique demeurait insuffisamment renseigné pour proposer une explication précise du rôle des interactions Homme/milieux dans l'évolution des paysages au cours de cette époque. Pour essayer d'y remédier, le potentiel des milieux palustres ou lacustres, offrait une opportunité d'approfondir et de renouveler les connaissances. Saisir cette opportunité nécessitait de pratiquer des recherches multi-indicateurs. C'est pourquoi, nous avons développé de nouvelles investigations de terrain dans une perspective d'approche géoarchéologique multiscalaire (chapitre 3) et la réalisation de nouveaux carottages regroupés en trois secteurs (2.4.), dans des espaces localement encore peu ou mal connus. Au préalable, nous reviendrons sur le socle de connaissances déjà acquis permettant d'identifier

les spécificités de notre zone d'étude (2.1.), avant de présenter le contexte climatique (2.2.) puis le contexte paysager (2.3.) dans lequel nous avons travaillé.

2.1. Les spécificités du contexte géomorphologique Nord Egéen de la basse vallée du Strymon et de la plaine de Philippes-Drama

2.1.1. Une géologie mouvementée

2.1.1.1. Présentation du contexte général

Le terrain d'étude, au nord de la mer Égée (entre 40°36' et 41°15' de latitude Nord ; entre 23°00' et 24°30' de longitude Est), appartient à la région administrative de Macédoine, dans sa partie orientale. La Macédoine est bornée à l'ouest par le massif du Pinde qui la sépare de l'Épire et à l'Est par les gorges du fleuve Nestos qui la séparent de la Thrace. Il s'agit d'une région au relief assez complexe, alternant montagnes (horst) et dépressions (graben) favorisant l'implantation des zones humides (Fig.2.1). Le secteur étudié est une partie du massif cristallin du Rhodope, localisé entre la Grèce et la Bulgarie. Le Rhodope est constitué essentiellement de roches métamorphiques et de roches magmatiques suite à l'orogénèse alpine ayant entraîné un épaissement crustal. L'essentiel du substrat est constitué de marbres, de granites, de gneiss et de schistes que l'on retrouve sur les différents massifs du terrain d'étude (Pangée, Ménokion, Falakro, Lékani, Symvolon ; Dinter et Royden, 1993). Les reliefs constitués par des blocs soulevés du socle métamorphique, forment des massifs montagneux jusque sur la frange littorale. Ils correspondent à des massifs montagneux dont l'altitude oscille entre 400 et 2250 m et dans lesquels s'insèrent deux larges dépressions (Dinter et Royden, 1993) : le bassin de Drama et le bassin de Serrès (basse vallée du Strymon), situé plus à l'ouest. Ce sont tous deux des bassins d'effondrement néogènes intramontagnards, résultant d'une tectonique extensive post-alpine amorcée au Miocène (Dinter et Royden, 1993). Le fond des dépressions est occupé par des vastes plaines dont la portion la plus basse est restée marécageuse jusqu'aux travaux d'assèchement du XX^e siècle. Une dépression de plusieurs dizaines de kilomètres d'orientation nord-est /sud-ouest, drainée par l'Angitis, relie les deux dépressions et sépare le Pangée du Ménokion et les monts de Lékani du Falakro (Fig.2.1).

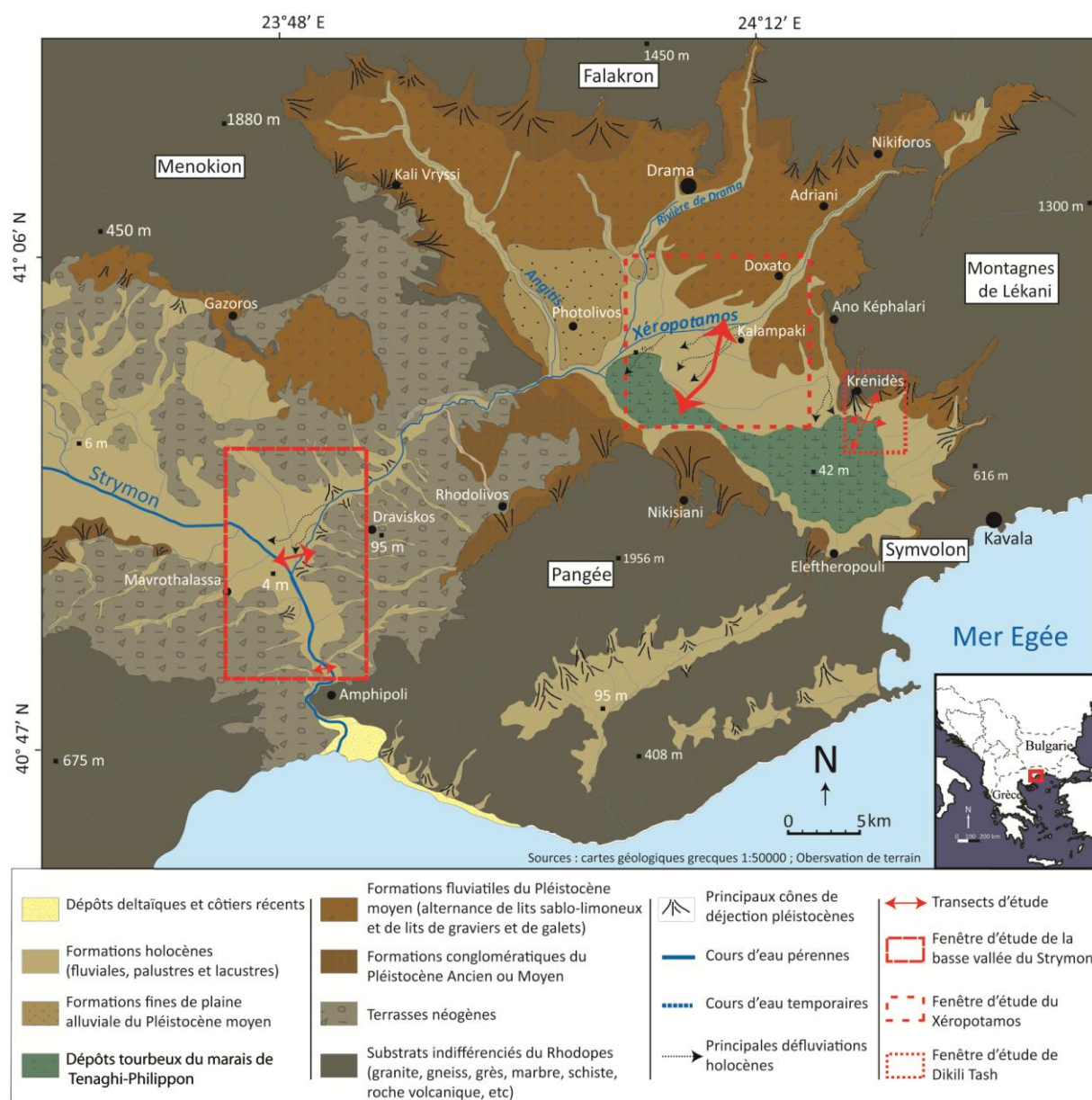


Figure 2.1 : Contexte géomorphologique du terrain d'étude (modifié d'après Lespez, 2008).

2.1.1.2. Composition et répartition des ensembles géologiques

Les marbres. - Les marbres blancs ou bitumeux plus gris sont les éléments dominants des reliefs de la zone d'étude. Ils forment notamment le versant septentrional du Pangée et l'essentiel des massifs du Falakro, des montagnes de Lékani et du Ménokion. Leur épaisseur est très variable puisque les estimations vont de 1200 m (Chatzipanagis et Evangelou, 1992) à 6000 m (Kronberg, 1969). Dans ces formations carbonatées, sont insérés des gneiss et des micaschistes.

Les micaschistes. - Les micaschistes affleurent également de façon très localisés sous forme de minces couches interstratifiées (10-15 m, Chatzipanagis et Evangelou, 1992). On les retrouve dans certaines vallées incisées du Pangée, de Lékani, du Falakro ou du Ménokion.

Les gneiss. – Les gneiss, parfois qualifiés d'orthogneiss issus du métamorphisme du granite ont une épaisseur supérieure à 1000 m (Chatzipanagis et Evangelou, 1992). Ils arment les versants sud du Pangée et les versants nord du Symvolon. Les gneiss n'affleurent que ponctuellement, à l'instar des incisions faites par le Xeropotamos, scindant le Falakro des montagnes de Lékani.

Les roches plutoniques. – Il s'agit de granodiorites ayant une texture de grains moyens à grossiers (Meyer, 1968). Elles constituent l'essentiel du massif du Symvolon qui sépare la plaine de Philippos-Drama du littoral. On les observe également dans des affleurements sur le Pangée, les montagnes de Lékani et sur le Falakro.

2.1.1.3. Mise en place des surfaces d'érosion

Aux abords du fossé tectonique, la formation de reliefs montagneux aux compositions minéralogiques très hétérogènes, a permis à l'érosion de s'exprimer. Le découpage des fronts montagneux se développe avec l'influence de la tectonique (ligne de faille et d'écoulement préférentiel) et de l'érosion différentielle qu'il n'est pas toujours aisé de dissocier. Ainsi, les nombreux rentrants, à l'image du Xéropotamos à l'est du bassin de Drama peuvent être le résultat de leur positionnement sur un axe synclinal, accentué par des affleurements plus friables et le jeu d'une tectonique cassante (Fig.2.1).

Terrasses et sédimentation néogènes. – Dans les deux bassins, la sédimentation issue de l'érosion se fait dès le Néogène. Elle débute au Miocène moyen dans le bassin de Serrès (Karistinos et Ioakim, 1989) et au Miocène supérieur dans le bassin de Drama (Mélidonis, 1969). Bien que l'épaisseur de cette accumulation reste mal connue, elle est globalement estimée à plus de 300 m dans le bassin de Drama (Kaouras et al., 1991). Cette sédimentation est largement recouverte par des dépôts quaternaires dans le bassin de Drama tandis que pour la basse vallée de l'Angitis et la basse vallée du Strymon de vastes terrasses témoignent encore de ces épisodes (Fig.2.1). Les sédiments de ces formations sont souvent constitués de conglomérats sableux mal triés (Psilovikos et Syrides, 1983)¹ mais ils peuvent également correspondre à des dépôts marneux formés lors des transgressions marines de la fin du Miocène ou au cours du Pliocène. Ils restent toutefois cantonnés à la partie méridionale du bassin de Serrès (Xidas, 1970 ; Psilovikos, 1986 ; Kojumdjieva, 1987 ; Kouris, 1988).

Érosion des dépôts néogènes. – Dans l'ensemble, les formations néogènes sont plus tendres que celles du socle du Rhodope, comme en témoignent les nombreuses incisions dans le bassin de Serrès. Néanmoins, on doit faire la distinction entre les calcaires lacustres, les conglomérats miocènes ou pliocènes très indurés et les dépôts marneux ou sableux plus sensibles à la météorisation. Ces derniers sont très sensibles à l'érosion hydrique dès qu'ils ne

¹ Voir Lespez, 1999 pour la description précise des formations, des milieux et des épisodes climatiques associés à ces formations.

sont plus protégés par une couverture végétale suffisante. Cela a pour conséquence la formation de modelés de type badlands, observables entre le Pangée et le Ménokion par exemple (Fig2.2).



Figure 2.2 : *Paysage de type Badland. Incisions par ravinement des dépôts marneux néogènes au pied du Ménokion (Pangée au second plan), à l'est de la basse vallée du Strymon, à proximité de Gazoros (mars 2012, A. Glais).*

2.1.1.4. Une activité sismique régulière

Construction de fossés tectoniques néogènes. - L'activité tectonique a joué un rôle considérable dans la subsidence des espaces continentaux, dans l'immersion par la mer des espaces nord égéens et dans l'organisation du réseau hydrographique. Après l'orogénèse alpine, l'effondrement post-tectonique s'accompagne d'une tectonique extensive responsable des principales formes de reliefs (massifs et dépressions) observables de nos jours (Lyberis, 1984 ; Psilovikos et Syrides, 1984). La mise en place des bassins de Serrès et de Drama qui fait suite à cette tectonique cassante a probablement débuté au Miocène inférieur où trois phases se seraient succédé (Lyberis, 1984 ; Dinter et Royden, 1993) :

Entre le Miocène inférieur et le Pliocène supérieur (fin du Néogène), l'ensemble de la région est inclus dans un vaste bassin d'effondrement au nord de l'Égée, orienté nord-ouest /sud-est. Pour de nombreux chercheurs, cette tectonique cassante formant les horsts et les grabens dans la région, résulte de nombreuses failles normales (Psilovikos, 1984 ; Dinter et Royden, 1993).

Dans un deuxième temps, à partir du Pliocène supérieur, la séparation entre les bassins de Serrès et de Drama résulte d'une nouvelle tectonique cassante, créant un bloc soulevé entre le Pangée et le Ménokion (Psilovikos, 1984 ; Vavliakis et al., 1990).

Enfin, une extension d'orientation nord/sud du bassin de Serrès a eu lieu à partir de la fin du Pléistocène (Lyberis, 1984 ; Tranos, 2011). Ce dernier suggère également que l'actuel axe d'extension de la vallée du Strymon (nord/sud) active le mouvement des failles normales d'orientation est-ouest, séparant le bassin du Strymon (terrestre) du bassin du golfe strymonique (marin).

La tectonique active du Pléistocène. – Les bassins ont été soumis au cours du Pléistocène à une forte activité tectonique et sont affectés par une migration des zones de subsidence (Lespez, 2008). Cette migration vers le Sud explique la dissymétrie des piémonts de la plaine de Drama. Ils sont qualifiés d’hérités dans la portion nord, tandis qu’ils sont restés beaucoup plus fonctionnels jusqu’à nos jours dans la partie méridionale de la plaine. Le morcellement tectonique a été mis en évidence à partir des observations de terrains sur les affleurements des dépôts plio-pléistocènes (Vavliakis et al., 1989 ; Broussoulis et al., 1991 ; Lespez, 2008). Au cours des périodes de tectonique active, les cônes alluviaux avancèrent temporairement vers le centre du bassin de Drama, causant ainsi des discontinuités dans les dépôts (Fig.2.3, Pross et al., 2015). Ces avancées séparent les dépôts de lignite de subsurface sous forme de lits interstratifiés au centre du bassin de Drama (Kaouras et al., 1991 ; Filippidis et al., 1996). Les périodes relativement “calmes” tectoniquement, facilitent la mise en place de modelés plutôt plans. À l’inverse, les périodes d’intensification tectonique qui succèdent, tel que le Pléistocène moyen, favorisent l’étagement (Psilovikos, 1984). Les escarpements de failles visibles sur les bordures des bassins d’effondrement possèdent des rejets souvent décamétriques, datant du Pléistocène Moyen au plus tard. Dans le nord de la plaine de Drama, les failles possèdent trois directions dominantes : Ouest-Nord-Ouest/Est-Sud-Est, Est/Ouest et Nord/Sud. La détermination de l’âge de ces événements tectoniques reste délicate, néanmoins des hypothèses sur leur succession peuvent être émises suite aux diverses investigations. Les failles de la première orientation (ONO/ESE) ont dû se former à la fin du Tertiaire ou au début du Quaternaire et sont probablement antérieures à celles orientées Est/Ouest (Lespez, 2008). Ces dernières peuvent dater du Pléistocène Moyen voire du Pléistocène Récent (Vavliakis et al., 1989).

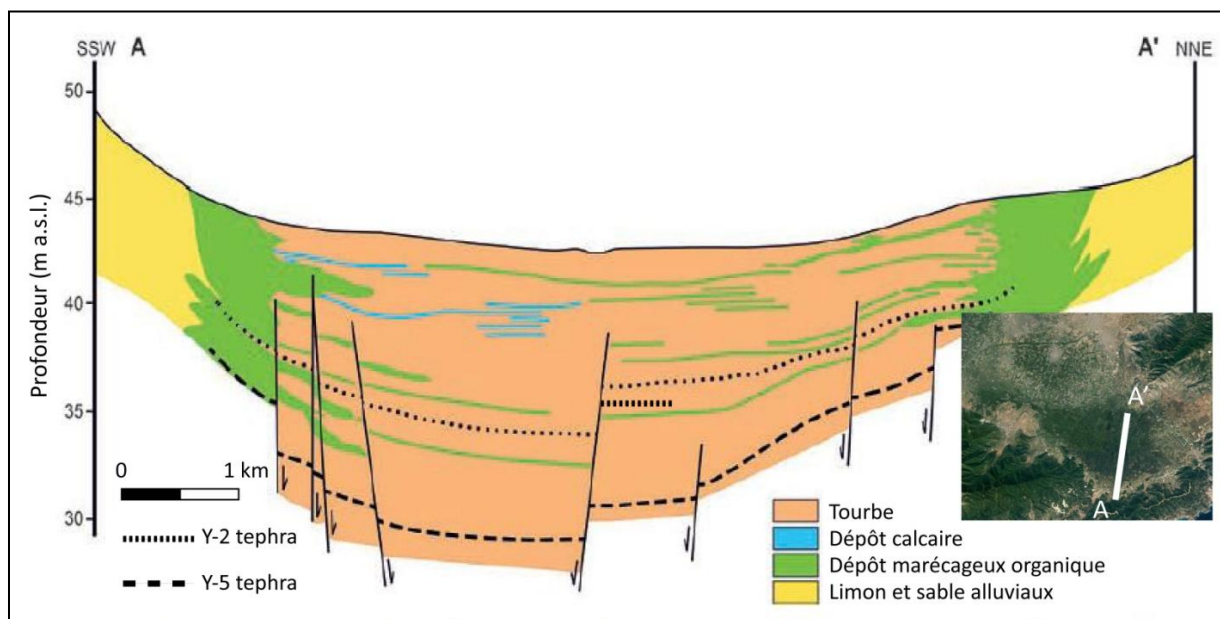


Figure 2.3 : *Transect géologique des 20 mètres supérieurs de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon, modifié d'après Christanis (1983) et Pross et al. (2015).*

Une tectonique toujours active. – Le système de faille du Strymon qui parcourt le bassin de Serres ne représente pas seulement la ligne de séparation entre les deux principales unités tectoniques alpines du massif serbo-macédonien à l’ouest et du massif du Rhodope à l’est (Bornovas et Rondogianni, 1983) ; il forme également un système de faille décrochante très actif (Tranos, 2011 ; Mouslopoulou et al., 2014). Il est responsable, au moins partiellement, du morcellement du relief et de la dissymétrie morphologique des zones de piémont. Ce système opère en conjonction avec les failles de la dépression nord-égéenne, qui prolonge la faille nord-anatolienne en Égée (Fig.2.4 ; Taymaz et al., 1991 ; Mouslopoulou et al, 2014).

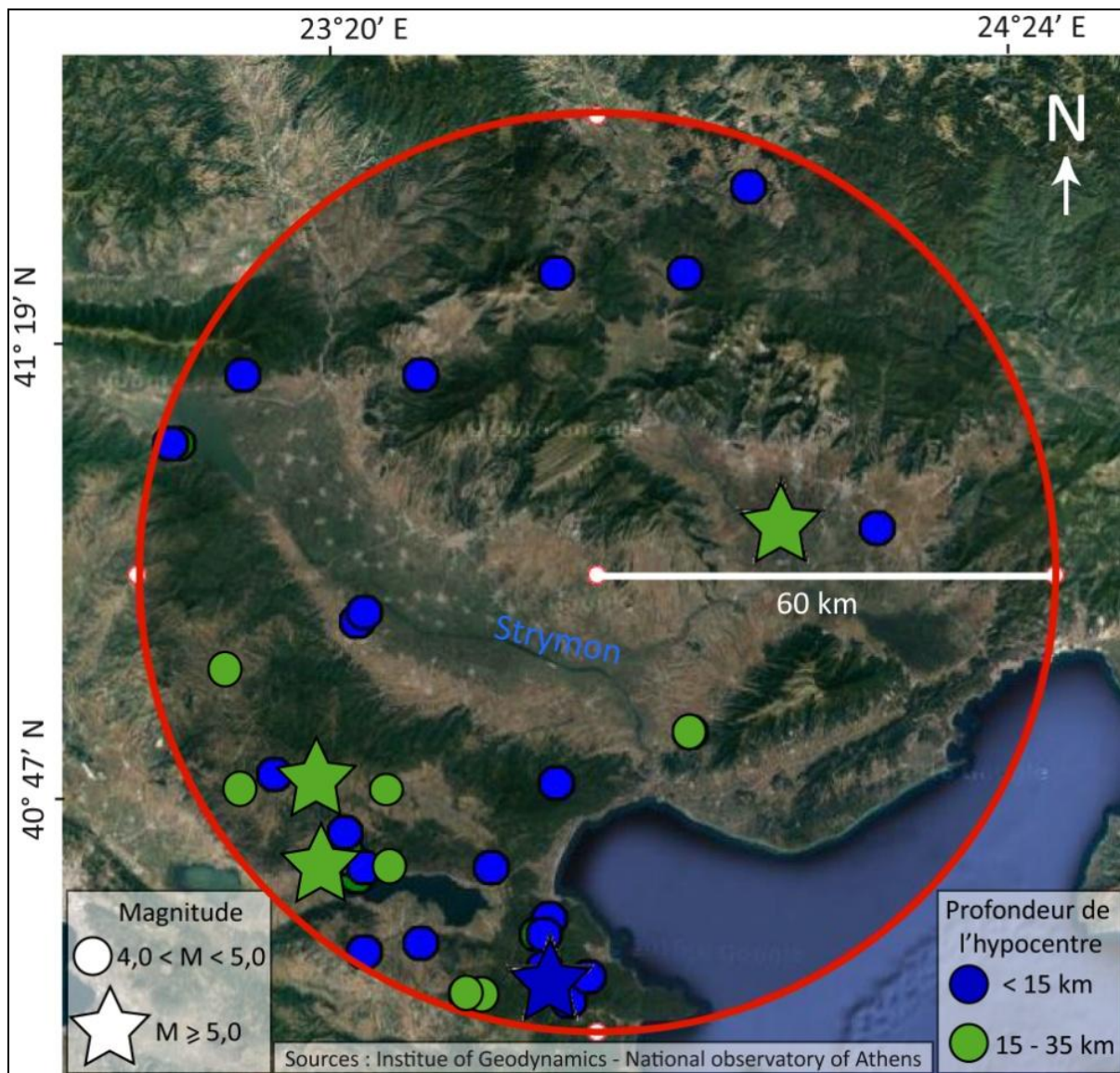


Figure 2.5 : Carte des séismes de magnitude supérieure à 4,0 recensés entre le 1^{er} juillet 1964 et le 1^{er} juillet 2016 pour lesquels la profondeur de l’hypocentre est inférieure à 35 km de l’épicentre. 4 évènements majeurs : 23 mai 1978, magnitude 5,4 ; 20 juin 1978, magnitude 6,0 ; 9 novembre 1985 magnitude de 5,1 ; 4 mai 1995 magnitude de 5,0.

Le bassin versant du Strymon est toujours affecté de façon récurrente par des séismes importants, bien que leur épïcêtre ne se situe pas en majorité dans la basse vallée (Fig.2.5). Au-delà des évènements représentés sur la figure 2.5, ce sont 1475 séismes de magnitude inférieure à 4,0 qui ont été recensés entre le 1^{er} juillet 1964 et le 1^{er} juillet 2016 (Institute of Geodynamics-National observatory of Athens consulté le 10-08-16).

Les épisodes marquants (la mémoire des populations autant que les structures lithologiques) tel que le séisme de 1904 à Krupnik de magnitude 7,8, dans la partie amont du bassin versant (Bulgarie), ont été largement étudiés (Karnik, 1968 ; Meyer et al., 2002). Plus récemment, les séismes de mai 1995 qui ont affecté le nord de la Grèce ont fait l'objet d'importantes recherches compte tenu des risques géomorphologiques auxquels ils sont associés pour les sociétés (Stiros, 1998). En revanche, l'absence de preuve sur le terrain de déplacement par décrochement de faille dans les espaces dépressionnaires peut s'expliquer par une intense érosion et/ou modification des roches tendres à proximité du Strymon (Mouslopoulou et al., 2014). Les discrètes traces de déformation tectonique récente sont probablement masquées voire supprimées par la dynamique du cours d'eau et son remplissage par des sédiments alluviaux holocènes. À titre d'exemple, le séisme le plus intense enregistré en 1978, n'a pas produit de déplacement de surface mesurable (Papazachos et al., 1979 ; Soufleris et al., 1982 ; Tranos et al., 2003). Les mesures récentes des déplacements dans la basse vallée du Strymon font pourtant apparaître des vecteurs de déplacements relativement uniformes, de valeur supérieure à 2 mm par an et d'orientation nord/nord-ouest (pour la partie est du Strymon). À l'inverse, immédiatement à l'ouest du Strymon, sur une distance de 30 km, les vecteurs de déplacement montrent un caractère variable avec une prédominance pour une orientation sud/sud-ouest. En moyenne, la valeur des déplacements est de 3,3 mm par an au niveau de la faille décrochante de la basse vallée du Strymon. Cette valeur est significativement plus grande que le ratio quaternaire pour l'ensemble du système de faille du Strymon englobant les segments égéens et bulgares (environ 0,4 mm par an ; Zagorcev, 1992a ; 1992b).

Nous devons convenir qu'il est difficile de trouver des indicateurs de cette activité au sein de la sédimentation détritique qui domine les piémonts comme les zones de dépression. Cela est d'autant plus vrai dans les études menées essentiellement à partir de carottages peu profonds (3-15 m à une exception près) dans des dépôts les plus récents et ductiles. Ces dépôts ne permettent pas un aperçu en continu des remplissages et de leur éventuelle discontinuité comme cela peut être le cas sur des transects continus plus profonds (Fig.2.3).

Finalement, l'orogénèse alpine associée à la tectonique cassante puis aux aplanissements néogènes structurent l'organisation des reliefs bordiers du sud du Rhodope. Les formations de bas plateaux résultent donc de la sédimentation néogène qui illustre le début d'une érosion importante des massifs montagneux. Cela indique également que le couplage entre l'activité tectonique et les processus d'érosion toujours actifs ont permis de fixer les grands traits du relief de la zone d'étude dès le début du Quaternaire avant les principaux remplissages.

2.1.2. La morphogénèse quaternaire

2.1.2.1. La mise en place des grands remplissages

Identification et caractérisation des dépôts. - Parmi les travaux sur le comblement des fossés, certains se sont attachés, à travers des sondages profonds à estimer l'ampleur des différents épandages (Mélidonis, 1969 ; Broussoulis et al., 1991). La transition entre le Pliocène et le Pléistocène se situe à plus de 300 m de profondeur (Broussoulis et al., 1991). La sédimentation quaternaire correspond à une alternance de sédiments lacustres et détritiques. Ces derniers sont observables sur les pourtours des bassins de sédimentation et reposent toujours en discordance angulaire nette sur les formations pliocènes ou miocènes sous-jacentes (Lespez, 1999). Au centre du bassin, au moins 80 mètres de sédiments détritiques grossiers au sein d'une matrice argileuse sont accumulés sous les 170 mètres supérieurs (dont 2 à 10 mètres sont datés de l'Holocène) de sédimentation organique tourbeuse formée en contexte palustre (Wijmstra, 1969 ; Tzedakis, 2006 ; Pross et al., 2015).

Chronostratigraphies des dépôts. - Plus récemment, des investigations, utilisant une procédure de calibration astronomique, reposant sur la correspondance dans les changements de certains éléments de la végétation et sur les configurations périhéliques en mars et juin ont permis de réévaluer la base de la séquence à plus de 1 million d'années (Tzedakis et al., 2006). De plus, une comparaison entre cette séquence terrestre et (1) des carottages marins profonds (Wijmstra et Groenhart, 1983 ; Tzedakis et al., 2006) et (2) des carottes de glace (Fletcher et al., 2013) confirme une étroite correspondance en termes climatostratigraphiques. L'importance des archives sédimentaires du bassin de Philippos-Drama dépasse ainsi le cadre local du secteur d'étude. La chronostratigraphie de ce remplissage sédimentaire offre une résolution spatiale et temporelle sur plus de 1,35 millions d'années comportant au moins 19 cycles glaciaires-interglaciaires consécutifs. Il s'agit d'une continuité exceptionnelle avec très peu de remobilisation sédimentaire. Cela s'explique par l'existence d'une lithologie tourbeuse et de la morphologie du bassin de Drama qui est de grande dimension mais avec un faible gradient topographique interne (Pross et al., 2015). Enfin, la proximité du bassin avec des zones refuges de plantes thermophiles est un atout primordial dans une optique de reconstitution paléobiologique et palynologique, puisque les délais entre les forçages climatiques et la réponse des cortèges végétaux *via* leur adaptation sont très réduits (Tzedakis, 1993 ; Pross et al., 2015).

2.1.2.2. La construction des piémonts

Tout au long du Pléistocène, la prééminence des reliefs a été mise à mal par les processus de météorisation et d'altération contribuant à alimenter les accumulations détritiques. L'importance des cônes de déjection et la prédominance des formations grossières révèlent avant tout la vigueur et la jeunesse des reliefs bordiers (Lespez, 2008). Ainsi, les grands épandages détritiques au pied des principaux massifs forment de longs

plans en pente douce appelés « piémonts ». Les systèmes de piémonts dessinent des cônes de déjection de différentes dimensions sur les marges des bassins (Fig. 2.1). Néanmoins, leur apparente similitude masque une hétérogénéité bien réelle. Ils présentent une stratification de faciès sédimentaires diversifiés, mettant en évidence des capacités de transport variables et le rôle des fluctuations climatiques dans la morphogénèse (Lespez, 2008). Indépendamment des sondages profonds réalisés dans le bassin de Drama, les analyses topographiques, les affleurements ou les carottages superficiels (jusqu'à 12 mètres) effectués aux marges de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon, fournissent une bonne connaissance de la construction des piémonts (Broussoulis et al., 1991 ; Christianis et al., 1998 ; Lespez et Dalongeville, 1998 ; Lespez, 2003, 2007, 2008).

Du début du Pléistocène au Pléistocène Moyen. - Les sondages effectués dans la moitié nord du bassin de Drama montrent une alternance entre trois grandes séquences organiques et trois séquences détritiques plus fines (Broussoulis et al., 1991). L'alternance des dépôts ne signifie pas pour autant une dualité entre « construction » et « arrêt » de la progradation des piémonts. Les couches lignitifères (organiques) intercalées avec des séquences fluviatiles sont caractéristiques d'une plaine alluviale et n'indiquent pas un arrêt généralisé de l'accumulation de piémont (Broussoulis et al., 1991). Le ralentissement des apports détritiques et le développement de quelques incisions sont plus probables qu'une durable interruption de l'érosion au Pléistocène Moyen (Lespez, 1999). L'apaisement tectonique du début du Pléistocène Moyen renforce par la suite la forte sollicitation tectonique de la seconde moitié de la période. La réactivation a probablement facilité le transport de volumes considérables de sédiments à la sortie des vallées profondément incisées. En plus de la vigueur des versants, la tectonique et l'érosion (par processus périglaciaires notamment) sont les principaux responsables des formations de piémonts à cette période (Lespez, 2007). L'étalement des débris peut s'expliquer par un effet de mobilisation de sédiments fortement sollicités par la tectonique qui s'illustre par la présence de brèches, de diaclases ou de blocs déplacés (Lespez, 1999).

Pléistocène Récent. - Dans le nord du bassin de Drama, l'aggradation des grands épandages détritiques va se ralentir. En revanche, sur les piémonts du Pangée, du Symvolon et des montagnes de Lékani, des dépôts du Pléistocène Récent viennent fréquemment recouvrir ceux du Pléistocène Moyen (Lespez, 1999). Les débris grossiers sont fournis essentiellement par la météorisation des marbres des divers massifs sous une apparence plus ou moins émoussée voire roulée en fonction de la distance de transport. Les éléments fins qui constituent la matrice argilo-sableuse souvent ocre proviennent plus probablement de l'altération des micaschistes. Ces écoulements relèvent de plusieurs types d'apports qui ne sont pas forcément guidés par un écoulement préférentiel. La sédimentation la plus grossière indique des écoulements torrentiels pouvant être suivis d'écoulements fortement chargés en particules fines. Les horizons sablonneux à gravillonneux plus fréquemment observés à l'aval des cônes résultent plutôt d'écoulements non chenalisés et divagants. Les observations

rapportées par Lespez et Dalongeville (1998) puis Lespez (1999) laissent donc entendre que la mise en place des ultimes dépôts pléistocènes s'est faite sous des conditions sèches à régime saisonnier marqué.

2.1.2.3. Conditions initiales de la morphogénèse holocène

À la fin de la dernière période glaciaire du Pléistocène (Würm), les sommets des montagnes de Macédoine orientale sont partiellement recouverts de glaciers, tandis que le niveau de la mer est environ 120 m sous son niveau actuel (Psilovikos, 1992). Le réchauffement climatique marquant le début de l'Holocène coïncide donc avec une fonte des glaciers et une remontée du niveau marin. Si la mer a effectué une transgression sur les espaces littoraux de basse altitude, les versants et l'ensemble de la cascade sédimentaire ont également été affectés. La sédimentation holocène a partiellement recouvert les dépôts pléistocènes, constituant des prolongements de cônes alluviaux (Xeropotamos), des dépôts deltaïques (Strymon), des systèmes de terrasses alluviales (Xeropotamos) ou de vastes espaces palustres et lacustres (basse vallée du Strymon) dans les zones dépressionnaires (Lespez, 2003, 2008). Sur les reliefs bordiers vigoureux, le climat dicte à la fois les conditions hydrologiques des cours d'eau qui drainent les bassins versants et le mode de transport des particules. Comme dans notre zone d'étude, les apports sont importants et concentrés dans le temps, la sédimentation conséquente qui en résulte est attestée par la coalescence de cônes alluviaux (Delcaillau, 2011). Suite à une érosion de versant intense, les matériaux transportés sont déposés dans les dépressions, comblant progressivement les bassins d'effondrement. Les exutoires des deux cours d'eau principaux, l'Angitis pour le bassin de Drama et le Strymon pour sa propre vallée, parviennent à entailler la bordure montagneuse méridionale par une gorge épigénique. Dans le bassin de Drama, l'Angitis traverse la cloison montagneuse qui le sépare de la basse vallée du Strymon en formant les gorges de Stena Petras. Cette incision a permis au bassin de se vidanger (ancien milieu lacustre et palustre) et d'initier la dissection du remplissage sédimentaire quaternaire (Lespez, 2008). Dans le bassin de Serrès, c'est le Strymon qui a entaillé le massif bordier qui le séparait de la mer Égée. C'est au niveau d'Amphipolis que cette incision est la plus marquée. Elle permet au Strymon de rejoindre la mer Égée après avoir traversé de profondes gorges entaillées dans les marbres. Dans les deux cas, le difficile franchissement des gorges a favorisé la sédimentation holocène en amont. Ainsi dans le bassin de Serrès, l'ancien lac Achinos drainé au début du XX^e siècle par les travaux d'assèchement était le vestige d'une accumulation sédimentaire fluvio-lacustre de plus de 20 m d'épaisseur.

À partir de ces connaissances préalables, ce sont les rythmes, les facteurs de contrôle et les morphologies résultantes de la sédimentation holocène que nous nous attachons à analyser dans ce manuscrit. L'intérêt d'étudier ces espaces de piémonts au cours de l'Holocène ne relève pas uniquement d'aspects géomorphologiques mais bien des questionnements sur le rôle anthropique dans l'évolution récente de ces formations. Les piémonts, et les cônes alluviaux en particulier, ont favorisé l'implantation humaine aux

abords des zones humides dès le Néolithique (Malamidou, 2007 ; Koukouli-Chryssanthaki et al., 2008 ; Treuil et al., 2008 ; Lespez et al., 2013 ; Malamidou, 2016).

2.2. Un contexte climatique contrasté

2.2.1. Spécificités du contexte Nord égéen

2.2.1.1. Échelle du bassin Nord Égéen.

Au cours de l'année, la Grèce du Nord connaît une succession de conditions climatiques caractérisées par une forte saisonnalité des températures et des précipitations. Globalement, les conditions semi-arides estivales, au bilan hydrique déficitaire, sont suivies en automne par des précipitations intenses, ce qui rend les versants particulièrement sensibles à l'érosion des formations superficielles (Neboit-Guilhot, 1991 ; Allée et Lespez, 2006). Ce modèle climatique général masque pourtant des réalités hydroclimatiques très disparates localement (Figs .2.6 et 2.7).



Figure 2.6 : Localisation des 6 stations de référence au nord de la Mer Égée. L'encadré rouge correspond au terrain d'étude dans lequel les différentes investigations ont été menées.

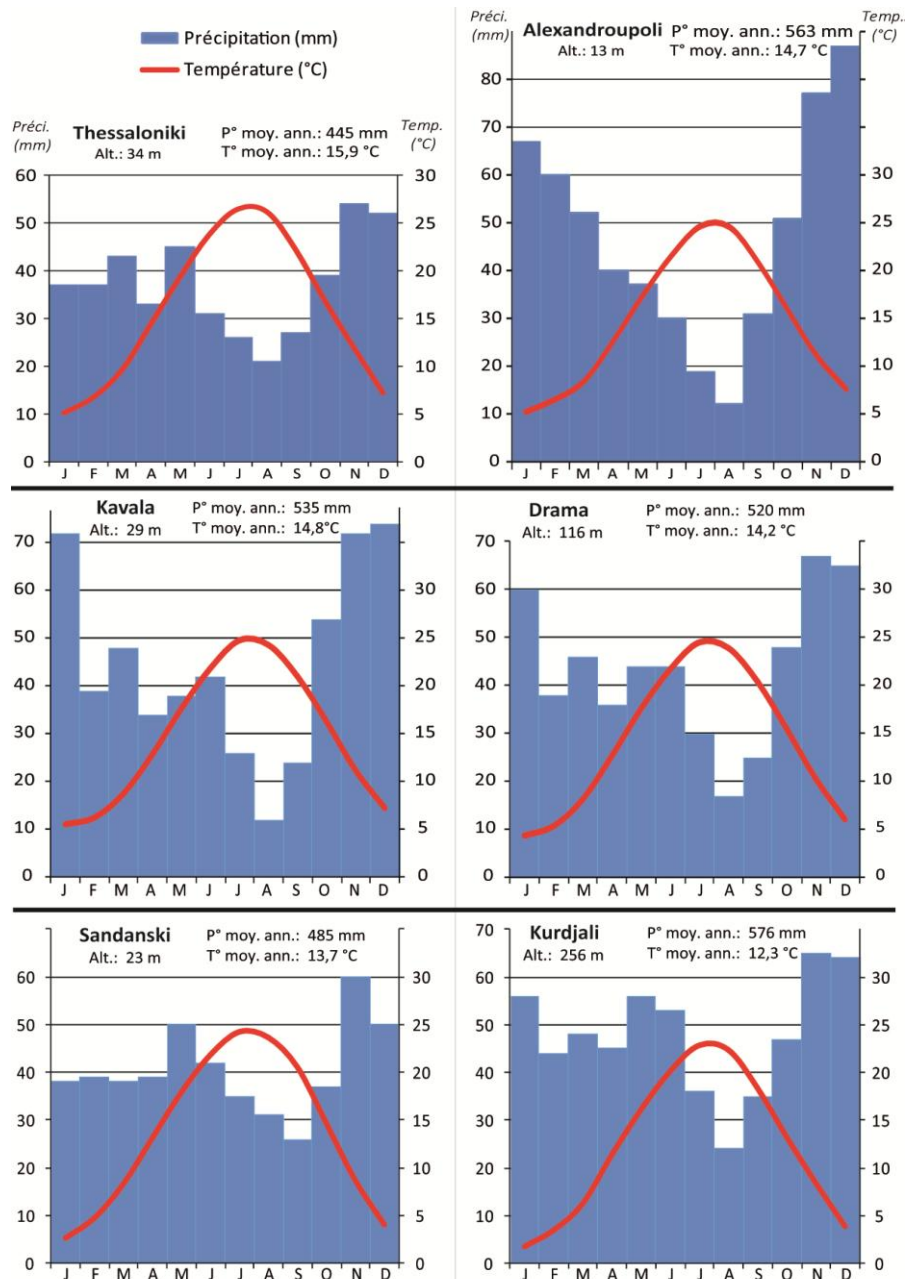


Figure 2.7 : Diagrammes ombrothermiques de 6 stations météorologiques de référence au nord de la Mer Égée.²

² Les données climatiques utilisées pour la réalisation des diagrammes ombrothermiques proviennent des modèles climatiques issus de climate-data.org pour la période 1982-2012. Nous avons opté pour cette source d'information à défaut d'avoir pu obtenir des données complètes pour les 6 stations, sur un intervalle de temps identique et d'au minimum 30 ans (normale climatique), auprès des services météorologiques grec et bulgare ou *via* les bases de données européennes en libre accès. Après vérification avec les données réellement « mesurées » dont nous disposons pour Thessaloniki et Kavala, il s'est avéré que les différences de valeur avec le modèle étaient négligeables. Nous avons donc fait le choix d'utiliser cette même source pour pouvoir présenter des données moyennes pour chacune des stations.

Un gradient Ouest/Est des précipitations. - Le premier constat qui peut être fait à partir de ces six stations (Thessaloniki, Sandanski, Drama, Kavala, Kurdjali et Alexandroupoli) est l'existence d'un gradient pluviométrique croissant de l'ouest vers l'est (Figs.2.6 et 2.7). Les écarts de précipitations varient de 80 à 130 mm entre les stations situées à proximité du méridien 23°E et celles situées entre 25 et 26 °E. La différence entre les deux tendances climatiques apparaît plus importante lors de l'automne et de l'hiver. Les stations de Kurdjali et Alexandroupoli ont une saisonnalité des précipitations plus marquée avec des automnes et des hivers plus humides, et des étés plus arides que les stations situées à des latitudes équivalentes (Sandanski et Thessaloniki respectivement). Cela résulte d'un effet d'abri orographique et d'un gradient de continentalité lors des flux d'ouest dominants.

Les conditions enregistrées à Thessaloniki relèvent d'une particularité infrarégionale de la station. Comme le soulignait déjà Lefort (1986), il règne en Macédoine centrale et particulièrement dans la plaine de Thessaloniki un climat très peu humide avec assez peu de variation saisonnière des précipitations. Cette anomalie climatique contraste fortement avec les précipitations enregistrées dans les massifs montagneux situés quelques dizaines de kilomètres à l'ouest (entre 800 et 1000 mm/an). La dominance des vents d'ouest dans la région et la présence de massifs montagneux, induisent un effet de foehn qui réduit la quantité annuelle de précipitation.

L'influence continentale. – Le deuxième constat que nous permettent de faire ces diagrammes ombrothermiques est la distinction entre les stations situées sur le littoral et celles qui se trouvent plus au nord dans les terres (Fig.2.6). Les trois stations côtières (Thessaloniki, Kavala et Alexandroupoli), bien que réparties sur près de 300 km d'ouest en est, possèdent toutes les trois une forte influence maritime. Cette influence se caractérise par des températures moyennes annuelles plus élevées qui ne s'expliquent pas seulement par leur situation légèrement plus méridionale. Les moyennes mensuelles ne descendent jamais en dessous de 5 °C attestant d'une inertie thermique à proximité de la Méditerranée. Cela est également confirmé par la présence de la culture de l'olivier dans les plaines littorales avoisinantes. Grâce à l'influence océanique, la culture de l'olivier atteint sa limite la plus septentrionale en contexte balkanique. À l'inverse, les stations de Drama, Sandanski et Kurdjali, situées respectivement à 30, 98 et 77 km du littoral, sont influencées par une certaine continentalité observable à travers des températures moyennes hivernales oscillant entre 1,5 et 6 °C. Les altitudes de ces stations (116, 231 et 256 m) n'expliquent pas à elles seules cette continentalité. Ce sont les incursions des masses d'air hivernales froides venant du nord et le rôle de « barrière » des massifs montagneux qui en sont les principaux facteurs explicatifs (Mahéras, 1988). Les précipitations parfois neigeuses en hiver, pour ces trois stations sont moins importantes qu'à Kavala et Alexandroupoli. En effet, les températures les plus froides dans la région correspondent à des conditions climatiques anticycloniques (anticyclone sibérien étendu) ne s'accompagnant qu'épisodiquement de précipitations. La continentalité observée au nord du terrain d'étude va avoir une conséquence importante

pour les zones humides car le régime hydrologique sera davantage de type pluvio-nival aux abords de ces stations alors qu'il est franchement méditerranéen sur la frange littorale.

Les températures enregistrées à Kavala et Drama (14,8 et 14,2°C), témoignent de la position septentrionale des plaines alluviales étudiées, au sein du bassin égéen. La température moyenne annuelle est inférieure à celle des stations insulaires en Égée (Thasos : 15,1 °C et Limnos : 15,9°C ; Service National Grec de Météorologie). L'amplitude thermique annuelle à Drama et Sandanski, supérieure à 20°C (respectivement 20,1 et 21,6°C), montre l'influence continentale du climat dès lors que l'on s'éloigne du littoral (19,2 °C à Kavala). La répartition des précipitations au cours de l'année confirme cette continentalité dans la basse vallée du Strymon et dans la plaine de Philippes-Drama. À Drama, le volume moyen annuel précipité est de 520 mm contre 535 mm à Kavala. En revanche, en période estivale la fréquence des phénomènes thermo-convectifs continentaux au dessus des plaines engendre un déficit de précipitation moins prononcé à Drama qu'à Kavala (Mahéras, 1983).

La très forte variabilité dans un espace aussi restreint nous invite à poursuivre la présentation des conditions climatiques à une échelle plus fine, en faisant intervenir la notion de type de temps.

2.2.1.2. Échelle du bassin versant du Strymon

C'est à travers la succession des situations synoptiques que la position transitoire du secteur d'étude apparaît le plus clairement (Mahéras, 1983, 1988, 2002 ; Mahéras et al., 1999, 2001). L'alternance des influences maritimes du sud et continentales du nord couplée à une circulation zonale d'ouest et à une circulation méridienne de nord ou sud-ouest vont dicter la succession saisonnière des précipitations et leur intensité.

Automne – Le début de la saison hydrologique (septembre) est marqué par un refroidissement sensible et une nette augmentation des précipitations que ce soit à Drama et à Kavala. Cette saison connaît pratiquement autant de précipitations qu'en hiver et les temps cycloniques provenant du sud-ouest sont majoritaires. Ils sont associés à une circulation méridienne (centre de basse pression au-dessus du centre et de l'est de l'Europe). Les contrastes sont importants entre les masses d'air d'origine polaire et celle venant du tropique. Cela conduit à une instabilité importante.

Hiver – L'hiver est défini par un temps relativement doux avec une température moyenne du mois le plus froid (janvier) allant de 5,6 °C à Kavala sur le littoral puis 4,4°C à Drama, jusqu'à 2,6°C en amont du Strymon à Sandanski. Le temps est relativement variable, alternant entre perturbation et stabilité lorsque l'anticyclone sibérien s'étale vers l'Europe et apporte des conditions froides et sèches dans les Balkans. Dans ce cas de figure, le temps froid et clair peut également être associé à l'apparition de brouillard au-dessus des vallées et des plaines dépressionnaires humides. Les temps perturbés qui apportent le plus de perturbations proviennent essentiellement du nord-ouest à cette saison. En provenance de l'Atlantique, ces perturbations fournissent l'essentiel des précipitations de la saison mais ne

sont pas les plus intenses. La topographie locale joue un rôle important lors de ces épisodes. Ce sont les versants occidentaux des massifs qui sont les plus arrosés. Le second type de perturbations récurrent est associé avec des températures plus chaudes provenant d'un flux de sud-ouest et se rechargeant en humidité au dessus de l'Égée. Le type de temps qui résulte de ces masses d'air atteint de manière plus nette les littoraux et l'aval des bassins versants au sud, mais de manière moins prononcée les zones montagneuses continentales.

Printemps. – La transition entre l'hiver et le printemps (mars, avril, mai et juin) est caractérisée par une augmentation rapide des températures sur tout le nord égéen. En termes de précipitation, la tendance est à une diminution sur les espaces influencés par la proximité des littoraux tandis que pour les espaces continentaux bulgares, on observe une stabilité des volumes cumulés. L'amélioration du temps est induite par une circulation dominante du sud et du sud-ouest en provenance du Sud de l'Égée. Cet état climatique récurrent au printemps dans les Balkans provient de la position stationnaire d'un anticyclone centré sur la Mer Noire et sur la Mer Caspienne. Le cumul des précipitations relativement élevé en mai et juin est une réponse à l'instabilité relative des types de temps. Il fait suite aux contrastes thermiques entre les domaines maritimes et continentaux, et aux ascendances orographiques. Le type de temps dominant sur la période est un ciel clair dégagé même si au printemps apparaissent les temps dépressionnaires orageux occasionnels qui alimentent la région en précipitations sans limiter significativement l'augmentation des températures. L'intensité de ces événements peut être considérable et jouer un rôle important dans les rythmes hydrologiques des zones humides et sur le système érosif.

Été. - En période estivale, le temps est chaud et les températures dépassent fréquemment les 30°C au cours de la journée. Les maxima absolus dépassent les 40°C à Drama. Trois mois (juillet, août et septembre) sont en déficit hydrique, avec des précipitations provenant essentiellement de cellules orageuses temporaires qui apportent des précipitations limitées en volume, de faible extension spatiale, très intenses et concentrées dans le temps. La stabilité domine l'ensemble de l'Égée (deux tiers des types de temps estivaux), car la circulation d'ouest est ralentie et n'apporte pas de masses d'air fraîches et humides en provenance de l'Atlantique. La direction générale de la circulation atmosphérique dans la région est largement dominée par les flux venant du sud. La persistance d'anticyclones maritimes et continentaux donne lieu à des marais barométriques. Cette stabilité et les temps secs n'impliquent pas des temps clairs en permanence. La proximité de la mer, l'humidité des basses plaines de Philippos-Drama et du Strymon engendrent une humidité atmosphérique importante, un temps lourd et un voile brumeux récurrent.

La continentalité (/influence maritime) du climat au nord (/sud) du bassin versant, et l'importance des types de temps confortent l'idée que nos zones humides ne peuvent être considérées selon un modèle hydro-climatique uniforme d'amont en aval.

Conséquences hydrologiques. - En conséquence directe du climat et de l'organisation des bassins versants, le régime des cours d'eau est fait d'alternance de crues courtes et brutales et d'étiages sévères. Le soutien aux zones humides provient soit des sources (essentiellement karstiques) issues des marbres et formations calcaires des massifs bordiers, soit d'une nappe phréatique peu profonde dans les espaces de basses vallées, soit de la fonte des neiges en période printanière. Les débits d'étiage sont presque partout largement inférieurs aux débits moyens annuels et très souvent nuls en dehors des domaines karstiques (Fig.2.8). Cette faiblesse et l'irrégularité des entrées hydrologiques rendent les zones humides particulièrement sensibles aux pressions anthropiques.

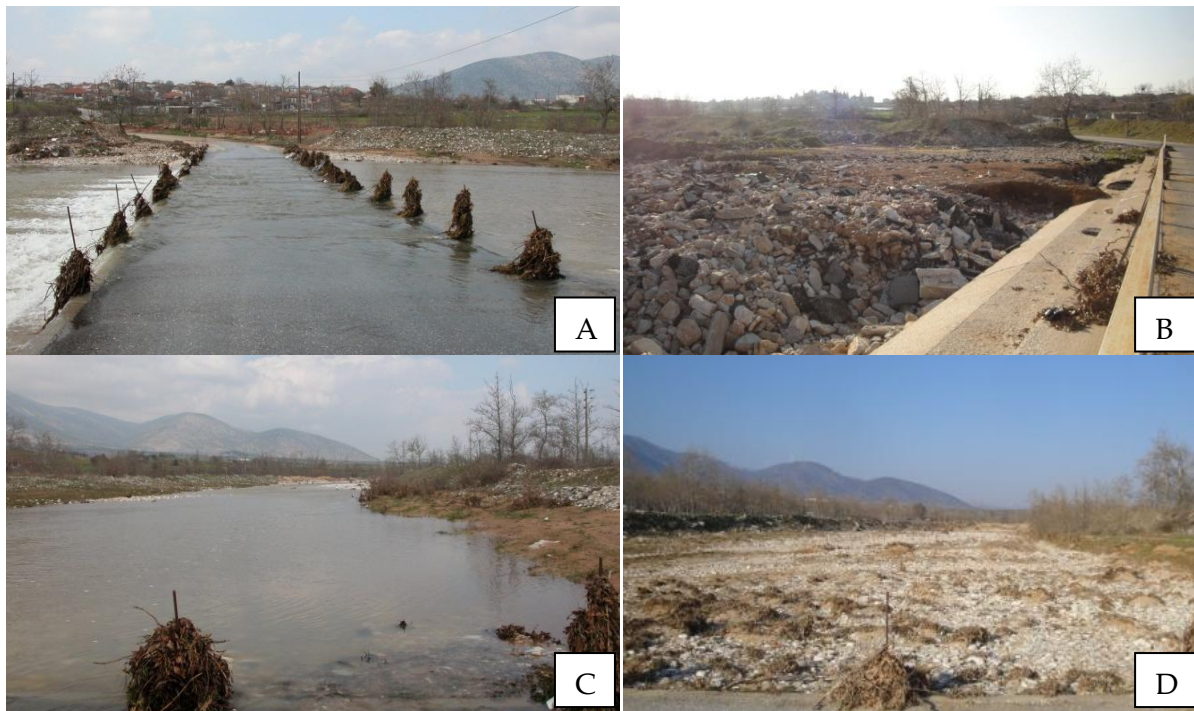


Figure 2.8 : *Variabilité interannuelle des apports hydrologiques. A et C : Route coupée par l'écoulement du Xéropotamos au niveau d'Adriani le 8 mars 2005 ; B et D : Lit mineur du Xéropotamos en amont d'Adriani 16 mars 2012. (A, C : L. Lespez ; B, D : A. Glais).*

Du fait de la topographie globalement vigoureuse de l'espace d'étude, de la faible épaisseur générale des sols soumis au pastoralisme de longue date, le temps de réaction hydrologique des bassins versants aux précipitations est très rapide. En périodes printanière et estivale, l'intensité des précipitations dans un laps de temps limité (cellule orageuse thermo-convective), accentuée par les phénomènes orographiques sur les masses d'air, rend les régimes hydrologiques imprévisibles et très variables. Les apports hydrologiques et sédimentaires aux zones humides en général, sont donc caractérisés par leur variabilité et leur irrégularité. Cette forte variabilité des bilans climatiques régionaux rend les zones humides sensibles. Si on associe la variabilité des normales climatiques à la variabilité interannuelle particulièrement marquée en Méditerranée orientale, elles expliquent au moins

partiellement la forte diversité et mobilité des milieux et des paysages dans un espace régional assez restreint.

2.3. Une mosaïque paysagère caractéristique du milieu méditerranéen

2.3.1. La végétation au Pléistocène

Avant de présenter les cortèges végétaux actuels et leur étagement, il est nécessaire de mettre en perspective nos observations avec les données pré-holocènes, obtenues grâce aux études palynologiques des sédiments de Tenaghi-Philippon (Wijmstra, 1969 ; Wijmstra et Smit, 1976 ; van der Wiel et Wijmstra, 1987a, 1987b). L'alternance des stades glaciaires et interglaciaires a conduit à modifier profondément et de manière cyclique les paysages. Au cours des périodes glaciaires, le biome dominant était steppique, adapté à un climat froid et sec, caractérisé par des espèces herbacées basses telles que les Chenopodiaceae, les Asteraceae ou *Artemisia*. Les rares essences arborées étaient les saules (*Salix*) dans les espaces les plus humides et les pins (*Pinus sylvestris type*) (Wijmstra, 1969). La présence d'un lac dans le bassin de Drama lors des périodes froides jusqu'à environ -350000 ans, s'expliquerait par la très faible évapotranspiration (van der Wiel et Wijmstra, 1987a, 1987b). Les interstades sont quant à eux caractérisés par un milieu de transition entre des espèces forestières dominées par les chênes (*Quercus*) et les pins et des steppes arborées (Wijmstra et Smit, 1976). Enfin, les interglaciaires au climat chaud et humide fournissent des conditions favorables à l'établissement de paysages forestiers fermés dominés par les chênes caducs (*Quercus pubescens type*). C'est également au cours des périodes interglaciaires (à partir de la fin de la période Günz-Mindel, -450000 ans) qu'apparaissent les espèces aujourd'hui inféodées au climat méditerranéen et à l'existence d'une sécheresse estivale (Wijmstra et Smit, 1976 ; Fletcher et al., 2013).

2.3.2. Étagement méditerranéen

Éléments structurants. – Les facteurs déterminants l'organisation et la structuration de la végétation méditerranéenne sont les températures moyennes annuelles, les précipitations et leur répartition saisonnière ainsi que la durée de la sécheresse estivale. À ces derniers viennent se surimposer des caractéristiques plus localisées telles que l'altitude, l'orientation du versant et des vents dominants, le type de substrat et de sol, la proximité littorale,... Tous ces éléments auxquels il ne faut pas oublier d'ajouter l'action anthropique, permettent d'expliquer la variabilité de la composition du couvert végétal. D'un point de vue biogéographique, l'espace méditerranéen s'organise selon un gradient altitudinal appelé étagement de la végétation. Ces étages se déploient du littoral jusqu'aux sommets des massifs. Nous retiendrons pour cette étude une succession des étages suivant : thermoméditerranéen, mésoméditerranéen, supraméditerranéen, montagnard sous influence

méditerranéenne et subalpin ou oroméditerranéen selon la terminologie adoptée pour ce travail (Quézel, 1979).

Tendances générales de la dynamique paysagère. – Avant de décrire dans le détail les paysages contemporains, il est important de les inscrire dans une dynamique. La description paysagère fournie par les travaux de L. Lespez (1999), par les photographies d'archives du siècle dernier ainsi que par de nombreux témoignages oraux, nous permettent de proposer un aperçu de la tendance évolutive du paysage des dernières décennies.

Par rapport au siècle dernier, outre le développement démographique des villes et villages de la plaine induisant un étalement des zones urbanisées et une densification des voies de communication, le principal changement paysager fait suite aux changements des pratiques agricoles. L'intensification des productions et la mécanisation ont conduit à des mutations profondes. Le premier constat provient de la déprise agropastorale sur les versants. L'élevage des moutons, très pratiqué depuis le XV^e siècle et jusqu'au début du XX^e siècle par les pasteurs ottomans, a fortement décliné (Ancel, 1930). Cela induit un reboisement, ou un enrichissement des versants par des espèces arbustives et xérothermophiles formant une phrygane plus dense qu'au cours du siècle dernier (Fig.2.9). Le deuxième aspect provient du choix des espèces intensivement cultivées dans les plaines du Strymon et de Philippes-Drama. Le maïs a progressivement substitué les cultures fourragères, les rizières, le blé, le coton et le tabac qui occupaient une place plus importante au XX^e siècle (Ancel, 1930 ; Lespez, 1999 ; Sève, 2014). Depuis les observations rapportées par les travaux de thèse de L. Lespez (1999), on note le développement de la culture du tournesol au dépens de celle du coton qui se cantonne désormais à la basse vallée du Strymon. Les deux vastes plaines de Philippes-Drama et du Strymon sont largement dominées par la culture du maïs. Enfin, depuis une dizaine d'années seulement, des champs de panneaux photovoltaïques côtoient les productions agricoles.

Paysages actuels. - Les paysages répondent à une logique dynamique et ne sont donc que des clichés instantanés observés, au cours de processus biologiques lents et progressifs (histoire biogéographique régionale, croissance, concurrences intra- et interspécifiques). Cette évolution permanente de l'état du couvert végétal est également soumise à des perturbations comme des phénomènes brutaux et imprévisibles. C'est en connaissance de cause que la description physionomique des formations végétales est présentée ici. Ce travail descriptif de l'étagement repose sur des opérations de terrains et de prélèvement menées en 2014 et 2015 au sein de la zone d'étude ainsi que sur des travaux antérieurs d'inventaire floristique (Horvat et al., 1974 ; Barbero et Quézel, 1976 ; Gamisans et Hebrard, 1980 ; Strid et Tan, 1997, Tsiripidis, 2001 ; Bergmeier et Dimopoulos, 2008).

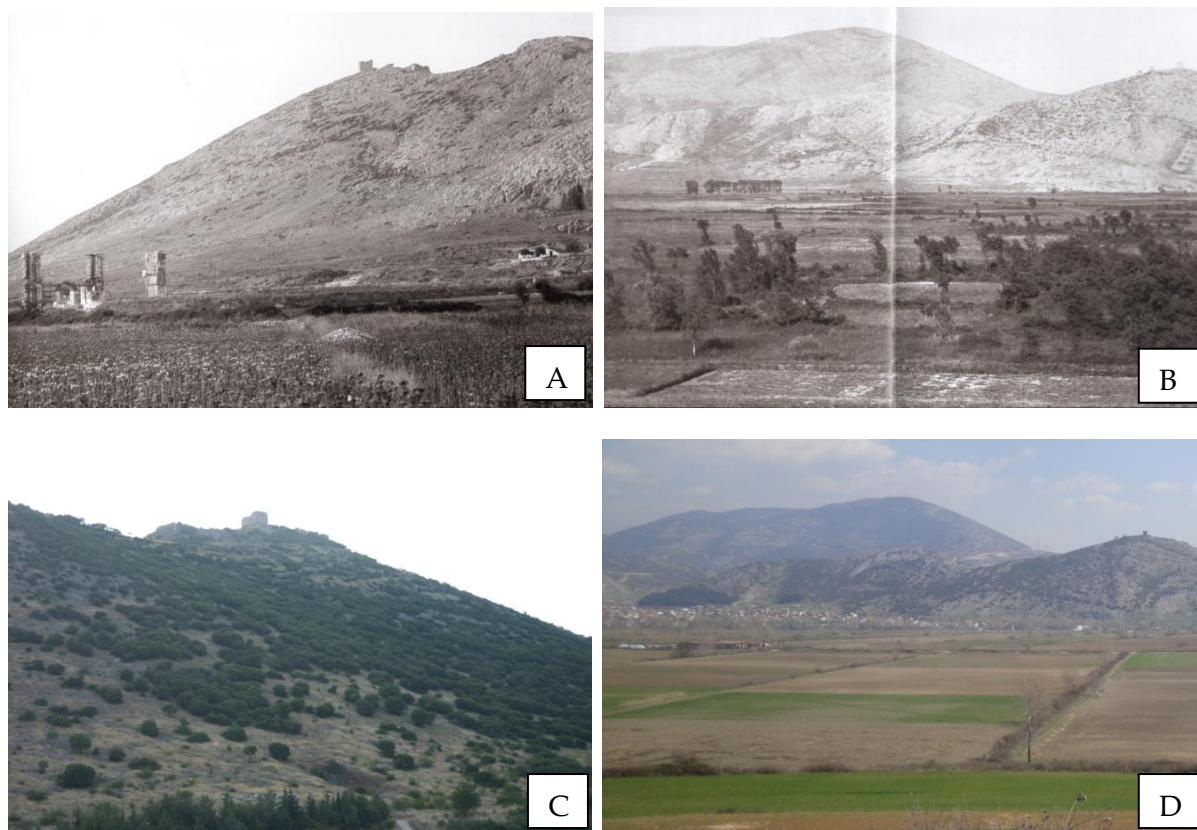


Figure 2.9 : *Dynamique paysagère des environs de la ville antique de Philippes entre 1933 et 2012. A : Basilique B de Philippes et son acropole sur un versant dénudé en 1933 ; B : Plaine de Philippes-Drama et montagnes de Lévani vues vers l'est en 1933 (A et B extrait de Sève, 2014) ; C : Acropole de Philippes et versant recouvert d'une phrygane pâturée ; D : Plaine de Philippes-Drama cultivée (sol à nu en mars) et versants des montagnes de Lévani en friche, vus vers l'est (C et D, A. Glais, mars 2012).*

Bien que les paysages de plaine et de fond de vallée soient aujourd'hui totalement artificialisés et n'indiquent que très sporadiquement ce qu'est la végétation native sous ces latitudes, le reste de l'étagement méditerranéen donne de bonnes indications sur les principaux types d'habitats (Fig.2.10). Néanmoins, les cortèges végétaux allant des zones de piémont jusqu'aux sommets des versants, témoignent d'importantes transformations et modifications anthropiques de la végétation climacique dite « originale ». Toutes les formations végétales, sont en équilibres dynamiques, à un stade de maturité plus ou moins avancé, dépendant de facteurs macro- ou méso-écologique (Quézel et Médail, 2003). La description des formations végétales (arborées, arbustives et herbacées) et des paysages actuels, présentée ci-dessous n'est pas exhaustive, il n'en demeure pas moins qu'elle reste un référent indispensable dans la compréhension dynamique des écosystèmes, en vue d'une reconstitution paléoenvironnementale.

Piémonts et plaines littorales. - Les grandes surfaces planes des plaines de basse altitude tout comme les espaces en pente douce des piémonts sont configurées de manière à optimiser leur usage agricole. Cela se matérialise à travers le finage communal et l'organisation de l'habitat qui sont essentiellement constitués de village-rue ou de village regroupés sur les piémonts (Figs.2.11B et 2.11C). D'autre part, la sectorisation et la spécialisation agricole indiquent une optimisation agronomique des sols. Ainsi, dans les plaines littorales et sur les pieds de versants orientés vers le sud, sur des sols plus secs et ensoleillés, on observe des plantations d'oliviers, de grenadiers, d'amandiers, de vignes ou bien de tomates (Fig.2.11). On retrouve également de manière plus dispersée, de petites parcelles consacrées au maraîchage ou à la production de fourrage pour le bétail.

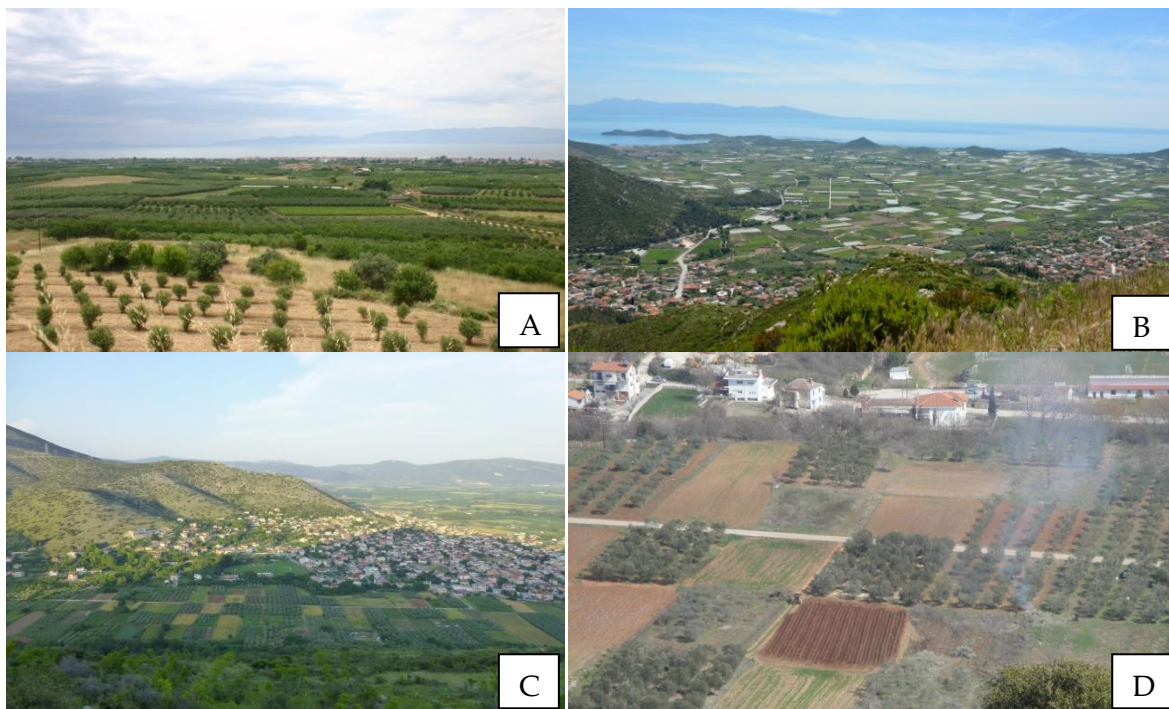


Figure 2.11 : Paysages agricoles littoraux et de piémont : A : *Plaine littorale à l'embouchure du Strymon et ses oliveraies (juin 2015 ; A. Glais) ; B : Plaine littorale cultivée (vignes, tomates, etc.) au pied du massif du Symvolon (mai 2015 ; L. Lespez) ; C et D : Village de Krinides et son piémont cultivé vue depuis les versants de Lékani (mai 2014 ; A. Glais).*

Plaines hydromorphes, les anciennes zones humides drainées. - De façon nettement plus étendue et sur des parcelles plus importantes, on retrouve dans le centre des dépressions, des cultures intensives industrielles. Elles forment un paysage d'openfield dont les lignes d'horizon ne sont rompues que par la végétation de ripisylve des canaux de drainage ou les versants des massifs limitrophes (Figs.2.12A, B, C et D). Ces grandes cultures sont largement dominées par l'exploitation du maïs (notamment dans la plaine de Drama ; Figs.2.12A, B et C) qui bénéficie largement d'une irrigation facile d'accès et gratuite. Des

cultures telles que le tournesol, le blé ou le tabac sont également produits en assolement sur ces terrains fertiles. Du coton (Fig.2.12D) est également récolté, dans le bassin de Serrès.

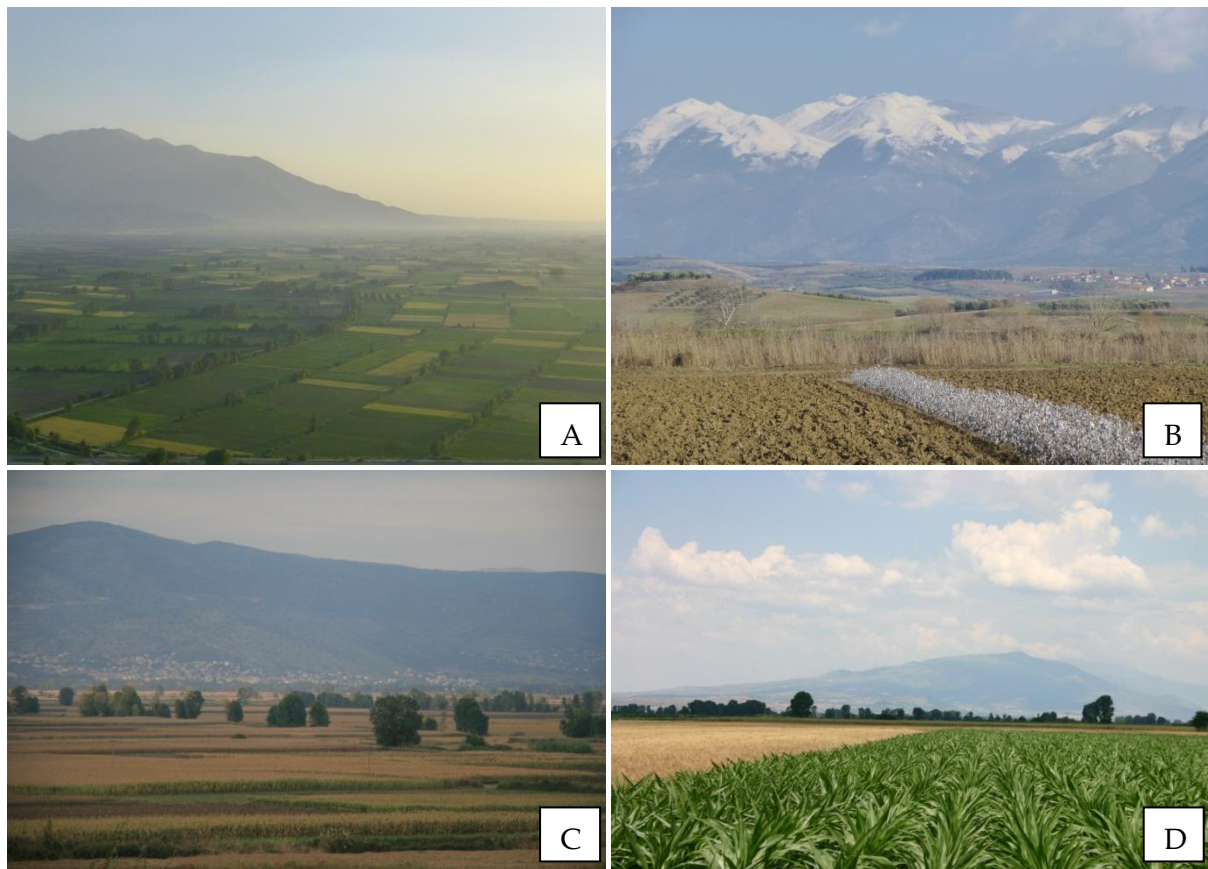


Figure 2.12 : Paysage agricole des plaines de Drama et de Serres ; A : *Plaine agricole de Drama vue depuis les montagnes de Lékanis vers l'ouest (mai, 2014 ; A. Glais) ; B : Plaine de la basse vallée du Strymon avec ses champs de coton, les oliveraies et le village de Draviskos sur le piémont. Vue en direction du versant nord du Pangée (Janvier 2016 ; A. Glais) ; C : Champs de maïs dans la plaine de Drama (ancien marais de Tenaghi-Philippon) vue depuis Eleftheropouli en direction des montagnes de Lékanis à l'est (Juillet 2013 ; A. Glais) ; D : Champs de maïs et de blé dans la plaine de Drama, ripisylve du Xéropotamos ; vue vers le massif du Ménokion au nord-ouest (mai 2015 ; A. Glais).*

L'espace thermoméditerranéen non urbanisé ni cultivé. - Les espaces où la végétation thermoméditerranéenne n'est pas cultivée est observable se limitent aux basses pentes des massifs montagneux. Bien que fortement anthropisée, c'est cette dernière subdivision qui s'apparente le plus à la composition initiale du couvert végétal thermoméditerranéen.

Composition floristique. - On associe cet étage avec des espèces ligneuses caractéristiques telles que l'olivier sauvage (*Olea europea* var. *sylvestris*), le caroubier

(*Ceratonia siliqua*), le palmier nain (*Chamaerops humilis*) ou le laurier rose (*Nerium oleander*). Parmi les espèces précédemment citées, au sein de notre espace d'étude, qui se situe dans une position plus septentrionale que la majorité des aires thermoméditerranéennes, on retrouve essentiellement des oliviers sauvages et quelques lauriers roses à très basse altitude et probablement d'origine anthropique. La composition floristique de cet étage est largement dominée par une végétation arborée et arbustive recouvrante, composées de chênes kermès (*Quercus coccifera*), d'arbousiers (*Arbutus unedo*), de cistes cotonneux (*Cistus albidus*), de bruyères arborescentes (*Erica arborea*), de bruyères verticillées (*Erica manipuliflora*), d'euphorbes arborescentes (*Euphorbia dendroides*), de pistachiers térébinthes (*Pistacia terebinthus*), de nerpruns alaternes (*Rhamnus alaternus*), d'épines du Christ (*Paliurus spinachristi*), de genévriers cades (*Juniperus oxycedrus*), de filaires à larges feuilles (*Phillyrea latifolia*), de légumineuses arbustives (Fabaceae de type *Anthyllis hermanniae*, *Coronilla glauca*), de millepertuis indifférenciés (*Hypericum* type) et de quelques chênes verts (*Quercus ilex* subsp. *ilex*) ou poiriers à feuilles d'amandier (*Pyrus spinosa*). On observe également, de manière plus significative sur les versants qui ne sont pas orientés vers le sud, des espèces décidues telles que le charme-houblon (*Ostrya carpinifolia*), le charme oriental (*Carpinus orientalis*), l'érable de Montpellier (*Acer monspessulanum*) ou le frêne à fleurs (*Fraxinus ornus*) dans la portion haute de cet étagement. Au sein de la couverture végétale herbacée on retrouve de nombreuses lamiacées (*Origanum vulgare*, *Thymus vulgaris*, etc), astéracées (*Bellis perennis*, *Crepis sancta*, etc), solanacées (*Hyoscyamus niger* et *Solanum linnaeum*), boraginacées (*Anchusa officinalis*), asperges sauvages (*Asparagus* type), liserons très élégants (*Convolvulus elegantissimus*), aristoloches à feuilles rondes (*Aristolochia rotunda*), arums petit dragon (*Dracunculus vulgaris*), Cardueae, salsepareilles d'Europe (*Smilax aspera*) et quelques Poaceae. Parmi elles, certaines ne sont pas inféodées spécifiquement à cet étagement végétal (*Solanum linnaeum*, *Convolvulus elegantissimus*, *Dracunculus vulgaris*, etc) mais témoignent de l'anthropisation de ce paysage.

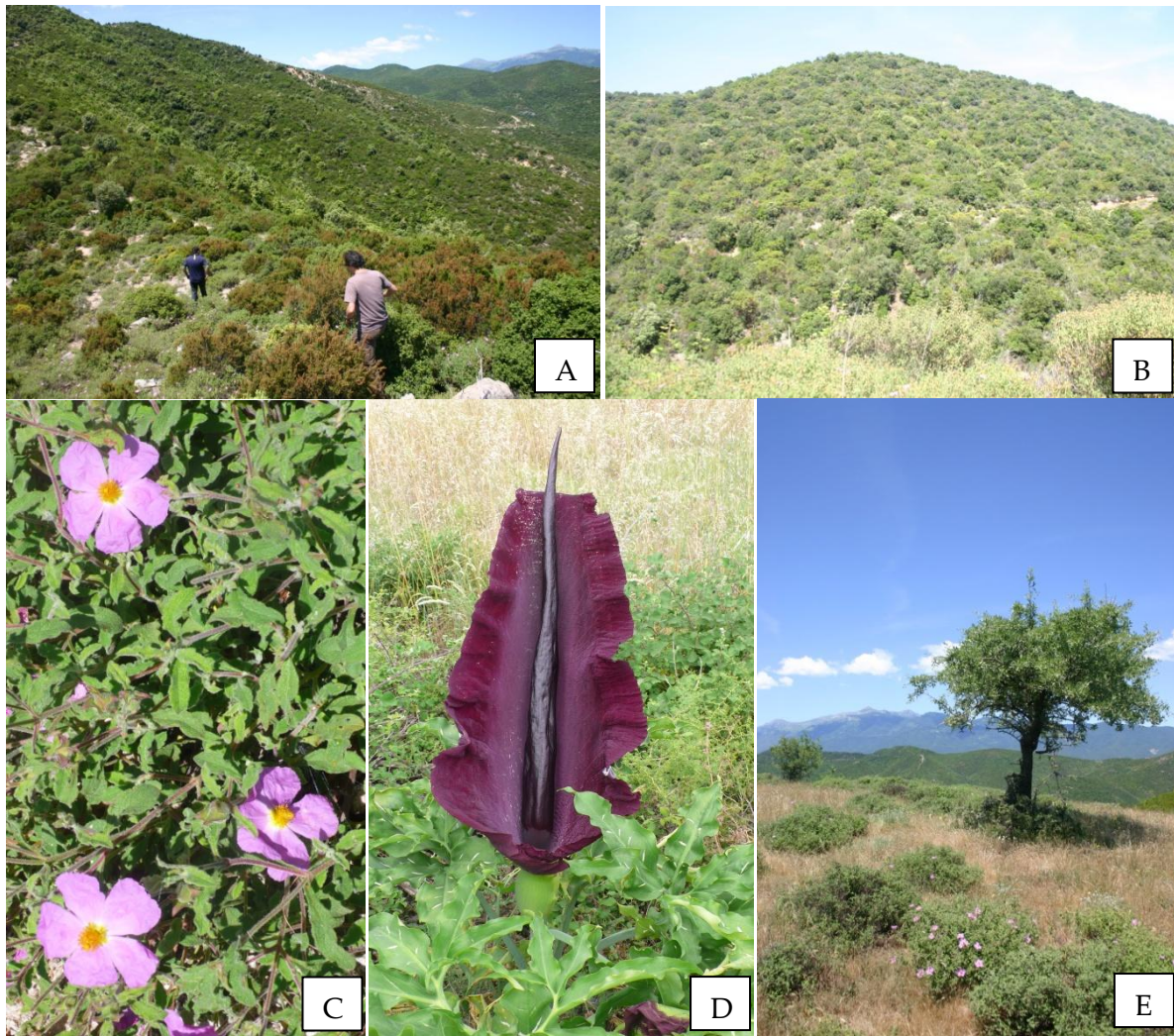


Figure 2.13 : *Paysage thermoméditerranéen de la zone d'étude et de ses espèces caractéristiques. Massif littoral du Symvolon 0-400m d'altitude. A et B : Phrygane arbustive pâturée ; C : Ciste cotonneux (Cistus albidus) ; D : Arum petit dragon (Dracunculus vulgaris) ; E : Poiriers à feuilles d'amandier (Pyrus spinosa). (A. Glais, mai 2015).*

Dynamique de succession. – Les formations thermoméditerranéennes observées ne correspondent pas à une végétation climacique puisqu'elles sont dégradées à différents degrés (Fig.2.14). Elles ne représentent qu'un état du couvert végétal, maintenu volontairement ou non par différents forçages et dominé par des ligneux arbustifs. La végétation climacique tend vers le développement d'espèces arborées de chênes sclérophylles (chêne kermès et chêne vert essentiellement) et de quelques chênes pubescents verts sous forme buissonnante. Cette mosaïque est complétée selon le stade de succession de la chênaie mixte et l'intensité des perturbations, par de nombreuses espèces arbustives voire herbacées (*cf* ci-dessus « composition floristique »), peu de temps après une réouverture du paysage. Les pelouses arborées (Fig.2.14D) représentent un équilibre instable avec une absence de régénération de la végétation arborescente et des sols très appauvris (Quézel,

1976). Cette dégradation fait suite au surpâturage et au régime des feux. La dynamique de succession végétale est d'ailleurs en partie contrôlée par les incendies, qui interagissent écologiquement sur plusieurs points :

- La cendre déposée après un incendie fertilise les sols et favorise la germination des graines.
- Les incendies ouvrent le milieu, favorisant le développement d'espèces compétitives dites « sociales » (ciste, asphodèle, ajonc,...). Ils favorisent même l'expansion d'espèces pyrophiles tel que le pin d'Alep (*Pinus halepensis*) et le ciste.
- La résistance de certaines espèces aux feux (chêne liège) ou la régénération de nombreux ligneux à partir de leur souche (bruyère arborescente, chêne kermès, lentisque, filaire,...) assurent la recolonisation post incendie des versants.

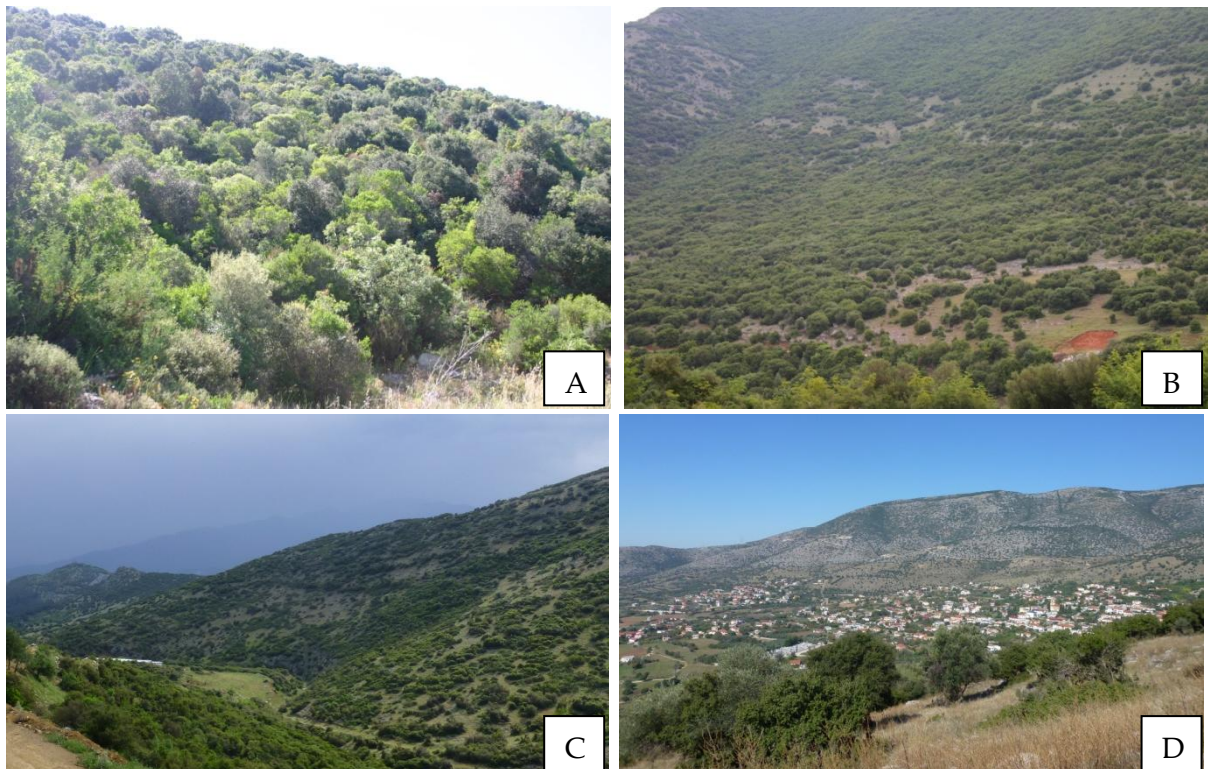


Figure 2.14 : *Dégradation anthropique des paysages de bas de versant en phrygane* A : *Phrygane dense et peu pâturée de chênaie mixte sur un versant du massif du Symvolon, d'orientation nord-ouest, à 150 m d'altitude (A. Glais, mai 2015) ; B : Phrygane arbustive pâturée de chênaie mixte sur un versant du Pangée, d'orientation nord-ouest, à 350 m d'altitude (A. Glais, mai 2015) ; C : Phrygane arbustive pâturée dans un vallon des montagnes de Lékani, d'orientation sud-est, entre 200 et 300 m d'altitude (A. Glais, mai 2014) ; D : Phrygane surpâturée (ou pelouse arborée) sur des sols fins, pauvres et secs d'un versant des montagnes de Lekani, à proximité du village de Philippi, entre 100 et 400 m d'altitude (A. Glais, juillet 2013).*

2.3.2.3. L'étage mésoméditerranéen

Caractérisation. - L'étage mésoméditerranéen se retrouve dans des espaces où les étés sont secs mais où les hivers sont plus doux et humides qu'à l'étage thermoméditerranéen. La température moyenne annuelle varie entre 12 et 16°C tandis que celle du mois le plus froid avoisine les 0°C. En fonction de l'orientation, on retrouve les formations végétales associées à cet étage entre 200 et 800 m d'altitude environ, sur tous les massifs du terrain d'étude. La végétation naturelle zonale est constituée de chênaies mixtes persistantes et décidues à chênes verts (yeuseraies). Elles sont issues de la dégradation des ensembles de « *Ostryo-carpinion aegeicum* » (Horvat et al., 1974 ; Papastergiadou et al., 1997). On n'y retrouve plus d'olivier sauvage ni d'euphorbe arborescente à la différence de l'étagement inférieur. La strate de la végétation est généralement plus haute (arborée) que précédemment.

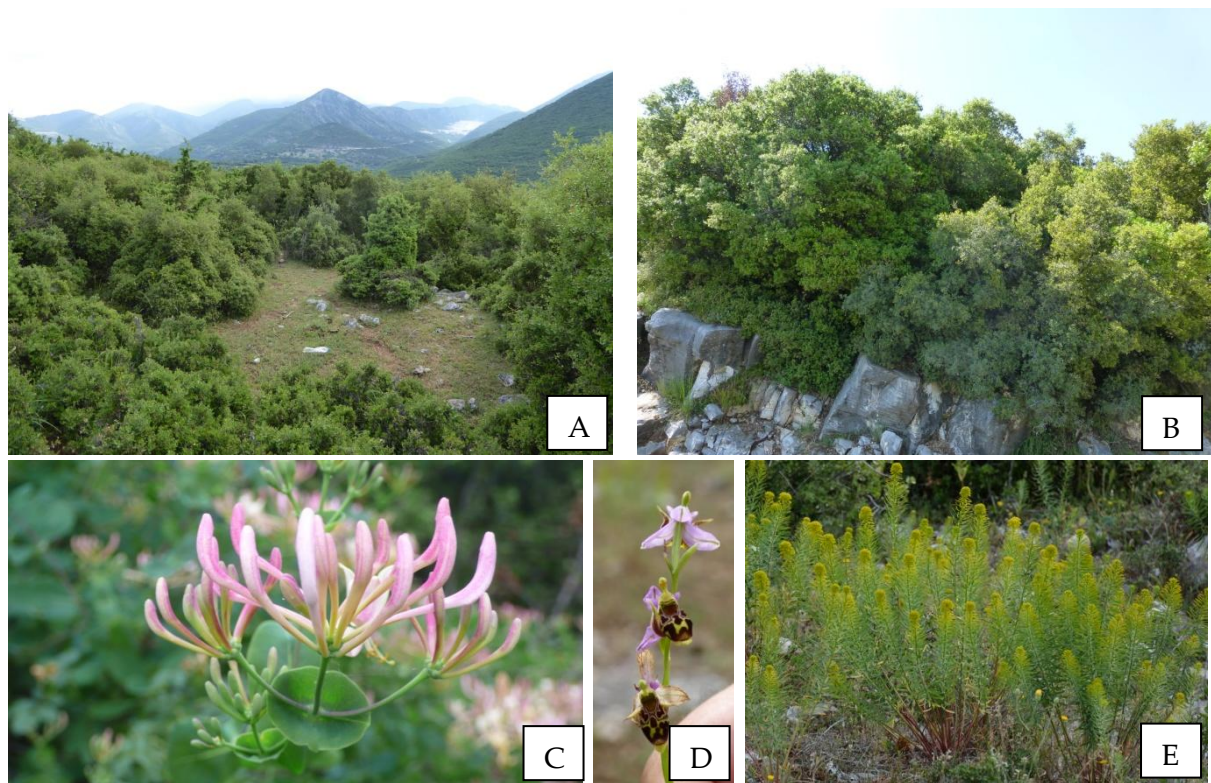


Figure 2.15 : Végétation de l'étage mésoméditerranéen. A : Végétation de yeuseraie avec une mosaïque d'espace ouvert pâturé, montagne du Falakro, orientation est, 500 m d'altitude (L. Lespez, mai 2015) ; B : Yeuseraie de chêne vert et chêne kermès dense, sur des marbres fracturés, versant sud-est du Pangée, 350 m (A. Glais, mai 2014) ; C : Chèvrefeuille étrusque (*Lonicera etrusca*), Pangée (J.-A. López Sáez, mai 2015) ; D : Orchidée (*Ophrys oestifera*), Falakro (L. Lespez, mai 2015) ; E : Euphorbe Characias (*Euphorbia characias*), Pangée (A. Glais, mai 2014).

Composition floristique. – Les observations floristiques réalisées sur les versants du Pangée et du Falakro en mai 2014 et mai 2015 font état d'un couvert végétal très dense et très étendu au sein de la région étudiée. L'étage mésoméditerranéen constitue un espace de transition entre les phryganes arbustives basses de l'étage thermoméditerranéen et les formations arborées décidues de l'étage supraméditerranéen. La végétation dominante de cet étage est souvent caractérisée par une formation pluristratifiée associant une strate haute de pins d'Alep (*Pinus halepensis*), de chênes verts (*Quercus ilex* subsp. *ilex*), de chênes à feuilles rondes (*Quercus ilex* subsp. *rotundifolia*), de chênes de Palestine (*Quercus calliprinos*) et d'une strate basse comprenant par exemple du romarin officinal (*Rosmarinus officinalis*) (Quezel, 1967a ; Guillon, 2014). Néanmoins, on observe une différence importante entre ce schéma théorique observable en Méditerranée occidentale ainsi qu'au sud de la Grèce et nos observations (Fig.2.15). La composition floristique marquée par l'absence du pin d'Alep, est largement dominée par des groupements de chêne vert (*Quercus ilex* subsp. *ilex*) et de chêne kermès (*Quercus coccifera*) arborescents, denses et presque impénétrables en l'absence de pâturage régulier. Ces espèces sont accompagnées par de nombreux pistachiers lentisques (*Pistacia lentiscus*), pistachiers térébinthes (*Pistacia terebinthus*), filaires à larges feuilles (*Phillyrea latifolia*), genévriers cades (*Juniperus oxycedrus*), aubépines à un style (*Crataegus monogyna*) ou nerpruns alaternes (*Rhamnus alaternus*) déjà largement présents à l'étage inférieur, auxquels s'ajoutent dans des proportions plus importantes les charmes-houblon (*Ostrya carpinifolia*), frênes à fleurs (*Fraxinus ornus*), érables de Montpellier (*Acer monspessulanum*) et les chênes pubescents (*Quercus pubescens*). Selon les conditions propres à chaque lieu (orientation, pente, massif, ouverture, propriétés édaphiques, vallon ou non,...), on observe également du fragon (*Ruscus aculeatus*), chèvrefeuille étrusque (*Lonicera etrusca*), laurier-tin (*Viburnum tinus*), églantier toujours vert (*Rosa sempervirens*), romarin (*Rosmarinus officinalis*), clématite vigne blanche (*Clematis vitalba*), salsepareille (*Smilax aspera*), tamier commun (*Tamus communis*), garance voyageuse (*Rubia peregrina*), euphorbe characias (*Euphorbia characias*), troène commun (*Ligustrum vulgare*), jasmin d'été (*Jasminum fruticans*), fougère aigle (*Pteridium aquilinum*), thym commun (*Thymus vulgaris*), gaillet verticillé (*Galium verticillatum*), bouillon blanc (*Verbascum vulgare*), orchidée (*Ophrys oestifera*), érodium bec de cigogne (*Erodium ciconium*), géranium herbe-à-Robert (*Geranium robertianum*), sauge de Jérusalem (*Phlomis samia*),...

La yeuseraie. – Le chêne vert, très présent et compétitif participe à de nombreuses phytocénoses forestières dénommées « yeuseraies ». Elles se déclinent en plusieurs sous-ensembles en fonction des espèces présentes, dominantes et de la dynamique végétale. Compte tenu des observations effectuées, les formations végétales mésoméditerranéennes du Pangée et du Falakro peuvent s'apparenter à des yeuseraies à laurier-tin ou à frêne à fleurs.

Dans le premier cas, la yeuseraie se situe de préférence sur des roches calcaires fissurées et un sol caillouteux plus ou moins épais (Fig.2.15B). La strate arborescente est fortement dominée par le chêne vert accompagné du chêne pubescent et d'une strate arbustive constituée essentiellement d'espèces sempervirentes, formant un taillis

relativement dense ne dépassant pas les 5-6 m de hauteur. La strate herbacée peu recouvrante, se retrouve essentiellement lorsque le peuplement est ouvert sous forme de mosaïque avec pelouse et phryganes (Fig.2.15A). Deux facteurs allogènes (humidité édaphique et impact anthropique) et un facteur autogène (capacité de régénération) vont conditionner la dynamique des deux principales espèces concurrentes. Le chêne vert dominant plus xérophyte est favorisé par des sols mieux drainés et des activités anthropiques fréquentes.

Les yeuseraies à frêne à fleurs se retrouvent plutôt dans les espaces plus humides, les fonds de vallons et les versants du nord et de l'est du Pangée, ou encore dans les zones sous influence continentale et plus arrosée du Falakro. Ce type de formation possède une strate arborescente souvent continue et homogène, plus riche en espèces caducifoliées (*Quercus pubescens*, *Ostrya carpinifolia*, *Fraxinus ornus*, *Acer monspessulanum*). La strate arbustive est assez recouvrante avec *Pistacia terebinthus*, *Lonicera etrusca*, *Phillyrea latifolia* ou *Rhamnus alaternus*, contrairement à la strate herbacée très réduite. Cette yeuseraie constitue généralement une forme d'étage mésoméditerranéen supérieur, à la limite avec l'étage supraméditerranéen caducifolié.

2.3.2.4. L'étage supraméditerranéen

Caractérisation. – L'étage supraméditerranéen ou subméditerranéen se situe d'un point de vue climatique dans une ambiance plus humide avec des précipitations supérieures à 1000 mm par an et des températures moyennes annuelles oscillant entre 8 et 12°C. Les gelées sont régulières en hiver et la moyenne du mois le plus froid se situe sous les 0°C. Cet étage s'échelonne entre 600 et 1300 m d'altitude selon l'orientation et le massif observé. D'un point de vue végétal, par opposition avec l'étage mésoméditerranéen, on découvre de nouvelles espèces arborées telles que le pin sylvestre (*Pinus sylvestris*), le pin noir (*Pinus nigra*), le tilleul (*Tilia* sp.), certains chênes (*Quercus petraea*, *Q. cerris* ou *Q. frainetto*), le charme commun (*Carpinus betulus*), le bouleau (*Betula* sp.) ou le hêtre (*Fagus sylvatica*). Les formations végétales ne comportent presque plus d'espèces sempervirentes et les forêts caducifoliées colonisent largement les versants. Compte tenu de l'étendue altitudinale de cet étage, des différences phytosociologiques observées et des spécificités locales, nous prenons l'initiative de subdiviser en deux l'étage supraméditerranéen (inférieur et supérieur). L'étage inférieur est constitué de communautés végétales arborées caducifoliées dominées par le chêne, tandis que l'étage supérieur, lui aussi totalement caducifolié³, se compose de vastes hêtraies.

³ Pour cette raison nous prenons le parti de conserver cette communauté au sein de l'étagement supraméditerranéen et non montagnard méditerranéen.

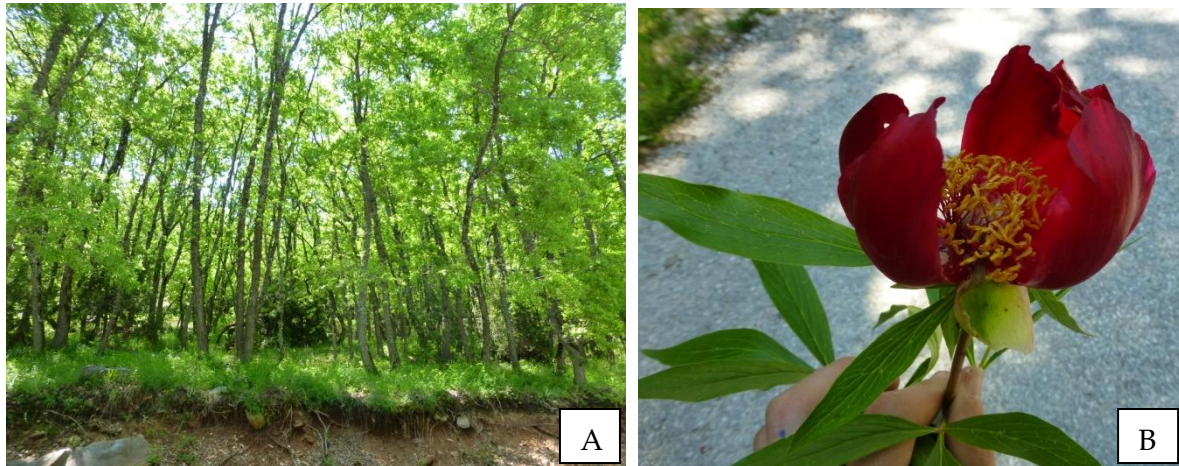


Figure 2.16 : *Végétation d'une chênaie caducifoliée à l'étage supraméditerranéen inférieur. Forêts caducifoliées. A : Chênaie mixte de Quercus petraea, Quercus Pubescens et Quercus Frainetto, à forte couverture herbacée, orientation sud à 670 m d'altitude sur le Pangée, (A. Glais, mai 2014) ; B : Pivoine (Paeonia peregrina) au sein de la chênaie caducifoliée (A. Glais, mai 2014).*

Composition floristique des formations forestières à chênes caducifoliés. – On trouve ces formations de chênaies caducifoliées (Fig.2.16A) sur les massifs du Pangée et du Falakro bien que dans les deux cas, leur étendue respective soit réduite sur les versants orientés vers le nord. Leur expansion va de 600 à 900 m d'altitude environ, et vont être progressivement remplacées par les hêtraies. Les chênaies identifiées possèdent une strate arborescente bien développée qui atteint les 10-15 m de hauteur. Elles sont assez ouvertes, avec une végétation herbacée très recouvrante, contrairement à la faible couverture arbustive qui ne peut pas se régénérer du fait d'un pastoralisme très présent sur les versants. Les quelques buis (*Buxus sempervirens*) inventoriés témoignent probablement d'une ancienne phase pionnière précédant la chênaie. Cet habitat se développe sur des sols plus évolués et moins drainés favorisant la présence des chênes pubescents (*Quercus pubescens*), rouvres (*Quercus petraea*), de Hongrie (*Quercus frainetto*) ou chevelus (*Quercus cerris*) sur les espèces sempervirentes des étages inférieurs. Dans une moindre mesure, on retrouve au sein des formations ligneuses hautes : l'érable de Montpellier (*Acer monspessulanum*) et champêtre (*Acer campestre*), le charme-houblon (*Ostrya carpinifolia*), le frêne à fleurs (*Fraxinus ornus*), le frêne (*Fraxinus excelsior*), le charme d'Orient (*Carpinus orientalis*), l'aubépine à un style (*Crataegus monogyna*), le noisetier commun (*Corylus avellana*), le châtaigner sauvage (*Castanea sativa*), le genévrier cade (*Juniperus oxycedrus*), le tilleul argenté (*Tilia tomentosa*), saule (*Salix* sp.), bouleau verruqueux (*Betula pendula*), cornouiller sanguin (*Cornus sanguinea*), les hêtres (*Fagus sylvatica*), pins sylvestres (*Pinus sylvestris*) et pins noirs (*Pinus nigra*) ainsi que quelques nerpruns alaternes (*Rhamnus alaternus*) et chênes verts (*Quercus ilex* subsp. *ilex*) résiduels.

Au sein de la strate végétale la plus basse, certaines espèces ne sont pas directement issues de la végétation climacique de l'étage supraméditerranéen et des chênaies caducifoliées, mais à l'inverse, elles reflètent des conditions de perturbation régulière suite au passage du bétail. Les espèces recensées les plus récurrentes sont : le lierre (*Hedera helix*), la ronce (*Rubus hirtus*), la coronille arbrisseau (*Coronilla emerus*), la gesce (*Lathyrus laxiflorus*), le lotier corniculé (*Lotus corniculatus*), la pivoine (*Paeonia peregrina*), l'alysson des champs (*Alyssum minus*), la vipérine faux-plantain (*Echium plantagineum*), le géranium herbe-à-Robert (*Geranium robertianum*), le gaillet verticillé (*Galium verticillatum*), le thym commun (*Thymus vulgaris*), la doradille capillaire (*Asplenium trichomanes*), la fougère aigle (*Pteridium aquilinum*) et bon nombre d'herbacées non identifiées.

Composition floristique des hêtraies. - Cette formation végétale, très étendue sur les pentes du Pangée et du Falakro est en réalité un ensemble phytosociologique qui ne se cantonne pas à l'étage supraméditerranéen supérieur, puisqu'on le retrouve jusqu'à une altitude de 1600-1800 m (Bergmeier et Dimopoulos, 2001, 2008 ; Tsipiridis et al., 2005a ; 2005b, 2007a ; Papageorgiou et al., 2014). Il s'agit de forêts qui relèvent tant de l'étagement supraméditerranéen que montagnard méditerranéen et ne sont pas caractéristiques d'un zonage biogéographique unique (Tsipiridis et al., 2005a, 2007b). Elles sont parfaitement adaptées aux conditions hydrométriques d'altitude proposant des précipitations supérieures à 1000 mm sur l'année et une humidité atmosphérique élevée. De plus, le hêtre (*Fagus sylvatica*) est une espèce sciaphile (capable de se développer dans un milieu peu lumineux) et mésophile (craignant l'engorgement en eau) qui s'adapte très bien aux différentes conditions topo-édaphiques (pente, épaisseur et acidité des sols), grâce à un système racinaire superficiel bien développé (Bergmeier et Dimopoulos, 2008). C'est donc un arbre très compétitif notamment sur les versants nord et est du domaine méditerranéen ; espace qui constitue la limite la plus méridionale de son aire d'expansion naturelle. L'espace étudié a d'ailleurs participé à la recolonisation postglaciaire de l'espèce en servant de refuge au sein de la péninsule balkanique (Magri et al., 2006 ; Hatzizakakis et al., 2011 ; Tzedakis et al., 2013).

En termes de dynamique végétale, les hêtraies parcourues atteignent un seuil de développement avancé, puisque les individus forment des futaies de 25 à 30 m de hauteur, les hêtres y sont largement dominants et les strates arbustives et herbacées se limitent à quelques espèces, ayant un très faible taux de recouvrement. Bien que pâturées actuellement, ces formations mûres font preuve d'une faible résilience face aux activités anthropiques intensives car elles nécessitent plus d'un siècle pour se régénérer. La composition des hêtraies, dont *Fagus sylvatica* est l'espèce largement majoritaire, comprend également d'autres ligneux tels que le noisetier commun (*Corylus avellana*), le fusain à larges feuilles (*Euonymus latifolius*), le laurier des bois (*Daphne laureola*), le cotonnier cotonéaster de l'Atlantique (*Cotoneaster nebrodensis*), le charme oriental (*Carpinus orientalis*), le lierre (*Hedera helix*), l'érable des Balkans (*Acer hyrcanum*), le genévrier cade (*Juniperus oxycedrus*), le chêne rouvre (*Quercus petraea*) et de plus en plus de conifères à l'image du pin sylvestre (*Pinus sylvestris*), ou du pin noir (*Pinus nigra*) que l'on retrouve tous deux, d'avantage sur le Falakro

et à l'étage supérieur de la hêtraie. D'importantes formations d'épicéas communs (*Picea abies*) ont également été observées au nord du terrain d'étude à proximité de la frontière bulgare, mais ne semblent pas être présentes sur les massifs bordiers, dominant les zones humides analysées.

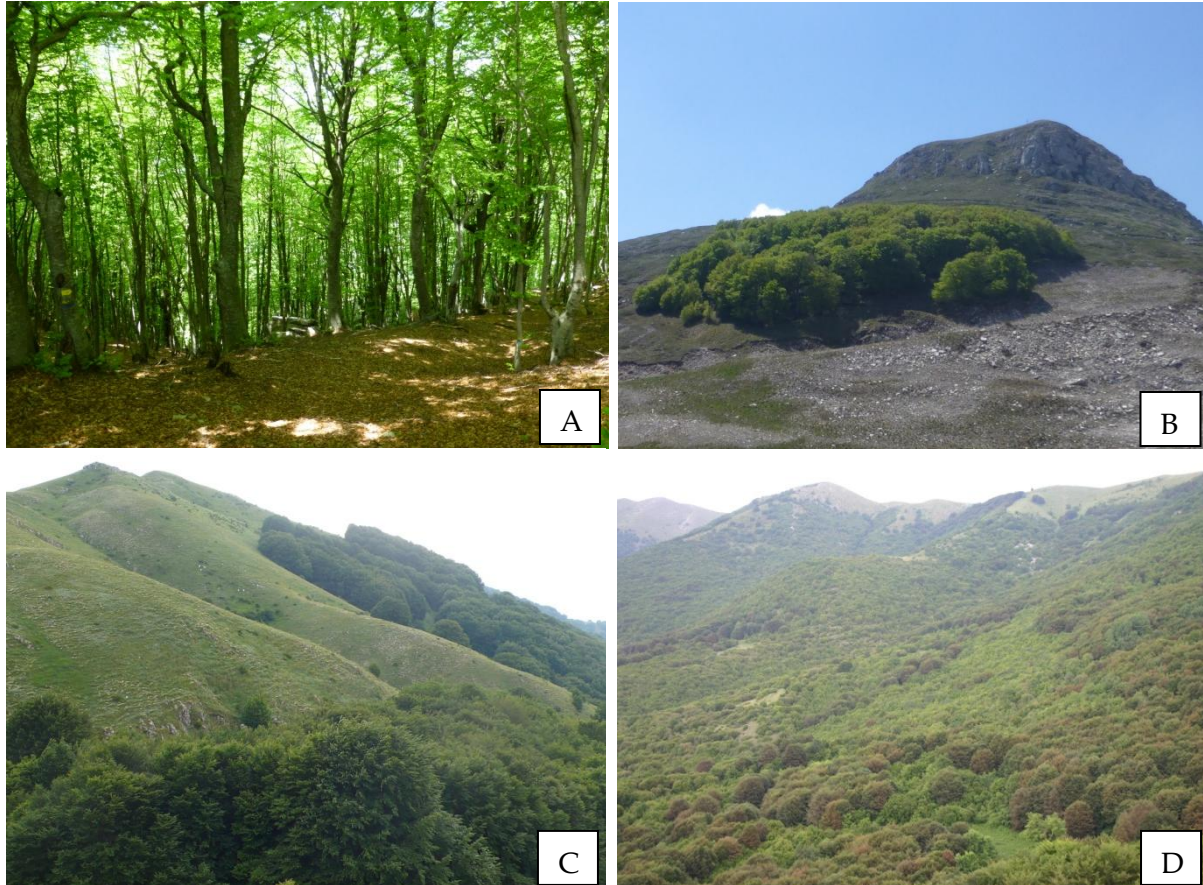


Figure 2.17 : *Végétation de hêtraie à l'étage supraméditerranéen supérieur du Pangée. A : Hêtraie sur le versant est du Pangée à 1150 m d'altitude (A. Glais, mai 2014) ; B : Hêtraie résiduelle d'altitude (1750 m) au sein de pelouses pâturées de l'étage montagnard méditerranéen ; C : Limite supérieure de la strate arborée (hêtraie pure) sur le versant nord du Pangée (1400m ; J.-A. López Sáez, mai 2015) ; D : Hêtraie couvrant une large superficie du versant nord du Pangée entre 800 et 1400 m d'altitude (A. Glais, mai 2015).*

Concernant les herbacées vivaces, de nombreuses espèces identifiées sont caractéristiques des milieux forestiers, et en particulier dans différentes hêtraies d'Europe (Strid et Tan, 1997 ; Dimopoulos et al., 2008). Les espèces fréquentes du tapis végétal forestier sont notamment : l'épiaire des bois (*Stachys sylvatica*), la pirole unilatérale (*Orthilia secunda*), le monotrope sucepin (*Monotropa hypopitys*), la circée de Lutèce (*Circaea lutetiana*), le pâturin des bois (*Poa nemoralis*), le gaillet odorant (*Galium odoratum*), la luzule des bois (*Luzula sylvatica*), la pulmonaire rouge (*Pulmonaria rubra*), la cardamine à bulbilles (*Cardamine bulbifera*), l'arabette tourette (*Arabis turrata*), la sanicle des montagnes (*Saxifraga rotundifolia*),

le mélampyre des bois (*Melampyrum nemorosum*), le brome de Beneken (*Bromus benekenii*), et la mélisse à une fleur (*Melica uniflora*). Nous avons également pu identifier des espèces possédant une distribution localisée de préférence au sud-est de l'Europe à l'instar de : la potentille à petites fleurs (*Potentilla micrantha*), le cyclamen de Naples (*Cyclamen hederifolium*), le doronic du Caucase (*Doronicum orientale*), la gesce (*Lathyrus laxiflorus*) et même parfois des espèces endémiques comme c'est le cas pour la pensée sauvage (*Viola perinensis*). Enfin, certaines espèces recensées résultent avant tout de l'ouverture du milieu ou de condition d'humidité localisée. C'est le cas pour l'ortie blanche (*Lamium album*), la vesce fausse gesse (*Vicia lathyroides*), l'hellébore fétide (*Helleborus foetidus*), le fraisier des bois (*Fragaria vesca*), la menthe en épi (*Mentha spicata*), la fougère aigle (*Pteridium aquilinum*), ou la ronce (*Rubus hirtus*).

Au sein de ces hêtraies, on retrouve également des mosaïques de boulaies, localisées dans de petites dépressions, dans des fonds de vallons plus humides ou dans l'axe d'écoulement de sources et ruisseaux. Cette formation végétale dont le bouleau (*Betula pendula*) est largement dominant est également composée de noisetiers communs (*Corylus* sp.), de frênes communs (*Fraxinus excelsior*), de peupliers trembles (*Populus tremula*), de charmes orientaux (*Carpinus orientalis*), de bourdaines (*Frangula alnus*), de saules des chèvres (*Salix caprea*), de doradilles capillaire (*Asplenium trichomanes*), de fraisiers des bois (*Fragaria vesca*) et de ronces (*Rubus hirtus*).

2.3.2.5. L'étage montagnard sous influences méditerranéennes

Caractérisation. – L'appellation de cet étage de végétation altitudinale varie selon les auteurs. Parfois appelé étage « oroméditerranéen » (Ozenda, 1975 ; Rivas-Martinez, 1981), nous retiendrons la dénomination d'étage montagnard et ici d'étage montagnard méditerranéen proposée par Quézel (1979) et reprise par Gamisans (1999) pour la Corse. Les conditions thermiques y sont plus froides, avec une température moyenne annuelle variant entre 4 et 8 °C tandis que celle du mois le plus frais oscille entre -3 et -7°C. Les précipitations, régulièrement neigeuses en hiver sont plus élevées qu'aux étages inférieurs et peuvent atteindre 1700 mm. L'amplitude altitudinale de cet étagement s'étend entre 1000 et 1500-1700 m environ. Les groupements forestiers les plus répandus sont des hêtraies, des hêtraies-pinèdes ou des pinèdes de pins noirs (*Pinus nigra*) et pins sylvestres (*Pinus sylvestris*) entre 1100 et 1600 m d'altitude (Fig.2.18). Ces dernières privilégient les versants rocheux et mieux drainés, contrairement aux hêtraies préférant des sols plus profonds et humides.

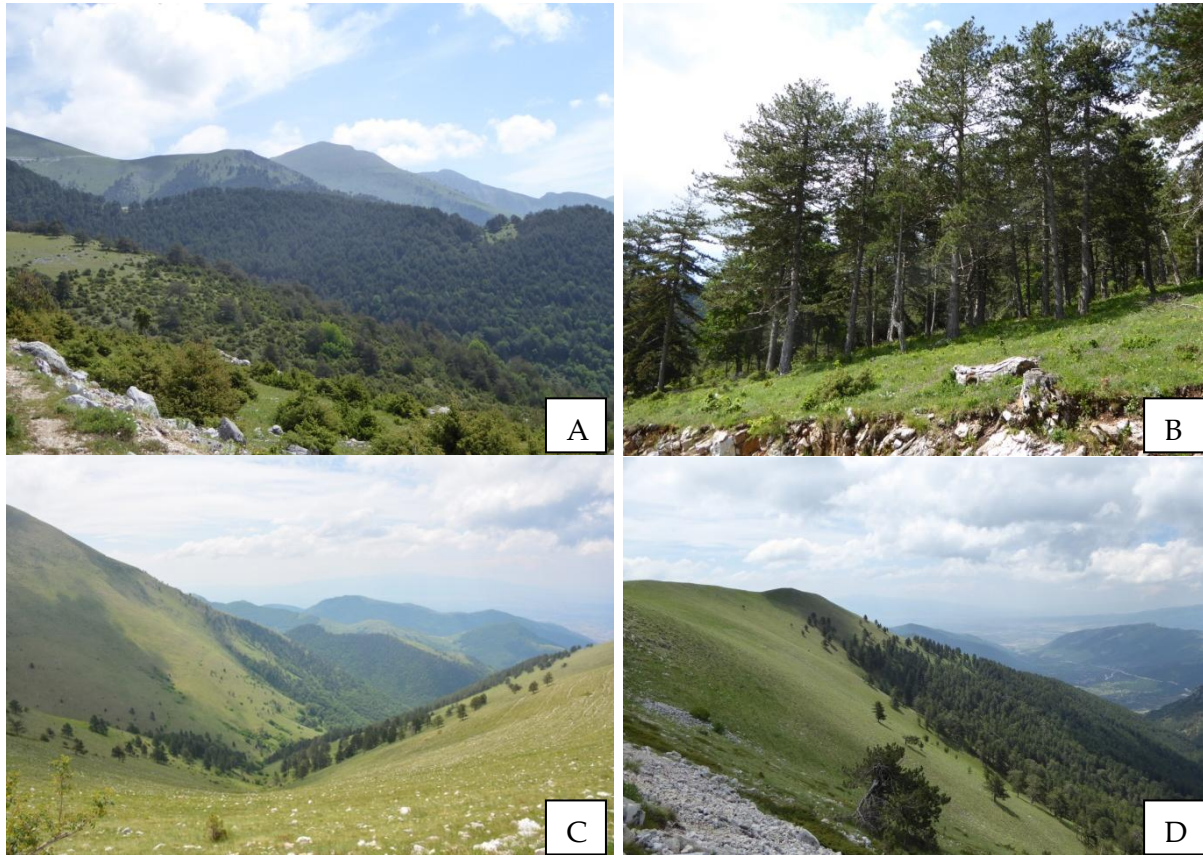


Figure 2.18 : *Végétation de l'étage montagnard sous influence méditerranéenne sur le Falakro. A : Forêt mixte de hêtraie-pinède à l'étage montagnard (1300 m), orientation sud (A. Glais, mai 2015) ; B : Pinède ouverte de Pinus nigra et pelouse pâturée à 1200 m, orientation sud-est (L. Lespez, mai 2015) ; C : Limite entre la pinède et la pelouse calcicole pâturée à environ 1600 m dans un vallon orienté vers le sud au Falakro (A. Glais, mai 2015) ; D : Limite entre la pinède et la pelouse calcicole pâturée à environ 1600 m sur un versant orienté vers l'est (L. Lespez, mai 2015)*

Composition floristique. – Les milieux forestiers de hêtraies décrits ci-dessus sont des composants essentiels de l'étage montagnard, notamment dans sa partie inférieure ou d'orientation nord, tandis que les forêts de conifères se retrouvent en majorité sur les versants sud et plus secs du Falakro (Fig.2.18). Les pinèdes calcicoles mésophiles offrent, lorsqu'elles sont suffisamment ouvertes par le pâturage, une diversité floristique importante en espèces vivaces. On y retrouve par exemple l'achillée à feuilles de criste marine (*Achillea crithmifolia*), la bugle de Genève (*Ajuga genevensis*), la buglosse officinale (*Anchusa officinalis*), la campanule dispersée (*Campanula sparsa*), la cynoglosse hongroise (*Cynoglossum hungaricum*), la canche flexueuse (*Deschampsia flexuosa*), la vipérine commune (*Echium vulgare*), l'épilobe à feuilles étroites (*Epilobium angustifolium*), la globulaire commune (*Globularia vulgaris*), l'hellébore fétide (*Helleborus foetidus*), la limodore à feuilles avortées (*Limodorum arbortivum*), la linaria à feuilles de genêt (*Linaria genistifolia*), la luzule de Forster (*Luzula forsteri*), le monotrope sucepin (*Monotropa hypopitys*), la potentille argentée (*Potentilla*

argentea), la silène d'Italie (*Silene italica*), le solidage verge d'or (*Solidago virgaurea*), le thym sibthorpii (*Thymus sibthorpii*), le trèfle alpestre (*Trifolium alpestre*), le trèfle flexueux (*Trifolium medium*), ainsi que la doradille du Nord (*Asplenium septentrionale*), la bruyère en épi (*Bruckenthalia spiculifolia*), le daphné bois-gentil (*Daphne mezereum*), la myrtille (*Vaccinium myrtillus*), le nard raide (*Nardus stricta*), la renouée des Alpes (*Persicaria alpina*) dans les zones non calcaires du Falakro. Les observations ont également permis d'identifier des plantes endémiques telles que *Dactylorhiza cordigera* et *Fritillaria drenovskii* (Fig.2.19B et C) et *Lathraea rhodopaea* qui est un parasite d'espèces arborées.

Au nord de l'espace d'étude, correspondant au sud du massif montagneux du Rhodopes, à la frontière avec la Bulgarie, un vaste espace forestier (forêt d'Elatia) s'étend entre 1000 et 1800 m d'altitude sur environ 7000 ha. Compte tenu de l'altitude et des conditions climatiques sous influences continentales, le couvert végétal de cette forêt est semblable aux formations forestières du nord de l'Europe. On observe par exemple l'unique sapinière de Grèce. Elle contient notamment des épicéas communs (*Picea abies*) qui atteignent leur limite méridionale, ainsi qu'une flore très riche contenant de nombreuses espèces endémiques des Balkans. L'étude et la description phytosociologique de cet espace ne sera pas traitée dans le détail ici.

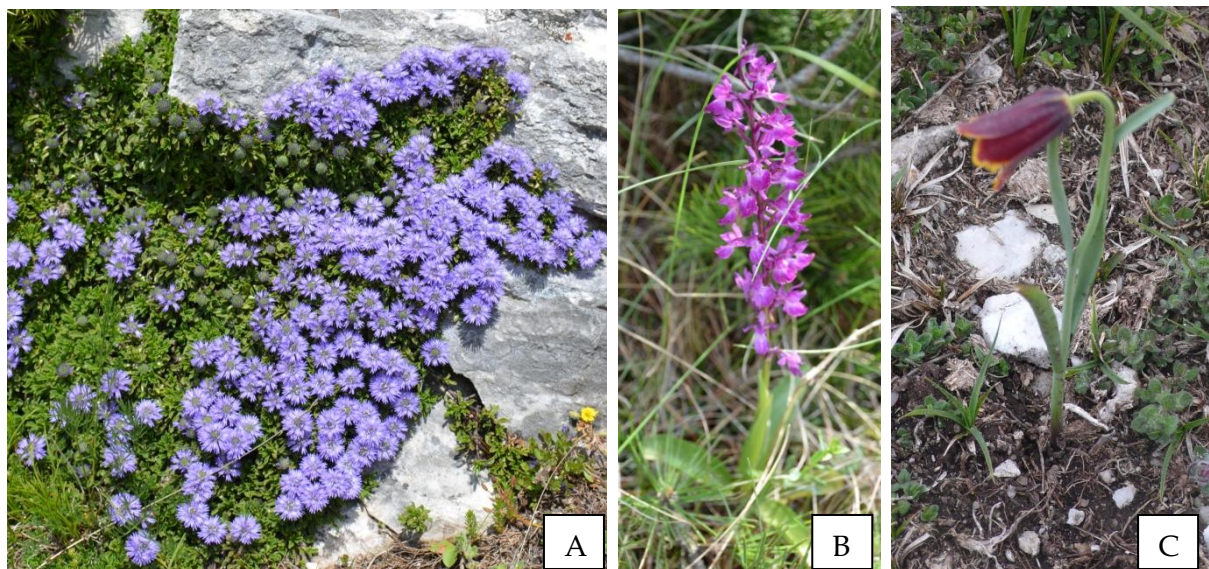


Figure 2.19 : *Espèces végétales de l'étage montagnard méditerranéen*. A : *Globularia cordifolia* ; B : *Dactylorhiza cordigera* ; C : *Fritillaria drenovskii*. *Versant orienté vers le sud du Falakro à 1450 m d'altitude (J.-A. López Sáez, mai 2015)*

2.3.2.6. L'étage oroméditerranéen

Caractérisation. –Là encore, le choix de la dénomination de l'étagement végétal fait référence aux travaux de Quézel (1979), compte tenu de ces travaux menés en domaine égéen. Il correspond en Europe tempérée à l'étage subalpin. Les influences méditerranéennes se faisant toujours ressentir au sein de notre espace d'étude et en particulier sur le massif du Pangée plus proche du littoral, le terme oroméditerranéen semble plus en adéquation avec la

réalité biologique observée. Cet étage est relativement froid puisque la température moyenne annuelle est inférieure à 4°C tandis que la température mensuelle la plus froide est inférieure à -7°C. L'étage oroméditerranéen commence entre 1500-1700 m et nous considérons ici qu'il s'étend jusqu'aux deux sommets respectifs. Les deux massifs parcourus s'élevant à 1956 m (Pangée) et 2232 m (Falakro) sans que nous réalisions de prélèvement au-delà de 1700 m dans le premier cas et de 1850 m dans le second. Le développement végétatif des espèces est largement contraint par la présence d'une accumulation neigeuse plurimétrique au cours des périodes hivernale et printanière (Fig.2.20 ; enneigement à 1100 m environ). Cet étage nival associé aux vents dominants sur des sommets peu protégés (isolement au sein des chaînes montagneuses) et soumis au pâturage estival, expliquent les formations végétales basses rencontrées à ces altitudes. Elles ne sont plus forestières mais remplacées par de vastes pelouses calcicoles et xérophiiles constituées essentiellement d'espèces vivaces et subligneuses. Localement elles peuvent être remplacées par des fruticées⁴ ouvertes, caractérisées par la présence de chaméphytes⁵ épineuses. Les seules espèces arborées capables de se développer au-delà de 1500 m, sont des hêtraies ou des arbres ou des arbustes relativement isolés à l'image du sapin du roi Boris (*Abies borisii-regis*), prunier couché (*Prunus prostrata*) ou nerprun des Alpes (*Rhamnus alpina*) (Fig.2.21).

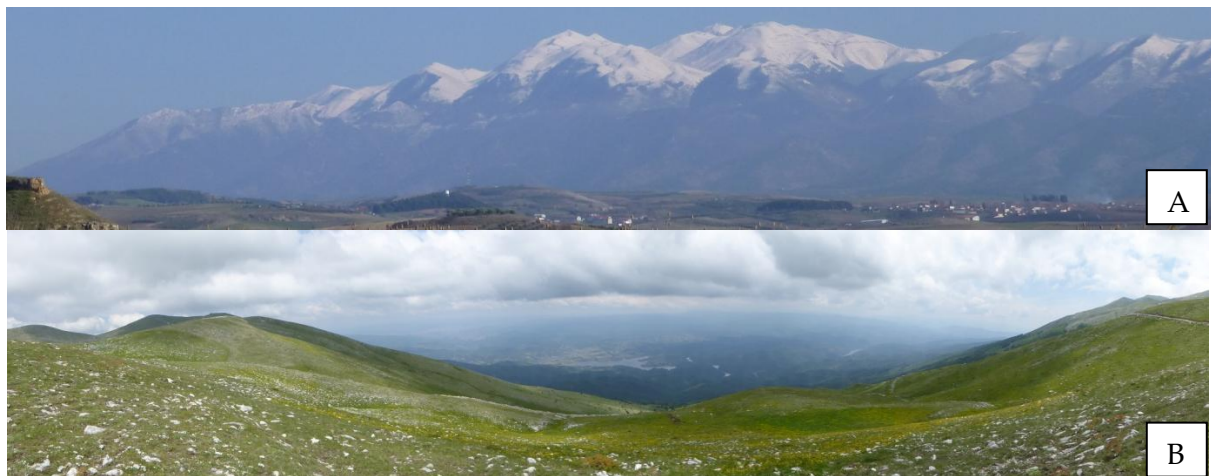


Figure 2.20 : *Végétation et paysage de l'étage oroméditerranéen. A : Vue du versant nord du Pangée depuis la basse vallée du Strymon et de sa couverture neigeuse à partir de 1100 m environ. (A. Glais, 26 janvier 2016) ; B : Vue depuis le Falakro (station de ski à 1900 m) en direction du nord (lac de Potami, forêt d'Elatia, frontière bulgare ; L. Lespez, mai 2015).*

⁴ Formation végétale dans laquelle dominent les arbustes et les arbrisseaux.

⁵ Un chaméphyte est un type de plante vivace dont les organes permettant de passer la mauvaise saison (bourgeons) sont situés juste au-dessus du sol, protégés du gel par le manteau neigeux.

Composition floristique. – À l'exception des rares espèces arborées encore observables à cette altitude (*Fagus sylvatica*, *Abies borisii-regis*) on retrouve des espèces arbustives qui n'atteignent que rarement leur stade de développement à maturité. Bien souvent, ces espèces d'altitude que l'on retrouve dans des milieux calcaires, rocheux et secs, sont prostrées à l'instar de l'astragale à feuilles étroites (*Astragalus angustifolius*), du genévrier nain (*Juniperus communis* subsp. *Nana*), du nerprun des Alpes (*Rhamnus alpina*), du prunier couché (*Cerasus prostrata*) ou de daphnée bulgare (*Daphne kosaninii*).

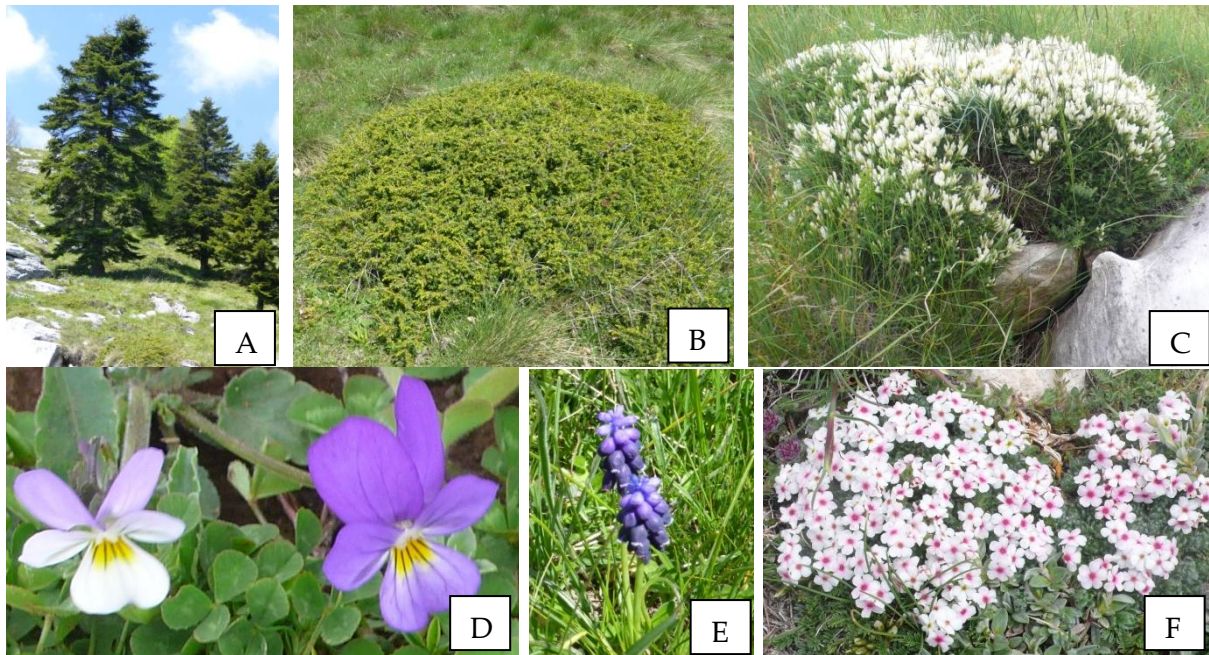


Figure 2.21 : *Espèces végétales de l'étage oroméditerranéen.* A : *Abies borisii-regis* à 1600 m sur le versant est du Pangée (A. Glais, mai 2015) ; B : *Juniperus communis* subsp. *Nana* à 1700 m sur le versant est du Pangée (A. Glais, mai 2015) ; C : *Astragalus angustifolius* à 1500 m sur le versant nord du Pangée (J.-A. López Sáez, mai 2015) ; D-E-F : *Viola perenensis*-*Muscari neglectum*-*Androsace villosa* sur les pelouses d'altitude du Pangée et du Falakro entre 1700 et 1850 m (J.-A. López Sáez, mai 2015).

Parmi les espèces de pelouse ou de milieux rocheux très pauvres sont présents : l'achillée à feuille d'ageratum (*Achillea ageratifolia*), l'ail des ours (*Allium ursinum*), le faux alysson renflé (*Alyssoides utricularata*), l'anthyllis des montagnes (*Anthyllis montana*), la sabline à deux fleurs (*Arenaria biflora*), l'aster des Alpes (*Aster alpinus*), le pâturin panaché (*Bellardiochloa variegata*), la passeraie drave (*Cardaria draba*), la campanule (*Campanula orphanidea* ; *Edraianthus graminifolius*), la chondrilla de Degen (*Chondrilla urumoffii*), la drave (*Draba lasiocarpa*), le gaillet (*Galium demissum*), la gentiane de printemps (*Gentiana verna*), l'héliantheme alpestre (*Helianthemum oelandicum* subsp. *alpestre*), le lys martagon (*Lilium martagon*), la matthiole en buisson (*Matthiola fruticulosa*), le muscari à grappe (*Muscari neglectum*), l'ompholode (*Omphalodes luciliae*), le plantain gentianoïde (*Plantago gentianoides*),

le pâturin multiflore (*Poa molinerii*), la renoncule du Roussillon (*Ranunculus sartorianus*), la saponaire à feuilles de pâquerette (*Saponaria bellidifolia*), la gnavelle vivace (*Scleranthus perennis*), la joubarbe (*Sempervivum marmoreum*), le thé du Mont Olympe (*Sideritis scardica*), la germandrée des montagnes (*Teucrium montanum*), le thym précoce (*Thymus praecox*) ou encore la pensée (*Viola delphinantha*).

De plus, plusieurs espèces endémiques de ces milieux montagnards du nord-est de la Grèce et du sud de la Bulgarie ont été observés : l'*Anthyllis aurea*, le *Crocus veluchensis*, le *Saxifraga fernandi-coburgii*, la *Viola perenensis*, la *Paronychia rechingeri* et la *Ranunculus illyricus* (Strid et Tan, 1997).

Au-delà des conditions climatiques présentes sur les massifs étudiés, il est fort probable que la limite altitudinale de la flore arborescente serait plus élevée sans l'impact récurrent et semi-intensif du pâturage (Polunin, 1980). De même la composition de la flore ne serait pas représentée par autant de plantes anthropozoogènes et nitrophiles (Fig.2.22). La présence estivale de nombreux cheptels nitrifie les sols souvent peu développés et accentue la représentation d'espèces qui ne sont pas écologiquement significatives ou inféodées à l'étage montagnard ou oroméditerranéen.

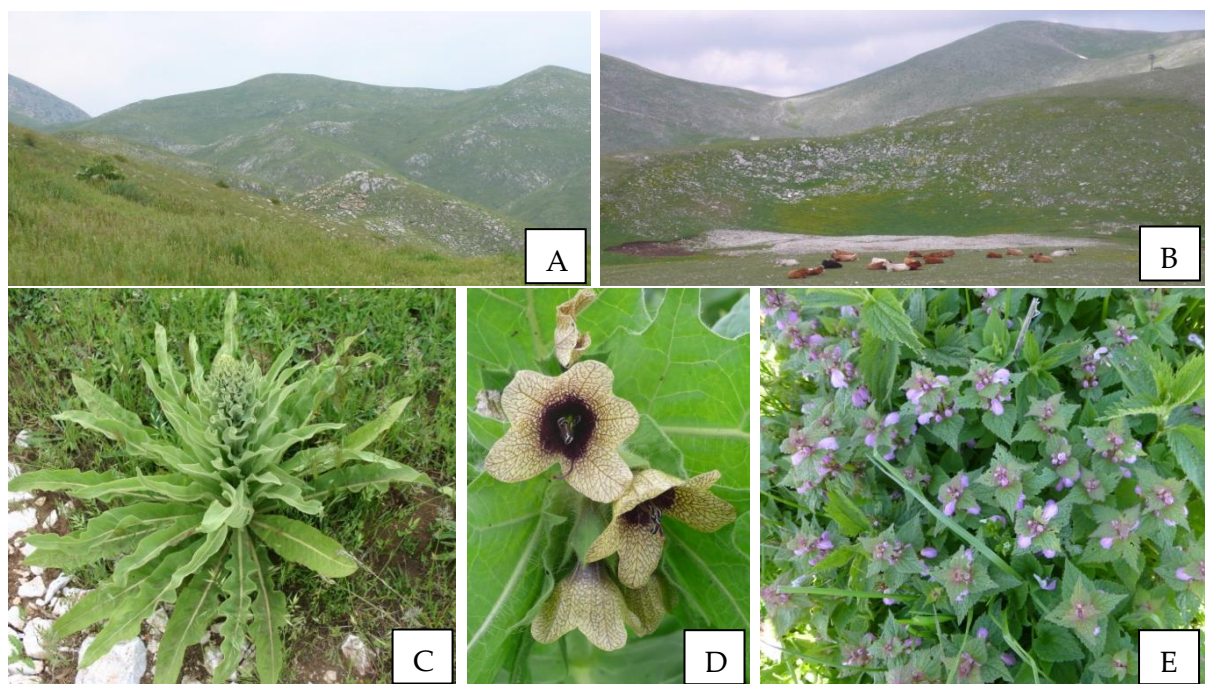


Figure 2.22 : Végétation des pelouses d'altitude et espèces nitrophiles. A : Vue de l'étage oroméditerranéen du Pangée en direction du sud, pâturé par des troupeaux ovins (A. Glais, mai 2015) ; B : Vue de l'étage oroméditerranéen du Falakro en direction de l'est, pâturé par des bovins (J.-A. López Sáez, mai 2015) ; C-D-E : *Verbasicum phlomoide* ; *Hyoscyamus niger* et *Lamium album* à 1400 m d'altitude sur le versant nord du massif du Pangée (A. Glais, mai 2015).

2.4. Les zones humides du sud-est des Balkans

2.4.1. Une forte diversité des milieux

2.4.1.1. Situation contemporaine

La sensibilité, la diversité et le morcellement sont les attributs qui caractérisent le mieux les zones humides méditerranéennes contemporaines. Après avoir évoqué dans le premier chapitre la sensibilité inhérente à toutes les zones humides, il convient ici d'apporter plus de précision sur leur diversité et leur morcellement au sein de la zone étudiée. Qu'ils s'agissent de lacs, de lagunes, de deltas, de tourbières, de réservoirs anthropiques, de systèmes fluviaux, de marais salants, d'eau saumâtre ou douce, de mares, de prairies humides, etc., les zones humides méditerranéennes font partie des écosystèmes les plus productifs (Papayannis et Sorotou, 2004). Les zones humides sont constituées d'une mosaïque de biotopes et d'une importante biodiversité floristique et faunistique souvent endémique (Papastergiadou, 1995). La localisation des zones humides reconnues internationalement pour leurs services écosystémiques répond à ces critères (Fig.2.23). Pour les espaces littoraux, on retrouve de grandes embouchures deltaïques formées par des fleuves ayant des bassins versants parcourant les Balkans (e.g. Axios, Nestos ou Evros) et des milieux lagunaires (e.g. Butrint, Amvrakikos, Vistonis, etc.). En domaine continental, la majorité des espaces classés par la convention de Ramsar sont des espaces lacustres naturels (e.g. Prespa, Dojran, etc.) ou anthropiques (e.g. Kerkini) et des zones humides de milieu fluvial (e.g. Plaine alluviale du Danube). Cette diversité résulte tout d'abord du contexte géologique qui permet d'expliquer la morphologie et les caractéristiques de la mise en place des zones humides. Les propriétés physico chimiques du substrat qui servent de support aux zones humides, participent, après son altération, au remplissage sédimentaire sur lequel se développe le biotope. De cette façon, la géologie explique au moins partiellement les échanges et les processus hydrologiques tout comme la flore qui s'y développe selon ses affinités écologiques. De nombreuses autres zones humides existent au sein de l'espace représenté sur la figure 2.23 mais leur faible superficie (e.g. tourbière d'altitude au sud-ouest de la Bulgarie), ou leur dégradation avancée (e.g. le lac de Kopais ou le marais de Tenaghi-Philippon sont déjà drainés et asséchés) ne permettent plus de leur accorder un statut de protection de cette envergure.

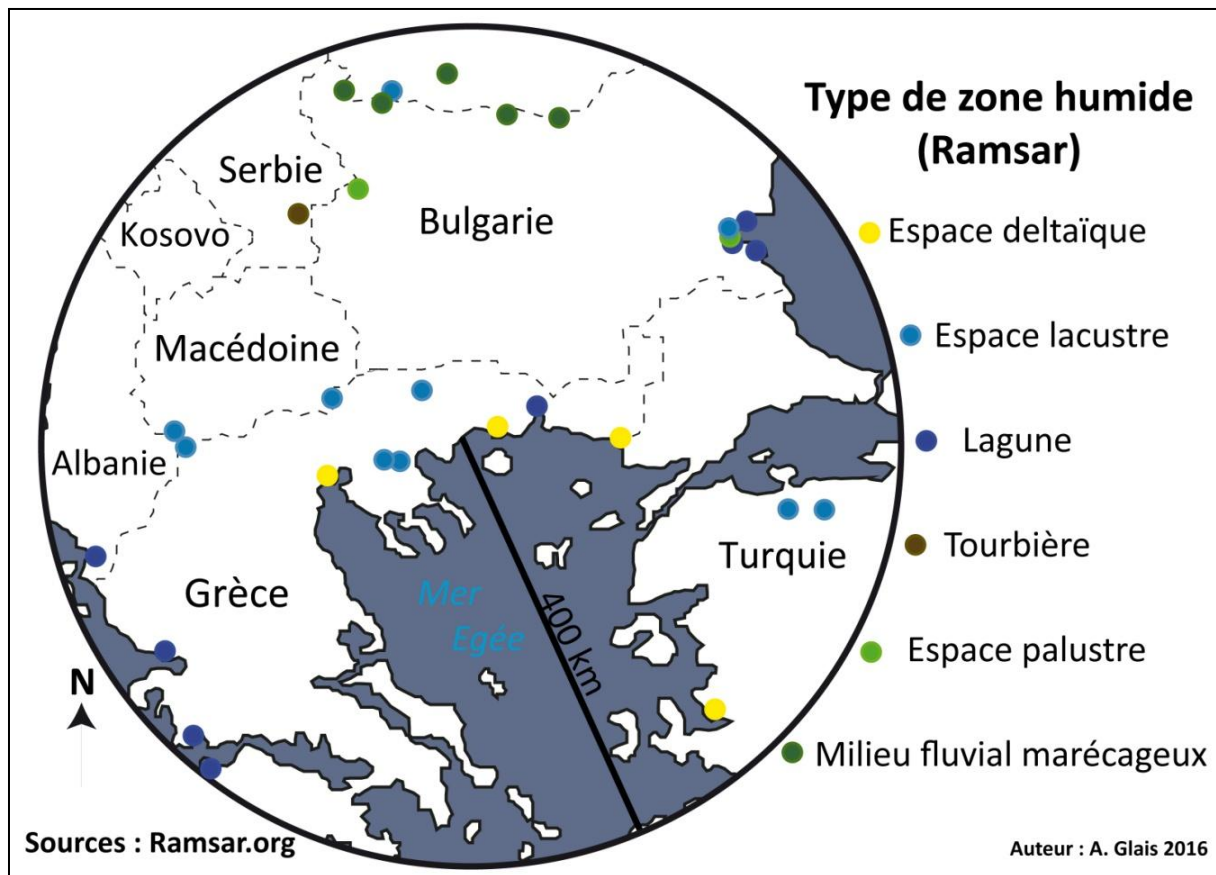


Figure 2.23 : Localisation des zones humides d'importance internationale (Ramsar) situées dans un rayon de 400 km du centre de Tenaghi-Philippon.

2.4.1.2. La protection des zones humides

La fragmentation des cours d'eau ou des transferts hydrologiques en général et la segmentation des espaces protégés, sont les principaux freins au retour des fonctions principales des zones humides. En termes de biodiversité et de cloisonnement des milieux, les répercussions souvent irréversibles qu'ont connues les zones humides, ont fait disparaître les grands écosystèmes d'eau douce intacts et rendent les espaces analysés aujourd'hui largement anthropisés. Cela peut conduire au retrait des espèces endémiques méditerranéennes au profit d'espèces généralistes plus résistantes aux pressions anthropiques. Face à la régression des surfaces occupées par les zones humides, la reconnaissance de leurs services incite à un changement de considérations. Une **approche reposant sur le paysage offre une vision du caractère multifonctionnel des zones humides**. Cela intègre les dimensions hydrologiques, écologiques, économiques et socioculturelles. Ce type d'approche fournit une échelle d'observation appropriée pour comprendre les changements sur le temps long comme nous envisageons de le faire dans ce travail.

La série de mesures et d'approches contemporaines pour la préservation des zones humides masque pourtant une tendance plus globale de réduction des zones humides au cours du dernier siècle. La protection et la mise en valeur patrimoniale, culturelle et environnementale largement affichées à différents échelons (national, européen et international), cachent des réalités quantitatives et qualitatives plus contrastées.

2.4.2. Les zones humides macédoniennes en régression

2.4.2.1. Bilan des zones humides macédoniennes au XX^e siècle

La sensibilité aux fluctuations climatiques et aux actions anthropiques se matérialisent pour les zones humides macédoniennes par une forte régression (Tab.2.1). Cette diminution n'est ni progressive ni localisée, mais bien généralisée à toute la Grèce du Nord. À l'instar des actions menées dans la basse vallée du Strymon et la plaine de Philippes, les espaces lacustres et palustres furent totalement drainés et les cours d'eau canalisés, endigués et régulés par des réseaux de drainage et des barrages. Au total, 221 km² des surfaces lacustres furent asséchées (soit 37,7% des surfaces du début du XX^e siècle) et 930 km² (soit 94 %) des espaces palustres disparurent.

Macédoine	Avant 1930				Après 1930		
	Existante		Asséchée		Toujours existante		Origine anthropique
	Lacustre	Palustre	Lacustre	Palustre	Lacustre	Palustre	Lacustre
Orientale	73	459	56	448	16	11	41
surface totale	532		504		27		41
%	100%		94,70%		5,10%		7,70%
Centrale	305,8	391	165	361	140,8	30	1
surface totale	696,8		526		170,8		1
%	100%		75,50%		24,50%		x
Occidentale	207	136	x	121	207	15	44,5
surface totale	343		121		222		44,5
%	100%		35%		65%		13%
surface totale	585,8	986	221	930	363,8	56	86,5
%	1571,8		1151		419,8		86,5
%	100%		73,20%		26,80%		5,50%

Tableau 2.1 : tableau de l'évolution des zones humides en Macédoine au XX^e siècle (d'après Psilovikos, 1992).

Plusieurs éléments, successifs ou combinés, émergent et expliquent cette situation :

- L'immigration vers la Macédoine en 1923 de 638 000 réfugiés en provenance de Thrace orientale et d'Asie Mineure contre le départ de 376 000 musulmans et slaves (Ancel, 1930). Le développement des villages dans les plaines et les besoins en terres cultivables⁶ ont contribué aux aménagements des espaces à fort potentiel agronomique.
- L'aide économique étrangère et particulièrement des sociétés dites occidentales au sortir des guerres mondiales, incitant au développement et à l'arrivée de capitaux étrangers mettant en valeur l'espace grec.
- La politique de l'Union européenne et particulièrement la politique agricole commune (PAC), stimulant l'intensification de la production.

Tous ces facteurs ont fourni les motivations mais également la rationalisation idéologique pour des interventions massives sur l'environnement et la destruction de nombreuses zones humides. À ces paramètres doit être associé le combat contre la malaria, une maladie qui est restée longtemps un fléau pour le monde rural grec jusqu'au début du XX^e siècle, pour lequel l'éradication des moustiques propagateurs de la maladie passait par la destruction des zones humides. Ce facteur d'ordre sanitaire (éradication du paludisme, de la malaria, etc.) prédominait jusqu'au début du XX^e siècle (Sivignon, 2007 ; Dodouras et Sorotou, 2012).

En revanche, la simple croissance démographique n'a fait qu'accroître les besoins humains en eau et en terres. Ces besoins conduisent souvent à la réduction voire la disparition des zones humides. La surexploitation de la ressource en eau, quel que soit l'usage, mène rapidement vers un état de pénurie dans un climat où les apports sont inégalement répartis temporellement et donc difficilement gérables. Ce constat est accentué par la discordance entre périodes d'apport (automnale et hivernale) et de besoin (estivale).

2.4.2.2. État des lieux des zones humides du secteur d'étude

D'après Psilovikos (1992), les zones humides situées dans notre zone d'étude ont été presque intégralement impactées par les travaux de mise en valeur. Le marais de Tenaghi-Philippon a vu ses 200 km² totalement drainés (Fig.2.24), tout comme le lac Achinos⁷ qui possédait environ 50 km² d'espace lacustre et 70 km² de milieu palustre (Fig.2.25). La zone humide de Lekani (9 km²), à 730 m d'altitude dans les montagnes du même nom a également

⁶ Il est fait mention de l'attribution pour chaque famille (composée de 4 personnes) de 4 à 6 ha pour la culture des céréales, ou de 1,5 à 3 ha pour la vigne ou encore de 8 à 10 ha pour les pâturages dans les colonies d'éleveurs (p. 154, Ancel, 1930).

⁷ Le lac Achinos est également appelé lac Tachinos sur certains documents.

été transformée en terrains cultivables. La zone humide de Kerkini, située à quelques kilomètres de la frontière bulgare, à l'amont de l'ancien lac Achinos et de la basse vallée du Strymon, initialement étendue sur 27 km² (dont 25 en milieu marécageux) a été drainée sur 20 km². Néanmoins, la construction d'un réservoir en 1932 lui a redonné une surface lacustre d'environ 48 km² désormais classée selon la convention Ramsar. Le delta du Strymon (4 km²) a été réaménagé et perdre un quart de sa surface en eau libre Par ailleurs, au-delà des surfaces recouvertes par des zones humides, les continuums fluviaux ont largement été affectés au siècle dernier. Le lit du Strymon a été totalement rectifié, limitant les zones naturelles d'expansion de crues et donc les zones humides associées telles que les bras morts ou les mares résiduelles. De même, le lit mineur du cours d'eau torrentiel temporaire du Xéropotamos a été endigué par des levées artificielles et des gravières ont permis d'extraire du matériel grossier. Les connexions hydrologiques avec son cône alluvial et ses paléochenaux ont été totalement rompues. Plus à l'est, la zone deltaïque du Nestos recouvrant initialement 167 km² a été drainée à plus de 90 %.

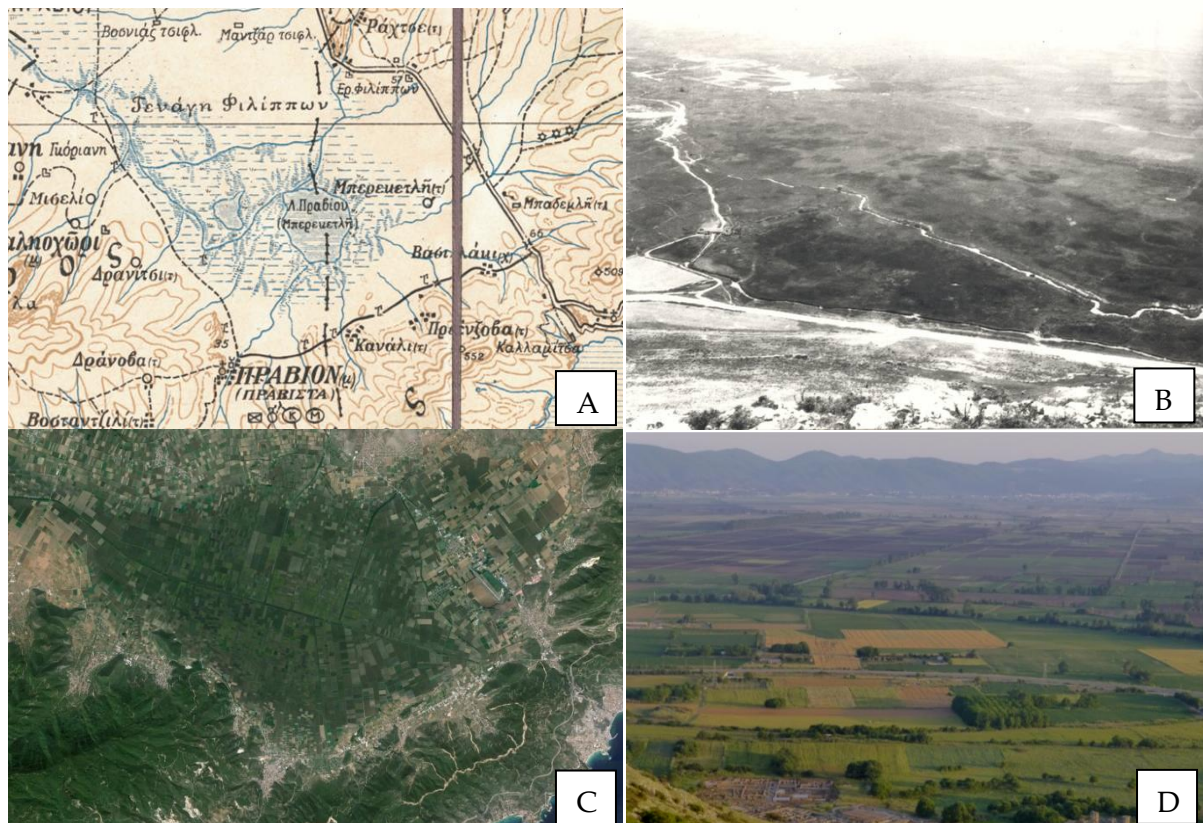


Figure 2.24 : Évolution au cours du XX^e siècle des zones humides de la plaine de Philippos-Drama. A : Carte de l'ancien marais de Tenaghi-Philippou réalisée par l'armée grecque en 1910 ; B : Photographie de la plaine de Philippos-Drama vers le sud, à partir des versants du massif de Lévani en 1930 (auteur inconnu, archives de l'EFA, 1930) ; C : Image satellitaire contemporaine (Google Earth, 2016) ; D : Photographie de la plaine de Philippos-Drama vue vers le sud depuis les versants de Lévani en mai 2015 (A. Glais).

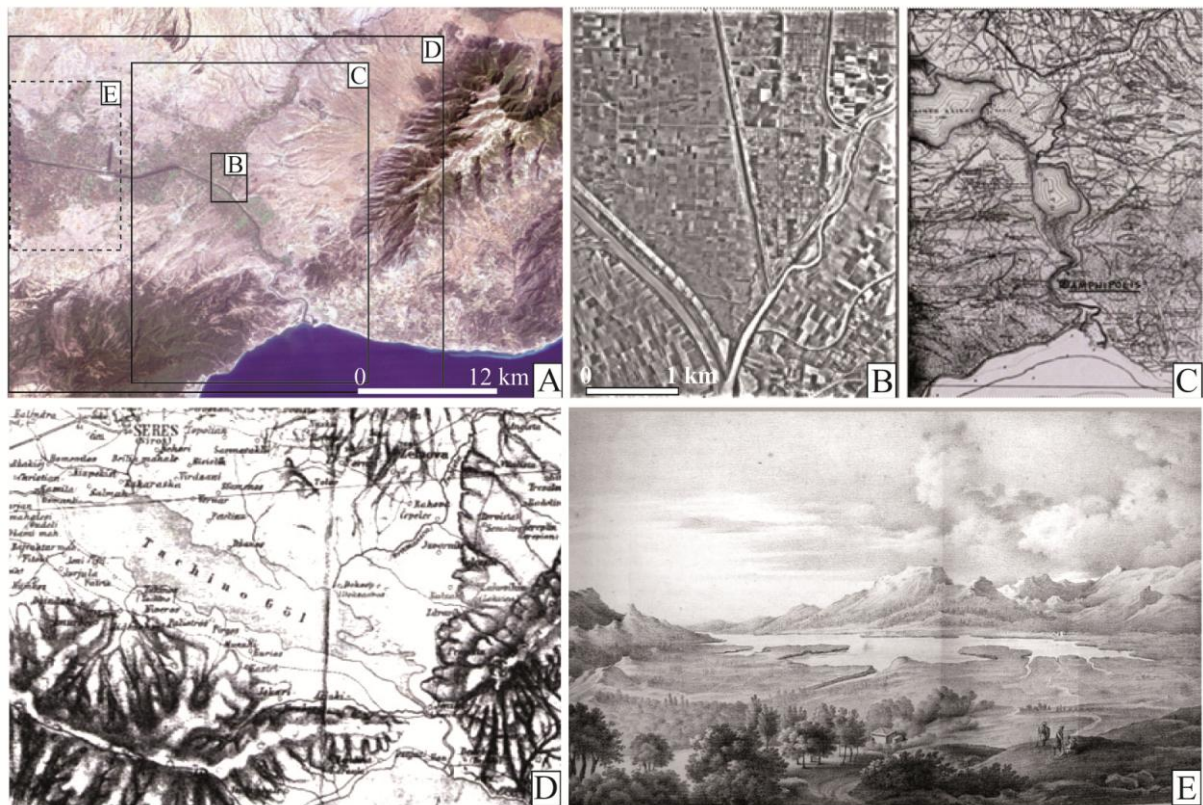


Figure 2.25 : *Évolution chronologique de la zone humide de la basse vallée du Strymon. A : Image satellite Landsat TM ; B : Photographie aérienne de l'armée grecque en 1960 ; C : Extrait de la carte de la basse vallée du Strymon réalisée par le service militaire anglais en 1927 ; D : Extrait de la carte du lac Achinos réalisée par l'armée autrichienne en 1885 ; E : Document iconographique représentant la basse vallée du Strymon (lac Achinos) depuis le sud vers le nord, issu du compte rendu de voyage de Cousinéry (Cousinéry, 1831).*

On constate la très forte variabilité spatiale et morphologique des étendues en eau libre sur ces documents. La comparaison entre les sources les plus anciennes (Figs.2.24A et Fig.2.25C, D et E) et celles postérieures à 1930, met en évidence l'importance des travaux effectués sur ces zones humides menant à leur disparition.

2.4.2.3. La recherche de la maîtrise hydraulique

Le morcellement agricole de la zone humide passe par une maîtrise hydraulique des terrains cultivables. Les actions anthropiques sont axées sur la réduction des flux hydrologiques de surface et l'accélération de leur évacuation (Fig.2.26). Le drainage et la chenalisation des cours d'eau se font à l'aide d'infrastructures individuelles ou collectives. Le but est de limiter le maintien de l'eau à la surface dans un espace où les pentes sont infimes (< 0,5%) favorisant la divagation. Cette maîtrise hydraulique se matérialise par de nombreux ouvrages de régulation (Fig.1.26) :

- Des fossés temporaires curés saisonnièrement dans la plaine agricole par les agriculteurs (Fig.2.26A).

- Des canaux artificiels en béton (Fig.2.26B) qui drainent les eaux de surface ou distribuent les eaux souterraines et contraignent l'écoulement en période de crue de petits cours d'eau secondaires de pied de versant.

- Des drains profonds qui permettent l'évacuation des eaux de surface et de subsurface vers le cours d'eau le plus proche (Fig.2.26C). Ils se maintiennent en eau toute l'année car ils sont alimentés par la nappe en période d'étiage. Compte tenu de la saisonnalité des précipitations, des ouvrages de stockage ou de régulation des flux jalonnent ce dense réseau de drainage. En période d'étiage, cela permet d'assurer une irrigation à faible coût des espaces agricoles.



Figure 2.26 : *Anthropisation des zones humides. A : Fossé de drainage creusé régulièrement autour d'une parcelle agricole située dans l'ancien marais de Tenaghi-Philippon (mars 2012, A. Glais) ; B : Canal de drainage cimenté, afin de chenaliser les écoulements des affluents du Kéfalari situé au nord-est de la plaine de Philippes-Drama (mars 2012, A. Glais) ; C : Barrage et station de pompage du drain artificiel principal de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon (juin 2015, A. Glais).*

2.4.2.4. Des zones humides résiduelles

Malgré toutes les dispositions prises pour réduire la surface des zones humides, les indices de paludification et d'hydromorphie des sols persistent (Fig.2.27A et B). La couleur très brune des anciens sols palustres de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon témoigne des processus de tourbification qui ont précédé la formation des sols. La fertilité considérable des anciennes zones humides favorise la production de grandes cultures industrielles héliophiles et demandeuses en eau tel que le maïs. Néanmoins la saturation et l'engorgement sont rapides et récurrents, mettant l'horizon supérieur en condition anoxique, ce qui rend impossible le développement de nombreuses plantes. De plus, en période de hautes eaux des nappes phréatiques, le passage des engins agricoles et le travail d'un sol extrêmement meuble sont rendus impossibles. Par conséquent, les rotations culturales ne sont possibles que sur 7 à 9 mois de l'année et les cultures hivernales ne sont pas envisageables (Fig.2.27C, D et E).

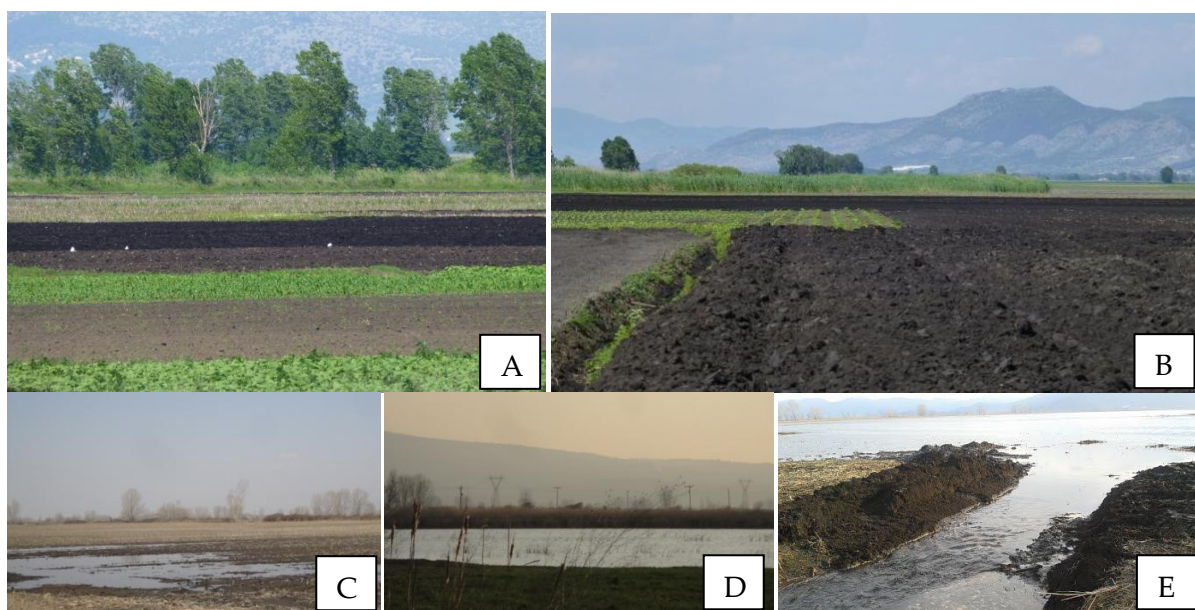


Figure 2.27 : Sols très humifères de la plaine de Philippos-Drama. A et B : sols organiques en période de labour et de semis (mai 2014; A. Glais); C, D et E : Niveaux d'engorgement variables par remontée de nappe phréatique dans l'ancien marais de Tenaghi-Philippon (mars 2012, A. Glais).

Les actions visant à valoriser et drainer l'ancien espace palustre, ont conduit à créer de petites zones humides ponctuelles et dispersées. Au-delà des inondations temporaires des champs situés dans le fond de la dépression de la plaine de Philippos-Drama, des espaces en eau permanents se sont développés au milieu des parcelles cultivées. À l'instar d'anciens sites d'extraction de granulats et de limons inondés par remontée de nappe (Fig.2.28), certains milieux fonctionnent désormais comme des zones humides d'un point de vue hydrologique, faunistique et floristique.

De même, tous les travaux réalisés dans les anciennes zones humides lacustres (basse vallée du Strymon) ou palustres (marais de Tenaghi-Philippon), ne suffisent pas à annihiler l'occurrence d'inondations sur de grandes surfaces. Les terrains cultivés sont donc régulièrement soumis à de grandes inondations par remontée de nappe (plaine de Philippos-Drama) ou part débordement du cours d'eau (Fig.2.29). La récurrence annuelle (ou presque) de ces épisodes hydrologiques est néanmoins difficilement prévisible du fait de la très forte variabilité interannuelle du climat méditerranéen.



Figure 2.28 : *Zone humide artificielle (mare permanente) colonisée par une roselière (Phragmites) et des nénuphars (Nuphar lutea), aux abords du Xeropotamos (Plaine de Philippes-Drama), dans une ancienne gravière d'extraction de granulats. A : Vue aérienne (google earth 2012) ; B : Vue sur le terrain (mars 2012, A. Glais).*



Figure 2.29 : *Basse vallée du Strymon observée depuis les versants du Pangée vers le nord-ouest, de la basse vallée du Strymon. Les terrains sont cultivés et partiellement inondés à l'emplacement de l'ancien lac Achinos, de part et d'autre du Strymon (mai 2015, A. Glais).*

Conséquences de la variabilité interannuelle. – Dans ces plaines très faiblement encaissées, le battement saisonnier de la nappe phréatique peu profonde (1-1,5 m dans la partie centrale) peut être accentué par la variabilité climatique interannuelle. Après un épisode d'importantes précipitations, à la différence des systèmes fluviaux, la réactivité de l'aquifère n'est pas immédiate. Le retour à des conditions d'inondation, semblable à un milieu palustre, intervient essentiellement en période hivernale ou printanière. Elles sont régulières mais peu prévisibles d'une année sur l'autre. La remontée de nappe fait suite à une succession de précipitations excédentaires et à des faibles températures limitant l'évaporation. De plus, l'aquifère karstique des marges du bassin, bien que non connecté directement à la nappe phréatique (Georgakopoulos et al., 2001) peut contribuer à engorger les vallons et les drains à partir de résurgences de piémont. Le phénomène est renforcé par les pratiques anthropiques, car la mise à nu des sols en hiver réduit d'autant l'interception et le prélèvement en eau par la végétation. De même, le volume contributif global de la nappe est considérable à l'échelle du bassin versant augmentant les délais de résilience. On observe donc des remontées de nappe importantes, avec une forte amplitude de battement annuel et interannuel. D'une année sur l'autre, les surfaces inondées varient de quelques nappes ponctuelles jusqu'au recouvrement de centaines d'hectares qui rappellent les anciennes limites de la zone humide (Fig.2.30).

Les observations paysagères qui ont été faites lors d'épisodes hydrologiques particuliers (Fig.2.30), au cours des cinq dernières années, ont incité à les mettre en correspondance avec les données météorologiques mesurées (Fig.2.31)⁸.

Mars 2012. – Les patches de champs inondés observés à cette période (Fig 2.30A) font suite à une saison hydrologique particulièrement déficitaire. À l'exception du mois de septembre 2011, tous les mois précédant l'épisode de mars 2012 ont connu des précipitations très nettement inférieures aux précipitations mensuelles normales. Les températures étaient elles aussi inférieures aux normales saisonnières ne favorisant pas l'évaporation. L'eau qui apparaît en surface est donc le résultat de la remontée des nappes phréatiques alimentées par les aquifères karstiques et par les précipitations, probablement plus conséquentes, reçues par les massifs bordiers.

⁸ La station de Serres (basse vallée du Strymon) a été choisie car les données pour la station de Drama (plaine de Philippos-Drama) étaient inaccessibles. Nous considérons que ces données sont utilisables pour la comparaison avec les conditions climatiques qu'a connues l'ancien marais de Tenaghi-Philippon, du fait de leur proximité géographique (< 60 km), de leur altitude similaire (52m et 46m) et de leur situation par rapport au littoral (< 40 km) et aux massifs montagneux.

Mars 2013. – Comme en témoigne la seconde photographie (Fig.2.30B), les conditions de l'année hydrologique suivante sont extrêmement différentes et la plaine se trouve parfois inondée sur des dizaines d'hectares. Le mois de septembre 2012, excédentaire par rapport à la normale mensuelle (55 mm contre 20,7), a probablement permis de recharger une partie de la nappe phréatique en début de saison automnale. Les quatre mois suivants ont reçu moins ou autant de précipitations que les moyennes mensuelles normales respectives. Les températures sur cette période étaient largement supérieures aux moyennes de saison (entre 1,5 et 3,5 °C) ce qui favorise l'évaporation. L'explication de cet épisode hydrologique provient du mois de février 2013 où une succession d'épisodes pluvieux très intenses a multiplié par trois (126 mm) le cumul des précipitations normales. La concentration rapide des eaux de surface et souterraines a provoqué la saturation rapide des infrastructures de drainage et la remontée du niveau de la nappe.

Mars 2015 (Fig.2.30C). – L'année hydrologique 2014-2015 est une année particulièrement excédentaire en termes de précipitations (727 mm contre 448,5 une année dite normale). Au cours de la période précédant nos observations, trois mois (septembre, décembre et mars) ont reçu entre trois et cinq fois plus de précipitations qu'en temps normal (99, 129 et 109 mm respectivement). Ces apports abondants ont donc rapidement saturé la nappe et favorisé son élévation sans permettre une baisse significative lors des périodes moins humides. Bien qu'il ne soit pas possible de quantifier précisément les hauteurs d'eau, cette année constitue une année exceptionnelle pour la plaine de Tenaghi-Philippon où les surfaces inondées ont été les plus importantes et recouvertes le plus durablement (M. Karavelidis et D. Malamidou, témoignages oraux).

Septembre 2014 (Fig.2.30D). - Quelle que soit l'année, le mois de septembre en Grèce fait figure de période d'étiage avec des sols secs et ressuyés suite à la période estivale déficitaire hydrologiquement.

Ainsi, les conditions climatiques et hydrologiques menant à une inondation des anciennes zones humides sont très variables mais s'observent principalement en fin de période hivernale. Les étendues et les durées des périodes d'inondations sont extrêmement variables d'une année sur l'autre comme peuvent l'être le cumul des précipitations. À l'instar de certains mois enregistrés à Serres, en été (juin 2013 et juin 2015) comme en hiver (novembre-décembre 2011 et novembre-décembre 2015) les apports hydrologiques à la zone humide varient régulièrement du simple au décuple.

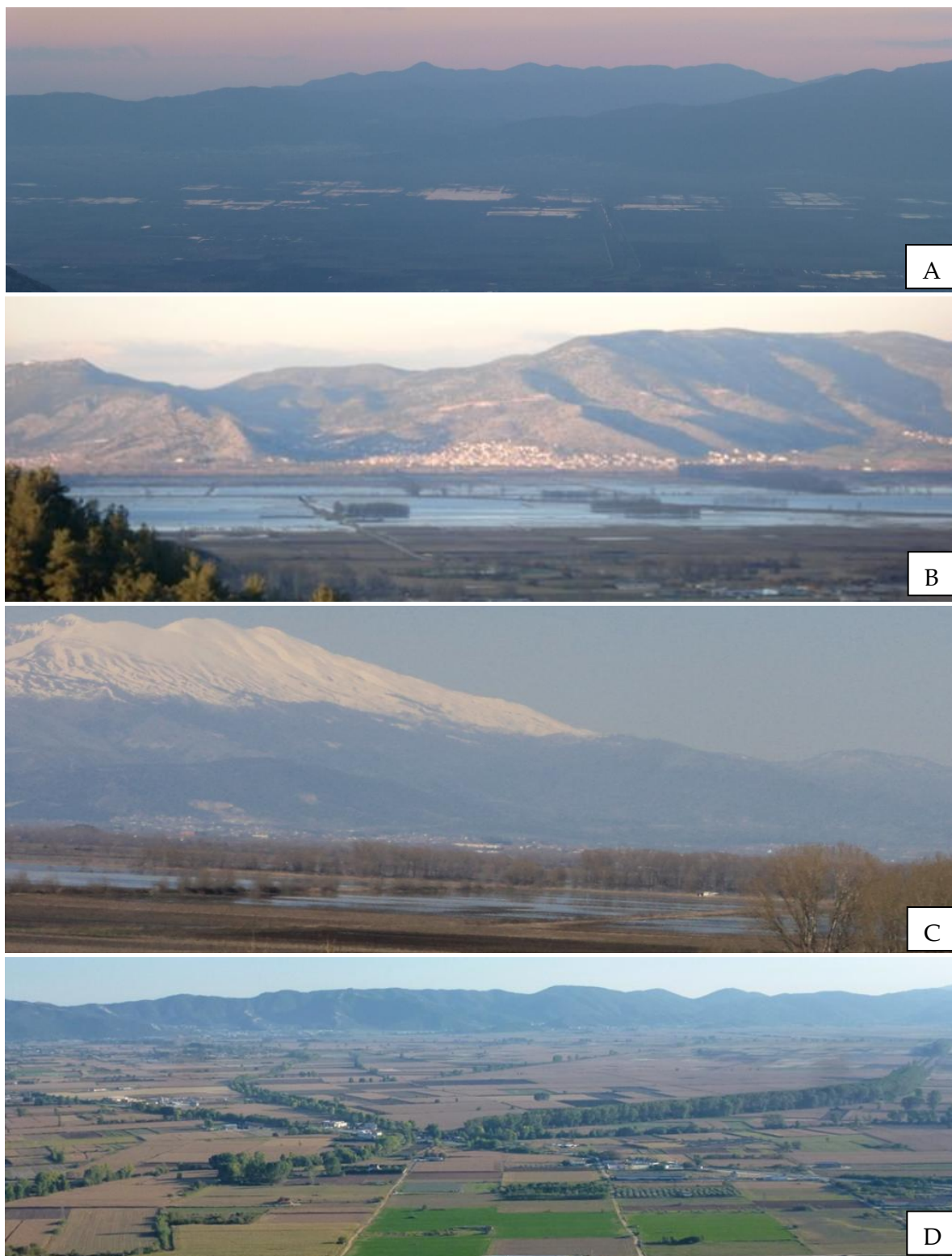


Figure 2.30 : *Zone humide de la plaine de Philippos-Drama (ancien marais de Tenaghi-Philippon) et la variabilité hydrologique interannuelle et la saisonnalité. A : Vue du massif de Lékanis vers le sud (mars 2012, A. Glais) ; B : Vue d'Eleftheropoulis vers Philippi au nord (mars 2013, D. Malamidou) ; C : Vue d'Eleftheropoulis vers le Falakro au nord-ouest (mars 2015, D. Malamidou) ; D : Vue de la plaine de Philippi vers le sud en période de bas niveau des nappes (septembre 2014, C. Glais).*

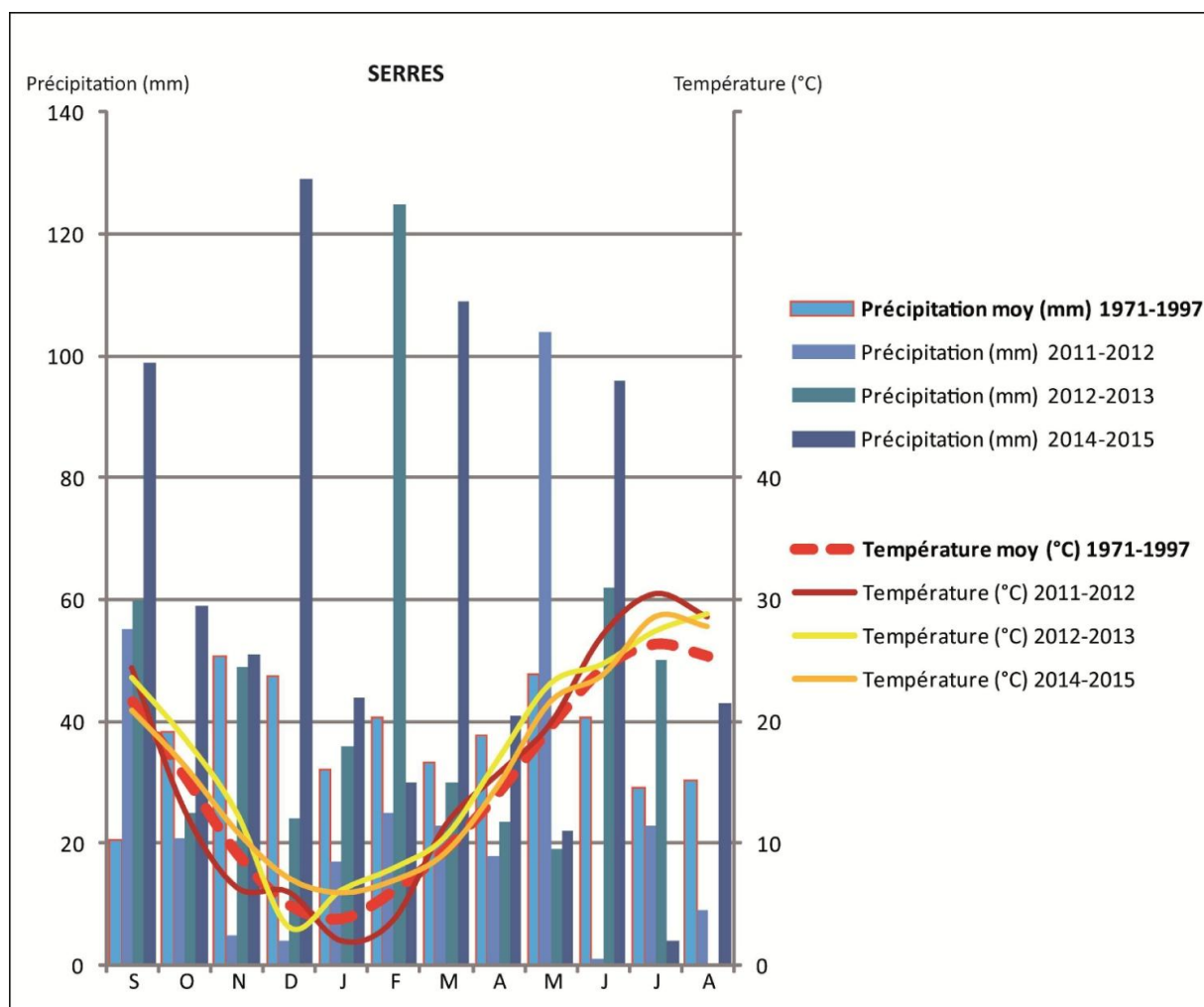


Figure 2.31 : **Diagrammes ombrothermiques de la station de Serres (basse vallée du Strymon) à partir des données mensuelles du Service météorologique national hellénique. Le diagramme est représenté de septembre à août de l'année suivante afin de suivre le rythme d'une année hydrologique. Les données concernent les années hydrologiques : 09/2011-08/2012 ; 09/2012-08/2013 et 09/2014-08/2015. Elles sont comparées avec la seule normale climatique accessible entre 1971 et 1997.**

L'absence de mesure de conservation au cours du XX^e siècle, n'a pas permis la conservation des principales zones humides de notre fenêtre d'étude, et donc d'observer leur fonctionnement *in situ*. Il faut garder à l'esprit, que les archives sédimentaires peuvent fournir un rappel continu de leur évolution. Les zones humides résiduelles et fragmentées en Macédoine orientale, restent toutefois des milieux caractérisés par des formations végétales reconnaissables.

2.4.3. Les formations végétales reliques de zones humides en Macédoine orientale

2.4.3.1. Les formations riveraines

Les zones humides développent une végétation caractéristique car elles sont adaptées à un engorgement en eau du sol plus ou moins prononcé et plus ou moins permanent. On qualifie cette végétation de « riveraine » ou de « ripisylve ». Elle regroupe tous les cortèges végétaux qui se développent dans une plaine alluviale, sur des alluvions soumis à des crues régulières. Contrairement à d'autres formations forestières, la forêt riveraine se différencie par son interdépendance avec la zone humide. De plus ce milieu est généralement plus productif en biomasse que les espaces adjacents, car ses sols possèdent une forte fertilité naturelle du fait des sédiments fins et organiques qui les composent. La description précise des formations végétales de zones humides, est compromise dans notre espace d'étude par le fort degré d'anthropisation (rectification des cours d'eau, drainage et valorisation agricole intensive des plaines alluviales) qu'il a subi. Néanmoins, malgré les contraintes imposées par les aménagements et la réduction considérables des zones humides dans les fonds de vallée et les plaines alluviales, de nombreuses espèces hydro-hygrophiles se développent.

Caractérisation. – La ripisylve est constituée d'une succession d'unités végétales. Au plus proche voire au sein de la zone en eau, on observe des unités pionnières constituées d'espèces herbacées aquatiques ou hygrophiles puis arbustives. Avec l'éloignement et le temps, elles évoluent vers des unités post pionnières arborescentes (stabilisation) composées d'essences ligneuses à bois tendres (saulaie, saulaie-peupleraie, peupleraies blanches, aulnaies). Le stade le plus avancé de la succession végétale mène ensuite à des unités matures arborescentes à bois durs où se maintiennent néanmoins des essences à bois tendres. Les espèces dominantes sont alors le frêne (*Fraxinus*), l'orme (*Ulmus*), le tilleul (*Tilia*), les chênes caducifoliés (*Quercus pubescens* type) ou le charme-houblon (*Ostrya carpinifolia*).

Évolution de la structure d'une forêt riveraine. – La succession de stades et de strates de végétation au sein de la ripisylve conforte la perception dynamique de ces formations végétales. La dynamique végétale est une réponse aux changements du régime hydrologique de la zone humide. Plusieurs éléments de causalité endogènes ou exogènes peuvent l'expliquer :

- La croissance et la régénération dite « naturelle » des espèces en fonction de leur adaptation au milieu et de leur durée de vie. De même les interactions biologiques (symbiose, parasitisme, compétition,...) interviennent.

- Les conditions climatiques générales et les perturbations inhérentes au climat méditerranéen, avec les conséquences hydrologiques qu'elles peuvent avoir (sécheresse, niveau de la nappe phréatique,...).

- Les processus de transport du matériel de reproduction (éolien, hydrologique, zoologique, etc.).

- Les processus hydro-géomorphologiques qui vont conditionner la mobilité des chenaux et donc le régime de perturbations subit par les unités végétales, d'apparence similaire (Dufour et Piégay, 2010). Cette mobilité du chenal peut isoler une ripisylve et la faire définitivement évoluer vers un stade mature à bois durs, ou à l'inverse, elle peut permettre à la ripisylve de conquérir de nouvelles aires.

- Les dynamiques hydrosédimentaires de sédimentation ou d'érosion vont réactiver ou fragiliser les communautés végétales. Les apports sédimentaires, (dépôts de débordement), participent au renouvellement des sols et donc à un rajeunissement régulier des unités végétales. Dans des forêts apparemment similaires en terme de strate arborée, de légères modifications au niveau de la fréquence des perturbations se traduisent par des différences dans la structure de la strate basse (Dufour et Piégay, 2010). L'érosion va fragiliser l'implantation de certaines espèces (réduction de l'épaisseur du sol, mise à nu des systèmes racinaires,...) et même isoler les peuplements en cas d'incision verticale du chenal d'écoulement.

- Les perturbations anthropiques affectant les formations végétales de manière directe (prélèvement, incendie, sélection d'espèces préférentielles,...) ou indirecte (maîtrise hydraulique, pratique agropastorale). La végétation riveraine est généralement plus attractive pour le bétail mais aussi plus sensible au surpâturage que les formations végétales adjacentes (Papanastasis, 1992).

Les formations végétales riveraines doivent donc être considérées comme des écosystèmes en interrelation avec les processus hydromorphologiques des zones humides à des échelles spatiales et temporelles variables (Steiger et al., 2005 ; Corenblit et al., 2010 ; Dufour et Piégay, 2010). Dans le secteur d'étude, les deux grandes formations végétales de ripisylves observées sont des reliques de forêts-galeries à saules blancs (*Salix alba*) et peupliers blancs (*Populus alba*) et de forêts alluviales à aulnes glutineux (*Alnus glutinosa*).

2.4.3.2. Les saulaies et peupleraies

Les saulaies et peupleraies se forment sur les berges sablo-limoneuses des cours d'eau, aux abords immédiats du lit mineur, soumis à un régime d'inondations temporaires mais régulières (Fig.2.32). Elles forment un étroit cordon végétal parfois séparé du lit par une formation riveraine pionnière à strate herbacée sous forme de patch ou de linéaire (Fig.2.32A). On l'appelle roselière, phragmitaie voire mégaphorbiaie. Au cours des périodes d'étiage, les espèces pionnières s'établissent sur des bancs sédimentaires latéraux composés généralement de sable limoneux, qu'elles vont contribuer à stabiliser. Lors des épisodes de crues, les dépôts limoneux de débordements vont rehausser le niveau des berges sous forme de micro-terrasses et permettre à de nouveaux groupements arbustifs de s'établir. Après le

premier cordon herbacé en bordure de rivière vont s'établir les saules (*Salix alba* et *Salix amplexicaulis*), puis un peu plus en retrait les peupliers (*Populus alba* et *P. nigra*), le frêne à feuilles étroites (*Fraxinus angustifolia*), l'orme (*Ulmus minor*), l'aulne (*Alnus glutinosa*) et parfois le platane (*Platanus orientalis*). L'anthropisation ne permet pas à la végétation riveraine arborescente de s'étendre au-delà de la bande de quelques mètres qui sert de zone tampon avec les espaces agricoles. Cela empêche donc la formation végétale d'atteindre son stade de maturité. Celui-ci devrait aboutir avec la présence de grand ligneux formant des ostryaies ou des chênaies-ormaies méditerranéennes sur des sols alluviaux légèrement évolués (Corenblit et al., 2010).

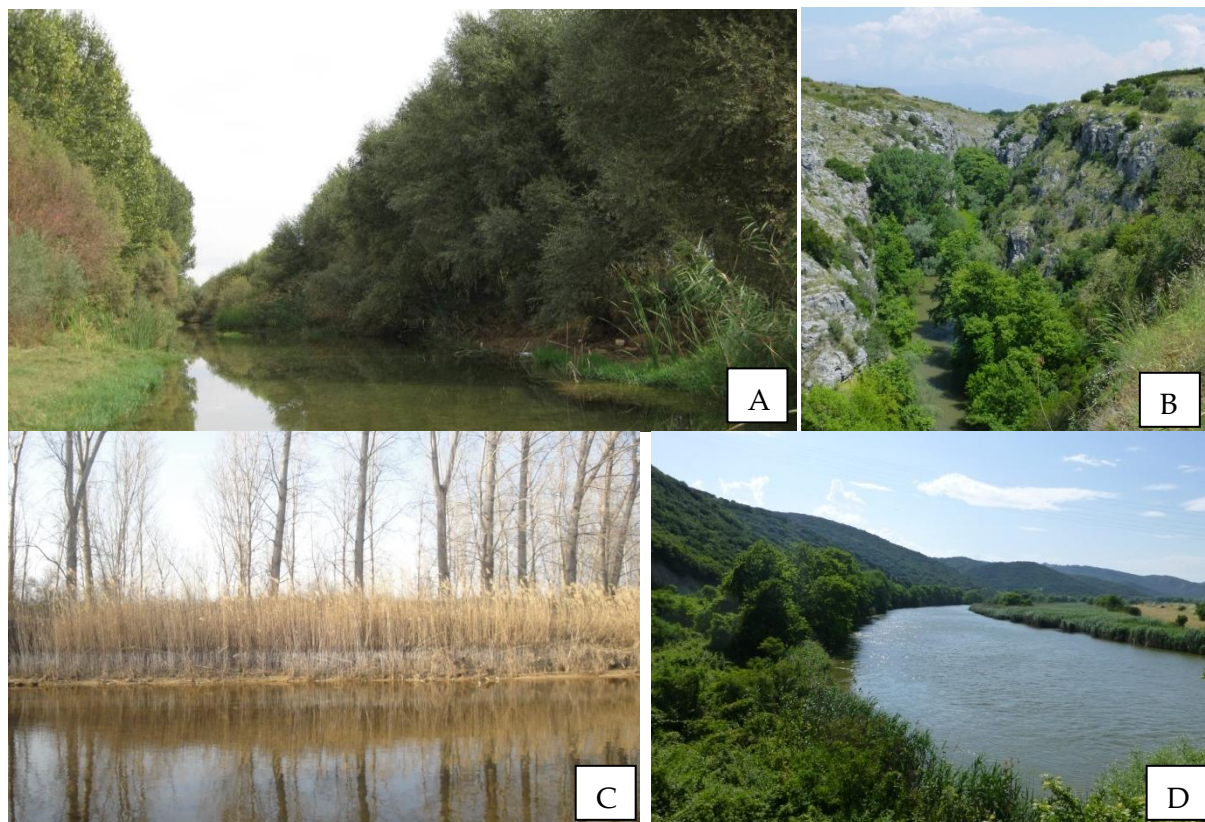


Figure 2.32 : Végétation de ripisylve du secteur d'étude. A : *Salix alba* et *Populus alba* (octobre 2012, Exergia field survey) ; B : Ripisylve du canyon de *Stena petra* (mai 2014, A. Glais) ; C : Roselière le long du Xéropotamos devant un cordon de *Populus alba* (mars 2012, A. Glais) ; D : Le Strymon et sa formation riveraine au pied d'Amphipolis, à 3 km de son embouchure : saulaie d'une part et mégahorbiaie sur l'autre rive (mai 2014, A. Glais).

2.4.3.3. Les forêts alluviales reliques

Les forêts alluviales reliques, disparues des plaines alluviales étudiées, ont très probablement occupées de vastes surfaces si l'on en croit les diverses études paléoenvironnementales ou anthracologiques menées dans l'espace d'étude (Wijmstra, 1969 ;

Greig and Turner, 1974 ; Ntinou et Badal, 2000). Les déconnexions hydrologiques entre le cours d'eau ou les zones humides et l'ensemble de la plaine de Philippes-Drama étant fréquente, des espèces à bois dur moins hygrophiles ont pu se développer. Des essences collinéennes comme le charme (*Carpinus betulus*), le noisetier (*Corylus*), le charme houblon (*Ostrya carpinifolia*), le cornouiller mâle (*Cornus mas*), l'aubépine monogyne (*Crataegus monogyne*) et des chênes caducifoliés (*Quercus pubescens* type) se sont sûrement implantées. Cela correspond alors au stade mature des forêts riveraines à *Alnus glutinosa* appelées aulnaie-frênaie à *Quercus pubescens* ou ostryaie à mélique à fleurs (Guillon, 2014).

2.5. L'approche multiscale du terrain d'étude

Les investigations conduites dans la région peuvent s'appuyer sur les nombreuses recherches sur la dynamique de la végétation et du climat réalisées à partir des archives sédimentaires du marais de Tenaghi-Philippon qui constitue une référence en Méditerranée orientale (Greig et Turner, 1974 ; Pross et al., 2009 ; Peyron et al., 2011). Profitant des archives sédimentaires palustres, de nouvelles recherches géoarchéologiques ont d'ailleurs eu pour objectif de reconstruire les dynamiques paysagères récentes autour de sites d'habitat. Ces investigations se sont rassemblées en particulier autour des sites de Dikili Tash et de Fidokoryphi ainsi que sur le cône alluvial du Xéropotamos (Lespez, 2003 ; Lespez et al., 2013, 2014, 2016 ; Glais et al., 2016). Les raisons de ces choix de localisation sont nombreuses :

- Les abords du tell de Dikili Tash bénéficient des jalons posés par L. Lespez (1999 ; Lespez et al., 2000) sur la connaissance générale des dynamiques sédimentaires. De plus les fouilles archéologiques menées depuis un siècle sur le tell de Dikili Tash offrent des informations sans équivalent sur les conditions de vie et de peuplement du site à différentes époques. Toutes ces informations sont propices au dialogue sur les interactions société-environnement à une plus haute résolution.
- Le cône alluvial du Xéropotamos constitue l'espace de transition et d'interface entre l'ancien marais de Tenaghi-Philippon et le massif des montagnes de Lékani. Sa formation s'est faite au cours du Pléistocène puis de l'Holocène. Son bassin versant d'échelle intermédiaire est susceptible de répondre aux forçages climatiques et anthropiques au cours de l'Holocène.
- La basse vallée du Strymon possède un intérêt particulier du fait de (1) la dimension de son bassin versant transfrontalier qui offre une information régionale, (2) de son fonctionnement fluvio-lacustre unique dans la région, (3) de la présence à proximité des lieux de sondages de sites archéologiques majeurs (ex. Amphipolis et Kryonéri) de différentes époques, (4) du potentiel

considérable des archives sédimentaires (épaisseur décamétrique), (5) de l'absence d'étude paléoenvironnementale menée jusqu'ici dans la partie aval de la plaine alluviale.

Les recherches ont eu pour but de renouveler la connaissance du cadre climatique holocène et d'attester de la succession de plusieurs pulsations climatiques (Peyron et al., 2011 ; Lespez et al., 2016 ; Glais et al., 2016) à l'image de ce qui est enregistré par les carottages du nord de la mer Égée (Kotthoff et al., 2008a, 2008b ; Gogou et al., 2016). Combinées aux données archéologiques, qui dévoilent une forte implantation humaine depuis le Néolithique, ces terrains, à travers leurs dynamiques hydrogéomorphologiques et paysagères sont susceptibles de révéler de nouvelles informations sur les interactions société-environnement en Grèce du Nord.

2.5.2. Dikili Tash et son vallon

2.5.2.1. Contexte géomorphologique

Les cônes de déjection délimitant le vallon. - Entre les villages contemporains de Krenides et de Filippoi établis sur le piémont des monts de Lékani, s'étend une succession de cônes alluviaux quaternaires parfois coalescents (Fig.2.33). Les petits bassins versants de ces cônes sont incisés dans les ondulations anticlinales des montagnes de Lékani. Ces incisions font affleurer trois roches différentes : marbres, gneiss et micaschistes (Lespez, 2008). Le vallon de Dikili Tash, large de 600 à 900 m, se situe dans un intercône entre deux édifices aux formes dissymétriques. À l'ouest, le cône de déjection de Krénides (environ 3,5 km²) possède une morphologie relativement classique et régulière avec un lobe qui s'étale sur près de 180° entre 135 et 50 m d'altitude. À petite échelle, le dispositif morphostructural est primordial puisqu'il détermine la capacité de stockage et de déstockage sédimentaire du bassin versant et donc son aptitude à mémoriser les dynamiques hydrosédimentaires (Allée, 2003).

Le profil topographique du cône se décompose en plusieurs segments (Lespez, 2008) : une pente d'environ 2,5° vers l'amont qui s'atténue dans sa partie médiane autour de 1,5°, pour atteindre une valeur de 1° dans sa partie distale. À l'est, le cône de Filippoi résulte d'une coalescence entre trois cônes. Le plus proche, qui borde le vallon est le moins étendu (0,75 km²) mais possède l'inclinaison la plus marquée (4,6° en moyenne). La zone de coalescence des trois cônes se situe légèrement à l'est du vallon de Dikili. Tous ces cônes de déjection sont datés du Pléistocène constitués de dépôts détritiques grossiers, surmontés de 50 cm à 3 m de sédimentation holocène plus fine. Le vallon s'inscrit dans la continuité d'un versant régularisé à pente supérieure à 20 %, alimenté par une exurgence karstique. L'amont du vallon est occupé par une petite mare, en eau toute l'année à l'exception d'un bref intervalle estival. Un ruisseau draine ensuite le vallon afin de rejoindre l'ancien marais de Tenaghi-Philippon environ 2 km en aval.

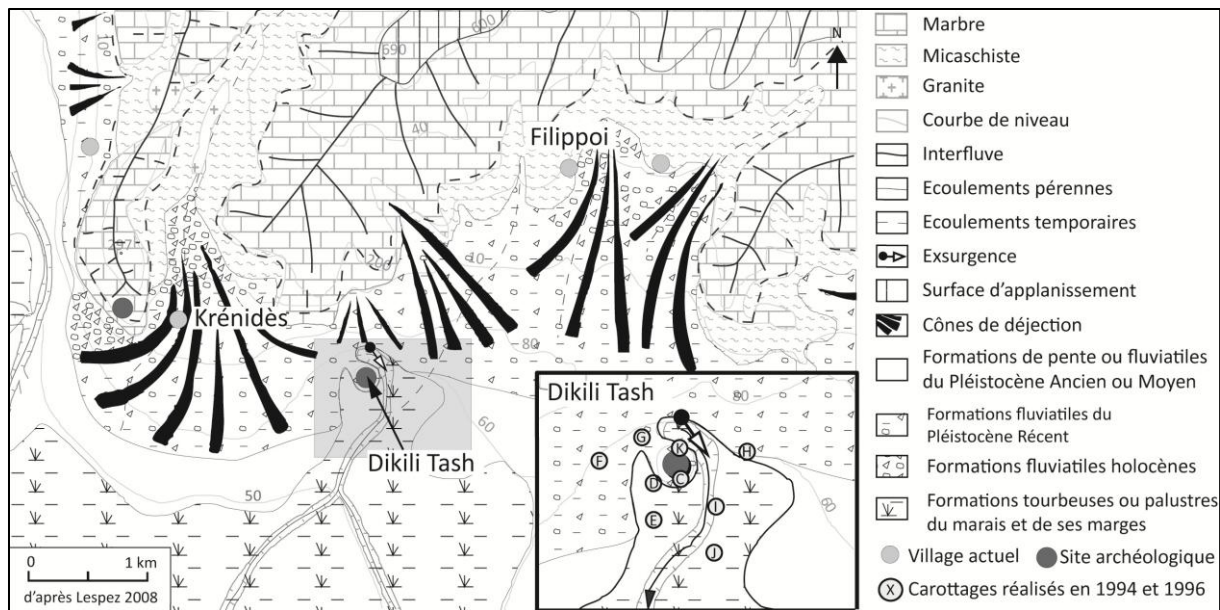


Figure 2.33 : *Carte géomorphologique du vallon de Dikili Tash, modifié d'après Lespez, 2008.*

Le vallon de Dikili Tash. – L’intercône de Dikili Tash, drainé par le cours d’eau du même nom, descend en pente douce ($< 1^\circ$) jusque vers le centre de la plaine (Fig.2.34). L’une des caractéristiques de ce vallon, outre son faible encaissement, est d’ordre agronomique. Le vallon et les parties distales des cônes possèdent des sols humifères, légèrement argileux et bien alimentés en eau. Il est donc possible que l’implantation sur le tell de Dikili Tash ait été influencée par ces aspects (Lespez, 2008). Dans l’état actuel des connaissances, on sait que les habitations se sont implantées sur un cône de piémont et sur une surface légèrement proéminente (Lespez et al., 2013) par rapport au vallon légèrement incisé. L’élévation progressive du tell a transformé cette situation en position dominante et stratégique, au passage le plus étroit entre le marais de Tenaghi-Philippon et les montagnes de Lékani, sans qu’aucune structure de fortification n’ait été décelée par les fouilles archéologiques.

2.5.2.2. Contexte environnemental

Les versants dominant le tell. - Le site préhistorique de Dikili Tash se trouve dans la partie sud-est de la plaine de Philippos-Drama, à environ 2 km des ruines de la ville antique de Philippos et dans les limites administratives de l’actuelle commune de Krénidès. Le paysage contemporain du site et de ses abords a été profondément marqué par les activités résidentielles et agricoles récentes. Les paysages actuels des versants qui dominent le tell correspondent aux paysages décrits pour les piémonts (cf 2.3.2.1.). Ils sont occupés par des villages en pleine expansion en bas de versant et constitués par une phrygane lâche particulièrement dégradée au-dessus (Fig.2.35).

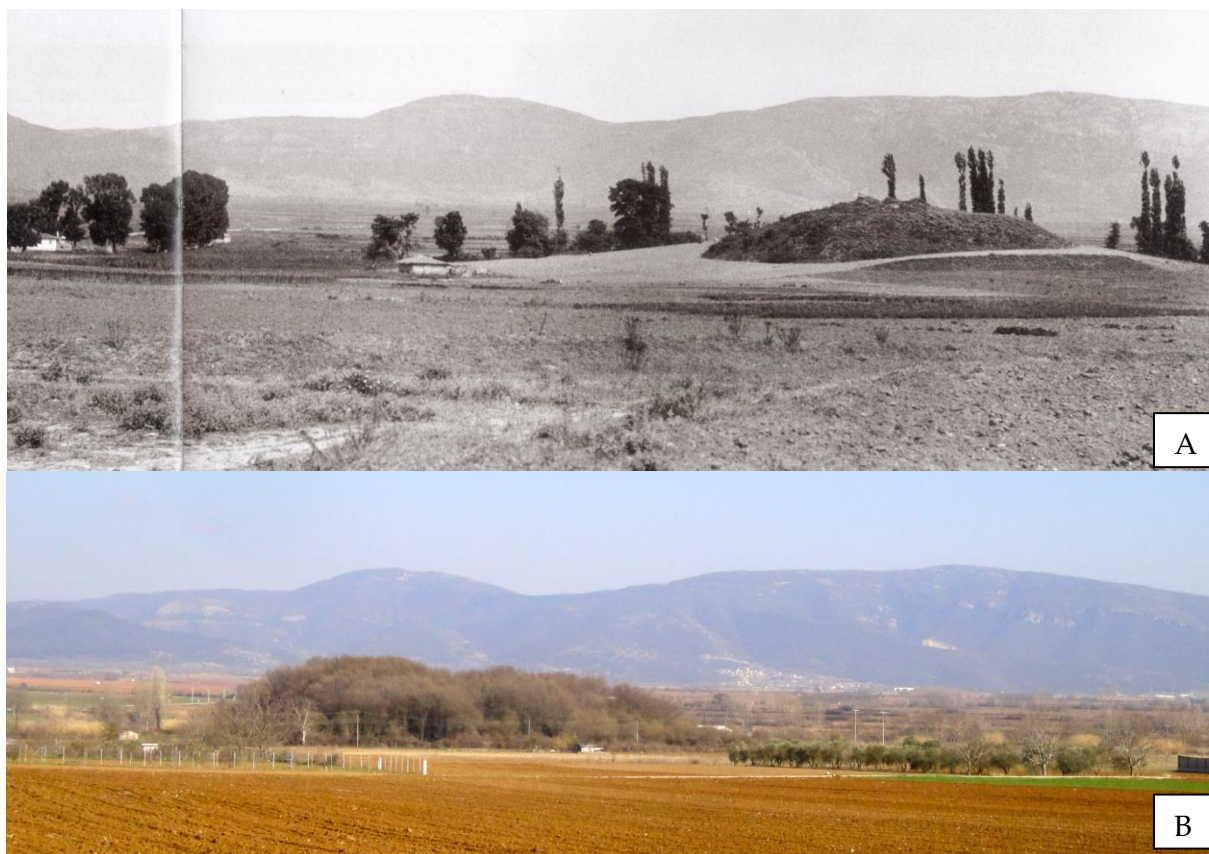


Figure 2.34 : *L'intercône de Dikili Tash. A : Vue vers l'est du tell de Dikili Tash et de son vallon humide en 1928 (auteur inconnu ; dans Sève, 2014) ; B : Vue vers l'est du tell de Dikili Tash et de son vallon humide en mars 2012 (A. Glais).*

Le tell et la source de Dikili Tash. - Le tell se situe quelques mètres après la rupture de pente entre le versant et le début de la zone de remplissage (vallon et plaine). Un tell est un site sous forme de butte composé de l'accumulation de dépôts anthropogènes issus des différentes périodes d'occupation. À Dikili Tash, le tell s'étend sur environ 4,5 ha et possède une hauteur de 17 m, culminant à 67 m d'altitude, ce qui en fait l'un des plus importants de tous les Balkans. Sa physionomie actuelle est ovoïde et dissymétrique, suite à l'accumulation des vestiges préhistoriques et historiques, et à leur érosion au cours des derniers millénaires comme en témoignent les photos d'archives (Figs.2.35 et 2.36). Son apparence actuelle est totalement boisée vu de l'extérieur mais des mosaïques d'espaces déboisés permettent la réalisation de fouille. Le tell est séparé du pied de versant par une exsurgence permanente dont le débit ne se tarit jamais (Figs.2.35 et 2.36). Selon Knithakis (1983), son débit mensuel varie de 2,4 à 15 m³/s. L'exsurgence apparaît au pied des escarpements tectoniques incisant les versants marmoréens des montagnes de Lékani. Elle est liée à un niveau de blocage de nappe qui est probablement le fait d'un niveau marneux imperméable et peu profond sous les sédiments détritiques du Pléistocène Moyen (Lespez, 2008).



Figure 2.35 : *Tell de Dikili Tash et les versants des montagnes de Lékani. A : Vue en direction du sud-est depuis l'acropole de Philippos vers le village de Krénides (sur le cône alluvial) et le tell de Dikili Tash (intercône) (mars 2012, A. Glais) ; B : Vue en direction du sud du tell de Dikili Tash depuis un versant des montagnes de Lékani (Septembre 2014 ; C. Glais) ; C : Vue vers le nord, le tell de Dikili Tash (premier plan et les versants de phrygane des montagnes de Lékani, depuis les terres cultivées du vallon (mars 2012, A. Glais).*

Connaissant la sensibilité et la saisonnalité des précipitations dans les conditions climatiques du nord de la Mer Égée, cette source permanente constitue une opportunité considérable. L'exurgence forme une petite mare puis un ruisseau qui rejoint le centre de la plaine de Philippos-Drama en passant par la bordure orientale du tell. Cette ressource en eau facile d'accès a favorisé l'implantation des premiers peuplements et assuré une alimentation constante des besoins (Lespez et al., 2000).



Figure 2.36 : *Illustration du tell de Dikili Tash et de la source permanente. A : Vue du tell et de la source vers le sud-ouest en 1922 (auteur inconnu, archives de l'EFA) ; B : Fresque datant de 1920 issue d'un café de Krénides représentant le tell, la mare et la route (ancien tracé de la Via Egnatia) menant vers le littoral à 12 km (auteur inconnu) ; C : Situation contemporaine de la mare de Dikili Tash en septembre 2014 (P. Glais).*

2.5.2.3. Contexte historique et archéologique

Les fouilles à Dikili Tash. - Les premiers sondages archéologiques à Dikili Tash remontent à 1920 et ont été réalisés par Louis Renaudin, membre de l'École française d'Athènes (EFA). Les premières figurines anthropomorphes et zoomorphes du Néolithique furent mises à jour à cette époque et développèrent un intérêt particulier pour le site. C'est à partir de 1961 que le site a fait l'objet de fouilles systématiques lors de programmes successifs, produisant de grandes quantités d'informations sur l'archéologie et sur les pratiques des populations depuis le Néolithique (Lespez et al., 2000 ; Valamoti, 2004, 2015 ; Lespez, 2008, 2011 ; Darcque et Tsirtsoni ; 2010 ; www.dikili-tash.fr). C'est au cours des deux dernières décennies que les informations géoarchéologiques se sont développées et ont apporté de nouvelles informations sur les premiers niveaux d'occupation du tell, qui sont toujours en attente d'être fouillés par les archéologues (Lespez et al., 2013).

Avant d'atteindre les niveaux archéologiques les plus anciens actuellement en cours de fouille, le site a révélé de multiples informations sur les pratiques agricoles, les relations sociales, les types d'habitats (etc.), des périodes plus récentes (Darcque et Tsirtsoni, 2010). Parmi les découvertes récentes les plus prestigieuses, on peut citer celle de la fabrication du vin sur le site dès le Néolithique Récent, vers 4300 cal BC (6350 cal BP), soit plus d'un millénaire avant les précédentes découvertes dans le sud de la Grèce (Garnier et Valamoti, 2016). Au cours de cette époque, la densité de peuplement a fortement augmenté dans la plaine de Philippes-Drama, et de nombreux sites se sont établis sur les espaces de piémont à des distances inférieures à 10 km du tell (Koukouli-Chryssanthaki et al., 2008 ; Lespez, 2008).

La ville Antique de Philippes. – Le tell de Dikili Tash se situe également à moins de 2 km de la ville antique de Philippes qui est l'un des sites archéologiques majeurs de la Grèce, comme l'atteste son classement récent (2016) aux sites du patrimoine mondial de l'UNESCO. Fondée en 146 avant J.-C sur une ancienne colonie thasienne, par Philippes II de Macédoine (père d'Alexandre Le Grand), la ville antique a contribué au rayonnement culturel et économique régional et à de nombreux changements (Koukouli-Chryssanthaki, 1998). Le seul monument persistant aujourd'hui qui est daté d'une époque antérieure à l'époque romaine est le théâtre, en bas du versant (Fig.2.38). Des fouilles initiées pour la première fois en 1914 sur ce site, devraient à nouveau être menées prochainement.

La *via Egnatia*. – La *via Egnatia* est un autre facteur déterminant dans le développement et les changements socioculturels de l'espace autour du tell de Dikili depuis l'Antiquité. Cette voie de communication qui traverse tout l'empire romain d'ouest en est, pour relier Rome à Byzance, a induit de multiples échanges et l'établissement de nouveaux sites sur son tracé (Fig.2.39). Elle parcourt la plaine de Philippes-Drama, au nord de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon en provenance de la basse vallée du Strymon. Elle traverse la ville antique de Philippes et passe entre la source du tell de Dikili Tash et le versant des montagnes de Lékani pour rejoindre le littoral. Le long de cette voie fréquentée, on retrouve encore aujourd'hui le monument de Caius Vibius (Fig.2.37), marquant l'entrée au site archéologique de Dikili Tash. Ce monument funéraire a donné le nom au tell de Dikili Tash, signifiant « pierre dressée » en turc.

La fenêtre d'étude de Dikili Tash et de son vallon, s'inscrit ainsi dans un contexte archéologique extrêmement riche à différentes périodes. Comme le suggèrent les données historiques et archéologiques, ce cadre d'analyse invite à approfondir les connaissances des transformations environnementales et des interactions avec les sociétés à partir des archives sédimentaires, qui ne sont pas encore suffisamment investiguées à ce jour (Lespez et Tirologos, 2004 ; Lespez, 2008 ; Izdebski et al., 2015). Dans l'attente d'obtenir de nouvelles informations grâce aux fouilles des niveaux inférieurs de Dikili Tash, les données paléoenvironnementales peuvent fournir des informations indispensables pour comprendre les conditions dans lesquelles se sont installés les premiers peuplements dans la région (Néolithique Ancien) et leurs pratiques agropastorales.

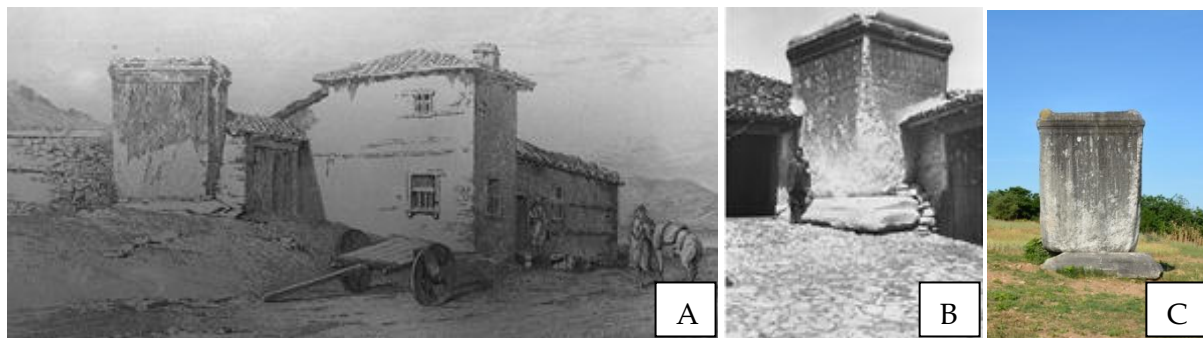


Figure 2.37 : Le monument de Caius Vibius témoin de l'évolution paysagère à proximité du tell. A : Le monument de Caius Vibius vu vers le nord-est en 1861 (Heuzey et Daumet, 1876) ; B : Le monument de Caius Vibius vu vers le nord-est en 1920 (auteur inconnu, archives de l'Efa) ; C : Le monument de Caius Vibius vu vers le nord-est en mai 2015 (C. Glais).

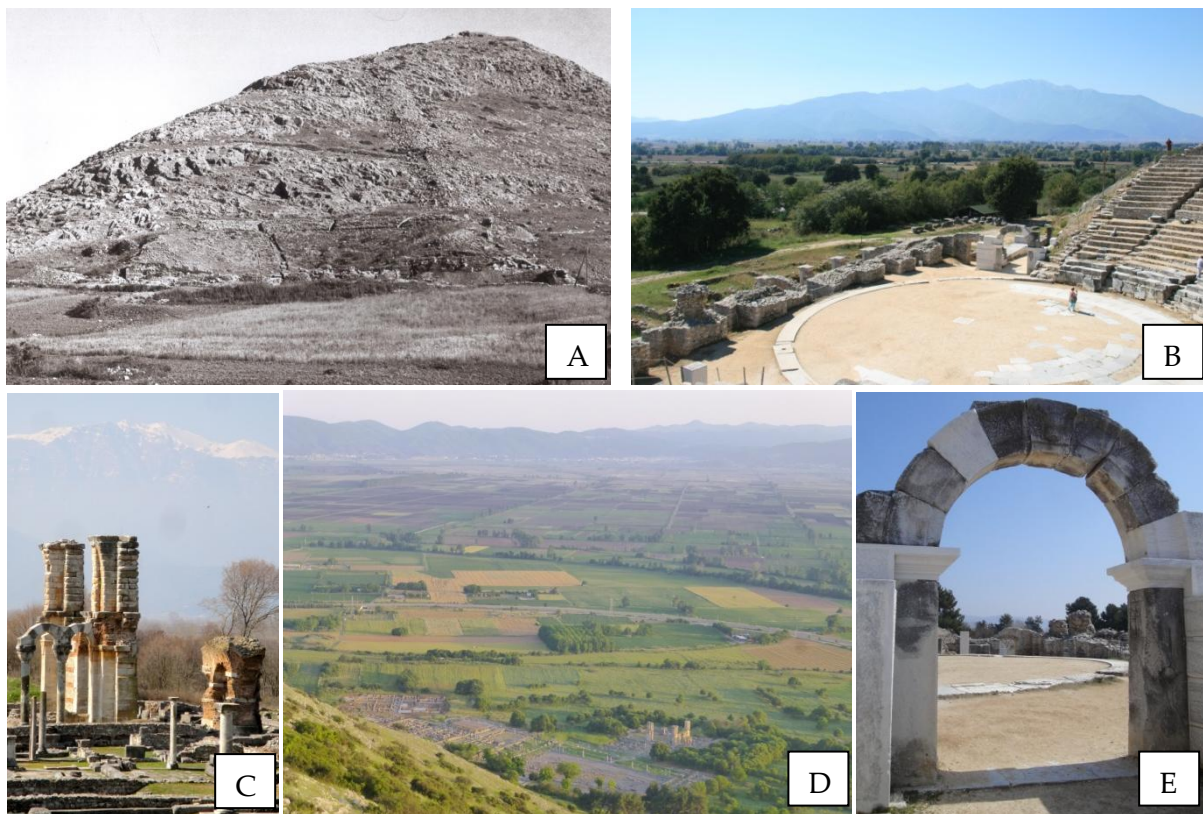


Figure 2.38 : Site archéologique de la ville antique de Philippi. A : Vue vers le nord du théâtre antique de Philippi au pied du versant en 1935, avant sa restauration (auteur inconnu, dans Sève, 2014) ; B : Vue vers le sud-ouest en direction de la plaine de Philippi-Drama et du Pangée, depuis le haut du théâtre (septembre 2014, C. Glais) ; C : Vue vers le Sud-ouest de la basilique B et du Pangée (mars 2012, A. Glais) ; D : Vue vers le sud-est, des ruines de la ville antique (en contrebas) et des terrains humides de la plaine, depuis l'acropole de Philippi (mai 2014, A. Glais) ; E : Arche restauré de l'accès au théâtre antique de Philippi (mars 2012, A. Glais).

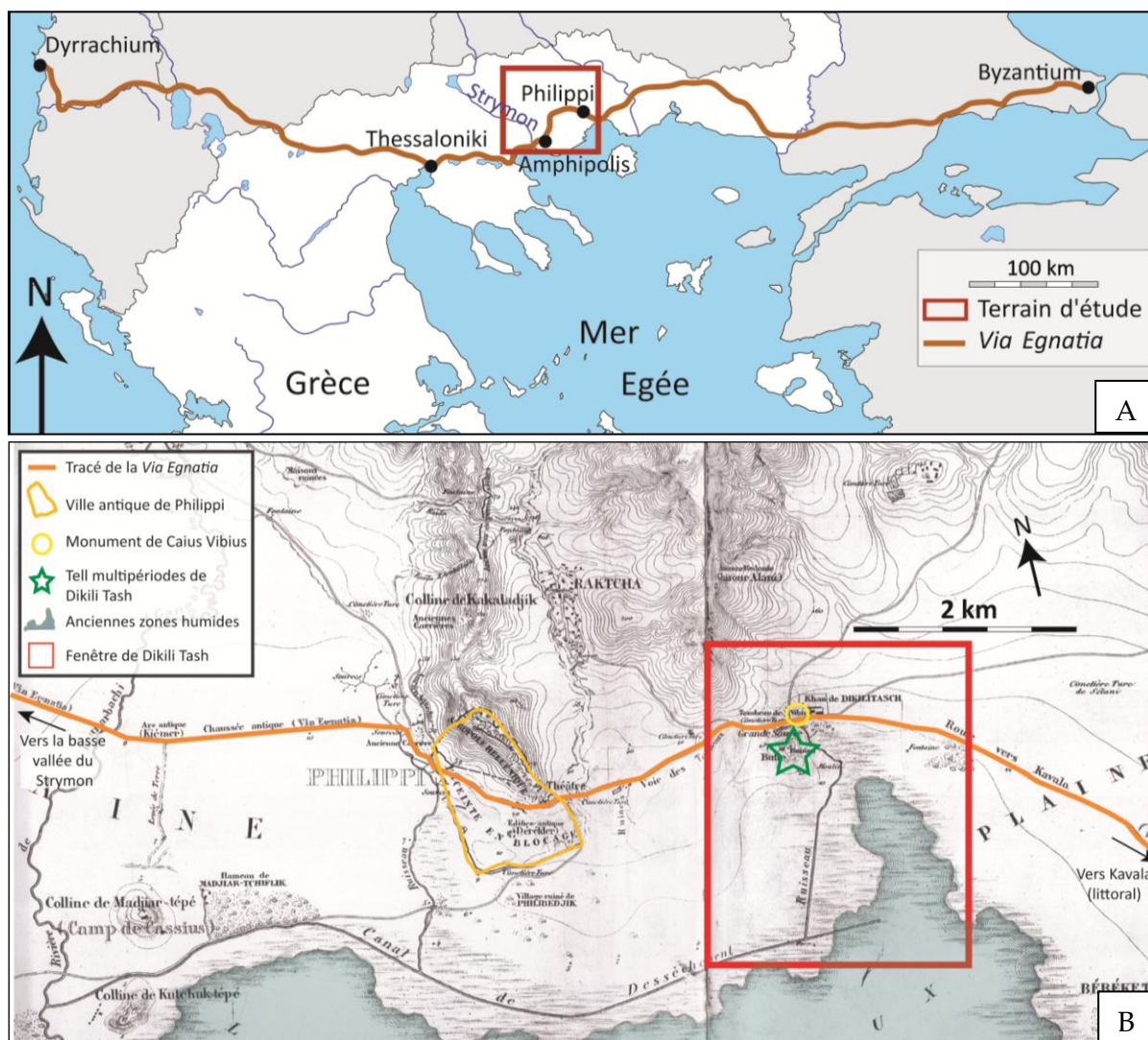


Figure 2.39 : La via Egnatia au nord de l'Égée. A : Tracé supposé de la Via Egnatia entre Dyrrachium et Byzantium (d'après Hammond, 1972) ; B : Tracé de la Via Egnatia au nord de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon, à proximité du tell de Dikili Tash et de la ville antique de Philippi.

2.5.3. Le Xéropotamos et son cône alluvial

Le Xéropotamos est un cours d'eau torrentiel à écoulement temporaire, typique des environnements montagneux méditerranéens. Il prend sa source sur les versants des montagnes de Lékani et du Falakro, puis draine un bassin versant de dimension d'environ 250 km² (Fig.2.40). La superficie exacte du bassin versant est délicate à déterminer à l'aval, car les aménagements hydrologiques récents ont totalement modifié les surfaces contributrices hydrologiquement, du fait de la rectification du chenal principal. À l'amont, la

ligne de partage des eaux qui sépare la vallée du fleuve Nestos de celle du Xéropotamos est peu marquée topographiquement. Le cours d'eau traverse la plaine de Philippes-Drama et conflue avec l'Angitis après un parcours de 50 km.

2.5.3.1. Le contexte géomorphologique et environnemental

D'amont en aval.- À l'amont du Xéropotamos, le Xéropotamos est très encaissé et dessine gorge dans le socle du Rhodopes (Fig.2.41A). Le cours d'eau est issu de la confluence de plusieurs torrents méditerranéens qui incisent le versant sud du massif de Falakro et le versant nord des montagnes de Lékani. Les torrents convergent vers un petit bassin limité en aval par le seuil de Terpsithéa en amont de Nikiforos. Après le passage de ce seuil, entre Nikiforos et Adriani, la vallée s'élargie et offre des terrasses ou des remblaiements permettant d'accéder aux discontinuités de la morphogenèse récente (Fig.2.41B) Ce sont ces formes qui ont fait l'objet des premières études géomorphologiques (Davidson, 1971 ; Lespez 1998, 2003). Entre Adriani et Doxato, les pentes s'atténuent et le chenal principal incise régulièrement les dépôts pléistocènes qui s'accumulent vers le bassin de Drama. Le Xéropotamos possède toujours un régime temporaire torrentiel insuffisamment alimenté par les sources et exurgences karstiques. Au sein d'un lit majeur de près de 500 m de large, le lit mineur est caractérisé par un faible encaissement lui permettant des divagations récurrentes. Les sédiments sont bien triés par les crues à fortes énergies et mettent à nu les dépôts détritiques grossiers du Pléistocène (Fig.2.41C).

À partir de Doxato, le cours d'eau atteint le bassin sédimentaire de la plaine de Philippes-Drama dont l'altitude varie entre 40 et 100 m ce qui marque la transition entre le bassin versant amont et le système sédimentaire à l'aval. Le Xéropotamos déborde largement sur les terres de la plaine de Philippes-Drama et vient à la rencontre de l'ancien espace palustre formant un cône alluvial holocène d'environ 10 km, qui recouvre un premier édifice d'étendue plus limitée et constitué de dépôts pléistocènes plus grossiers (Davidson, 1971 ; Lespez, 2003). Ce dépôt semi-conique dont l'apex se situe au niveau de Doxato, s'est développé par une série d'avulsion et de dépôts de sédiments sur plusieurs mètres lors de défluviations holocènes. La temporalité et le tracé de ses défluviations tout comme la profondeur exacte des accumulations reste toujours inconnue pour les parties médianes et distales (Fig.2.42).

Le tracé contemporain du Xéropotamos est marqué par une bifurcation du lit vers l'ouest à partir de Doxato. Il est totalement rectifié et n'est plus en mesure d'alimenter le cône en matériel sédimentaire. Son cheminement rectiligne est contraint par des seuils et levées artificielles, plus ou moins boisées, espacées de 100 à 150 m (Fig.2.41D et E). L'exploitation de la grave grossière et parfois des séquences sablo-limoneuses induit une incision anarchique et de grande ampleur des sédiments récents. Les paysages actuels ne permettent plus de comprendre l'organisation des écoulements avant l'intervention mécanique généralisée. Sur cette portion, le Xéropotamos est alimenté par de nombreuses sources

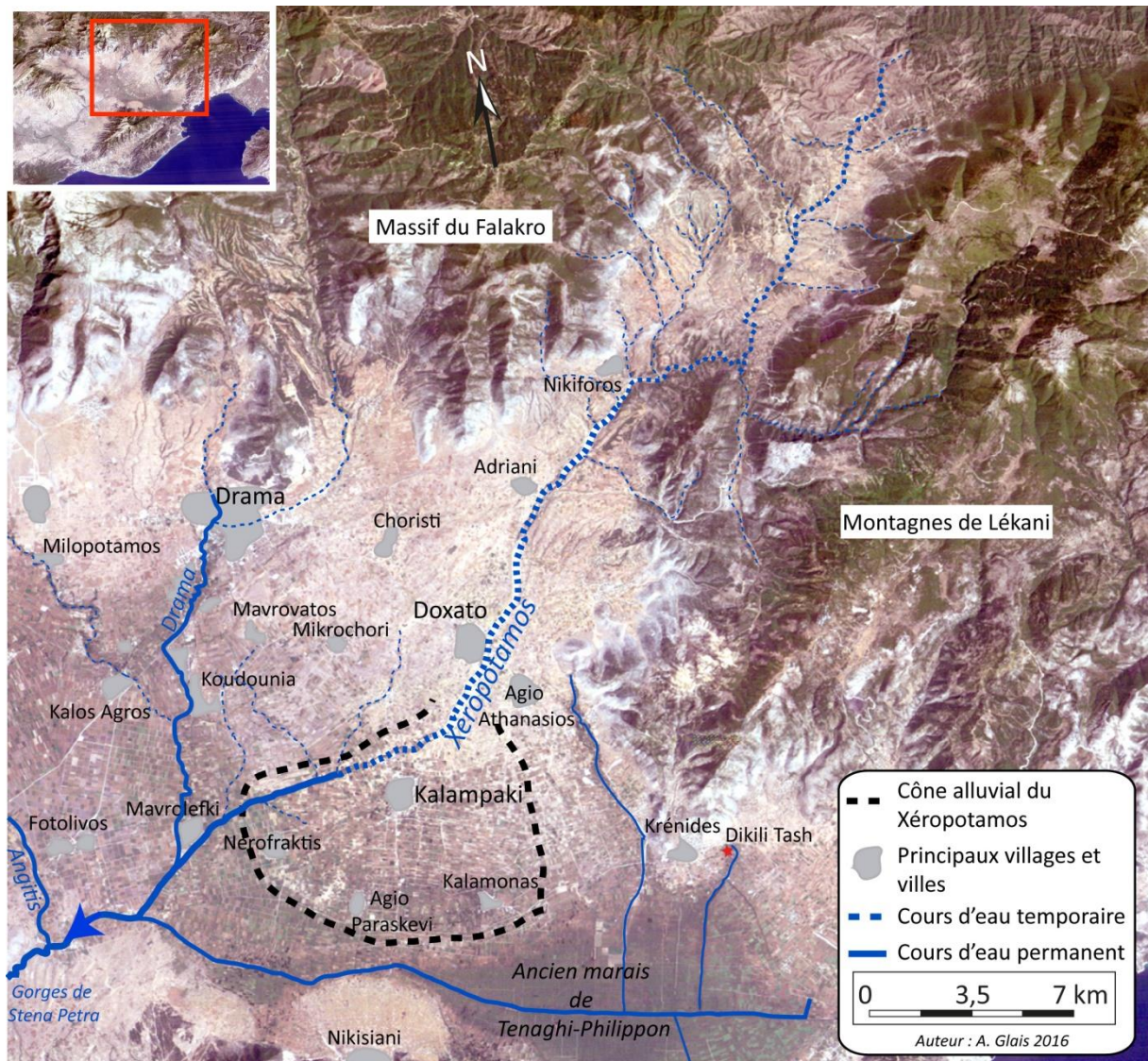


Figure 2.40 : Carte de localisation du transect d'étude du Xéropotamos.

Le Xéropotamos conflue ensuite avec l'Angitis peu avant les gorges de Stena Petras qui constituent l'exutoire des écoulements de la plaine de Philippes-Drama. Le module de l'Angitis, avant sa confluence avec le Strymon, 25 km à l'aval des gorges de Stena Petras, était d'environ $30 \text{ m}^3/\text{s}$ sur la période 1930-1932 d'après Schultz (1937), avant les travaux de drainage et d'aménagement qui ont profondément modifié son fonctionnement hydrologique. Bien qu'ayant des caractéristiques hydrologiques distinctes, les bassins versants de l'Angitis et du Xéropotamos possèdent des dimensions comparables. L'Angitis est alimenté par une exsurgence pérenne ($5 \text{ m}^3/\text{s}$; Dimadi, 1988) puis s'écoule dans un fond de vallée constitué d'un remblaiement principal que le cours d'eau incise légèrement de 2 à 3 m (Lespez, 2003, 2008). Cette alimentation pérenne explique une organisation hydrogéomorphologique plus simple.



Figure 2.41 : *Chenal du Xeropotamos d'amont en aval. A : Gorge incisée dans le socle du Rhodope entre les montagnes de Lékani et du Falakro au niveau du seuil de Terpsithéa (2005, L. Lespez) ; B : Niveau d'accumulation du Pléistocène Moyen dominant le Xéropotamos entre Nikiforos et Adriani ; C : Lit mineur temporaire du Xéropotamos entre Adriani et Doxato, incisant les dépôts rubéfiés pléistocènes ; D : Lit majeur rectifié présentant des écoulements permanents entre Kalampaki et Nerofraktis ; E : Lit mineur méandrant entre des levées artificielles, au niveau de Mavrolefki ; F : Ecoulement permanent dans les gorges de Stena Petra à l'exutoire de la plaine de Philippes-Dramarécoltant les eaux du Xéropotamos, de l'Angitis, de la rivière Drama et des canaux de drainage du marais de Philippes (B-F : mars 2012, A. Glais).*

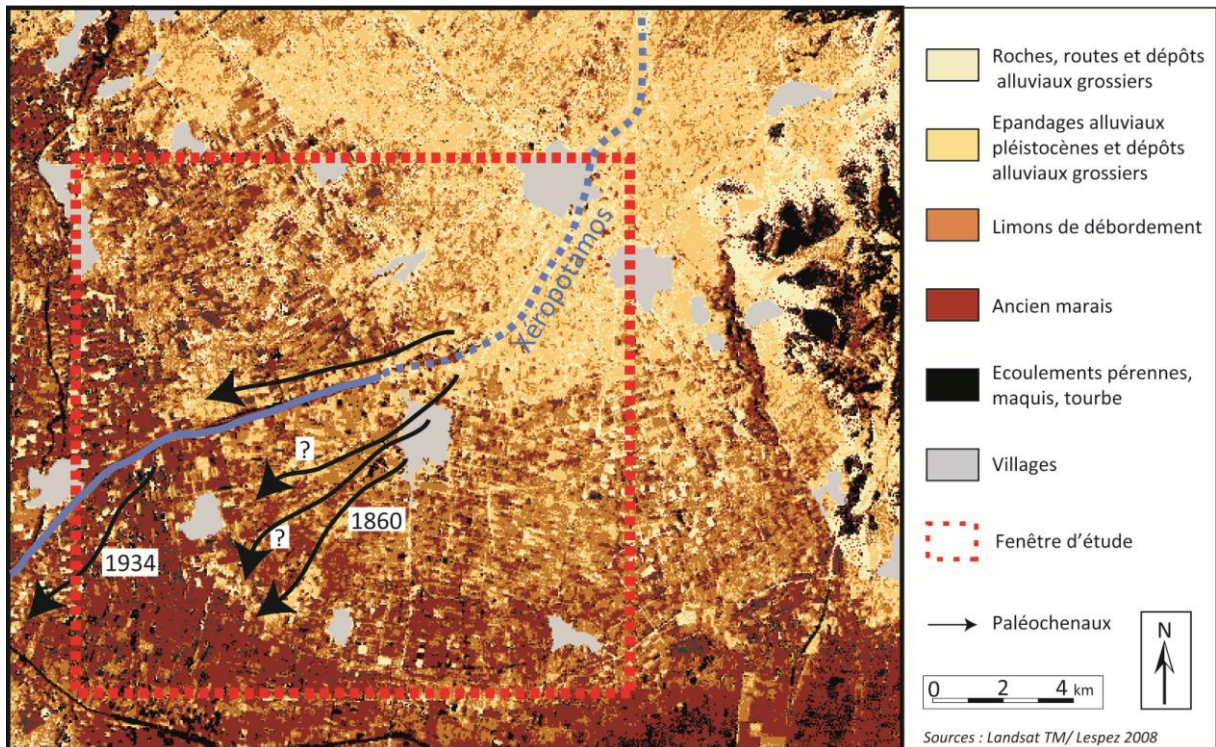


Figure 2.42 : *Cône alluvial du Xéropotamos avec traitement chromatique (modifié d'après Lespez 2008).*

2.5.3.2. Le contexte archéologique

Le bassin versant du Xéropotamos et plus largement de la plaine de Philippes-Drama présente une très forte densité de sites archéologiques du Néolithique Récent à l'époque Byzantine (Fig.2.43 ; Koukouli-Chryssanthaki et al., 2008). Leur répartition relativement homogène sur l'ensemble de la plaine et ses piémonts (à l'exception du centre de l'ancien marais) explique que l'étude des archives sédimentaires du Xéropotamos s'inscrit dans un contexte archéologique très riche, bien qu'aucun site archéologique majeur n'ait fait l'objet de recherche approfondie à proximité du secteur d'étude directement investigué.

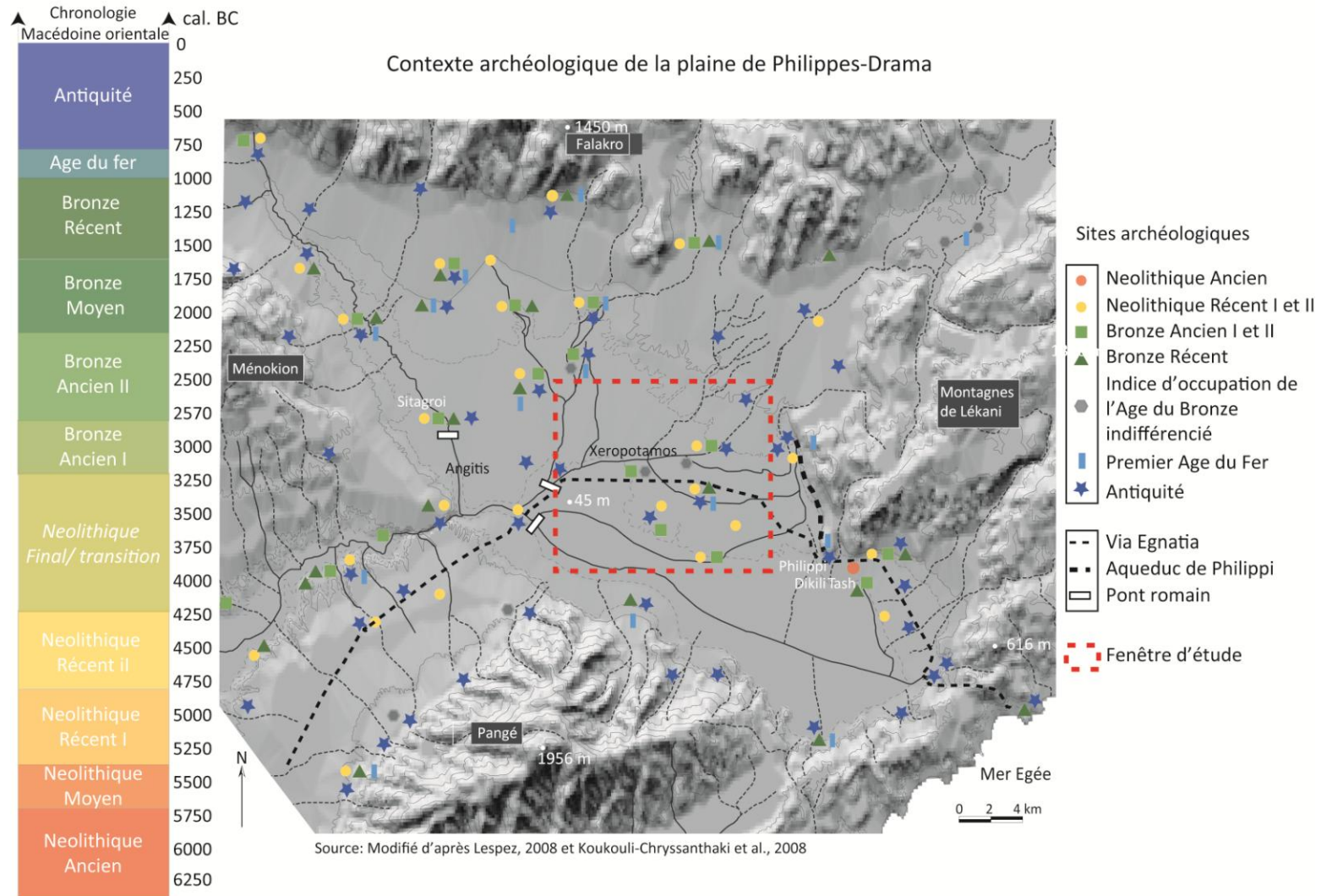


Figure 2.43 : Carte du contexte archéologique Holocène de la plaine de Philippes-Drama (modifiée d'après Koukouli-Chryssanthaki et al., 2008 ; Lespez, 2008).

Le secteur d'étude offre l'opportunité d'analyser les deux grands types de contrôle d'origine externe, climatique et anthropique, sur un système fluvial de dimension relativement limitée.

- Sa situation mixte entre zone montagneuse et espace de plaine lui confère une bonne réactivité aux différents forçages. En contexte méditerranéen, un cours d'eau sans alimentation pérenne, est très sensible aux changements hydroclimatiques rapides. Il peut interagir avec la sensibilité des sols superficiels comme le suggèrent les observations contemporaines (Figs. 2.44 et 2.45). Ainsi on peut estimer que les phénomènes d'hystérésis sont réduits et que les réponses morphologiques traduisent assez vite les pulsations climatiques de courte durée, de faible fréquence et de forte intensité (Lespez, 2007).

- Il permet de tester l'efficacité du couplage entre dynamiques alluviales de versants (érosion des sols) en réponse aux changements de mise en valeur agricole.

Le choix de la fenêtre d'étude s'est limité à la portion aval du Xéropotamos, correspondant en termes de système fluvial à sa zone d'accumulation. C'est dans cet espace que l'on observe les archives sédimentaires les plus dilatées et que les modifications géomorphologiques holocènes sont les plus notables. Le tronçon étudié s'étend de la sortie de la vallée encaissée entre le Falakro et les montagnes de Lékani, jusqu'à la confluence avec le grand canal de drainage de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon, 20 km en aval.

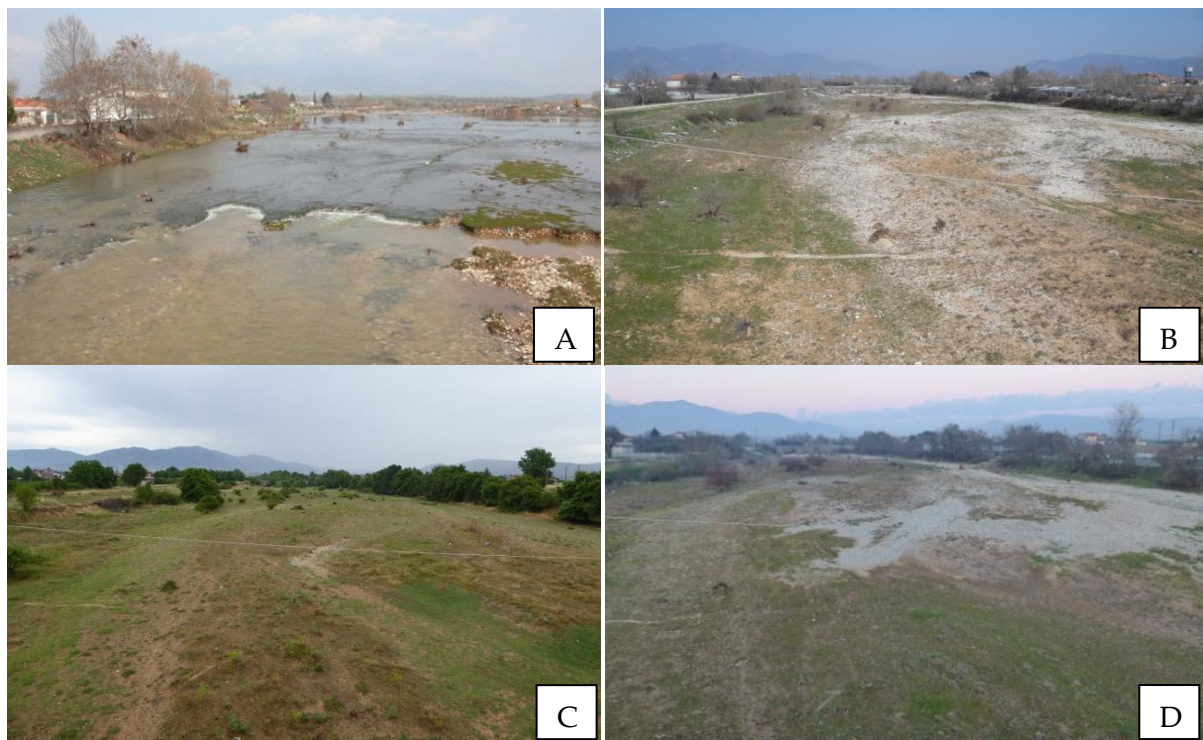


Figure 2.44 : *Ajustements hydromorphologiques du Xéropotamos. Lit mineur et moyen du Xéropotamos au niveau de Doxato, à l'apex du cône alluvial, vers l'amont (nord-est). Photographies prises le 8 mars 2005 (A), le 16 mars 2012 (B), le 8 juin 2015 (C) et le 30 janvier 2016 (D). (A : L. Lespez ; B, C, D : A. Glais)*



Figure 2.45 : *Ajustements hydromorphologiques du Xéropotamos. Lit mineur et moyen du Xéropotamos au niveau de Doxato, en regardant vers l'aval et la plaine de Philippes-Drama (sud-ouest). On distingue le massif du Pangée en arrière plan. Photographies prises le 16 mars 2012 (A), le 8 juin 2015 (B) et le 30 janvier 2016 (C). (A. Glais).*

Les observations diachroniques mettent en évidence les ajustements morphologiques du lit du Xéropotamos à travers le transport de particules. Les photographies prises au cours des 10 dernières années présentent bien les évolutions des dépôts et de leur recouvrement par la végétation, variables d'un épisode hydrologique à l'autre et d'une année à l'autre malgré les actions de rectification et de régularisation anthropiques menées (endiguement, barrage, renforcement basal des infrastructures, matelas réno, etc.). Malgré les contraintes imposées au cours d'eau, limitant les défluviations et l'expression géomorphologique de sa torrencialité, le Xéropotamos reste un cours d'eau actif hydromorphologiquement.

Le cône alluvial. – Le cône alluvial est un laboratoire idéal pour une analyse géomorphologique, car il concentre un large éventail de milieux de dépôts allant d'environnements calmes (milieu palustre) à très énergiques (épandage torrentiel). Dans notre contexte géographique où le découpage des reliefs est vigoureux, les apports sont élevés et la sédimentation est attestée tant par l'épaisseur plurimétrique des dépôts que la coalescence de cône alluviaux voisins. Le cône alluvial du Xéropotamos est notamment coalescent avec les apports sédimentaires de la rivière Drama. L'examen de la relation entre les dynamiques sédimentaires du cône alluvial du Xéropotamos et les fluctuations des étendues palustres apparaît comme révélateur du lien entre le détritisme et les fluctuations hydrologiques, entre marais et dynamique fluvial au cours de l'Holocène.

2.5.4. La basse vallée du Strymon⁹

2.5.4.1. Le contexte géomorphologique et environnemental

Le Strymon est un grand fleuve régional permanent d'orientation générale nord-sud et qui possède un module de 80 m³/s (Knithakis, 1983). Le bassin versant du Strymon est d'environ 17 500 km². Le fleuve prend sa source à environ 360 km au nord de la mer Égée, dans les montagnes Vitocha en Bulgarie (Fig.2.46). Son bassin versant s'étend de la Bulgarie (8 410 km²) à la République de Macédoine (2 368 km²) et à la Grèce. L'orientation du bassin versant est fortement influencé par la tectonique régionale, dirigé par le système de faille du Strymon toujours très actif, comme nous l'avons évoqué (Fig.2.4; Tranos, 2011 ; Mouslopoulou et al., 2014).

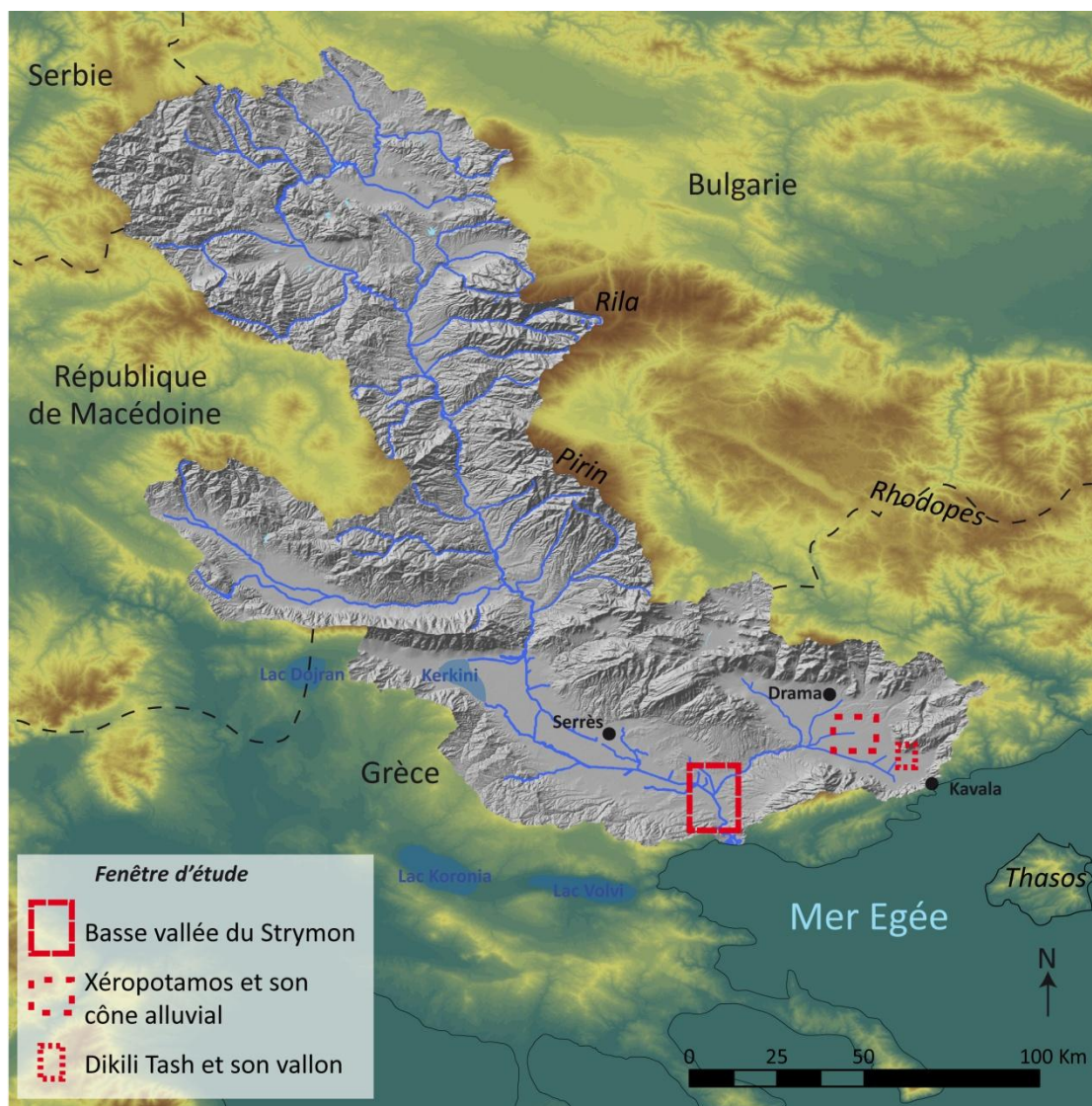


Figure 2.46 : Carte du bassin versant du Strymon et des fenêtres d'étude.

⁹ Également appelée bassin de Serres.

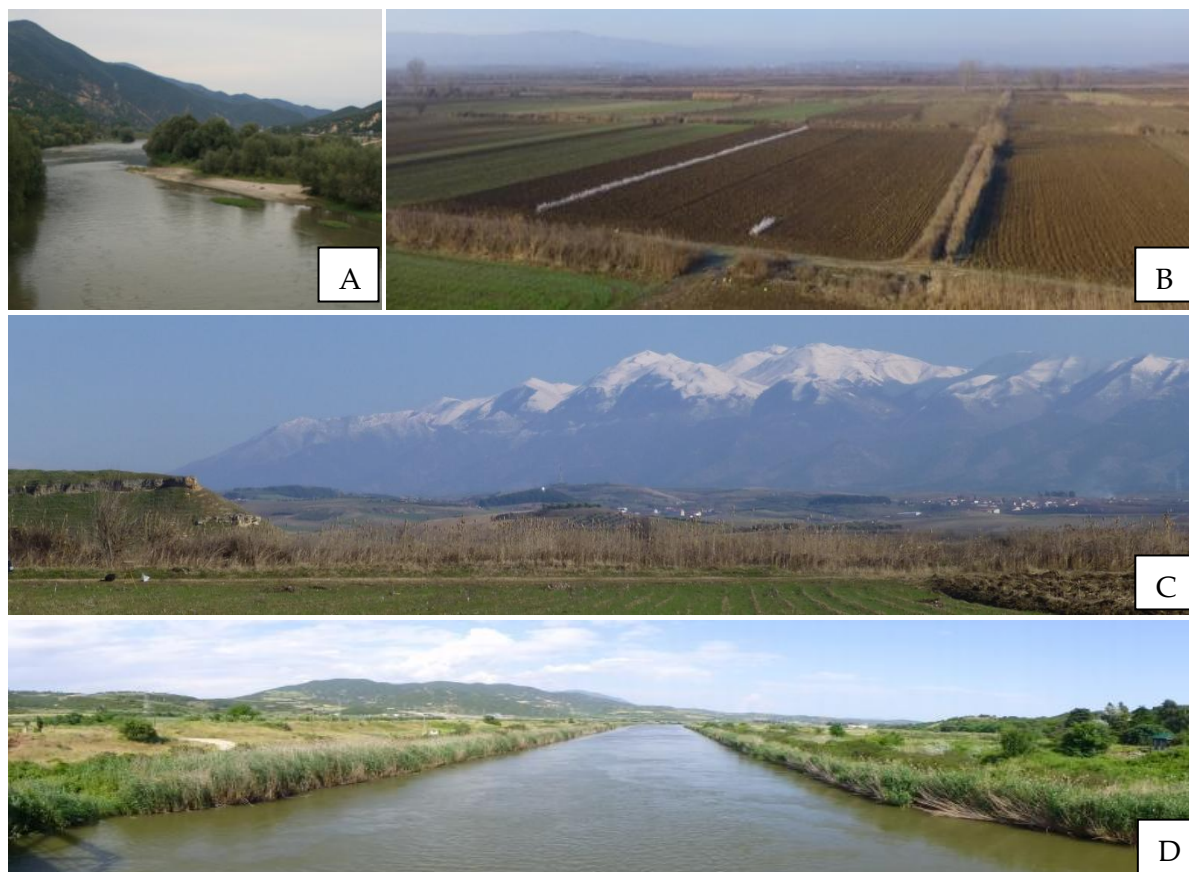


Figure 2.47 : *Le Strymon dans le bassin de Serres (aval du bassin versant). A : Le Strymon à l'aval du seuil des montagnes de Belasitsa (frontière bulgare) et à l'amont du lac Kerkini (septembre 2014, C. Glais) ; B : Bassin agricole de Serres vue depuis la basse vallée du Strymon vers le nord (janvier 2016, A. Glais) ; C : Vue de la butte de Fidokoryphi et du versant nord du Mont Pangée depuis la basse Vallée du Strymon à proximité de l'Angitis (janvier 2016, A. Glais) ; D : Le Strymon à l'aval d'Amphipolis (mai 2014, A. Glais).*

Dans la partie amont, avant de franchir la frontière grecque marquée par un seuil, le bassin versant est situé à plus de 900 m d'altitude en moyenne et l'altitude maximum est de 2450 m. Les massifs du Rila-Rhodope et serbo-macédonien qu'il draine sont essentiellement constitués de schistes, de gneiss, de marbres, d'amphibolites et d'intrusions granitiques sur lesquels s'écoule le chenal dans sa portion amont (Psilovikos, 1992). Il comprend également la partie plus méridionale du massif gréco-bulgare du Rhodope, caractérisée par de nombreux fossés d'effondrement néogènes, comblés par plusieurs dizaines de mètres de sédiments quaternaires à l'instar de la basse vallée du Strymon. À partir de la frontière bulgare (Fig.2.47A), le Strymon a été totalement rectifié et chenalisé pour former la grande retenue de Kerkini, aujourd'hui classée dans les zones humides d'importance internationale par la convention de Ramsar, située en amont du bassin de Serres. Le drainage complet du lac Achinos qui occupait la basse vallée jusqu'au début du XX^e siècle a conduit, comme pour la plaine de Drama, à la mise en place d'un parcellaire exclusivement dédié à l'agriculture

situé entre 5 et 25 m d'altitude (Fig.2.47B). La basse vallée du Strymon¹⁰ forme un bassin subsident (Dinter et Royden, 1993) d'environ 100 km de long sur 20 km de large, encaissé entre le sud du massif du Rhodope (Pangée et Ménokion) à l'est et le massif serbo-macédonien à l'ouest. Ces espaces, plats s'étendent jusqu'à la confluence entre l'Angitis et le Strymon, à proximité de la butte néogène de Fidokoryphi, où se dessinent au deuxième plan les piémonts néogènes en contrebas du massif du Pangée (Fig.2.47C).

Les 20 kilomètres qui séparent encore le Strymon de la Mer Égée sont caractérisés par une pente insignifiante et un méandrage à travers le socle du Rhodope incisé par le cours d'eau. Le fleuve ne forme à son embouchure qu'un delta relativement étroit de 9 km² (Psilovikos, 1992). Cela s'explique car il a dû déposer une grande partie de sa charge sédimentaire dans les anciens lacs ou zones humides de Kerkini et d'Achinos dans le bassin de Serres qu'il traverse. Le delta du Strymon possède une morphologie qualifiée d'arqué-oblique (Psilovikos, 1992)

2.5.4.2. Le contexte archéologique

Le Strymon parcourt un espace largement occupé par les sociétés dès le Mésolithique puis occupé de façon assez dense et précoce au Néolithique (Tsirtsoni, 2016). De nombreux sites néolithiques parmi les plus anciens des Balkans (e.g. Kovacevo, Demoule et al., 1994 ; Lichardus-Itten et al., 2002 ; Sitagroi, Renfrew et al., 2003 ; Dikili Tash, Darque et al., 2010) ont été fouillés au sein du bassin. Dans notre fenêtre d'étude la butte néogène de Fidokoryphi a servi de lieu d'implantation. Les prospections archéologiques de surface montrent que ce site a été occupé au moins au cours du Néolithique Récent II, et sans doute au Bronze Ancien (Gramménos-Fotiadis, 1980), comme c'est le cas pour d'autres sites à l'instar de Kryonéri (Malamidou, 2016) et Dimitra (Gramménos-Fotiadis, 1980) qui ont été fouillés, ou encore Kastanochori, Aïri Baïri, Toumba et Fidokoryphi (Gramménos-Fotiadis, 1980). On trouve également de nombreux sites antiques majeurs du monde égéen, à l'instar d'Amphipolis (Fig.2.48) qui offrent des informations importantes sur les dynamiques sociales depuis l'Antiquité. La cité grecque d'Amphipolis fondée en 437 av. J.-C. puis conquise en 357 avant J.-C. par Philippe II de Macédoine est fouillée depuis le siècle dernier. La découverte d'un des plus grands tombeaux hellénistiques de Grèce (500 m²) au cours des fouilles qui ont eu lieu ces trois dernières années a relancé les recherches archéologiques et les spéculations médiatiques sur l'origine, l'appartenance, l'importance et le contenu du tombeau. En l'absence de publication scientifique, la richesse archéologique et la valeur historique restent à déterminer mais elles ont relancé l'intérêt pour le rôle de cette ville dans l'organisation et le contrôle de l'espace égéen au cours de l'Antiquité.

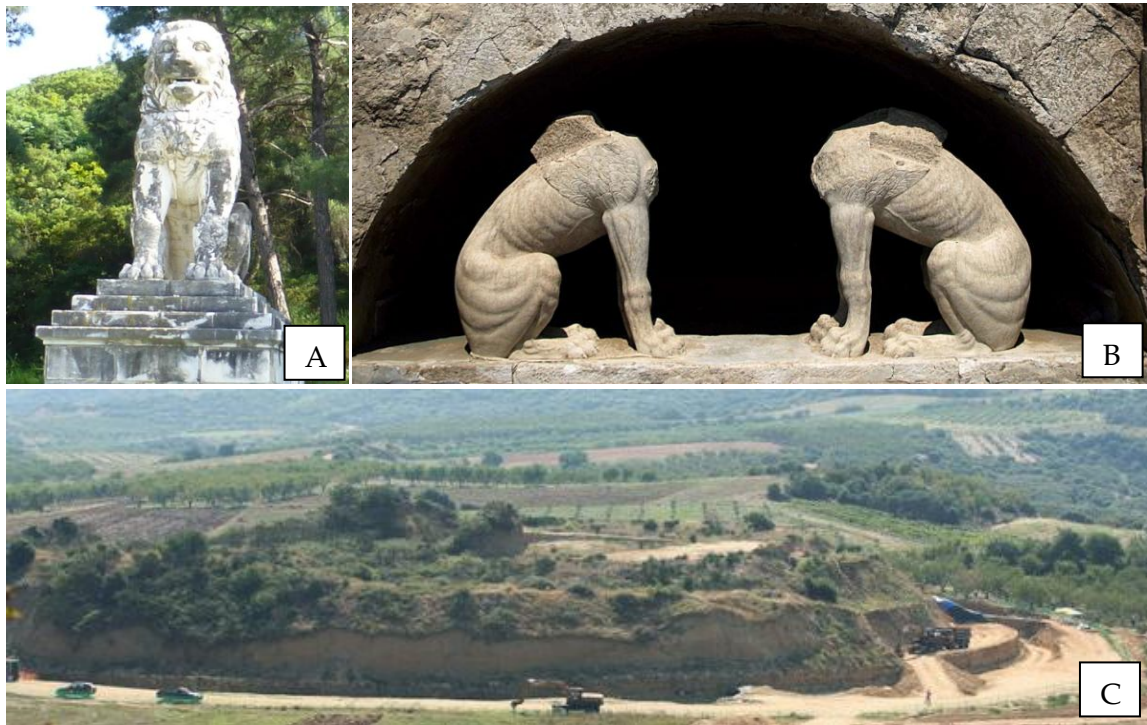


Figure 2.48 : Les vestiges *archéologiques* d'Amphipolis. A : Le lion de marbre d'Amphipolis implanté au bord du Strymon et au pied de la ville antique ; B : Les Sphinx gardant l'entrée d'un vaste tombeau à Amphipolis (AFP/Ministère grec de la culture) ; C : Fouilles en cours du tombeau circulaire monumental, datant du 4^e siècle avant J.-C. à proximité d'Amphipolis (Sakis Mitrolidis/AFP 2014).

Choix du secteur d'étude. – Le secteur d'étude se situe à l'aval du bassin versant, entre 8 et 17 km de son embouchure, au niveau de la confluence actuelle de l'Angitis et du Strymon (40°55'11" N ; 23°49'23" E ; Fig fenêtre du Strymon). L'important remplissage sédimentaire holocène correspond principalement à des dépôts fluvio-lacustres ou lacustres comme en témoigne la documentation historique disponible (Cousinéry, 1831 ; Leake, 1835 ; Perdrizet 1894, 1895, 1897, 1898, 1900, 1933). Les archives historiques, que ce soit les récits, les documents iconographiques et cartographiques, ont permis d'identifier certains changements dans l'évolution des zones humides et de cibler les espaces sensibles où le Strymon et l'Angitis se jetaient dans l'ancien lac Achinos (Bellier et al., 1986). À proximité de la fenêtre d'étude, de nombreux sites témoignent d'une présence humaine importante dès le Néolithique Récent (eg Dimitra, Aïri Bāiri, Toumba, Kastanochori, Gramménos-Fotiadis, 1980 ; Fidokoryphi et Kryoneri, Malamidou, 2016).

Les archives sédimentaires qui seront analysées sont d'origine lacustres et/ou fluvio-lacustres et fournissent l'occasion de travailler sur un nouveau type de milieu de sédimentation et sur l'interaction des sociétés avec un environnement encore méconnu à une échelle régionale.

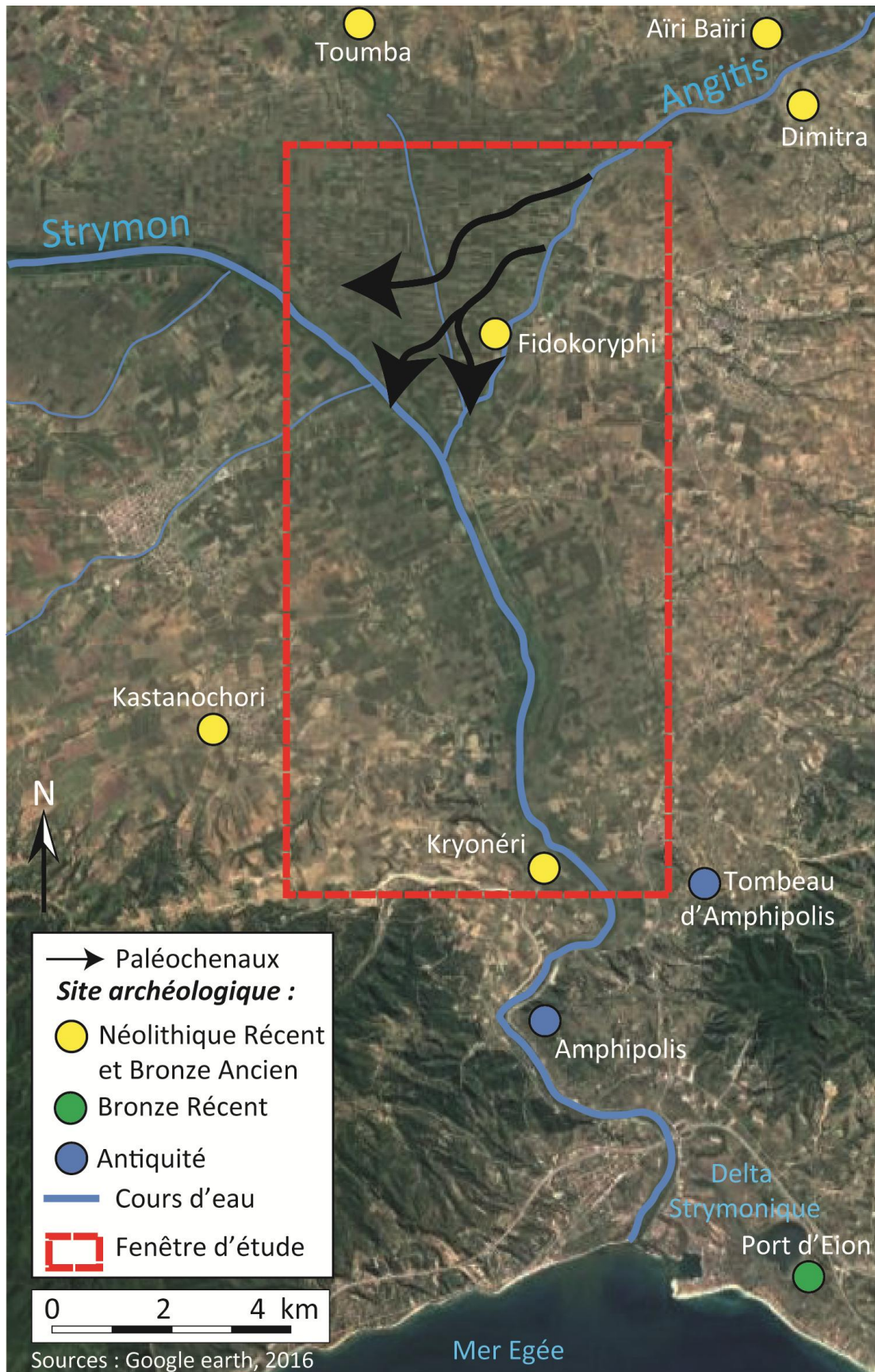


Figure 2.49 : Fenêtre d'étude du Strymon.

Conclusion

Approche multiscalaire. - Le contexte environnemental et paysager décrit dans ce chapitre, qu'ils s'agissent des zones humides ou des espaces périphériques, est un cadre caractérisé par la sensibilité et les particularités inhérentes au climat méditerranéen. Au cours de cette recherche doctorale nous avons abordé trois milieux sédimentaires distincts qui correspondent aux trois fenêtres d'étude. Chacune d'entre elles est une source d'informations paléoenvironnementales dont la portée est plus ou moins locale et plus ou moins continue. La diversité des zones humides étudiées nous amène à mobiliser des méthodes, des approches et des outils d'analyses provenant de nombreuses spécialités. L'interdisciplinarité adoptée pour ce travail s'inspire de nombreuses études géoarchéologiques sur les hydrosystèmes conduites au cours des deux dernières décennies en France et dans le monde méditerranéen (Brown, 1997 ; Salvador, 2005 ; Carcaud, 2004 ; Gautier, 2006 ; Ghilardi, 2007 ; Arnaud-Fassetta, 2008 ; Bravard et al., 2009 ; Carozza, 2012 ; Lespez, 2012a ; Cordier, 2015).

Ce travail par son approche thématique et multiscalaire s'intègre résolument dans une dimension géographique. Dans ce sens, il recoupe la notion de « géosystème » théorisée par G. Bertrand (1968), largement reprise et détaillée depuis (Bertrand C. et G., 2002). Ces derniers affirment d'ailleurs « *qu'il parait inconcevable que la recherche sur l'environnement, transdisciplinaire par nécessité, puisse avancer sans dimension géographique* ». Les zones humides du terrain d'étude sont donc abordées par leurs dimensions naturelles et anthropiques mais également temporelles et spatiales à partir des archives sédimentaires et selon une démarche géoarchéologique.

Chapitre 3. Une démarche géoarchéologique : les archives sédimentaires comme outil d'analyse

Introduction

Le principal objectif de ce travail est de reconstruire l'évolution de l'environnement et son interdépendance avec les sociétés au cours de l'Holocène. À travers les concepts de « milieu » et de « paysage » hérités de la fin du XIX^e siècle en Europe, la géographie a tenté de comprendre la relation Sociétés-Environnement en articulant le « social » et le « biophysique ». Mais la scission entre les géographies dites « physique » et « sociale » dans les décennies suivantes a conduit à la marginalisation de l'étude du cadre biophysique, par refus des raisonnements de type déterministe, au profit d'analyses quantitatives spatialisées s'orientant vers les données statistiques économiques et sociales. Dans les années 1970, sous l'influence anglo-saxonne, le retour de « l'environnement » (dans sa plus large acceptation) comme un fait de société a progressivement rapproché les différents champs d'investigation (Luginbühl et Muxart, 1998 ; Lévêque *et al.*, 2003). Il s'agit d'aborder la relation de l'Homme avec le milieu qu'il pratique et qu'il a parfois largement contribué à créer. La notion d'environnement pose alors en objet scientifique la relation entre le champ de la Nature et la culture. Theys (1993) distingue trois conceptions du terme. La première est dite « **biocentrique** » puisqu'elle considère que l'environnement peut être décliné en une liste d'objets naturels. La seconde est qualifiée « **d'anthropocentrique** ». L'environnement n'est plus considéré comme un ensemble d'objets naturels, mais comme un système de relation entre l'Homme et son milieu (les usages d'une ressource, les profits tirés d'un milieu en particulier, etc.). Enfin, la conception dite « **technocentrique** » tend à prendre le pas sur les précédentes dans les discours contemporains. Elle met en avant la dépendance réciproque entre l'Homme et son milieu (qu'il soit dit « naturel » ou « construit »). L'environnement serait ainsi le produit d'interactions entre systèmes dits « naturels » et « sociaux », *via* les techniques utilisées pour exploiter le milieu et résoudre les problèmes qui se posent à son sujet. Dans le cadre de ce travail, la conception de l'environnement se situe à l'interface entre les approches « anthropocentriques » et « technocentriques ». L'environnement n'est plus considéré comme un simple ensemble

d'objets naturels, et la réflexion est donc axée sur la place qu'occupe l'environnement dans le « fait » social.

Une interdisciplinarité nécessaire. – Compte tenu de la complexité de l'objet d'étude, l'usage de concepts et de méthodes issus de diverses disciplines est nécessaire. Le choix de ces méthodes fait appel à un compromis entre les problématiques qui émergent et les opportunités fournies par l'espace d'étude (Brown, 1997). Outre les aspects chronologiques inhérents à tout travail sur le temps long, nous proposons une approche générale de Géographie physique et de **géoarchéologie**, mobilisant la **géomorphologie** et la **palynologie** en particulier. S'inscrivant dans une démarche résolument géographique, le « jeu » des échelles spatiales et temporelles conservera une place particulière dans cette thèse. Comme l'affirme Burnouf (2014) il faut dépasser « *la recherche obstinée de « chronomètres » qui a longtemps bloqué le dialogue interdisciplinaire* ». La question du « temps », des « cycles », des « périodes », de la « chronologie » et des « datations » implique un vocable précis et propre à chaque discipline, mais ne doit pas constituer un obstacle aux échanges et à la recherche en géoarchéologie. Il faut ainsi partir du plus petit dénominateur commun que constitue « le sédiment » pour élargir les champs d'action et repousser le cloisonnement disciplinaire.

Mise en application dans le cadre géographique. – En Grèce du Nord, il s'agit d'aller au-delà des premiers constats qui montraient la généralisation du détritisme à partir de l'âge du Bronze en réponse à l'anthropisation des bassins versants. D'un point de vue géomorphologique, le but est de **reconstituer les dynamiques hydrosédimentaires des zones humides** de la basse vallée du Strymon et de la plaine de Philippos-Drama (Fig.3.1). Il faut pour cela, déterminer les variables de contrôle ayant pu intervenir dans l'évolution des systèmes fluviaux, fluvio-lacustres et palustres. D'un point de vue paléobiologique, au travers du signal incendie, de la perte au feu, de l'analyse des grains de pollen et des microfossiles non polliniques contenus dans les dépôts, il s'agit de **reconstruire la végétation holocène des bassins versants et les transformations qu'elle a subies** en tentant d'en définir les causes.

Dans un premier temps nous présenterons (1) l'approche géoarchéologique, ses fondements et son intérêt pour notre étude, puis (2) nous traiterons des aspects chronologiques, en présentant le cadre chrono-culturel de l'espace égéen, ainsi que les apports et les limites de la datation des sédiments. Nous aborderons ensuite (3) la démarche géomorphologique avec une présentation du travail de terrain effectué, ainsi que les méthodes de laboratoire choisies pour identifier et caractériser les dépôts et les processus associés. Enfin nous détaillerons (4) les différentes sources d'information paléobiologiques ; leurs principes, méthodes et limites, en évoquant leurs intérêts respectifs pour comprendre les différents facteurs responsables des transformations de l'environnement méditerranéen au cours de l'Holocène.

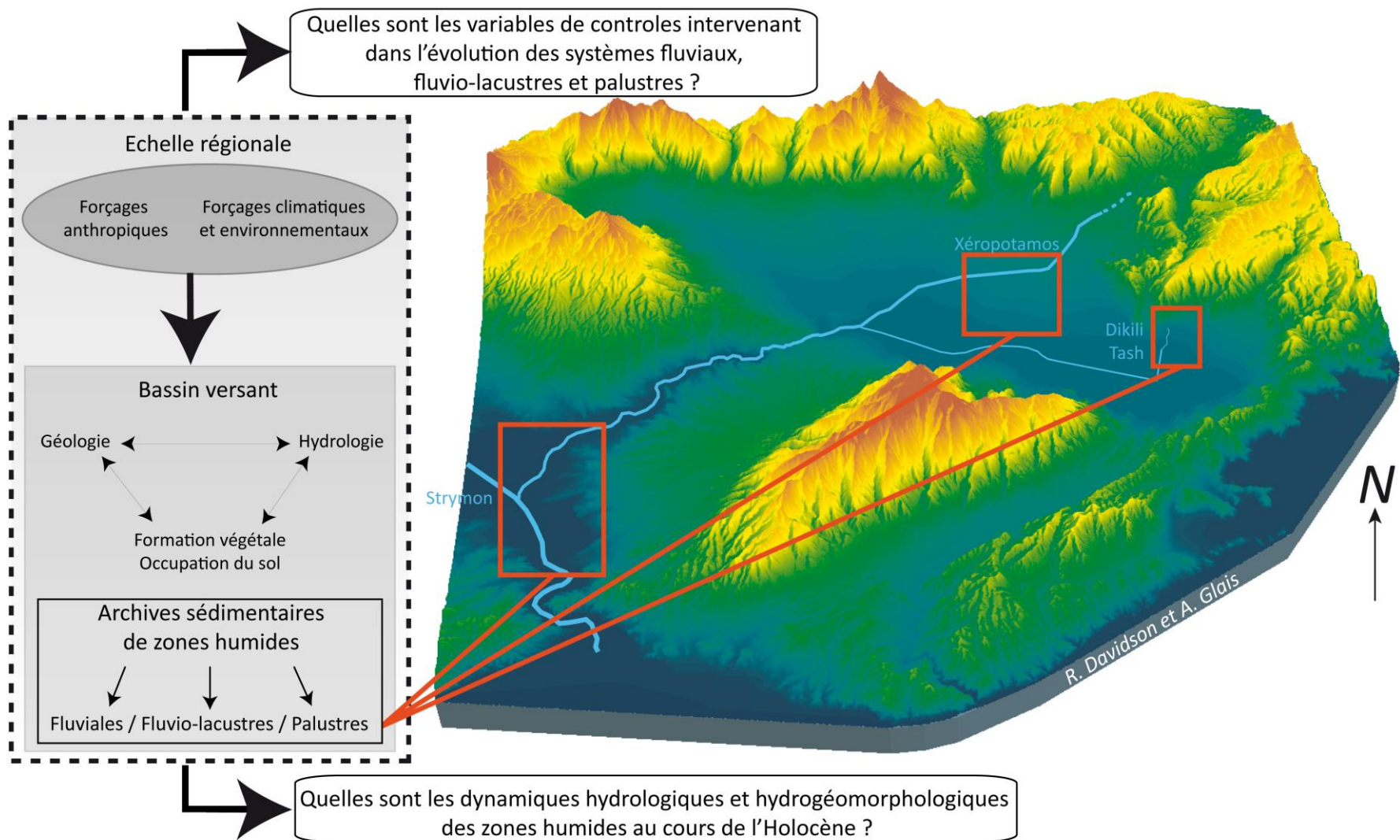


Figure 3.1 : Représentation schématique de la démarche méthodologique de la thèse

3.1. Géoarchéologie : une approche paléoenvironnementale « anthropocentrée »

L'ouverture aux relations Sociétés-Environnement, de la part des quaternaristes pratiquant jusque là une géologie appliquée à l'archéologie, a permis un essor de la géoarchéologie sur la période holocène.

3.1.1. Définition et champs d'application

Le terme de « géoarchéologie » et son fondement interviennent assez tardivement, au début des années 1980 (Butzer, 1982), si on les compare à la recherche archéologique pluriséculaire. La géoarchéologie a longtemps été limitée à une simple application des méthodes de laboratoire issues des sciences de la Vie et de la Terre à l'archéologie. Elle était principalement centrée sur la constitution d'un cadre chrono stratigraphique et climatique des événements du Quaternaire. Ce n'est que sous l'impulsion anglo-saxonne de la « *New geography* » et de la « *New archaeology* » (Clark, 1968 ; Binford, 1977), qu'elle s'est orientée vers les relations Sociétés-Environnement, « l'archéologie du paysage », « l'archéologie environnementale » ou encore les « territoires anthropisés » (Rapp et Hill, 1998 ; Berger *et al.*, 2000 ; Branch *et al.*, 2005 ; Thiébaud, 2010). Cette intégration de la géographie physique et de la géographie humaine au sein d'une même réflexion a rendu la géoarchéologie partie prenante de la discipline géographique au sens large (Carcaud, 2004 ; Fouache et Rasse, 2007 ; Salvador *et al.*, 2009 ; Lespez, 2011 ; Lespez et Fouache, 2013 ; Carcaud et Arnaud-Fassetta, 2014 ; Ghilardi, 2016). Ce rôle de « carrefour » interdisciplinaire selon Burnouf (2014), voire de « démarche d'interface » a permis d'affirmer que « *la géoarchéologie n'est pas une discipline, mais plutôt un mode d'approche entre la Nature et la Société du passé, principalement à partir des archives du sol* » (Bravard, 2002).

3.1.2. L'approche géoarchéologique.

À travers cette approche on admet que les activités anthropiques sont avant tout des actions de gestion et d'usage des ressources naturelles mêmes si elles ont contribué à altérer ou perturber le milieu dans lequel elles s'insèrent. On peut citer l'exemple d'un tell qui sera, avant toute chose, considéré comme une accumulation sédimentaire formée selon le principe de superposition chrono stratigraphique.

En revanche, la réciproque n'est pas toujours valable, puisqu'un « élément naturel » n'est pas fondamentalement un objet archéologique. De toute évidence, un cours d'eau n'est pas obligatoirement un fossé ou un chenal de drainage. Néanmoins, dans la démarche géoarchéologique, le questionnement archéologique subsiste et permet de ne pas se contenter d'une analyse strictement paléoenvironnementale. L'adaptation du vocabulaire des spécialités de l'étude paléoenvironnementale (géomorphologie,

sédimentologie, etc.) aux problématiques archéologiques témoigne du syncrétisme dont est issue la géoarchéologie. La position intermédiaire qu'adopte le géoarchéologue permet de transposer tout « milieu naturel » en un « objet géoarchéologique » qui est lui-même un « objet archéologique potentiel ».

Le raisonnement est similaire lorsqu'il s'agit de facteurs de « contrôle » et de « forçage » d'un milieu ou d'un processus. L'origine de ce forçage est soit « naturelle » soit « anthropique ». Le cas d'une accélération de l'érosion est un exemple probant. Ce processus résultant d'une déstabilisation de la couverture superficielle peut très bien avoir une origine strictement naturelle. Dans une conception géoarchéologique du processus, un colluvionnement et un alluvionnement important vont devenir l'expression potentielle d'une anthropisation (Neboit, 1979 ; Allée et Lespez, 2006). Ainsi, on retrouve avec l'approche géoarchéologique, une réflexion sur les causes naturelles et/ou anthropiques des faits observés, ne se limitant pas à une approche paléoenvironnementale. La dimension archéologique reste également bien présente puisque c'est parallèlement au développement de l'archéologie préventive dans les années 1980, que s'est développée voire généralisée cette approche visant à connaître les modalités effectives des interactions Sociétés-Environnement.

Les zones humides constituent un terrain idéal afin de pratiquer cette démarche tant en raison de l'accumulation sédimentaire souvent conséquente que de la conservation des vestiges archéologiques. Comme évoqué précédemment, les populations ont eu, et ont encore, vis-à-vis de ces milieux un attrait particulier. Les données géoarchéologiques n'en restent pas moins éparses et ponctuelles du fait de l'action du temps et de l'aspect dynamique des paysages. La recherche et l'obtention d'indices sont donc tributaires d'études interdisciplinaires (sédimentologie, géomorphologie, palynologie, malacologie, ostracologie, anthracologie, carpologie, archéozoologie, céramologie, etc.) nécessaires pour obtenir suffisamment d'informations sur la configuration et l'évolution de ces paysages. Les pratiques anthropiques multiples qui ont lieu dans les zones humides peuvent avoir des objectifs très différents, voire diamétralement opposés, tels que l'utilisation de la force motrice (barrages, moulins, etc.), l'approvisionnement de la ressource en eau et des ressources associées issues de la pêche, de l'agriculture, de l'exploitation saline (etc.), la maîtrise des excès hydrologiques (drainage agricole, rétention du surplus, dérivation, etc.) comme a pu l'illustrer L. Lespez en Normandie (2012b). C'est pourquoi l'appréhension de ces milieux en géoarchéologie passe par l'ouverture de l'éventail des représentations sociales qui déterminent en partie les pratiques de gestion au cours du temps.

3.1.3. La démarche géoarchéologique

Un consensus récent a donc émergé, faisant reposer les fondements de cette approche sur trois points admis par la communauté de chercheurs ; (1) « le temps long », qui permet de mesurer la part des héritages du passé sur ce que l'on observe dans « l'actuel » ; (2)

« l'interdisciplinarité » permettant de croiser les connaissances des différentes spécialités en évitant les déterminismes « sociaux » et « naturalistes » ; et (3) « l'approche multiscalaire », qui permet de dissocier l'observation locale de l'interprétation régionale et vice-versa. Cette démarche à plusieurs échelles se concrétise à l'intérieur (« intra site ») et à l'extérieur (« hors site ») du site archéologique comme en témoignent les travaux de P. Goldberg et R. MacPhail (2006) divisés en « *regional scale geoarchaeology* », « *occupations deposits* » et « *humans materials* ». Cette séparation doit être perméable si elle veut être réellement bénéfique et proposer une démarche analytique multiscalaire (e.g. Galop, 1998 ; Arnaud-Fassetta, 2000 ; French, 2003 ; Allée, 2003 ; van der Leeuw et al., 2003 ; Carcaud, 2004 ; Branch et al., 2005 ; Lespez, 2012a).

C'est à partir de ces fondements communs qu'une réflexion et un langage collectifs ont pu se mettre en place pour traiter des interactions société-environnement. Ces interactions sont à lire et à déchiffrer sur le temps de l'environnement qui n'est pas toujours calqué sur celui des sociétés. Une approche sur la longue durée est donc nécessaire, seule capable de rendre compte du rôle des fluctuations hydro-climatiques instantanées, annuelles, séculaires, voire plurimillénaires (Magny, 1995) et de celui des sociétés (Guilaine, 2000a, 2000b). C'est une manière de mettre en perspectives les dynamiques brutales qui marquent durablement les mémoires et les archives (naturelles ou anthropiques) au point de masquer les transformations progressives résultantes de dynamiques plus puissantes et profondes (Braudel, 1949). Cette perception à long terme invite à positionner les changements contemporains observés en regard de ceux du passé (Dearing et al., 2011).

Dans le cadre de ce travail, de nombreuses questions viennent graviter autour de ces principes communs comme le présente la figure schématisant le développement méthodologique de la thèse (Fig.3.1).

3.1.4. La géoarchéologie française en contexte égéen

C'est sous l'impulsion des pionniers de la dynamique des paysages en Grèce que la géographie physique a tissé des liens avec l'archéologie (Bousquet, 1974 ; Dufaure, 1975 ; Faugères, 1978 ; Neboit-Guilhot, 1991). Plus récemment, au sein de programmes de recherches pluridisciplinaires, les géographes comme les géoarchéologues français se sont affirmés dans le cadre géographique hellénique. Ils ont proposé des études synthétiques de l'évolution des conditions environnementales à différentes échelles. Ce présent travail s'inscrit ainsi dans la continuité des travaux de géographes français tels que Geyer (1986), Fouache (1999, 2006), Lespez (1999, 2014), Devillers (2005), Ghilardi (2007) ou Berger (2015).

3.1.5. L'intégration de la recherche dans des programmes régionaux

3.1.5.1. « *Balkans 4000* », comprendre et expliquer le « millénaire perdu » dans les *Balkans*

En Grèce et plus largement dans le sud-est des Balkans, le 4^{ème} millénaire avant Jésus-Christ apparaît comme une période obscure et lacunaire dans les enregistrements archéologiques. Cette période correspond à la transition entre l'époque du Néolithique Final ou Chalcolithique et l'Âge du Bronze. Elle est marquée par l'absence quasi généralisée de traces d'occupation à l'échelle régionale entre l'Egée et le Danube. Les facteurs explicatifs de cette discontinuité culturelle font débat et sont sujets à des modèles d'évolution contradictoires. Au début de ce projet d'ANR (2007-2011), trois hypothèses principales et concurrentes émergent pour expliquer la rupture de plusieurs siècles entre les niveaux du Néolithique et les premiers niveaux d'occupation du Bronze Ancien :

- Certains indices archéologiques et paléoenvironnementaux suggèrent un arrêt homogène et généralisé de l'occupation des sites. Un facteur global unique pourrait donc responsable de cette rupture (changement environnemental global ; Todorova 1978, 1995 ; Boyadziev 1995, 1998) ;

- Il existe un décalage régulier et progressif dans les périodes d'abandon, ce qui suggérerait un effet « trajectoire » ou « boule de neige » issu d'une même source de perturbation (anthropique ou environnementale ; Diamant, 1974 ; Zachos, 1999 ; Sampson et al., 1999) ;

- La rupture identifiée résulte de lacunes méthodologiques et aucun schéma régulier d'abandon n'émerge. Les choix et les situations de chaque site ont donc des causes locales et indépendantes ;

À partir de ces hypothèses, le projet « *Balkans 4000* » (Resp. Z. Tsirtsoni) a identifié un triple problème : l'insuffisance et l'imprécision des datations existantes, les dérives potentielles induites par des parallélismes stylistiques entre des « cultures » aux évolutions mal connues pouvant masquer des différences chronologiques et la faiblesse des informations paléoenvironnementales sur lesquelles reposent les hypothèses d'un forçage environnemental perturbant l'organisation sociale du monde balkanique. Pour tenter de répondre à ces interrogations, le programme de recherche a orienté ses recherches sur deux axes : archéologique et paléoenvironnemental.

D'un point de vue archéologique, 195 échantillons ont pu être datés sur 34 sites présentant des profils variés en termes de nature et de type d'installation ainsi que d'environnement. L'accent a été mis sur la qualité des échantillons sélectionnés permettant une grande précision chronologique (< 80 ans le plus souvent) et la redéfinition précise des synchronismes culturels régionaux. Les résultats obtenus confirment l'existence d'une rupture à la transition Néolithique Récent-Âge du Bronze puisqu'aucun site (quel que soit le type d'habitat et de milieu) ne présente une séquence d'occupation reliant en continu les deux périodes (Fig.3.2). En revanche, l'origine

environnementale de la rupture n'est pas clairement exprimée bien que localement des signes de changement soient identifiés. Le degré d'indépendance de ces choix reste à déterminer. De même, la chronologie dans l'abandon des sites et l'apparition des nouveaux au Bronze Ancien n'est pas uniforme. Elle indique un caractère aléatoire, loin des déterminismes liés à l'action d'un facteur climatique (Tsirtsoni, 2016).

Les résultats exposés dans ce manuscrit s'inscrivent dans la continuité du volet paléoenvironnemental du programme « Balkans 4000 » (Resp. L. Lespez), bien que sur un cadre temporel plus vaste. Ce dernier a posé les jalons méthodologiques et géographiques des présentes recherches qui sont désormais parties intégrantes du programme européen ArchéoMed Paleomex Mistral.

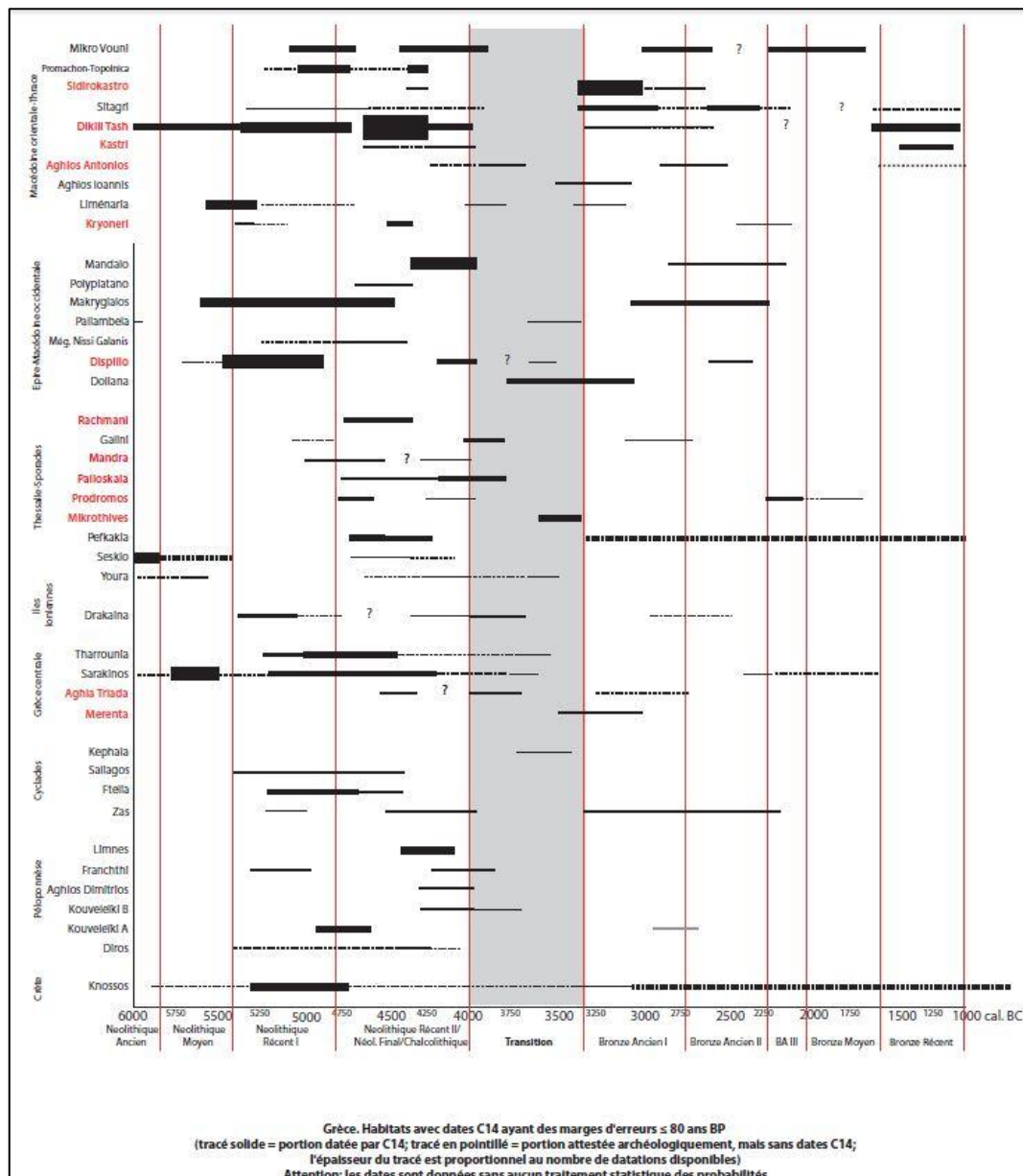


Figure 3.2 : Représentation schématique des sites archéologiques grecs datés par datations radiocarbones et de leurs périodes d'occupation connues. Compte rendu de l'ANR « Balkans 4000 » ; Tsirtsoni, 2016.

3.1.5.2. ArchéoMed Paleomex Mistral (CNRS) : un programme de recherche géoarchéologique en contexte méditerranéen

Le programme de recherche Paléomex (2010-2020 ; coord. M.-A. Sicre et L. Lespez), est une composante du programme Mediterranean Integrated Studies at Regional and Local Scales (MISTRALS). Il vise à répondre aux questionnements relatifs à l'impact des changements climatiques et environnementaux sur les civilisations du bassin méditerranéen et de la mer Noire durant l'Holocène. L'objectif est d'observer les rythmes et causalités des changements socioculturels en évaluant l'incidence des événements climatiques dans ces processus. Pour cela, les sites d'acquisition de données sont regroupés en « fenêtres » d'études (Fig.3.3). Ces terrains ont été choisis et disposés de manière à assurer un transect sud-ouest/nord-est depuis le littoral adriatique (vallée et delta du Thyamis et l'île de Corfou) jusqu'aux rives de la mer Noire (delta du Danube et lac de Varna) en passant par la plaine de Thessalonique et la fenêtre de la basse vallée du Strymon et de la plaine de Philippes-Drama qui concernent cette thèse. C'est ce programme qui a permis de financer le volet analytique et les missions de terrain.



Figure 3.3 : Fenêtres d'étude du programme Archéomed dans la première phase des recherches (2010-2014)

Réorganisation du projet initial. - À l'origine du programme (2010), les fenêtres étaient indépendantes les unes des autres, bien qu'articulées selon un gradient est-ouest. Après cinq ans d'acquisition, de mutualisation et de comparaison des résultats, l'achèvement de certaines fenêtres (Danube, Chypre, Corfou, etc.) redéfinit la grille de lecture du bassin méditerranéen pour favoriser la transversalité et le croisement des données (Fig.3.4). Désormais, la fenêtre (4) qui englobe les études présentées ici s'intitule « Go-West » (Resp. C. Kuzucuoglu) et s'organise sous la forme d'un transect entre les espaces d'Anatolie, de mer Egée et des Balkans. À l'échelle de la fenêtre d'étude, les opérations de terrain sont également organisées sous forme de transects.

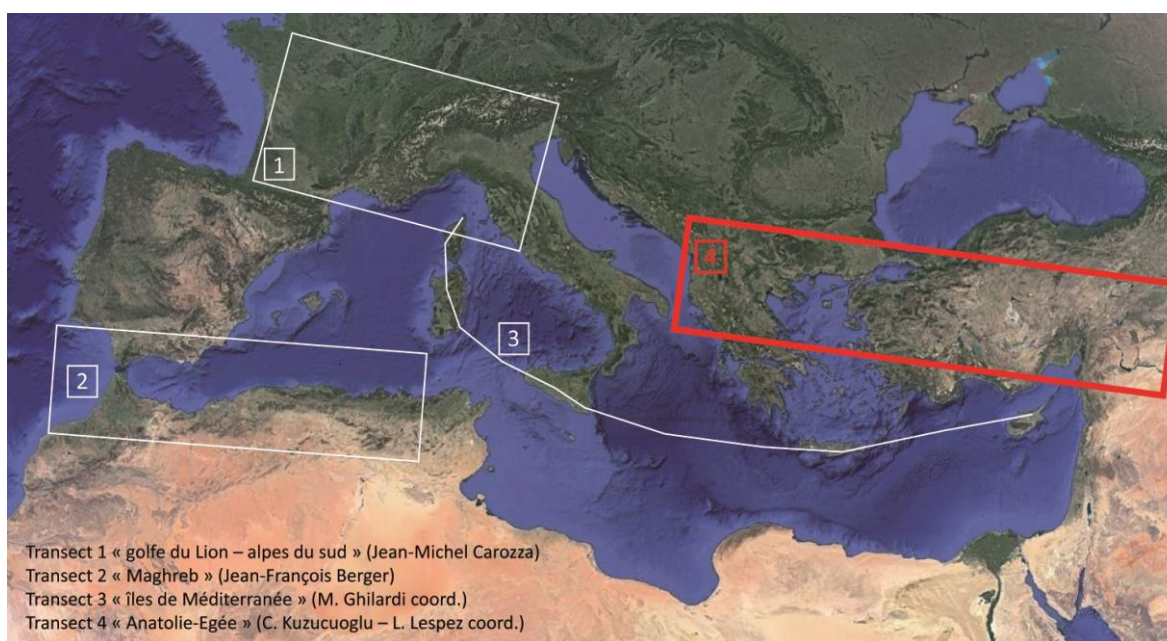


Figure 3.4 : Fenêtre d'étude du projet PaléoMex 2.

Dans la quatrième fenêtre dans laquelle s'intègrent les travaux présentés ici, l'objectif est de suivre les contextes environnementaux et climatiques des périodes de migrations, d'échanges et de contacts culturels de l'Anatolie centrale (Cappadoce, Konya, région des Lacs, nord-ouest anatolien) à la Grèce du Nord, en passant par le nord-ouest de la péninsule anatolienne. Les périodes visées en particulier sont les phases anciennes et récentes du Néolithique (Holocène inférieur, événement 8200 cal BP), et les phases plus récentes du Néolithique Final/Chalcolithique et de l'Âge du Bronze (transition de la mi-Holocène ; transformations culturelles de l'Âge du Bronze ; effondrements de royaumes et d'empires, etc.). Le cumul de ces données acquises à l'échelle régionale tend à relativiser le lien de dépendance entre climat et société au profit de modèles qui privilégient les changements des pratiques et l'adaptabilité des groupes humains face à des modifications de leur environnement. Ce travail doctoral est également associé avec le Labex DynamiTe et en particulier le groupe de travail « Changements environnementaux et sociétés dans le passé » (resp. Z. Tsirtsoni et C. Kuzucuoglu). Ce groupe de travail est centré sur les changements environnementaux dans le passé (de la Préhistoire à l'Antiquité),

particulièrement lors de changements climatiques rapides et de forte amplitude (RCC), associés ou non à des transformations culturelles et territoriales importantes (crises, effondrements, redistribution des populations). L'objectif est la mise en évidence des interactions entre les sociétés humaines et les modifications des milieux naturels, selon une approche basée sur des échelles spatio-temporelles emboîtées.

3.2. Les opérations de terrain : le choix du carottage

3.2.1. Organisation des missions de terrain

Au cours de la thèse, **6 missions de terrain** ont été réalisées soit 11 semaines passées en Macédoine orientale. Cette démarche de terrain s'explique par plusieurs étapes dans les collaborations, l'évolution de la réflexion suite aux premiers résultats et dans la diversité des analyses mobilisées. Dans un premier temps, j'ai réalisé en **mars 2012**, au cours de mon Master 2, une mission de repérage, afin d'identifier de manière systématique les formes et formations superficielles des différents bassins versants de la zone d'étude. Cela a permis de repérer et de définir de nouvelles zones à prospecter en vue des futures missions de carottage et de prélèvement pollinique. En **juillet 2012**, une opération de carottage codirigée par Laurent Lespez et Zoï Tsirtsoni, accompagnés de Robert Davidson a eu lieu afin de réaliser un carottage profond (24,50 m) dans les sédiments fluvio-lacustres de la basse vallée du Strymon. L'opération visait à « compléter » les premiers sondages réalisés aux abords de l'Angitis en se déplaçant à proximité du Strymon. Ce prélèvement est le premier à atteindre une telle profondeur dans les sédiments holocènes de la zone d'étude. Il apporte également du matériel sédimentaire nouveau (archives fluvio-lacustres) permettant d'envisager des analyses géomorphologiques et paléobiologiques à haute résolution.

L'année suivante, deux missions de terrain ont été programmées. La première, en **mai 2013**, s'est faite avec Laurent Lespez et Robert Davidson, avec pour but de finaliser le transect de carottages entre l'Angitis et le Strymon d'une part, et de réaliser de nouveaux sondages au nord du tell de Dikili Tash d'autre part. La seconde mission s'est effectuée en **juillet 2013**, en collaboration avec les archéologues de l'École française d'Athènes (Pascal Darcque, Zoï Tsirtsoni et leurs collaborateurs) et des Éphories antiques de Kavala (Dimitra Malamidou) pendant les opérations de fouille des niveaux du Néolithique Récent du tell de Dikili Tash. Cela fut l'occasion de discuter d'une future stratégie de prélèvement hors site. Ainsi 4 carottages ont été réalisés aux abords du tell, au sud-est, à l'ouest et au nord dans la mare asséchée à cette saison. L'objectif était d'identifier et de recueillir du matériel sédimentaire en place dans les espaces susceptibles de contenir des horizons du Néolithique Ancien. Par ailleurs, j'ai mené avec une tarière manuelle, une prospection de part et d'autre du vallon de Dikili Tash menant au marais de Tenaghi Philippon à 2 km en aval. Enfin, avec l'aide de collaborateurs grecs, nous avons opéré les

deux premiers carottages sur le cône alluvial du Xéropotamos afin d'estimer le détritisme au cours de l'Holocène Récent.

En **mai 2014**, accompagné de José-Antonio López-Sáez, nous avons dans un premier temps effectué un relevé de végétation et un prélèvement d'échantillons de pluie pollinique actuelle sur les versants d'orientation sud-est du massif du Pangée (ouest de la plaine de Philippes-Drama). Nous avons renouvelé l'opération sur les versants ouest des montagnes de Lékani (est de la plaine de Philippes-Drama). Ensuite, rejoints par Laurent Lespez et Robert Davidson nous avons réalisé trois carottages disposés en transect et perpendiculairement à l'axe d'écoulement du vallon de Dikili Tash. De même, deux carottages ont été réalisés dans la partie aval du cône alluvial du Xéropotamos.

Durant l'année suivante, la mission de **mai 2015** avec Laurent Lespez et José-Antonio López-Sáez a permis de finaliser les opérations de carottage sur le cône du Xéropotamos. Trois carottages ont été extraits. L'un se situe dans la partie apicale, un autre dans une portion intermédiaire et un dernier dans la partie terminale du cône. Dans le cadre de la collaboration avec les archéologues grecs de l'Éphorie des antiquités de Kavala, nous avons réalisé 3 carottages de prospection sur des sites archéologiques non fouillés jusque là. Dans le premier cas, 2 sondages ont été prélevés sur le tell de Polystilo situé dans la plaine de Philippes-Drama, à 3 km au sud-est du tell de Dikili Tash. Ces deux séquences renferment des niveaux archéologiques datables du Néolithique Récent d'après l'identification des céramiques par Dimitra Malamidou. L'ultime sondage a eu lieu à Ofrinio à 6 km de l'embouchure du Strymon, sur un site de l'Âge du Bronze. Enfin, comme l'année précédente, avec Laurent Lespez et José-Antonio López-Sáez, nous avons procédé à des relevés du couvert végétal sur les massifs entourant la plaine de Philippes-Drama.

Une ultime mission a eu lieu en **janvier 2016** avec Clément Virmoux (géophysicien du LGP). L'objectif était d'estimer la profondeur à laquelle se situe le substrat dans la basse vallée du Strymon puisque nous ne l'avions jamais rencontré lors des nombreux carottages réalisés dans cette fenêtre d'étude. Pour cela, des analyses géophysiques ont été menées sur 2 km en reprenant le transect de carottages entre l'Angitis et le Strymon. Deux transects d'environ 200 m dans le vallon de Dikili Tash ont également été réalisés.

3.2.1.1. Du terrain à l'interprétation

La succession des opérations de terrain, le choix de l'implantation des carottages ainsi que celui du type de prélèvements réalisés ont été définis parallèlement à l'obtention des premiers résultats. Les missions de terrain ont été entrecoupées à chaque fois par des analyses en laboratoire et leur interprétation afin de mieux cibler les opérations à mener l'année suivante en fonction des lacunes et des potentiels. Les trois grandes phases qui caractérisent le travail de thèse (Fig.3.5) ont été menées conjointement. Cela a permis une adaptation et parfois une réorganisation des opérations en tenant compte des contraintes liées aux autorisations et à la logistique.

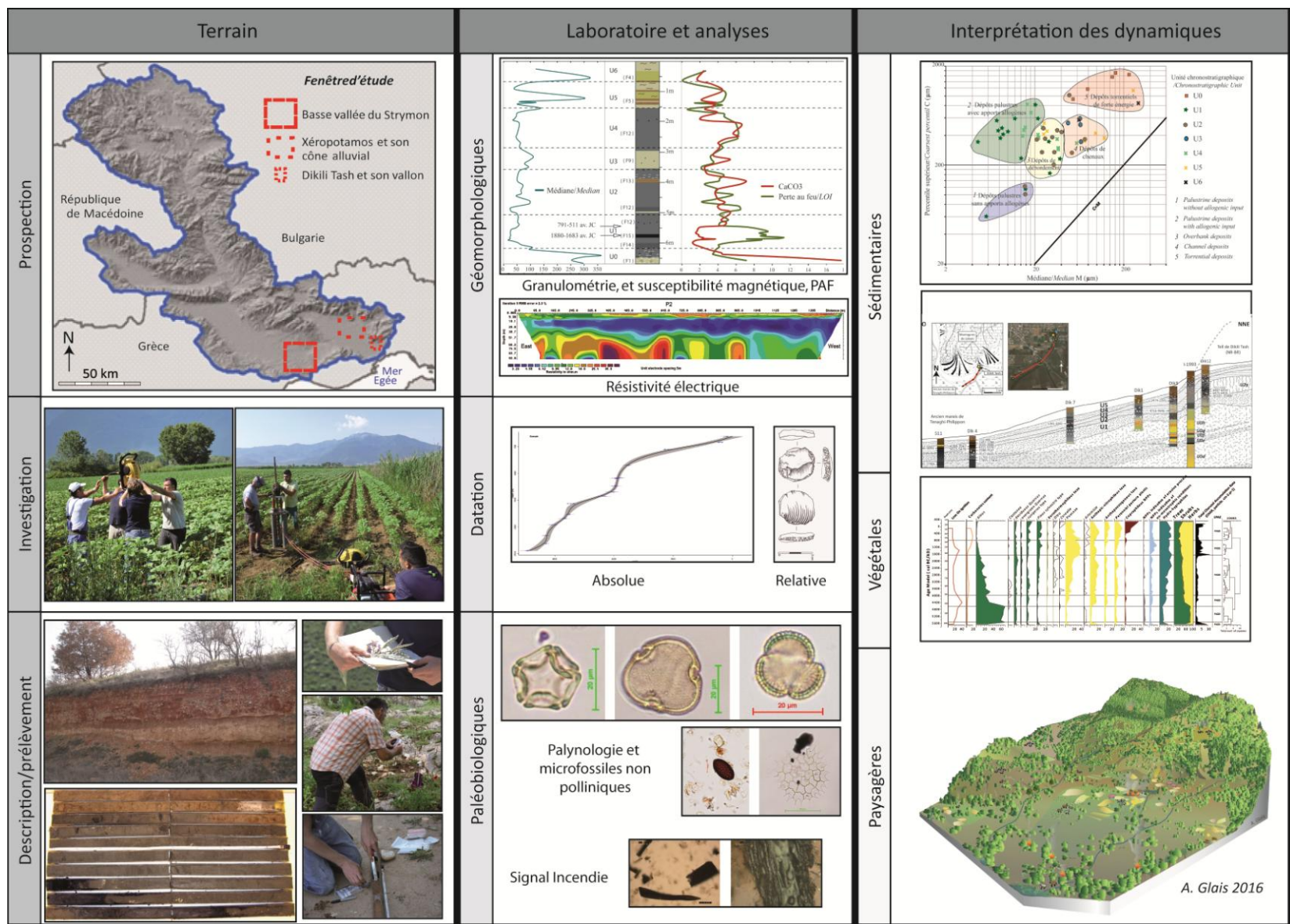


Figure 3.5 : Du terrain à l'interprétation, méthodologie des opérations.

3.2.1.2. Matériel : avantages et limites

Choix du type de sondages. – Les plaines alluviales, les anciens lacs ou marais dans lesquels nous effectuons nos investigations sont, par définition, des espaces déprimés favorables à l'accumulation de sédiments et à la topographie relativement plane. Il n'existe donc pas d'accidents de terrain ni de ruptures, offrant au géomorphologue une stratigraphie prête à l'étude, à l'exception de quelques incisions de berge de cours d'eau ou d'aménagements temporaires lors de travaux publics. Il a fallu se résoudre à effectuer nos propres sondages dans les couches sédimentaires superficielles. Si la tarière manuelle a été utilisée pour une première prospection, la majorité des carottages présentés dans la thèse ont été réalisés à l'aide d'un carottier à percussion de type Cobra TT et d'un extracteur hydraulique (Fig.3.6). Contrairement à la tarière manuelle, cette technique présente l'avantage de prélever des séquences sédimentaires continues et profondes pouvant aller jusqu'à 15 mètres (Fig.3.7). Le carottage (FC8, Tab.3.1) a nécessité l'intervention d'une société géotechnique grecque et d'un carottier de type Longyear LY34 pour atteindre une profondeur de 24,50 mètres dans les dépôts fluvio-lacustres du Strymon. Les carottages réalisés varient de 2 à 24,50 mètres d'épaisseur (Tab.3.1). Néanmoins les coûts d'achat, d'entretien et de transport nécessitent un lourd investissement qui ne serait possible sans le soutien financier de programmes de recherche.



Figure 3.6 : Matériel de carottage. À : Carottier à percussion Cobra TT ; B et C : Extracteur hydraulique ; D : Opération de carottage (percussion) dans la plaine de Philippes-Drama sur le cône alluvial du Xéropotamos (mai 2015, LabEx Dynamite) ; E : Opération d'extraction d'une carotte dans la plaine de Philippes-Drama sur le cône alluvial du Xéropotamos (mai 2014, A. Glais).

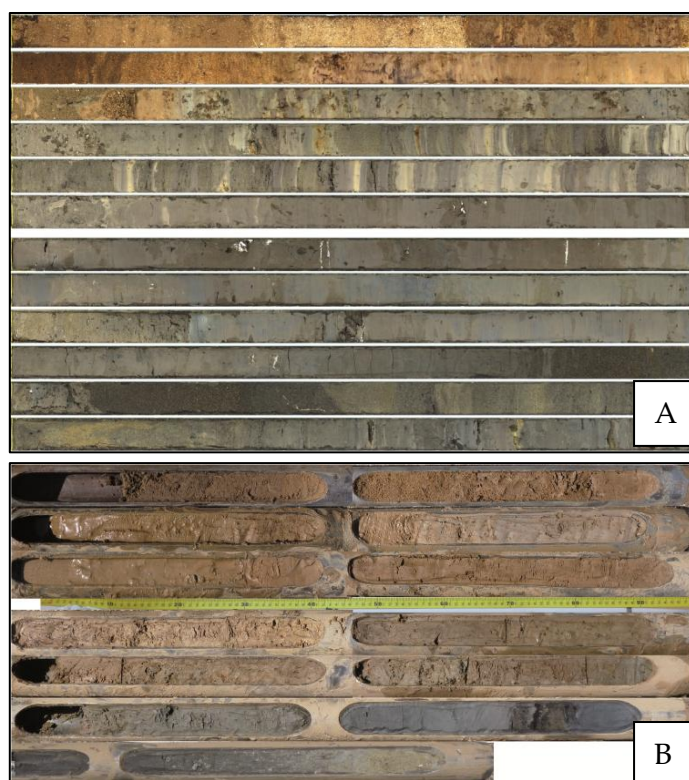


Figure 3.7 : Exemple de carottes réalisées en gouge fermée (FC4 ; A) et en gouge ouverte (Xe3 ; B).

3.2.1.3. Stratégie et localisation des carottages

Carottages et prospections antérieurs. - La localisation des sondages réalisés au cours de la thèse s'appuie sur la connaissance préalable des environnements de dépôts. Elle a été permise soit par des carottages prospectifs, soit par des coupes stratigraphiques permises par les travaux d'aménagement ou de terrassement. Ainsi onze carottages de prospection ont été effectués dans les années 1990 aux abords du site archéologique de Dikili Tash. Neuf d'entre eux ont déjà été publiés dans de précédents travaux (Lespez, 2000). Les travaux de Laurent Lespez au cours de sa thèse ont également permis d'identifier une stratigraphie de la sédimentation dans certains espaces de la plaine de Philippos-Drama (Lespez, 1999, 2003, 2008). Ces informations préalables reposent sur des opportunités offertes par des coupes stratigraphiques apparentes dans les dépôts du Xéropotamos et des aménagements entrepris par les autorités publiques grecques (mise en place de canalisation, de station de pompage, terrassement, etc.). Plus récemment, 24 carottages réalisés entre 2005 et 2011 sont venus apporter de nouvelles informations dans les environs de Dikili Tash et ont permis d'initier des recherches dans la fenêtre d'étude de la basse vallée du Strymon. Les sédiments issus de ces dernières missions sont conservés depuis leur prélèvement dans des réfrigérateurs au laboratoire LETG-Caen-Geophen. Parmi ces carottages, dix ont été réalisés en 2010 et 2011 sur le site archéologique de Dikili Tash afin d'atteindre les niveaux les plus anciens du tell et de proposer une reconstitution topographique de l'évolution du site (Lespez *et al.*, 2013, 2017)

Fenêtre d'étude	Nom du carottage	type de carottage	Profondeur atteinte	Altitude de départ (m asl)	Coordonnées géographiques		Date du prélèvement	Nombre de datations obtenues
					latitude (°N)	longitude (°E)		
Vallon de Dikili Tash	Dik 1	gouge ouverte	3 m	50,252287	41,005767	24,309208	15/09/2009	-
	Dik 2	gouge ouverte	3 m	51,030248	41,005828	24,308213	15/09/2009	-
	Dik 3	gouge ouverte	5 m	50,841076	41,007555	24,310341	16/09/2009	3
	Dik 4	gouge fermée	3 m	46,696813	40,997964	24,297115	18/09/2009	13
	Dik 5	gouge fermée	6 m	52,532866	41,011067	24,310128	03/06/2013	5
	Dik 6	gouge ouverte	4 m	51,992876	41,011306	24,310438	03/06/2013	-
	Dik 7	gouge fermée	4 m	49,077985	41,001132	24,305044	04/06/2013	1
	Dik 8	gouge fermée	5,20 m	53,82	41,01111	24,30972	24/07/2013	3
	Dik 9 (= Dik12)	gouge ouverte	2 m	53,5	41,00944	24,31055	24/07/2013	0
	Dik 10 (= Dik12)	gouge ouverte	4 m	53,48	41,00943	24,31056	24/07/2013	5
	Dik 12	gouge fermée	4 m	53,318	41,00944	24,31056	23/05/2014	4
	Dik 11	gouge ouverte	4 m	56,92	41,01056	24,30778	25/07/2013	-
	Dik 13	gouge ouverte	4 m	53,179	41,01	24,31056	23/05/2014	-
	Dik 14	gouge ouverte	3 m	52,384	41,01	24,31111	24/05/2014	-
	Dik 15	gouge fermée	4 m	53,731	41,01	24,31028	24/05/2014	1
	Dik-S11	gouge ouverte	3 m	46,48	40,99583	24,295	2002	2
Dik S11d	gouge ouverte	3,10 m	47,6	40,99722	24,29389	2002	1	
I-1996	gouge ouverte	13 m	52,8	41,00835	24,310478	1996	6	
K-1996	gouge ouverte	4 m	53,5	41,01112	24,30972	1996	4	
Cône alluvial du Xéropotamos	Xe 1	gouge ouverte	9,70 m	59,905	41,05278	24,15528	26/07/2013	3
	Xe 2	gouge ouverte	7,60 m	56,039	41,03722	24,15667	26/07/2013	1
	Xe 3	gouge ouverte	6,66 m	49,899	41,02389	24,14944	26/05/2014	5
	Xe 4	gouge ouverte	4 m	47,572	41,01917	24,14167	27/05/2014	2
	Xe 5	gouge ouverte	7 m	57,6	41,04417	24,15639	03/06/2015	-
	Xe 6	gouge fermée	2 m	61,21	41,0675	24,15778	04/06/2015	-
	Xe 7	gouge fermée	6 m	45,43	41,01139	24,1375	04/06/2015	7
Basse vallée du Strymon	FC1	gouge ouverte	10 m	0,580236	40,920023	23,823418	2005	9
	FC2	gouge fermée	10 m	5,475348	40,919442	23,825816	07/06/2008	7
	FC3	gouge fermée	6 m	5,940174	40,919785	23,827846	08/06/2008	1
	FC4	gouge ouverte	12	4,437954	40,919386	23,815296	09/09/2009	11
	FC5 (=FC8)	gouge ouverte	11 m	1,074906	40,913536	23,798396	10/09/2009	-
	FC6	gouge fermée	12 m	6,12	40,93028	23,81056	11/09/2009	4
	FC7	gouge ouverte	7,50 m	5,910363	40,919771	23,81994	12/09/2009	2
	FC8	gouge fermée	24,50 m	1,074905	40,913537	23,798396	06/07/2012	21
	FC9	gouge ouverte	15 m	3,215801	40,915661	23,804047	31/05/2013	3
	FC10	gouge fermée	15 m	2,957096	40,917887	23,810924	01/06/2013	1
	KC1	gouge fermée	10 m	7,325	40,84222	23,82778	09/06/2008	-
	KC2	gouge ouverte	6 m	5,43	40,8425	23,82972	10/06/2008	-
	KC3	gouge ouverte	10 m	2,37	40,84389	23,83194	11/06/2008	4
	KC4	gouge fermée	8 m	1,89	40,84389	23,835	11/06/2008	1

Tableau 3.1 : Inventaire des carottages (hors site archéologique) réalisés depuis 2005 dans la zone d'étude ainsi que les quatre carottes prélevées en 1996 et 2002, dont les datations ont permis d'affiner les connaissances du remplissage sédimentaire.

Carottage au cours de la thèse. - Malgré toute la préparation et les repérages réalisés en amont, la réalisation des carottages dépend aussi des autorisations obtenues. La collaboration avec les autorités locales des Éphories des antiquités de Kavala, de Drama ou de Serres et l'École française d'Athènes, nous ont permis d'effectuer de nombreux sondages dans les différentes fenêtres d'étude. Au total 23 nouveaux carottages hors sites ont été réalisés (entre 2012 et 2015) dans le cadre de cette thèse. Néanmoins, les analyses effectuées pendant la thèse peuvent renvoyer à certains carottages issus des missions antérieures, mais qui n'avaient pas été valorisés jusque là. L'inventaire de l'ensemble des sondages (hors site) effectués depuis la thèse de L. Lespez, est présenté au sein du tableau 3.1, suivant une organisation par fenêtre géographique.

Choix des indicateurs. - Afin de lever toute ambiguïté dans les informations obtenues et de minimiser les variations propres à un site ou à un indicateur, j'ai pratiqué une approche multidisciplinaire (palynologie, granulométrie, perte au feu, calcimétrie, signal incendie, micromorphologie, tomographie électrique ou susceptibilité magnétique). Les résultats obtenus pour les trois dernières disciplines sont issus de formation et de collaboration avec des chercheurs et des structures extérieures à l'encadrement de la thèse (B. Vannière du Laboratoire Chrono-Environnement pour le signal incendie, M. Ghilardi du CEREGE pour la susceptibilité magnétique et C. Virmoux du LGP pour la tomographie électrique). Ces indicateurs dits « secondaires » (palynologie, signal incendie, etc.) n'en demeurent pas moins incontournables si l'on souhaite étudier les interactions Sociétés-Environnement dans leur complexité (Wilke et al., 2016).

3.3. Mise en place d'un cadre chronologique : temporalités, chronologie culturelle et datations

3.3.1. Temporalités multiples de l'approche géoarchéologique

À l'instar des recherches paléoenvironnementales ou archéologiques, la démarche géoarchéologique accorde un intérêt particulier à la dimension temporelle. Les temporalités considérées sont généralement les temps de la Nature, mais elles peuvent également être associées aux pratiques humaines.

3.3.1.1. Temporalités naturelles

La première temporalité prise en compte en géoarchéologie est qualifiée de « naturelle ». Les rythmes de mise en place, d'évolution, de rupture des paysages sont essentiellement dictés par les temporalités biogéographiques et climatiques. Dans le cas de la palynologie, malgré l'existence de saisons ou cycles végétatifs, il est bien souvent impossible, en l'absence de dépôts sédimentaires varvés, de faire la distinction entre

l'évolution de la végétation d'une année à l'autre. Les temporalités considérées dans ce travail seront d'ordre décennal à séculaire entre deux échantillons. Concernant l'accumulation sédimentaire, lorsqu'elle n'est pas varvée ou laminée, elle ne permet pas une analyse fine de l'ordre de l'évènement, de la crue ou de la saison. Pour ces temporalités, bien que réelles, nous sommes tributaires du type et du taux de sédimentation des espaces considérés. Comme pour l'analyse pollinique, les temporalités seront donc d'ordre décennal à séculaire. Enfin cette temporalité naturelle inclut les évolutions progressives et parfois « régulières » du milieu à l'image de l'évolution d'un cours d'eau, de son méandrage, etc.

3.3.1.2. Temporalités culturelles

En parallèle, il est possible d'identifier des temporalités culturelles ou historiques comme le détaille G. Chouquer (2008) dans son traité d'archéogéographie. Il s'agit des temps régis par une société, que ce soit les temps de développement, d'âge d'or ou de chute des civilisations. Ces temporalités qui peuvent ou non se corrélent avec des temporalités naturelles sont également observées et enregistrées dans l'évolution du paysage. Les zones humides vont être soumises aux dynamiques socioculturelles (mode d'habitat, pratiques culturelles, aire de fréquentation, type d'agriculture, maîtrise hydraulique, etc.).

Un des enjeux de ce travail est de combiner ces temporalités naturelles et humaines tout en essayant de répondre aux nombreuses interrogations sur les interférences qui existent entre elles. Quelles peuvent être les conséquences des changements climatiques et environnementaux sur le devenir des sociétés ? Quels rôles jouent les actions anthropiques dans l'évolution de l'environnement et du paysage ? La prise en compte de la complexité des pratiques anthropiques et des processus naturels passe nécessairement par une reconnaissance des diverses temporalités et spatialités (Chouquer, 2013).

Nous avons mobilisé trois techniques de datation dans cette thèse. Premièrement et de manière systématique, nous avons utilisé les **datations relatives**, dont l'usage est indispensable lorsque l'on travaille sur des archives sédimentaires (relations d'antériorité, principe de superposition) afin de « borner » chronologiquement des processus en termes de succession, de simultanéité, d'antécédence, etc. Les deux autres techniques sont dites de **datations absolues**. D'une part, nous utilisons des datations archéologiques à partir des vestiges des activités humaines que nous pouvons obtenir en collaboration avec les équipes d'archéologues. Ce type de datation participe à définir une chronologie culturelle de référence. D'autre part, nous avons obtenu un grand nombre d'informations chronologiques grâce aux datations radiocarbones, qui permettent de dater le carbone contenu dans les organismes vivants.

3.3.2. La chronologie culturelle de référence

3.3.2.1. Datations archéologiques

Les datations archéologiques permettent de définir avec précision la chronologie des périodes d'occupation des sites de peuplement. Ces datations sont intéressantes, car d'une part leur mise en place est généralement rapide et d'autre part elles se font à moindre coût lorsqu'il s'agit d'identifier et de reconnaître certaines spécificités culturelles sur du matériel archéologique. Elles peuvent dans de nombreux cas être plus précises que les datations radiocarbone. Ces datations se basent sur deux éléments variables dans le temps ; la technique de fabrication qui informe sur les compétences acquises ou transmises par un groupe d'individus et sur les caractéristiques stylistiques d'une période culturelle donnée (Fig.3.8). Les opérations de fouilles et les missions d'études qui ont eu lieu annuellement au cours de la thèse sur le site de Dikili Tash, ont été une opportunité lors de la découverte ponctuelle de matériel archéologique dans nos carottages. Les tessons de céramique retrouvés dans les carottages à proximité du site de fouilles de Dikili Tash, ont été confiés aux archéologues (Dimitra Malamidou et Zoï Tsirtsoni) afin d'être identifiés.



Figure 3.8 : *Fragment de tesson daté du Néolithique Ancien issu d'un carottage à Dikili Tash. Lespez et al., 2017)*

3.3.3. Les datations au radiocarbone des sédiments

3.3.3.1. Principe et objectifs

La chronologie de l'ensemble des unités sédimentaires datées dans ce mémoire repose sur des datations radiocarbone issues de prélèvements de macrorestes végétaux

(charbons, bois ou de matière organique totale) échantillonnés sur les carottages extraits. Par rapport aux datations archéologiques, ce mode de datation est moins tributaire de l'activité humaine, si bien que les datations radiocarbone peuvent être réalisées de manière plus homogène dans le temps et dans l'espace. C'est la méthode de datation la plus commune en géoarchéologie, car elle permet de dater la « matière vivante » fossilisée au sens large. Elle repose sur la spectrométrie de masse avec accélérateur (AMS) mesurant directement le rapport C^{14}/C total dans le sédiment. Cette technique de datation absolue a pour avantage de dater des échantillons bien plus petits que ceux traités de manière dite classique et d'être beaucoup plus rapide.

Mesure. – Le très grand nombre de datations fournies dans cette thèse a été possible grâce au programme ANR « BALKANS 4000 » et au programme de recherche internationale ArchéoMed-PALEOMEX Mistral. La chronostratigraphie des archives sédimentaires est déterminée à partir de 134 datations au radiocarbone. Les échantillons datés l'ont été de préférence sur des fragments de charbons ou des macrorestes végétaux (brindilles, graines, branches) en raison de la durée de vie courte de ces organismes. En l'absence de matériel de ce type, de la tourbe ou des limons argileux organiques ont également été datés. Compte tenu des forts taux de sédimentation des archives étudiées, ce type de datation semble fiable. Elles reflètent un âge moyen des végétaux et des pollens insérés dans l'horizon échantillonné. Les analyses ont été menées au Centre de datation par le radiocarbone de Lyon (Ly), le centre de datation « Artemis » à Saclay, à « l'Institut de physique » d'Erlangen (Erl), aux laboratoires « Democritos » d'Athènes (Dem), « Beta Analytic » de Miami (Beta) et à « Radiocarbon laboratory » de Poznan (Poz) (Fig.3.9). L'éventail chronologique recouvert par les datations AMS holocènes pour chaque fenêtre d'étude est représenté sur les figures 3.10, 3.11 et 3.12. Le détail de chacune des datations obtenues est disponible en annexe (Annexes 3), tandis que les informations synthétiques sont résumées dans la figure ci-après (Fig.3.9).

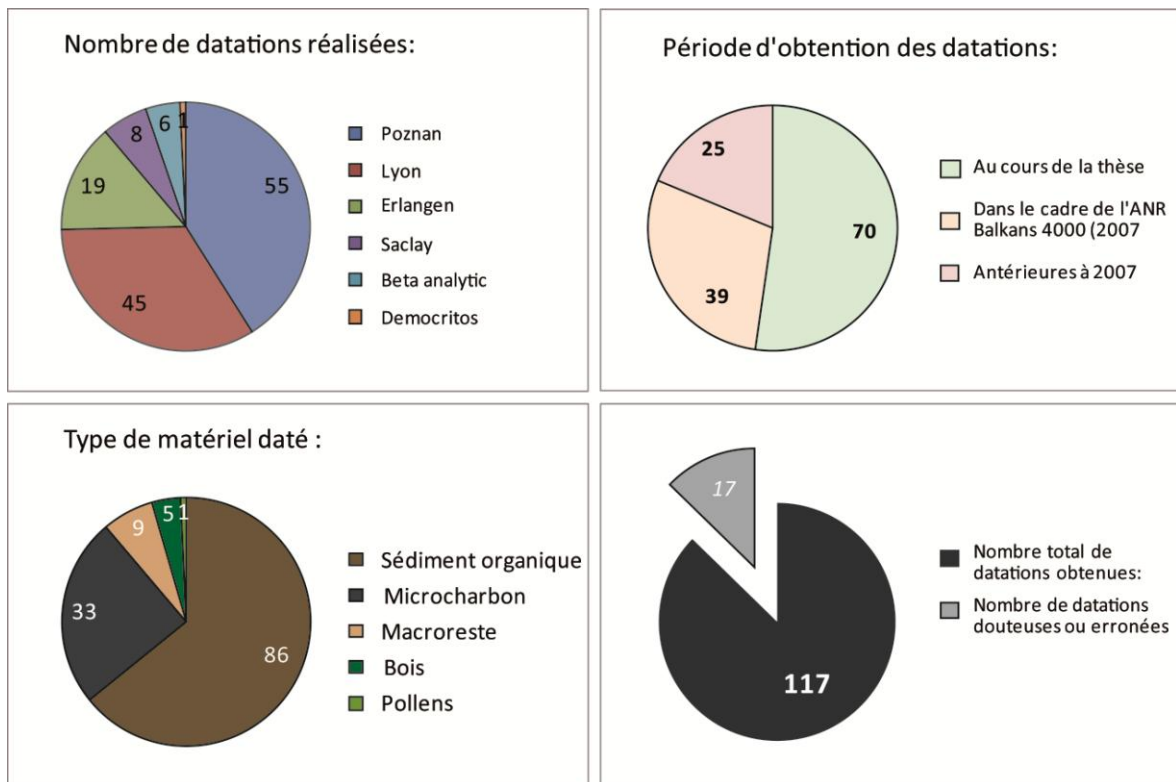


Figure 3.9 : Synthèse des datations au radiocarbone utilisées pour la thèse.

3.3.3.2. Calibration

Du fait des variations du carbone (CO_2) dans l'atmosphère au cours du temps (activité solaire, variabilité du champ magnétique terrestre), la teneur en C^{14} évolue. Il est donc nécessaire de calibrer les datations obtenues. Pour calibrer les dates, on utilise la courbe du C^{14} atmosphérique résiduel obtenue à partir de l'étude des cernes du bois. Le C^{14} résiduel est mesuré pour chaque cerne tout en considérant que les cernes externes sont les seules à être en équilibre avec l'atmosphère. Cette courbe du C^{14} résiduel est aujourd'hui encore fréquemment révisée, car l'assimilation du C^{14} n'est pas similaire par tous les organismes (Stuiver et Reimer, 1993 ; Stuiver et al., 1998 ; Reimer et al., 2009, 2013).

Les dates obtenues sont exprimées en années radiocarbone BP (*Before Present*). Cela indique une année « 0 » de référence, établie à l'an 1950, afin d'étalonner toutes les dates et de les rendre comparables. Par convention internationale, elles sont ensuite corrigées en années calendaires avec une quasi-certitude à 2 sigmas, ce qui équivaut à une probabilité de 95,4 %, *via* des courbes de calibration (Evin et Oberlin, 1998). Les datations ont été calibrées pour cette thèse à l'aide du logiciel Oxcal (Bronk Ramsey, 2013) et de la courbe de calibration atmosphérique IntCal13 (Reimer et al., 2013). Pour des raisons de concordance avec les chronologies archéologiques et historiques, l'âge radiocarbone en cal. BP est transposé en cal BC (*Before Christus* ou « avant Jésus-Christ ») ou cal AD (*Anno Domini* ou « après Jésus-Christ ») en soustrayant 1950. Cette transcription chronologique,

de part et d'autre de l'an 0 de l'ère chrétienne, sera indiquée en complément dans le texte¹, afin de correspondre avec les normes des travaux archéologiques.

3.3.3.3. Limites et incertitudes

Outre la difficulté associée aux techniques d'investigation (carottage) et au contexte fluvial de certains échantillons à dater (remaniement, érosion, etc.), la justesse des datations obtenues repose sur trois facteurs principaux.

- **(1) Le type de matériel daté** est également source d'incertitude. Cette limite résulte de plusieurs paramètres. « L'effet de vieux bois » qui selon la localisation du morceau à dater va donner un âge différent pour un même arbre. Ainsi, une partie du cœur d'un tronc donnera un âge beaucoup plus ancien qu'une portion du bois d'aubier. Le transport ou « remaniement » du matériel est également un risque à prendre en considération que ce soit pour les charbons, les macrorestes ou la matière organique totale. Les activités biologiques, hydrologiques, pédologiques, voire anthropiques, sont susceptibles de perturber le simple principe de superposition des sédiments. Une observation fine de l'objet à dater est donc nécessaire à la loupe binoculaire ;

- **(2) « L'effet réservoir »** qui correspond au contraste entre les environnements marins et terrestres. Le milieu marin a la particularité de posséder une diffusion très lente du carbone par rapport à l'air, ce qui est à l'origine d'un vieillissement des dates. Cet effet provenant des bicarbonates dissous dans l'eau est difficile à calculer pour les organismes aquatiques et d'autant plus pour les organismes d'eau douce. Afin de remédier à ce problème, lors de l'expédition du matériel à dater, quel que soit le laboratoire réalisant la mesure, il a été fait mention d'une pollution éventuelle aux carbonates pour qu'un traitement adéquat soit effectué en amont. Néanmoins, cet effet ne peut pas être estimé par analogie avec des milieux contemporains fluvio-lacustres puisqu'ils ont disparu...

- **(3) La validité elle-même de la méthode.** Pour les périodes qui nous intéressent, il faut rappeler la présence de paliers sur la courbe de calibration. Ces paliers interviennent notamment entre 750 et 450 cal BC (2700-2400 cal BP) et entre 400 et 250 cal BC (2350-2200 cal BP) en raison de la teneur constante du ¹⁴C atmosphérique au cours de ces périodes. Les dates calibrées seront donc moins précises pour ces périodes.

Toutes ces incertitudes de la méthode impliquent des choix dans la représentation et l'interprétation des données. Le cas échéant, des précisions et des discussions sur la viabilité de certaines datations seront réalisées lors de la présentation des résultats, dans la deuxième partie de ce manuscrit.

¹ Dans les figures, cet âge est indiqué en « BC/AD » sans la mention « cal », afin d'optimiser la lecture des datations. Ces datations sont évidemment identiques et calibrées par ailleurs.

3.3.3.4. Répartition des datations réalisées et représentation graphique

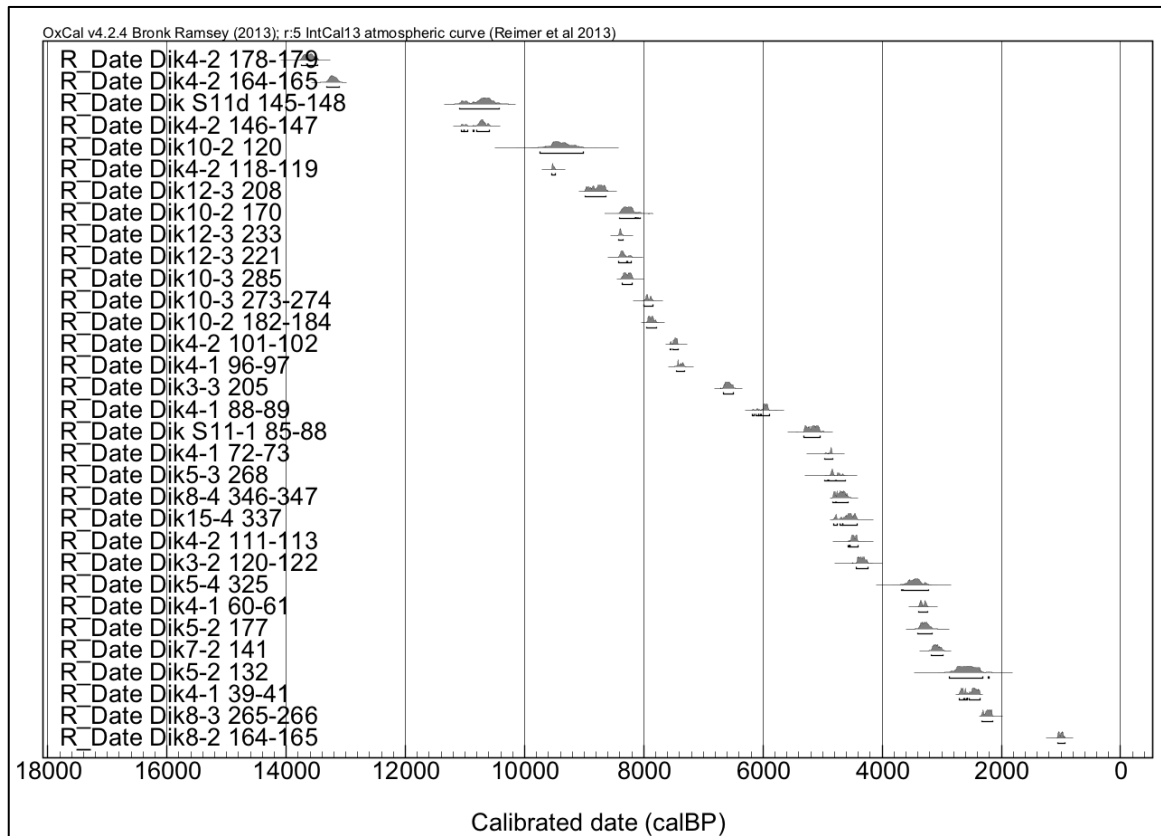


Figure 3.10 : Répartition chronologique des datations AMS réalisées dans la fenêtre d'étude du vallon de Dikili Tash. Onze datations AMS correspondant au Pléistocène sont exclues de cette représentation.

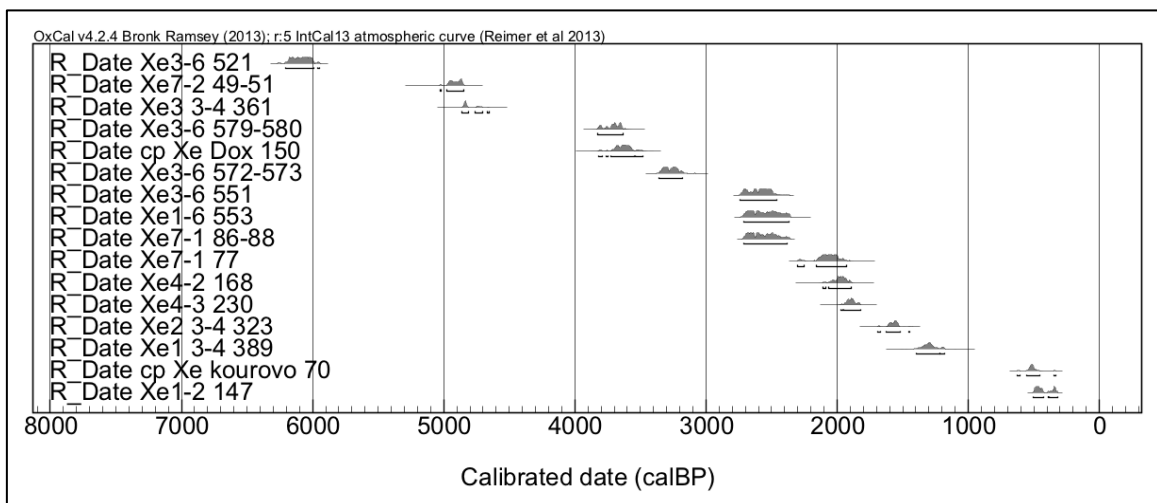


Figure 3.11 : Répartition chronologique des datations AMS réalisées dans la fenêtre d'étude du cône alluvial du Xeropotamos. Quatre datations AMS correspondant au Pléistocène sont exclues de cette représentation.

La distribution des datations radiocarbone sur lesquelles repose la chronologie des remplissages sédimentaires régionaux présente un certain déséquilibre qui s'explique par plusieurs facteurs (Fig.3.13) :

- Les datations les plus nombreuses (19) sont antérieures au début de l'Holocène, mais rassemblent un intervalle chronologique très vaste (35000-12000 cal BP soit 33050-12500 cal BC). Elles correspondent le plus souvent à des datations obtenues lors de prospections (8 datations avant 2007) ou lorsque l'objectif était de connaître l'âge de la base d'un carottage ;
- La surreprésentation des datations obtenues entre 6000 et 1000 cal BP (77 ; 4050 cal BC-950 cal AD) répond à la fois à la présence de matériel favorable aux datations radiocarbone (microcharbons, macrorestes et sédiments organiques de milieu fluvio-lacustre ou palustre) et aux besoins de dater des niveaux sédimentaires indiquant une présence anthropique (paléosols, horizon charbonneux, sédiment organique contenant des tessons, etc.). La nécessité de délimiter chronologiquement les changements sédimentaires et les séquences palynologiques explique que les datations les plus récentes soient également concentrées sur cet intervalle (39 datations) ;
- Les datations réalisées pendant la thèse ont tenté de cibler les périodes des plus anciens niveaux de peuplement et celles qui les ont précédés (10000-6000 cal BP ; 8050-4050 cal BC) afin de combler une lacune dans l'information paléoenvironnementale.

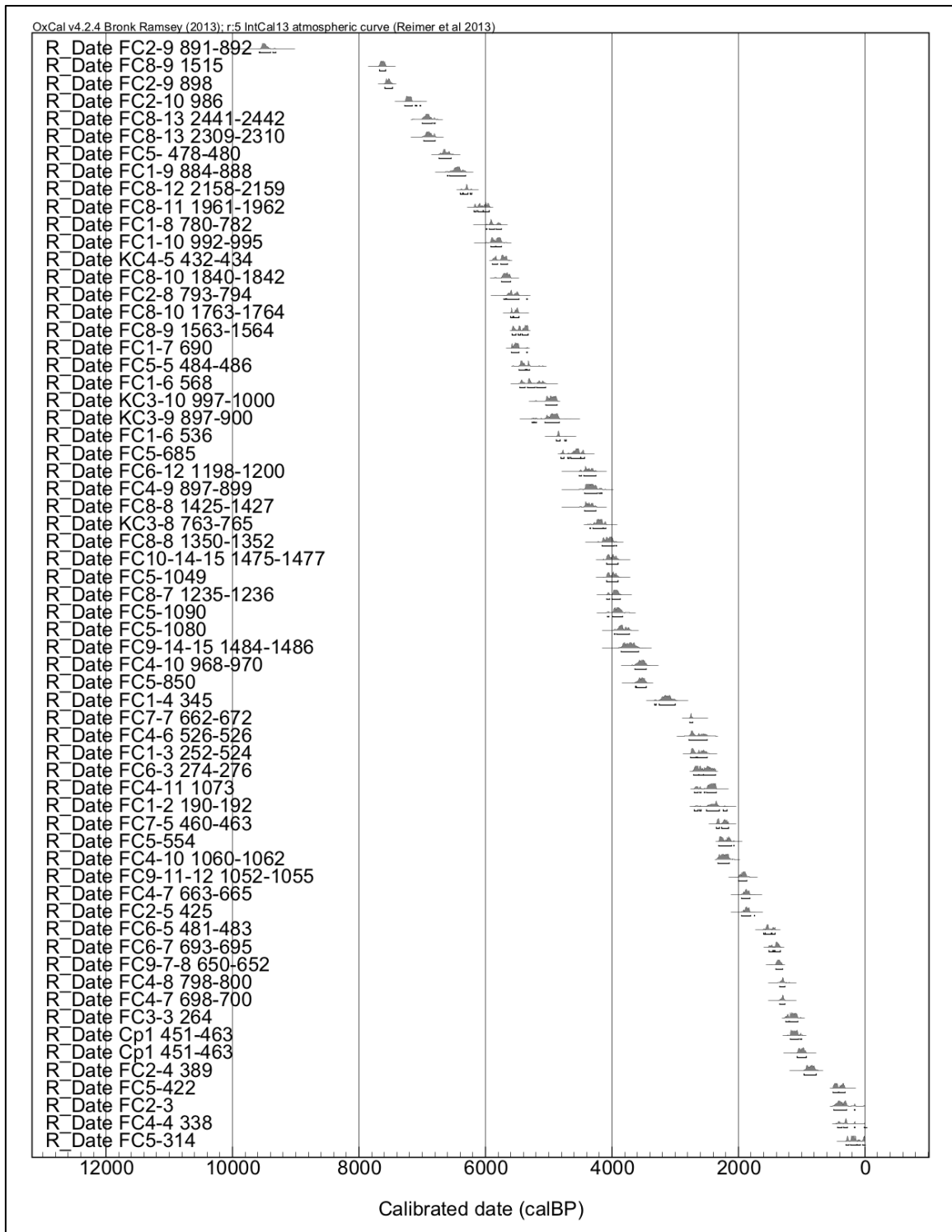


Figure 3.12 : Répartition chronologique des datations AMS réalisées dans la fenêtre d'étude de la basse vallée du Strymon.

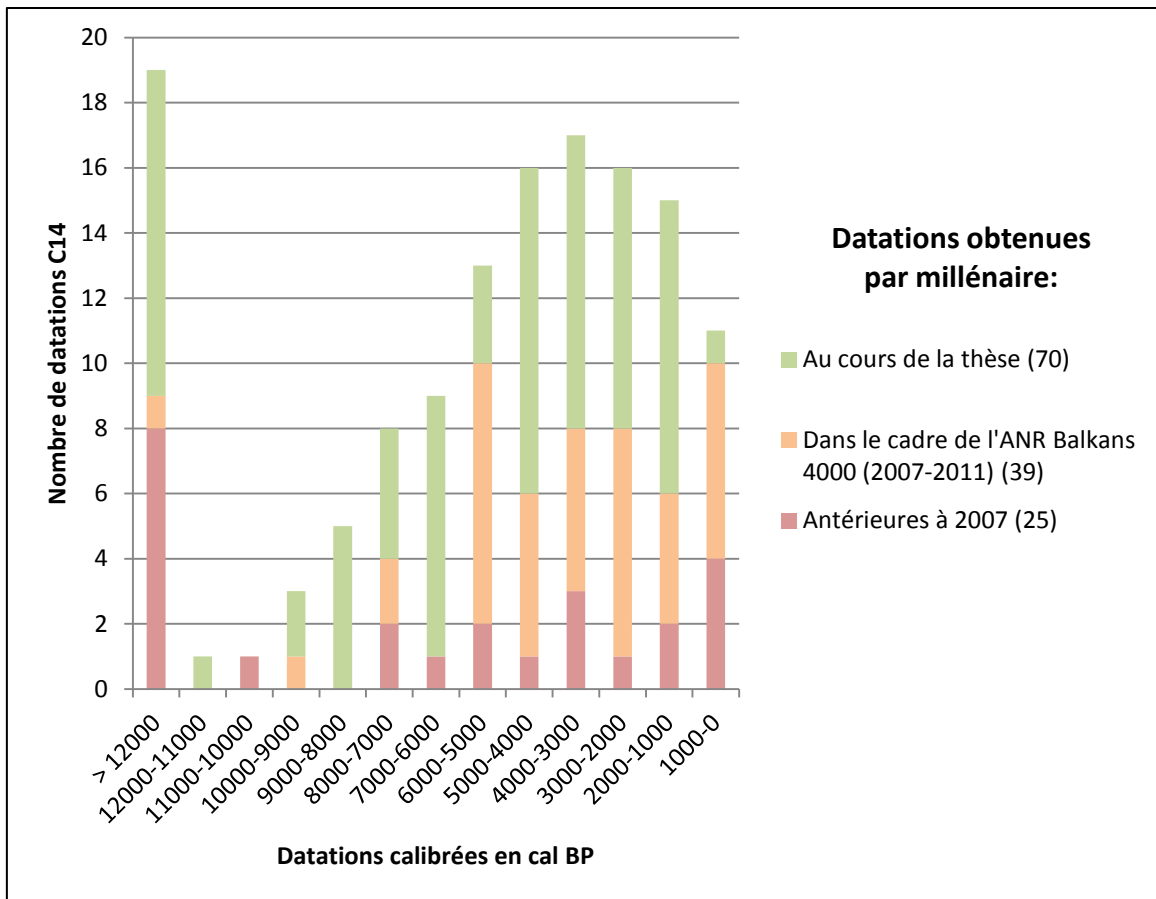


Figure 3.13 : *Histogramme de la répartition des datations C14 (hors site) obtenues par intervalle chronologique de 1000 ans.*

Diagramme âge-profondeur. - Les diagrammes âge-profondeur sont des constructions permettant d'interpoler les âges les plus probables pour chaque échantillon d'une séquence. Ils reposent sur des modèles de régressions linéaires avec une équation de type « $y > ax + b$ » où « **a** » représente la vitesse de sédimentation et « **b** » le niveau le plus ancien daté ou sur des modèles de type lissage appuyés sur des fonctions polynomiales. Dans notre étude les modèles d'âges ont été réalisés pour cinq séquences complètes (Dik4, Xe7, FC1, FC2 et FC8) à l'aide de Clam (« *Classical age-depth modelling* » ; Blaauw, 2010) lorsque les datations obtenues sont suffisamment nombreuses et cohérentes ou sur le programme Tilia (Grimm, 2004) pour les séquences partielles représentées sous forme de diagrammes polliniques (Dik5 et Xe3). Les modèles d'interpolation sont variables et sont précisés selon les cas.

3.4. La dynamique géomorphologique des zones humides : une approche révélatrice des pratiques anthropiques en domaine méditerranéen

L'approche géomorphologique s'attache à définir la nature sédimentaire des dépôts et les modalités de leur mise en place (processus d'érosion, de transport et de

sédimentation). D'une manière générale, les formations sédimentaires étudiées de Macédoine orientale obéissent à une logique commune à la majorité des bassins versants : la zonation amont-aval. La zone amont (vallon de Dikili Tash) possédant un bassin versant de plus petite dimension contient les archives sédimentaires les moins épaisses tandis que la zone aval (basse vallée du Strymon) constitue un piège à sédiments considérable d'échelle régionale. La zone du cône alluvial du Xéropotamos, de dimension intermédiaire, contient des archives sédimentaires également bien développées et relativement jeunes. Il n'existe donc pas d'équation linéaire entre les dimensions du bassin versant (dimension spatiale) et leurs taux d'accumulation dans le temps (dimension temporelle). Les enregistrements sédimentaires de zones humides résultent de processus diversifiés qui interviennent à des échelles spatio-temporelles variées.

3.4.1. Description et prélèvement

L'échantillonnage est entrepris après une première description du sédiment en laboratoire ou sur le terrain. La stratégie de prélèvement est très variable en fonction des milieux de dépôt, de l'intérêt de la carotte, de sa profondeur, du type de carottage (gouge fermée ou ouverte) et du (des) type(s) d'analyse(s) envisagée(s).

3.4.1.1. Définition des unités de référence

Par souci de commodité et d'uniformité avec la terminologie archéologique, les successions de sédiments superposés sur une période continue sont nommées dans nos travaux « unités stratigraphiques » ou « unités chronostratigraphiques ». Ces unités sont mises en place par le même type d'agent et proposent une certaine homogénéité au regard des milieux de sédimentation et de la dynamique de l'hydrosystème. Néanmoins, la « temporalité » fossilisée sous forme d'accumulation sédimentaire est parfois courte par rapport au « temps » de non-sédimentation.

3.4.1.2. Identification des unités chronostratigraphiques

La définition des unités s'appuie sur la reconnaissance de faciès sédimentaires. Plusieurs critères descriptifs permettent de les reconnaître individuellement et de les caractériser (Bullock *et al.*, 1985 ; Miall, 1996 ; Benito *et al.*, 2003 ; Brown, 2008). Il s'agit d'identifier : (1) les laminations et le granoclassement des dépôts ; (2) la minéralogie du sédiment et les variations de texture et de couleur ; (3) les transitions entre les horizons attestant de continuité sédimentaire ou au contraire de surface d'érosion ; (4) les traces d'oxydation, de réduction ou de carbonatation indiquant des processus pédologiques post-dépositionnels.

Toutes ces observations ne peuvent pas se réaliser exclusivement sur le terrain, raison pour laquelle, de nombreuses analyses de laboratoire ont été réalisées afin de les affiner.

3.4.1.3. Caractéristiques générales et reconnaissance de terrain

La compréhension de l'architecture sédimentaire des dépôts mobilise l'ensemble des techniques et des échelles d'analyse, allant de la description générale des morphologies alluviales de surface à l'analyse macro- et microscopique des sédiments prélevés en coupe ou par l'intermédiaire de carottes. Dans les formations fluvio-lacustres, les dépôts correspondent principalement à des épisodes de crues. Les dépôts se forment suite à un arrêt plus ou moins brutal de la sédimentation (Devillers, 2005).

- Les dépôts de crue granoclassés font suite à une suspension graduée et à une sédimentation rythmée. Cela indique une diminution progressive de l'énergie sur une période d'écoulement assez longue (Campy et Macaire, 2003 ; Devillers, 2005). Généralement la séquence est surmontée par les particules les plus fines. Si ce type de granoclassement est observable sur le terrain, il mérite une analyse plus détaillée en laboratoire afin de déterminer avec certitude la succession des processus.
- Le litage parallèle est une forme de sédimentation correspondant souvent à une texture limoneuse ou sableuse. Les limites entre les laminations sont observables sur le terrain. Ce sont des dépôts souvent associés à des périodes de crue saisonnière ou éclair en contexte semi-aride (Reading *et al.*, 1986 ; Devillers, 2005).
- Les dépôts par décantation sont également observables sur le terrain et se retrouvent dans des espaces déconnectés des chenaux actifs. Ces dépôts possèdent généralement une texture très fine et plus brune (organique), car ils se déposent dans des milieux en eau temporaires ou permanents, selon le niveau de la nappe phréatique (Salvador, 2005). Une observation approfondie en laboratoire permet de déterminer s'ils présentent des traces de laminations, d'activité biologique, d'oxydation, de carbonatation, etc.
- La figure 3.14 présente quelques-uns des faciès sédimentaires identifiés tandis que le tableau 3.2 en donne un inventaire exhaustif pour notre terrain d'étude.

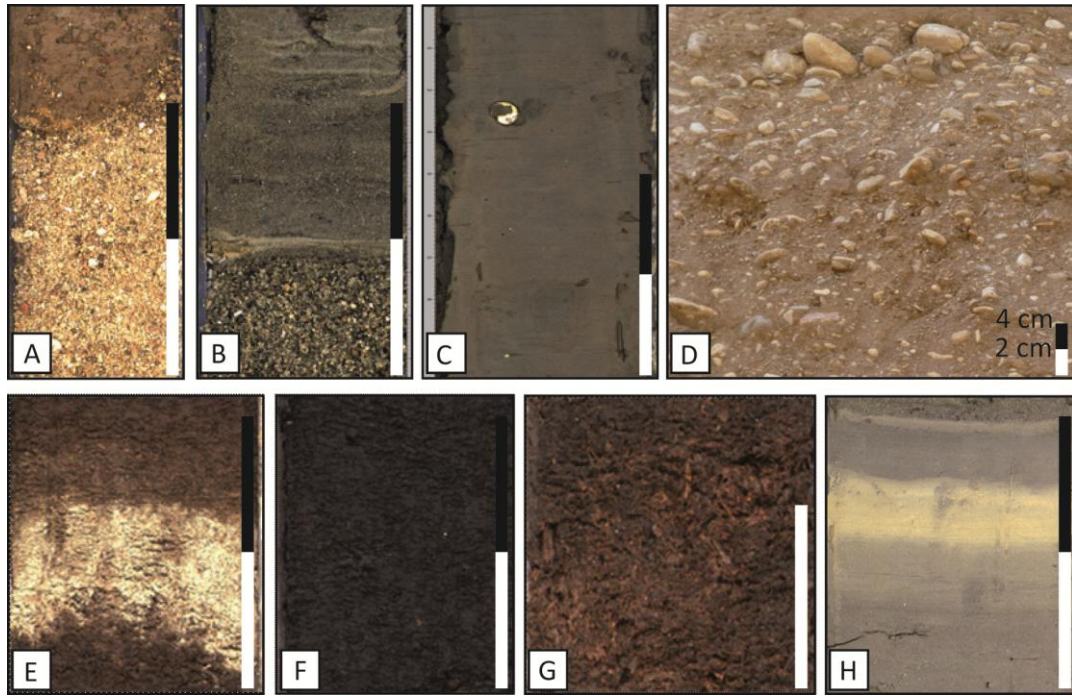


Figure 3.14 : *Faciès sédimentaires observés dans la zone d'étude. Échelle : 2 cm.*

- A.** – *Sable grossier mal trié entrecroisé suggérant un mode de transport énergétique dans un chenal par roulement et saltation. L'horizon est surmonté de dépôts limono-sableux colluviaux contenant des microfragments de terre cuite.*
- B.** – *A la base, sable grossier surmontés de sable moyen lité sous l'action de courants tractifs dans des eaux peu profondes. Ces dépôts témoignent d'un fonctionnement de chenal lors d'épisode hydrique assez intense mais sans turbulence notable.*
- C.** – *Dépôt limono-argileux à coquille de mollusque, dans un environnement lacustre ou palustre de faible profondeur.*
- D.** – *Dépôt graveleux à stratification subhorizontale composé de graviers et de galets roulés parfois décimétriques insérés dans une matrice plus sableuse fine. L'épisode hydrologique responsable de ces dépôts est caractérisé par une très forte énergie capable de transporter les galets par roulement. Le maintien d'une matrice sableuse témoigne d'une très forte concentration sédimentaire des écoulements et d'évènement assez court.*
- E.** – *Passée limoneuse détritique carbonatée probablement érosive au sein de dépôt palustre tourbeux organique.*
- F.** – *Tourbe noire organique compacte et homogène.*
- G.** – *Tourbe rousse très concentrée en macrorestes organiques et ligneux.*
- H.** – *Dépôts limoneux lacustres, laminés et saisonniers, sous l'influence d'apports détritiques fluviaux, dans un milieu de faible profondeur.*

Code d'assemblage des faciès	Description	M	C99	Interprétation
F1	Horizon graveleux hétérogène dans une matrice sablo-limoneuse ocre rubéfiée ou blanchâtre carbonatée	50-400 µm	600-1800 µm	Dépôt torrentiel de forte énergie
F2	Sable grossier avec graviers à stratification horizontale ou entrecroisée	500-2200 µm	1000-5300 µm	Banc de sable latéral ou médian dans un chenal
F3	Sable fin à moyen laminé	50 -500 µm	1000-2000 µm	Couche sableuse déposée dans un chenal d'écoulement lors d'une phase d'énergie modérée
F4	Sable fin micacé beige-ocre homogène et inorganique	200-300 µm	600-1200 µm	Couche sableuse déposée par débordement dans le lit majeur
F5	Sable fin laminé avec des grains plus grossiers, de la matière organique amorphe abondante, des macrorestes organiques (feuille, branche,...) en position subhorizontale et des charbons.	20-140 µm	300-3000 µm	Sédimentation lacustre à palustre indiquant des apports fluviaux conséquents
F6	Sable fin laminé comportant de la matière organique amorphe abondante et des macrorestes organiques (feuille, branches) en position subhorizontale ou verticale	60-160 µm	200-600 µm	Sédimentation lacustre à palustre indiquant des apports fluviaux réguliers
F7	Sable limoneux gris blanchâtre hétérogène, charge détritique sous forme de gravillons	60-160 µm	1000-2000 µm	Milieu palustre à apports fluviaux temporaires
F8	Alternance de couches de sable fin micacé de limon carbonaté et de limon organique.	20-80 µm	80-600 µm	Milieu lacustre peu profond avec faible apport alluvial saisonnier
F9	Limon à sable fin micacé, carbonaté et organique avec de rares concrétions ferromanganiques et traces d'oxydo réduction	10-70 µm	200-600 µm	Apports alluviaux réguliers en milieu palustre. Marge de marais
F10	Limon fin organique grisâtre lité alternant avec couches de limon fin carbonatés.	2-30 µm	20-140 µm	Lac de faible profondeur et ses marges
F11	Limon carbonaté marron clair compact avec des macrorestes	2-30 µm	20-140 µm	Lac peu profond
F12	Limon gris compact	10-60 µm	200-800 µm	Lac peu profond à plaine alluviale marécageuse
F13	Limon marron clair compact	20-80 µm	80-800 µm	Dépôts de débordement en plaine alluviale
F14	Limon organique gris foncé avec des traits pédologiques	6-60 µm	80-800 µm	Paléosol de plaine alluviale
F15	Argile limoneuse tourbeuse grise foncée, organique et décarbonatée	3-20 µm	80-500 µm	Environnement palustre avec faible apport alluvial allogène
F16	Tourbe noire très organique (> 40%)	-	-	Environnement palustre, tourbière topogène ou fluviogène
F17	Limon fin à gravillons et matériel archéologique dense (charbons, tessons, os)	10-50 µm	1000-2000 µm	Zone humide à proximité d'un site archéologique

Tableau 3.2 : *Inventaire des faciès sédimentaires identifiés dans la sédimentation*

3.4.1.4. Échantillonnage en milieu fluvial ou palustre

Les milieux fluviaux sont des milieux instables, avec des phases d'accélération ou de ralentissement de la sédimentation (variation granulométrique du limon fin aux graviers). En moyenne, lorsque nous avons décidé d'approfondir l'analyse d'une carotte, nous avons effectué un échantillonnage de 1-2 cm tous les 5 ou 10 cm, selon les contextes, la présence ou l'absence de remaniement notable et la profondeur des sondages. Nous avons pris en compte les variations de faciès sur l'ensemble de la carotte et adapté l'échantillonnage. Un échantillonnage plus serré a été choisi pour certains milieux de transition, pour des niveaux isolés et moins épais inclus dans des unités plus grandes, pour des niveaux archéologiques, pour des paléosols potentiels ou lorsque le travail s'est effectué sur des carottages tubés, rapportés et analysés en laboratoire à l'université de Caen-Normandie. Les milieux palustres ont été échantillonnés de façon assez fine (0,5-1 cm), car les épaisseurs de l'accumulation holocène sont généralement moins importantes et moins dilatées. La sélection des carottes étudiées repose sur les mêmes critères qu'en milieu fluvial.

3.4.2. La granulométrie des sédiments

3.4.2.1. Principes et objectifs de la granulométrie

L'analyse granulométrique des sédiments est très employée dans les études géomorphologiques (e.g. Lespez, 2003, 2007 ; Wagner et al., 2014 ; Ghilardi et al., 2013 ; Heymann et al., 2013 ; Avramidis et al., 2014 ; Stock et al., 2016). Elles correspondent à l'étude de la répartition et de la fréquence des éléments en fonction de leur taille au sein d'une formation sédimentaire (Coque, 1988) permettant d'obtenir des informations sur les reconstitutions paléogéographiques et l'hydrodynamisme d'un milieu. Il s'agit d'une étape complémentaire des observations et des interprétations texturales et structurales faites sur le terrain. Les analyses granulométriques ont été menées sur un total de 604 échantillons répartis sur 7 carottages (Tab.3.3).

3.4.2.2. Protocole d'analyse

Les analyses granulométriques ont été réalisées au laboratoire LETG-Géophen à Caen, à l'aide d'un granulomètre laser « Coulter LS 200 » dans un premier temps (carottage Dik3, FC1 et FC4) puis d'un « Malvern 2000 » (carottage Dik5, Dik12, FC8 et Xe3). Le protocole de traitement et d'analyse granulométrique est schématisé sur la figure (Fig.3.15).

Fenêtre d'étude	Nom du carottage	Profondeur (cm)	Nombre d'échantillons analysés					
			Granulométrie	Perte au feu	Carbonates	Susceptibilité magnétique	Signal incendie	Analyse micromorphologique
Vallon de Dikili Tash	Dik 1	300	-	-	-	-	-	-
	Dik 2	300	-	-	-	-	-	-
	Dik 3	500	35	34	34	-	-	-
	Dik 4	300	-	53	53	-	142	-
	Dik 5	600	28	28	28	-	-	-
	Dik 6	400	-	-	-	-	-	-
	Dik 7	400	-	-	-	-	-	-
	Dik 8	520	-	-	-	-	-	-
	Dik 9 (= Dik12)	200	-	-	-	-	-	-
	Dik 10 (= Dik12)	400	-	-	-	-	-	-
	Dik 12	400	47	48	48	-	-	9
	Dik 11	400	-	-	-	-	-	-
	Dik 13	400	-	-	-	-	-	-
	Dik 14	300	-	-	-	-	-	-
	Dik 15	400	-	-	-	-	-	-
Cône alluvial du Xéropotamos	Xe 1	970	-	-	-	-	-	-
	Xe 2	760	-	-	-	-	-	-
	Xe 3	666	60	60	60	-	-	-
	Xe 4	400	-	-	-	-	-	-
	Xe 5	700	-	-	-	-	-	-
	Xe 6	200	-	-	-	-	-	-
	Xe 7	600	-	75	75	-	-	-
Basse vallée du Strymon	FC1	1000	122	-	-	-	80	-
	FC2	1000	-	-	-	-	27	5
	FC3	600	-	-	-	-	-	-
	FC4	1200	123	124	124	en continue	-	-
	FC5 (=FC8)	1100	-	-	-	-	-	-
	FC6	1200	-	-	-	en continue	-	-
	FC7	750	-	-	-	-	-	-
	FC8	2450	189	187	187	365	-	-
	FC9	1500	-	-	-	-	-	-
	FC10	1500	-	-	-	-	-	-
	KC1	1000	-	-	-	-	-	-
	KC2	600	-	-	-	-	-	-
	KC3	1000	-	-	-	-	-	-
	KC4	800	-	-	-	-	-	-
TOTAL	-	-	604	609	609	365	249	59

Tableau 3.3 : *Inventaire des analyses géomorphologiques menées au cours de la thèse dans les trois fenêtres d'étude.*

Limites de la granulométrie laser. - Bien que relativement simple et rapide, l'usage de cette technique révèle quelques biais qu'il est nécessaire de mentionner avant d'interpréter les données. Tout d'abord, les argiles sont généralement sous-estimées par rapport à une analyse granulométrique réalisée à la pipette de Robinson (Loizeau et al., 1994). Cet effet est accentué lorsque les particules fines sont intégrées à une matrice plus grossière (Blott et Pye, 2006). La morphologie des particules apporte également des différences de résultats entre le tamisage et la mesure laser. La réflexion du rayon incident est modifiée par les irrégularités des particules, ce qui engendre une surestimation de leur taille. D'après Blott et Pye (2006), ces biais auraient peu d'impact sur le calcul des paramètres simples d'un échantillon (moyenne, grain médian, etc.), mais seraient plus problématiques pour l'estimation de valeurs « extrêmes » telles que le D99. Ayant intégralement utilisé la méthode du laser dans la thèse, nous considérerons que toutes nos mesures comportent ces mêmes biais et sont ainsi comparables.

Par ailleurs, le remplacement au cours de la thèse du matériel de granulométrie laser doit être pris en considération car cela est susceptible de modifier légèrement la qualité des mesures en fonction des paramètres choisis et des perfectionnements de l'outil.

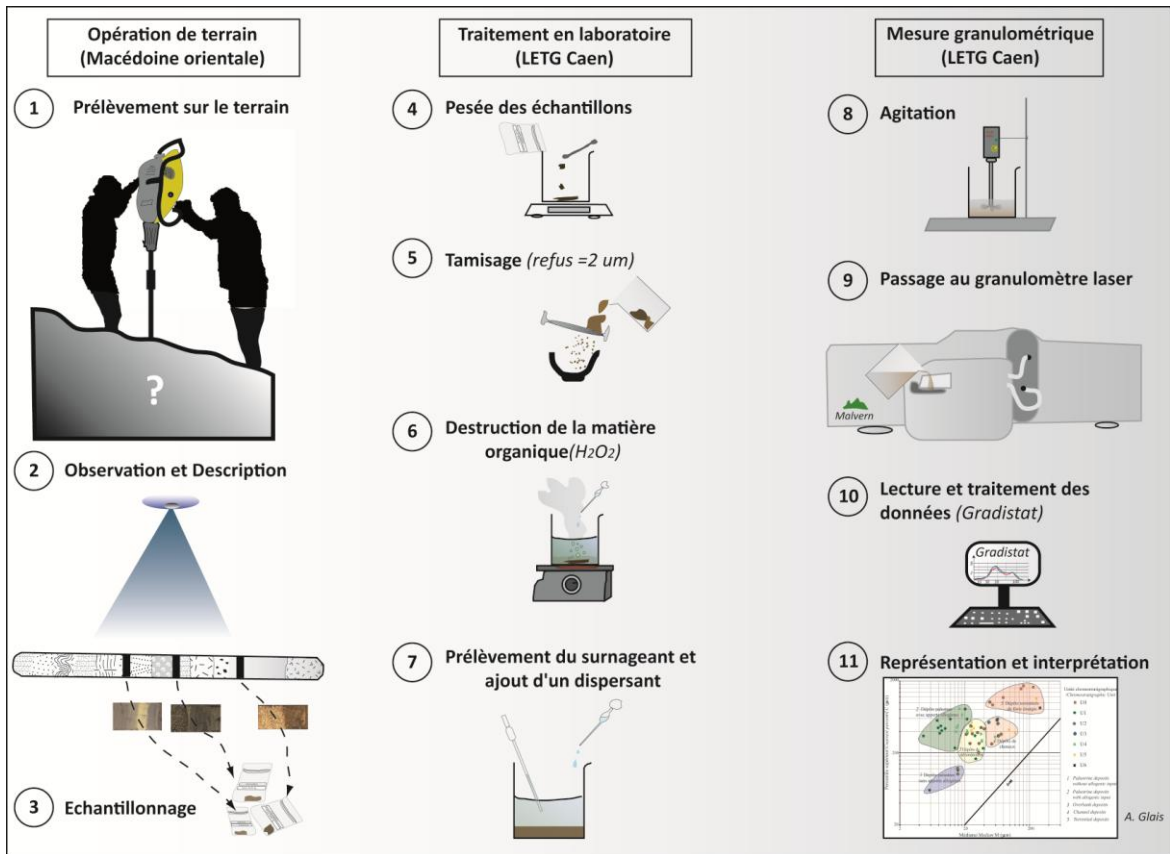


Figure 3.15 : Schématisation du protocole d'analyse granulométrique.

3.4.3. La caractérisation des sédiments

3.4.3.1. Les indices statistiques simples

Percentiles, médiane, diamètre moyen. – L'utilisation d'indices statistiques simples fournis par le granulomètre laser, permet d'obtenir un aperçu de la composition sédimentaire de l'échantillon et donc de l'énergie nécessaire à son transport. Dans ce travail la valeur 50% appelée « médiane » (M), « D50 » ou « grain médian » et le percentile supérieur (C ou D99) ont été privilégiés, car ils permettent de synthétiser la distribution générale de l'échantillon et d'avoir une première idée de l'hydrodynamisme du milieu. Le D50 représente la compétence moyenne des flux liquides exprimée en micromètre (μm) dans nos résultats. Le D99 exprime la compétence maximale du courant avant le dépôt du sédiment. Le D50 peut être comparé au diamètre moyen en volume $D(4,3)$ s'exprimant lui aussi en micron. C'est la valeur la plus représentative, car toute variation dans une des classes se traduit par une variation de la valeur de $D(4,3)$, ce qui n'est pas forcément le cas avec la médiane. Le $D(4,3)$ est la moyenne des diamètres, pondérée au numérateur et au dénominateur par le volume total des particules contenues dans chaque classe. Ce diamètre moyen se calcule sous la forme :

$$D(4,3) = \frac{\sum D^4 n}{\sum D^3 n}$$

Indice de tri. – L'indice de tri de Folk and Ward (Folk et Ward, 1957) également appelé « indice de classement », « *sorting index* » ou « déviation standard », permet de voir la dispersion de la courbe par rapport à la moyenne (capacité de sélection) en faisant intervenir les extrémités de la courbe. Plus le tri est « bon », plus l'hydrodynamisme du cours d'eau est soutenu et régulier. À l'inverse, un « mauvais » tri indique un dépôt très hétérogène des particules. Cet indice s'exprime en unité Phi sous la forme : $\Phi_i = (P_{84} - P_{16})/4 + (P_{95} - P_5)/6,6$.

Les résultats sont interprétés de la manière suivante :

$\Phi_i < 1$	Très bien trié
$1 < \Phi_i < 2,5$	Bien trié
$2,5 < \Phi_i < 3$	Normalement trié
$3 < \Phi_i < 4$	Mal trié
$4 > \Phi_i$	Pas trié

Les indices de Skewness (coefficient d'asymétrie) et de Kurtosis (coefficient d'aplatissement) (Folk et Ward, 1957) n'ont pas été mesurés, car un grand nombre d'échantillons possèdent des courbes granulométriques plurimodales complexes.

3.4.3.2. Le diagramme de Passega

Pour faire face à l'utilisation de paramètres statistiques jugés trop réducteurs, car ils ne tiennent pas compte de la diversité et de l'indépendance des processus dictant le dépôt d'un même sédiment, R. Passega (1964) a créé une représentation graphique appelée « diagramme de Passega » ou « image CM » (Fig.3.16).

Principes et construction du diagramme. - La méthode utilise des paramètres simples de la courbe cumulative, la médiane (M) et le percentile le plus grossier (C), associés sur un même graphique logarithmique. Ces deux indicateurs sont retranscrits sur le diagramme avec la médiane (M) en abscisse et le percentile supérieur (C) en ordonnée. Une droite C=M représentant le tri parfait théorique est également figurée sur ce diagramme. La proximité des échantillons avec cette droite détermine la qualité de leur tri. Ces deux variables utilisées permettent ainsi de simplifier l'information granulométrique et de proposer une identification des processus de dépôts. Pour faciliter la lecture du diagramme, deux indices supplémentaires Cs et Cu ont été identifiés au travers de limites de seuils (Passega, 1964). Le premier (Cs) indique la turbulence maximale de l'eau au contact du fond et le second (Cu) la turbulence maximale de la lame d'eau soit la limite supérieure de la suspension uniforme.

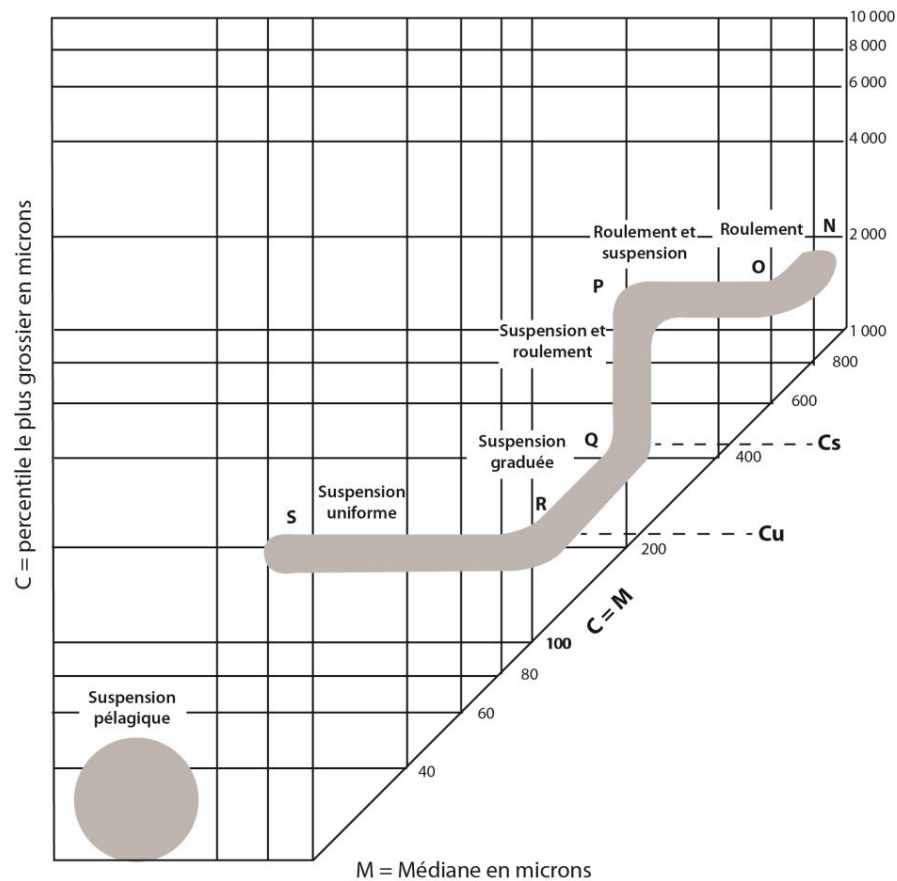


Figure 3.16 : *Diagramme de Passega d'après les études menées sur les dépôts du Mississippi (Passega, 1964).*

Dans le cadre de cette thèse, en raison de l'absence d'étude sur les dynamiques hydrosédimentaires actuelles et du déficit de données sur la compétence hydrique des cours d'eau étudiés en période de crue (Xéropotamos, Angitis et Strymon), nous nous contenterons de la caractérisation des environnements de dépôts identifiés clairement sur le terrain. Compte tenu des travaux de maîtrise hydraulique réalisés sur l'ensemble de l'hydrosystème du cadre d'étude, il n'était de toute manière pas pertinent d'effectuer une mesure précise des analogues sédimentaires modernes afin d'en faire des états de référence. Il n'a donc pas été possible de reconstituer les sections C_s et C_u dans ce travail. Néanmoins, l'utilisation de la méthode de Passega permet une comparaison avec les modes de dépôts récents à partir des observations (analyses de terrain et description de lames micromorphologiques) faites préalablement par L. Lespez sur l'Angitis et le Xéropotamos (Lespez, 2003, 2007).

3.4.4. Susceptibilité magnétique

Principe et objectifs. - La susceptibilité magnétique (SM) consiste à mesurer la capacité d'un corps à acquérir une aimantation par l'application d'un champ magnétique. Elle est principalement contrôlée par le type de composants ferrimagnétiques du

sédiment, mais se trouve également dépendante de la granulométrie, de la présence ou non d'eau, de la forme des minéraux, etc.

La susceptibilité magnétique s'exprime en SI (System International) ou CGS (Centimetre-Gram-Second) ; $SI = \text{valeur CGS} * 0,4$. Elle peut être positive, négative ou nulle. Cinq comportements magnétiques distincts sont identifiés en fonction du signal émis par le matériel en réponse au champ magnétique envoyé (Fig.3.17; Dearing, 1999). Ils dépendent notamment du contenu en fer des dépôts. Le **ferromagnétisme** (très fortes valeurs de la SM) regroupe les éléments les plus magnétiques tels que le fer pur, le nickel ou le chrome. Le **ferrimagnétisme**, qui est le comportement le plus répandu dans les dépôts naturels, correspond à une aimantation relativement importante (présence de magnétite et autres minéraux ferrières). L'**antiferromagnétisme** rassemble les valeurs moyennes de SM en réponse à ses constituants principaux formés de minéraux de fer tels que la goethite (oxyhydroxyde de fer), l'hématite (oxyde de fer) ou la pyrrhotite (sulfure de fer). Les valeurs de susceptibilité magnétique positives, mais relativement faibles issues de la présence de certains minéraux (biotite, olivine, pyrite, sulfates de fer) correspondent au **paramagnétisme**. Enfin, lorsque la mesure du magnétisme présente des valeurs extrêmement faibles, voire négatives (absence de fer) comme cela peut être le cas avec l'eau, le quartz, les plastiques, les carbonates de calcium ou de la matière organique (etc.) on parle de comportement **diamagnétique** (Dearing, 1999).

Mesures. - Dans le cadre de la thèse, les mesures de susceptibilité magnétique ont été réalisées au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) à l'Europôle de l'Arbois d'Aix-en-Provence, avec l'aide de M. Ghilardi et F. Demory, en utilisant un susceptibilimètre de type MFK1 Agico ayant une sensibilité de 3×10^{-8} SI à 976 Hz de fréquence. Une carotte (FC8) a été analysée pendant la thèse. 366 échantillons ont été prélevés sur les 24,50 mètres de dépôt sédimentaire soit environ un échantillon tous les 7 centimètres en moyenne. Après prélèvement, les échantillons sont placés dans des petits cubes en plastique de 10 cm³. Compte tenu du faible champ de la susceptibilité à 976 Hz (χ_{lf}), des mesures ont également été effectuées à une fréquence plus élevée de 15616 Hz (χ_{hf}) pour détecter les très petites particules « super paramagnétiques ». Elles peuvent être produites par des bactéries ou des processus chimiques lors de la formation d'un sol (Dearing *et al.*, 1996), d'incendies (Oldfield et Crowther, 2007) ou provenir de terre cuite (Dearing *et al.*, 1996). La contribution de ces particules est exprimée en pourcentage de susceptibilité fréquence-dépendance ($\chi_{fd}\%$)

Pour les carottages de FC4 et FC6, les mesures de susceptibilité magnétique et de masse volumique par rayonnement Gamma ont été réalisées antérieurement, en continu, au laboratoire Chrono-Environnement (Besançon), à une résolution de 5 millimètres avec un capteur Geotek (Gunn et Best, 1998). La susceptibilité magnétique est obtenue à haute résolution sur les carottages FC4 et FC6 avec un capteur à balayage de surface de type MS2E1 Bartington Instruments.

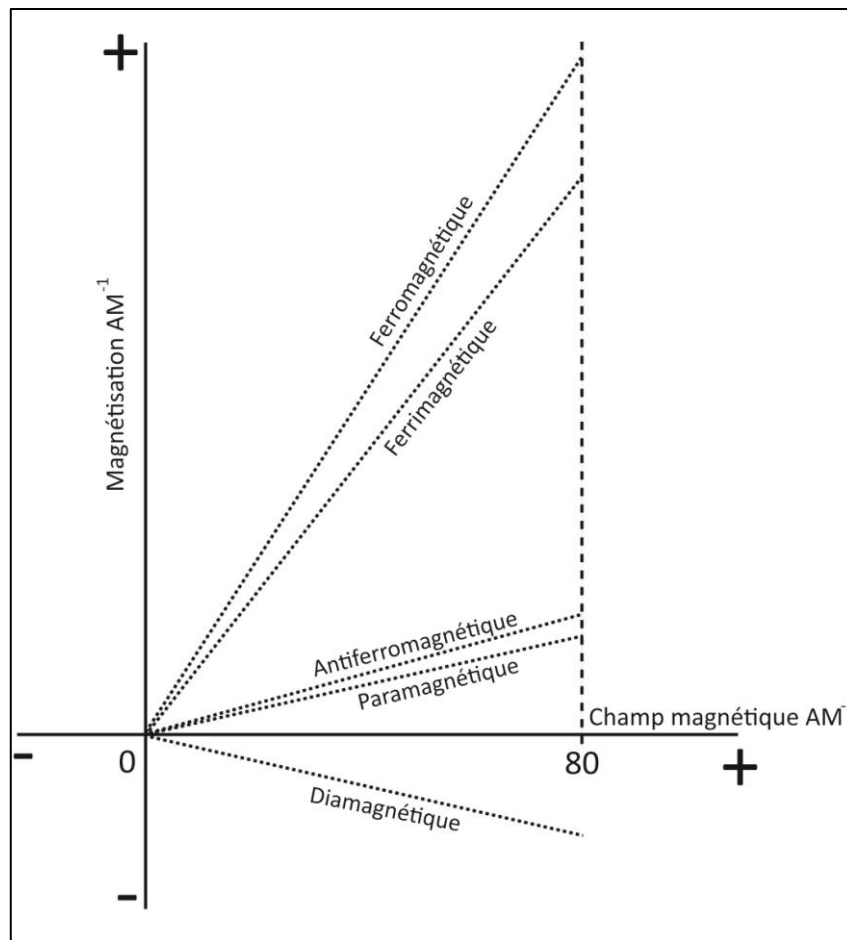


Figure 3.17 : *Application du champ magnétique et de l'aimantation d'après Dearing 1999 en Ampère par mètre.*

Interprétation du signal. - La présence de minéraux ferrimagnétiques en contexte sédimentaire va dépendre de la lithologie du bassin versant et de la remobilisation des sédiments de surface (Purdue, 2011). La présence de minéraux ayant un signal important peut donc provenir de plusieurs origines. La valeur de la susceptibilité magnétique pour chaque échantillon ne dépend pas seulement des caractéristiques propres aux minéraux (taille, forme, nature), mais également des processus de dépôt qui vont concentrer ou disperser ces minéraux (Dearing, 1999). Un sol compacté va par exemple présenter des valeurs plus élevées qu'un simple dépôt alluvial. Une valeur élevée de la susceptibilité magnétique co-occurrence d'indices polliniques d'anthropisation peut être considérée comme un indicateur d'érosion des sols, consécutive de pratiques agricoles (Vannière *et al.*, 2000). De la même manière, la susceptibilité magnétique peut refléter une phase d'érosion à travers l'expression des flux détritiques provoqués par une détérioration des conditions hydroclimatiques. La susceptibilité magnétique est donc un indicateur complémentaire permettant d'appuyer nos limites stratigraphiques. Les variations qu'ils intègrent peuvent exprimer cette diversité des sources du signal SM (Ghilardi, 2007).

3.4.5. Étude micromorphologique

Principe et objectifs. - L'analyse micromorphologique est une méthode qualitative qui permet d'observer les structures d'un horizon sédimentaire et les processus qui y sont associés. L'objectif est de caractériser ces structures de manière très précise (type de dépôt, présence de micro fragments d'origine anthropique, activité biologique, pédogénéisation, humification, traits d'oxydo-réduction, hydromorphisme, porosité apparente, morphologie des agrégats, etc.) à l'aide d'une observation au microscope. Ce type d'étude permet de détecter des remaniements ou des troncatures évitant ainsi des interprétations erronées sur du matériel déplacé. La micromorphologie offre donc l'opportunité d'appliquer à des sols meubles certains concepts interprétatifs de pétrographie et de pédologie qui ne peuvent se faire à l'œil nu. De plus, dans le contexte de plaine d'inondation à sédimentation rapide dans lequel nous nous trouvons, la préservation de l'organisation microscopique des sédiments permet d'accéder à une très bonne résolution temporelle.

Protocole de préparation. - Les analyses ont été réalisées par Laurent Lespez (Lespez et al., 2014, 2016) afin de déterminer les dynamiques hydrosédimentaires holocènes de ces zones humides. La préparation des lames micromorphologiques nécessaires à l'interprétation microscopique se décompose en plusieurs étapes. Le prélèvement de matériel s'effectue *in situ*, à partir d'une coupe stratigraphique ou d'un carottage ne présentant pas de perturbation apparente. Un bloc de sédiment est extrait en apportant une attention particulière à son orientation. Le reste du processus a été effectué au laboratoire LETG-Géophen de Caen selon les méthodes développées par Guilloché (1983). L'observation des lames minces se fait à l'aide d'un microscope polarisant et la description de chacune d'entre elle s'appuie sur les référentiels disponibles (Bullock et al., 1985 ; Courty et Fedoroff, 2002). Un total de 59 lames a été analysé provenant de deux carottages distincts (Tab.3.3).

3.4.6. La perte au feu (PAF)

3.4.6.1. Principe et objectifs

La perte au feu (*Loss On Ignition-LOI* en anglais) également appelée calcination est une méthode destructive. Elle permet d'appréhender le contenu en matière organique d'un échantillon sédimentaire par combustion. Elle permet d'évaluer d'une part, la production de matière organique qui se développe essentiellement dans les zones humides en condition calme et les apports carbonatés associés aux décharges détritiques issues de l'érosion des marbres et des formations néogènes ou pléistocènes d'autre part (Lespez, 2008). Pour cette raison, la mesure de la perte au feu constitue un paramètre susceptible de discriminer le développement d'unités stratigraphiques associées à des processus de tourbification, de pédogénèse ou de bioturbation (matière organique

importante) et les apports détritiques fluviaux importants (forte proportion d'éléments carbonatés).

3.4.6.2. Protocole d'analyse

Le protocole adopté pour la thèse repose sur les méthodes développées par Dean (1974) et Bengtsson et Enell (1986). Les préparations et les analyses ont toutes été effectuées au laboratoire LETG-Caen-Géophen. Un total de **609 échantillons répartis sur 8 carottages** ont été analysés au cours de la thèse (Tab.3.3). Pour chaque échantillon environ 2 grammes de sédiments secs ont été prélevés à l'aide d'une balance électronique (précision de 10^{-6}), afin d'obtenir des valeurs pour l'intégralité des horizons et des unités sédimentaires décrites macroscopiquement. Les échantillons sont placés dans des coupelles en céramique préalablement séchées pendant plusieurs heures dans une étuve à 105 °C et pesées après refroidissement. Les coupelles contenant les échantillons sont ensuite placées dans un four préchauffé à 500°C pendant 4h. Les récipients contenant les cendres sont extraits du four pour être refroidis dans un dessiccateur (1h environ) sans qu'ils incorporent l'humidité ambiante de l'air. Une seconde pesée s'effectue et permet, à travers le différentiel de masse, de quantifier le contenu en matière organique de chaque échantillon.

Une seconde phase de combustion à 925 °C durant 6 heures au minimum a ensuite été réalisée pour déterminer la quantité de carbonates de calcium (CaCO_3). De la même manière que précédemment, on laisse refroidir les échantillons dans un dessiccateur pour qu'ils conservent un état déshydraté. Ils sont ensuite pesés une dernière fois afin d'obtenir la proportion de carbonates dans le sédiment, par la différence de masse entre les deux combustions.

3.4.7. Analyses géophysiques

Principes et objectifs. - La tomographie électrique (ERT : Electrical Resistivity Tomography) est utilisée pour déterminer la distribution spatiale de la résistivité électrique (capacité du milieu à s'opposer au passage d'un courant électrique) en profondeur afin d'obtenir une pseudo section en deux dimensions de la subsurface. Cette analyse complémentaire fournit des informations sur la nature des sols et du sous-sol (teneur en argile, texture, etc.) ; la présence d'éléments grossiers et la profondeur du substrat. Les valeurs de résistivités s'expriment en ohm/mètre et dépendent de plusieurs variables conjoncturelles telles que la porosité du sédiment, le degré de saturation en eau, la température ou encore le taux de sels dissous. Les mesures sont effectuées en injectant un courant électrique dans le sol à travers deux électrodes dites d'« injection » puis en mesurant la différence de potentiel générée à travers deux électrodes dites de « potentiel » (Fig.3.16). À partir de ces mesures, la résistivité apparente est exprimée : $\rho_a = k V / I$.

où :

- k est un coefficient géométrique qui dépend de la disposition (écartement) des électrodes
- V correspond à la différence de voltage entre 2 électrodes.
- I est la différence de l'intensité du courant électrique entre deux électrodes.

Les données mesurées sont des mesures de résistivité apparente, c'est-à-dire qu'elles dépendent de la répartition des résistivités dans le sol ainsi que du dispositif utilisé (Marescot, 2008). Pour avoir une mesure de résistivité « vraie » du terrain en un point précis, les mesures apparentes nécessitent de subir un traitement mathématique appelé l'inversion de données (Milson, 1996 ; Reynolds, 1997).

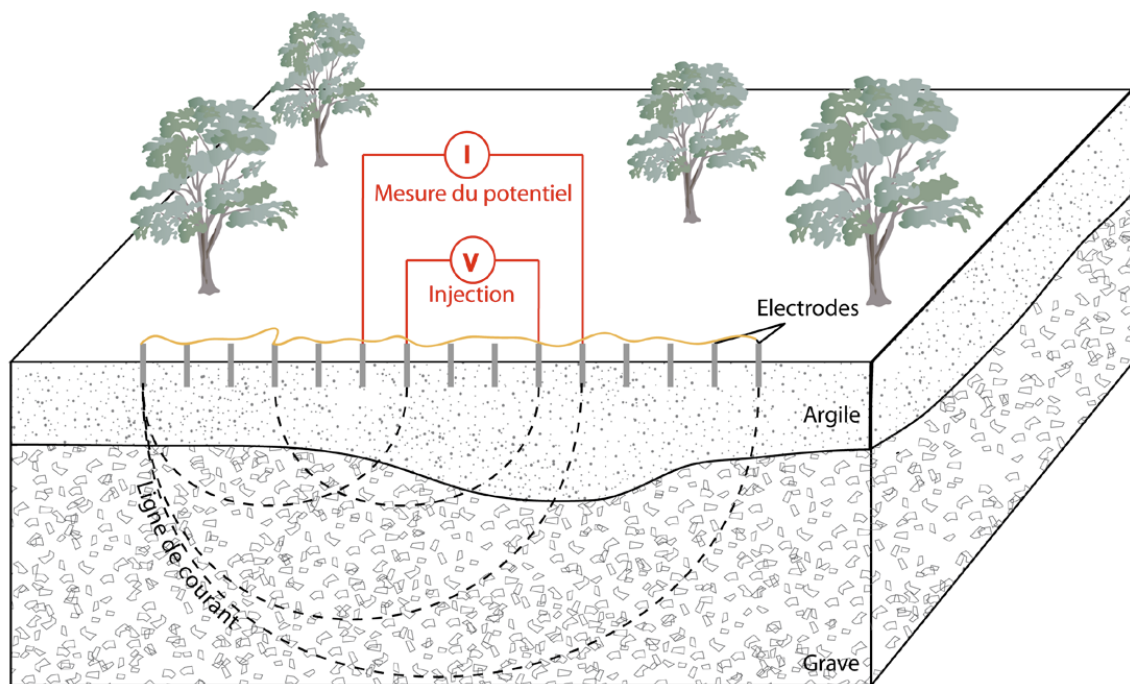


Figure 3.18 : *Représentation schématique du principe de mesure de la résistivité électrique. C. Virmoux.*

Le choix de cette méthode vise à répondre à deux problématiques distinctes dans les deux fenêtres où elle a été menée. Dans la basse vallée du Strymon, compte tenu de la distance entre les carottages et de la profondeur de ces derniers qui n'ont pas atteint le substrat, l'analyse stratigraphique délicate. Dans le vallon de Dikili Tash, malgré sa petite dimension et la forte densité de sondages, la tomographie électrique fournit également une image en continu du remplissage sédimentaire, dans un espace où il est difficile de réaliser une tranchée².

Opération de terrain. - La campagne de tomographie électrique s'est déroulée du 22 au 26 janvier 2016 (Fig.3.19). L'acquisition a été réalisée avec Clément Virmoux (Laboratoire de Géographie Physique – CNRS – UMR8591) qui a également effectué le

² Pour des questions d'autorisation en contexte archéologique ou péri-archéologique.

traitement des données. Les panneaux électriques de la basse vallée du Strymon ont été réalisés avec une géométrie d'électrode de type Pôle-Dipôle permettant une grande profondeur d'investigation tout en conservant une couverture horizontale satisfaisante ainsi qu'une force de signal élevée. L'écartement entre les électrodes est de 5 mètres, ce qui permet d'atteindre une profondeur d'investigation d'environ 80 à 90 mètres au maximum. Pour la fenêtre d'étude de Dikili Tash, l'écartement des électrodes était de 1 mètre afin d'obtenir une meilleure résolution des données et une profondeur d'investigation de 10 à 12 mètres. L'appareil utilisé est un système multi-électrode Abem Terrameter LS composé de 64 électrodes. L'inversion des données et l'interprétation ont été effectuées à l'aide du logiciel Res2DInv (Loke et Barker, 1996). En général, entre 1 et 5 itérations sont nécessaires pour arriver à une erreur quadratique moyenne inférieure à 5%, ce qui est jugé satisfaisant.



Figure 3.19 : *Campagne de tomographie électrique dans le vallon de Dikili Tash (janvier, 2016).*

3.5. Reconstitution paléobiologique : la palynologie et les microfossiles non polliniques en contexte d'anthropisation

3.5.1. Principes et méthodes de la palynologie

3.5.1.1. Définition

La palynologie signifie étymologiquement « étude de la poussière ». Dans la pratique, il s'agit de l'étude des spores et des grains de pollen. On désigne sous le nom de « pollen », l'ensemble des éléments germés mâles des plantes à fleurs, gymnospermes et angiospermes (Reille, 1990). On emploie et distingue le terme de « spores » des grains de pollen, car il s'agit des cellules qui permettent la dissémination et la reproduction des organismes tels que les algues, les champignons, les mousses et les cryptogames³ vasculaires (fougères). Le pollen est donc l'homologue de la spore, mais concerne les plantes à fleurs. Des spores et des pollens se retrouvent dans nos échantillons et chacun d'entre eux est susceptible d'apporter des informations sur la constitution ou l'évolution du paysage, raison pour laquelle, nous analysons et présentons conjointement les deux aspects.

3.5.1.2. Principes de l'analyse

La palynologie permet d'obtenir par identification des grains et spores de pollen une image d'une partie du couvert végétal d'un lieu. Cette image peut être celle d'un instant bien précis ou représenter l'évolution dans le temps du couvert végétal, d'une aire géographique donnée. Par ailleurs, comme de nombreux êtres vivants, les plantes productrices de pollens sont sensibles aux variations de température, d'humidité, à la nature du sol, à l'acidité du sol et aux activités anthropiques. Par conséquent, elles offrent une expression indirecte du climat et des conditions de vie dans lesquelles elles évoluent. Si les végétaux disposent d'une immense diversité taxonomique, de nombreuses espèces sont inféodées à un biotope précis. La démarche du palynologue est donc animée par la conviction que l'analyse du contenu en pollen d'une carotte permet de se faire une idée sur l'évolution de la végétation environnant le site à l'époque de son dépôt. Toutefois, il ne faut pas omettre que cette conception repose sur une série d'hypothèses qu'il est nécessaire de rappeler (Reille, 1990). (1) On considère que la pluie pollinique représente fidèlement la végétation et elle est uniformément répartie dans la végétation productrice. (2) Le dépôt et la conservation ne modifient pas l'image de cette pluie pollinique. (3) L'extraction, le comptage et la détermination des grains de pollen et des spores restituent fidèlement l'image de la pluie pollinique. (4) Les affinités écologiques des espèces végétales actuelles sont similaires à celles de ces mêmes espèces identifiées par leurs

³ Les cryptogames constituent l'ensemble des plantes sans fleurs dont les organes reproducteurs sont cachés.

pollens fossilisés dans les sédiments (Rymer, 1978). On conçoit d'emblée que toutes ces hypothèses ne peuvent être certifiées avec assurance. L'appréhension de leur degré de validité doit demeurer un souci méthodologique permanent, car on sait désormais que la représentativité des diagrammes polliniques est soumise à des processus plus complexes que la modélisation tente d'affiner et de spatialiser (e.g. Gaillard, 1992, 1994 ; Sugita, 1994 ; Fyfe, 2006 ; Mazier, 2006 ; Mazier et al., 2008 ; David, 2014).

Le choix de cet indicateur dans notre travail vise à répondre à plusieurs objectifs fondamentaux. (1) Connaître les grandes unités de végétation ayant occupé notre terrain d'étude et selon quelles échelles spatio-temporelles évoluent-elles, depuis le début de l'Holocène. (2) Déterminer des marqueurs de l'anthropisation et analyser son rôle dans la configuration du paysage. (3) Évaluer l'incidence des fluctuations climatiques sur le paysage en comparant les enregistrements selon les types d'archives sédimentaires et leur localisation.

3.5.1.3. L'utilisation de la palynologie en géoarchéologie

Essor de la paléopalynologie. - La paléopalynologie est une discipline qui étudie les restes sporo-polliniques fossilisés dans les sédiments, dont le développement reste relativement récent quand on sait que les pollens et spores sont connus depuis l'Antiquité pour leur fonction dans la reproduction des plantes. C'est à partir de l'invention du microscope optique que l'intérêt pour les pollens s'est concrétisé, avec pour objectif de décrire la dynamique de la végétation (von Post *et al.*, 1925). Ce n'est qu'avec les travaux d'Iversen qu'elle acquit un rôle complémentaire à l'archéologie dénommée « archéopalynologie » ou « palynologie archéologique » (Iversen, 1941, 1949). Dans le monde égéen, et en Grèce en particulier, c'est dans le courant des années 1960 que la discipline a réellement pris son essor, profitant d'un contexte scientifique favorable et de recherches archéologiques bien développées (Bottema, 1967 ; Wright, 1967, 1968). Néanmoins, le développement des investigations paléopalynologiques régionales a d'abord eu un objectif naturaliste et a été développé sur des temporalités longues (Beug, 1962, 1964 ; Van Der Hammen *et al.*, 1965 ; Quézel, 1967a, 1967b ; Wijmstra, 1969). Au sein de notre fenêtre d'étude, les séquences sédimentaires tourbeuses de 120 mètres d'épaisseur du marais de Tenaghi-Philippon ont assez tôt fourni du matériel propice à ces recherches. Elles sont devenues des données paléoenvironnementales de référence montrant l'impact de la succession de grandes périodes glaciaires et interglaciaires sur la végétation méditerranéenne avant les études sur l'Holocène (Wijmstra, 1969 ; Greig et Turner, 1974 ; Turner et Greig, 1975).

3.5.2. Les microfossiles non polliniques

Parallèlement à la dynamique de la palynologie des années 1970, la présence lors des observations au microscope, d'éléments ne correspondant pas à des grains de pollen, a attiré l'attention de nombreux scientifiques quant à leur signification

paléoenvironnementale. Communément appelés « microfossiles non polliniques » (MNPs), il s'agit d'éléments rencontrés dans les résidus palynologiques formés par de la matière organique ou minérale, incluant les spores d'algues, de cyanobactéries, de champignons, de fragments de bryophytes ou de ptéridophytes, de microrestes d'animaux (poils, griffes, œufs, etc.) voire de microfossiles de nature biologique inconnue (López Sáez et al., 1998, 2000 ; van Geel, 2001 ; Galop et López Sáez, 2002). Si la détermination et la connaissance des affinités écologiques et biologiques des MNPs restent encore largement incomplètes, leur présence sur les lames polliniques ne suppose aucune préparation supplémentaire à celle de l'étude des grains de pollen (van Geel, 2001). Ils constituent ainsi une mine d'informations potentielles ne nécessitant que leur observation, leur identification et la détermination de leur origine, comme c'est le cas pour la palynologie. Dans le protocole d'étude, les MNPs peuvent devenir des sources complémentaires à l'analyse pollinique traditionnelle, car ils proviennent le plus souvent d'organismes vivants inféodés des environnements bien définis. Ils sont ainsi susceptibles d'informer sur des aspects paléoenvironnementaux très variés tels que le degré de contamination de l'eau, l'évolution du niveau d'eau, de la température ou du trophisme d'une zone humide, l'utilisation sélective du feu, l'origine naturelle ou anthropique des incendies, la relation entre les périodes de sécheresse et d'humidité, la dynamique hydrologique, le degré d'érosion d'un dépôt, la pression agropastorale, voire même le niveau d'anthropisation d'un site.

L'identification des MNPs. - L'identification des MNPs fait appel à des références bibliographiques abondantes régulièrement mises à jour par de nouvelles découvertes (e.g. van Geel 1976, 1978, 1986 ; van Geel et al., 1989, 2003, 2011 ; López Sáez et al., 1998, 2000 ; Carrion et Navarro, 2002 ; Pasztaleniec et Poniewozik, 2004 ; Marinova et Atanassova, 2006 ; van Geel et Aptroot, 2006 ; López Sáez et López Merino, 2007 ; Cugny et al., 2010 ; Cugny, 2011 ; Gelorini et al., 2011 ; López Merino et al., 2011 ; Miola, 2012 ; Diètre et al., 2012, 2014 ; Kolaczek et al., 2013). Il faut convenir que l'analyse du contenu sporo-pollinique des sédiments comporte encore une forte composante exploratoire. Au-delà des questions de détermination, un effort particulier porte sur la nomenclature et la terminologie qui ne sont pas encore uniformisées à toutes les échelles dans la discipline. En général, on assigne à chaque MNP un type numérique qui se définit comme « *une unité morphologique, plus ou moins homogène et pas nécessairement identifiée à un niveau taxonomique* » (van Geel, 1978). Ce type suit la nomenclature établie par le laboratoire Hugo de Vries (HdV) de l'université d'Amsterdam (Pays-Bas), mise en place par Bas van Geel.

Cela dit, les difficultés de détermination des MNPs constituent leur principale limite, en restreignant l'accès à l'écologie des organismes qui les ont produits (van Geel et Aptroot, 2006), lorsque celle-ci est connue. L'écologie de nombreux microfossiles est donc largement déduite de leurs observations dans différents types de sédiments et du croisement avec d'autres sources d'informations paléoenvironnementales (pollens,

diatomées, graines, macrorestes végétaux, etc. ; van Geel, 2001). Au cours de cette thèse, les analyses étant réalisées dans un vaste éventail d'archives sédimentaires, la diversité des types de MNP rencontrés est importante. Nous proposons donc un regroupement synthétique des principaux types rencontrés (Fig.3.20 ; Tab.3.4), ayant contribué à l'interprétation paléocologique sur notre espace d'étude.

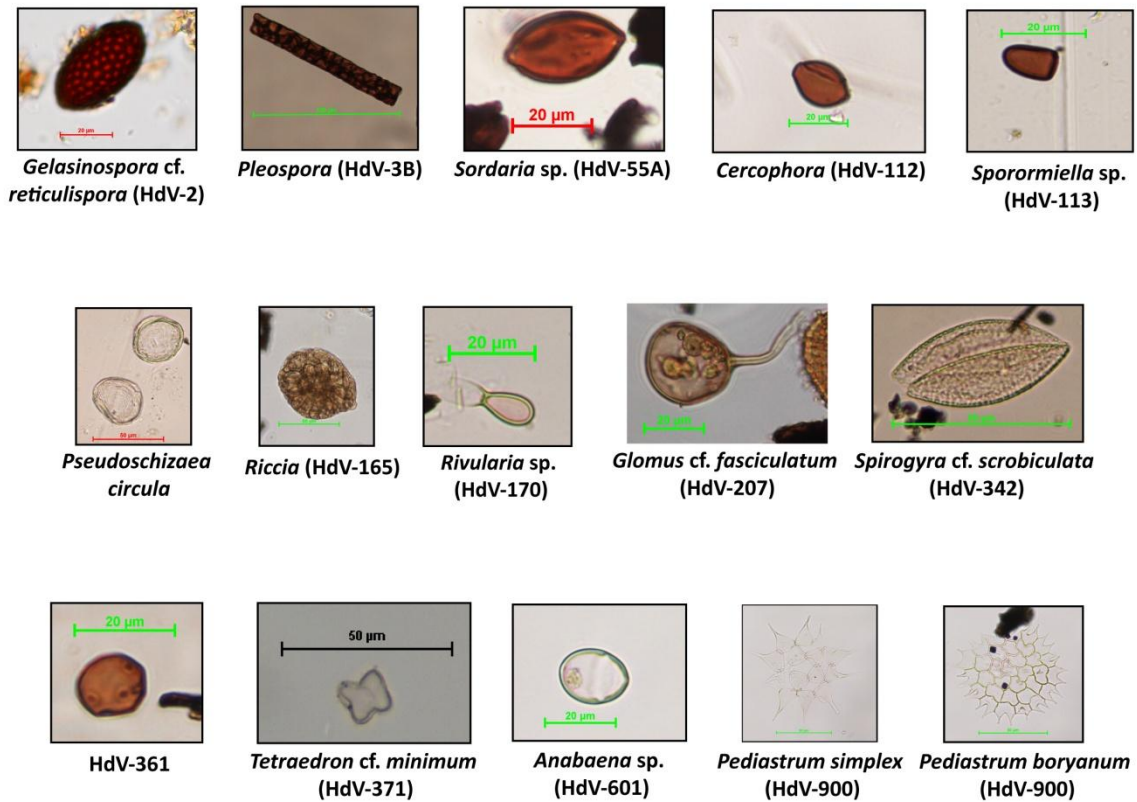


Figure 3.20 : Photographies de quelques microfossiles non polliniques (MNPs) identifiés.

Taxons	Type de microfossile	Caractéristiques écologiques	Références
<i>Gelasinospora</i> sp. (HdV-1)	Ascospore fongique	Indicateurs d'évènements secs et d'incendie (carbonicole)	van Geel, 1978, 1981; Kuhry, 1985, 1997; van Geel et Aptroot, 2006; Chambers et al., 2011; Gelorini et al., 2011
<i>Gelasinospora</i> cf <i>reticulispota</i> (HdV-2)	Ascospore fongique	Indicateurs d'évènements secs et d'incendie (carbonicole)	van Geel, 1978, 1981; van Geel et Aptroot, 2006; Chambers et al., 2011
<i>Pleospora</i> (HdV-3B)	Ascospore fongique	Indicateurs d'évènements secs et d'incendie (carbonicole)	van Geel, 1978; Kuhry, 1985; van Geel et Aptroot, 2006; Chambers et al., 2011
<i>Chaetonium</i> sp. (HdV-7A)	Ascospore fongique	Indicateurs d'évènements secs et d'incendie (carbonicole)	van Geel, 1976a, 1978; van Geel et al., 1981, 2003 López Sáez et al., 1998, 2000; Kurhy, 1985
HdV-10	Spore fongique	Indicateurs d'évènements secs	van Geel, 1978; Bakker et al., 1982; van Geel et Middeldorp, 1988; Kuhry, 1997; Chambers et al., 2010
<i>Byssothecium circinans</i> (HdV-16A)	Ascospore fongique	Indicateurs d'évènements secs	van Geel, 1976; van Geel et al., 1981
HdV-18	Ascospore fongique	Condition d'humidité	van Geel, 1978, van Geel et al., 1981
HdV-23	Spore	Conditions oligotrophiques	van Geel, 1976; van Geel et al., 1988; van Geel et Middeldorp, 1988
<i>Ustulina deusta</i> / <i>Kretzschmaria deusta</i> (HdV-44)	Ascospore fongique	Parasite de ligneux (Fagus); transport lors de phase d'érosion ou tempêtes	van Geel, 1976; van Geel et al., 1981, 1986, 2013; Innes et al., 2006; van Geel et Aptroot, 2006
<i>Sordaria</i> sp. (HdV-55A)	Ascospore fongique	Coprophiles, conditions sèches et pression pastorale	van Geel, 1976, 1978; Bakker et al., 1982; van Geel et al., 1983, 2003; Marinova et al., 2006; Cugny, 2011
<i>Neurospora</i> sp. (HdV-55C)	Ascospore fongique	Coprophiles, conditions sèches et pression pastorale	van Geel, 1976, 1978; van Geel et al., 1983, 2003; van Geel et Aptroot, 2006; Chambers et al., 2011; Cugny, 2011
HdV-65	Spore fongique	Conditions humides et mésotrophiques	van Geel, 1976; van Geel et al., 1981; Bakker et al., 1982
HdV-90	Champignon	Conditions méso-oligotrophes	van Geel, 1978; van Geel et al., 1981,
HdV-92	Champignon	Conditions d'augmentation de l'humidité dans une végétation relativement sèche d'un milieu oligotrophique	van Geel, 1978
<i>Cercophora</i> (HdV-112)	Ascospore fongique	Coprophiles, pression pastorale	van Geel et al., 1981,, 1983, 2003, 2006; Cugny et al., 2010; Cugny 2011
<i>Sporormiella</i> sp. (HdV-113)	Ascospore fongique	Coprophiles, pression pastorale	van Geel et al., 2003; van Geel et Aptroot, 2006; Cugny et al., 2010; Cugny 2011
HdV-119	Non défini	Dépôt lacustre	Pals et al. 1980; Carrion et al., 2002
HdV-120	Champignon	Prédominance en milieu lacustre	Pals et al. 1980
HdV-121	Champignon	Prédominance en milieu lacustre	Pals et al. 1980; Kurhy, 1997
HdV-128A et HdV-128B	Non défini (algue ?)	Conditions eu-mésotrophiques, milieu en eau	van der Wiel, 1982; van Geel et al., 1983b; 1989; Carrion et al., 2002; Miola et al., 2006; Prager et al., 2006; Kramer et al., 2010
<i>Ceratophyllum</i> sp. (HdV-137)	Plante	Conditions eu-mésotrophiques, eau stagnante	Pals et al., 1980; van Geel et al., 1981, 1989; Kuhry, 1985, 1997
<i>Valsaria</i> cf. <i>variospora</i> (HdV-140)	Ascospore	Conditions eutrophiques	van der Wiel, 1982; van Geel et al., 1983, 2003; van Geel et Aptroot, 2006
<i>Gloetrichia</i> (HdV-146)	Cyanobactérie	Conditions eu-mésotrophiques avec flux d'eau lent. Pionnier de zone humide. Phase climatique relativement chaude	van der Wiel, 1982; van Geel et al., 1983, 1989, 1996; Kuhry, 1997
HdV-150	Non défini	Conditions humides, en eau peu profonde eutrophique	van der Wiel, 1982; van Geel et al., 1983
HdV-151	Champignon	Conditions humides, en eau stagnante peu profonde	van der Wiel, 1982
HdV-159	Non défini	Conditions eu-mésotrophiques	Klaver, 1981
<i>Riccia</i> (HdV-165)	Bryophyte	Coprophiles, pression pastorale	van Geel et al., 1983
<i>Rivularia</i> sp. (HdV-170)	Algue	Conditions méso-oligotrophiques	van Geel et al., 1983, 1989, 1996; Menozzi et al., 2010
<i>Rhytidospora</i> cf. <i>tetraspora</i> (HdV-171)	Ascospore fongique	Coprophiles, pression pastorale	van Geel et al., 1983; Buurman et al., 1995; van Geel et Aptroot, 2006; Cugny, 2011

Tableau 3.4 : *Inventaire des microfossiles non polliniques répertoriés dans la thèse.*

Taxons	Type de microfossile	Caractéristiques écologiques	Références
<i>Coniochaeta cf. ligniaria</i> (HdV-172)	Ascospore fongique	Coprofiles, pression pastorale, lignicole	van Geel <i>et al.</i> , 1983, 2003; Marinova <i>et al.</i> , 2006; van Geel et Aptroot, 2006; Cugny <i>et al.</i> , 2010; Cugny, 2011
HdV-174	Ascospore	Conditions eutrophiques, eau stagnante peu profonde	van Geel <i>et al.</i> , 1983
HdV-181	Non défini	Conditions eu-mésotrophiques, eau stagnante	van Geel <i>et al.</i> , 1983; López Sáez <i>et al.</i> , 1998, 2000
HdV-182	Non défini	Conditions eu-mésotrophiques, eau stagnante	van Geel <i>et al.</i> , 1983; Carrion <i>et al.</i> , 2002
HdV-184	Non défini	Dépôt argileux-sableux	van Geel <i>et al.</i> , 1983
HdV-200	Champignon	Conditions sèches et zones humides desséchées	van Geel <i>et al.</i> , 1989; Kuhry, 1997; Marinova <i>et al.</i> , 2006; Miola <i>et al.</i> , 2006
<i>Glomus cf. fasciculatum</i> (HdV-207)	Clamidospore fongique	Evènements et processus érosifs	Anderson <i>et al.</i> , 1984; van Geel <i>et al.</i> , 1989, 2003; López Sáez <i>et al.</i> , 2000; Marinova <i>et al.</i> , 2006
HdV-225	Algue (?)	Conditions eu-mésotrophiques milieu en eau temporaire	van Geel <i>et al.</i> , 1989; Kuhry, 1997
HdV-229	Spore d'algue	Peu d'indication écologique (commun en dépôts sableux de zone humide)	van Geel <i>et al.</i> , 1983, 1989
<i>Arnim</i> (HdV-261)	Champignon	Coprofiles, pression pastorale	van Geel <i>et al.</i> , 2003; van Geel et Aptroot, 2006; Cugny, 2011
<i>Mougeotia</i> sp. (HdV-313)	Zygospore, algue	Conditions d'humidité de milieu en eau peu profonde	Pals <i>et al.</i> 1980; van Geel <i>et al.</i> , 1981; van der Wiel, 1982
Zygnemaceae (HdV-314)	Algue	Conditions eu-mésotrophiques de milieu en eau peu profonde	van Geel <i>et al.</i> , 1981, 1989
<i>Spirogyra</i> sp. (HdV-315)	Algue zynemaceae	Conditions eu-mésotrophiques	van Geel <i>et al.</i> , 1981, 1989
HdV-351	Champignon	Occupation anthropique, érosion	van Geel <i>et al.</i> , 1981; Miola <i>et al.</i> , 2010
<i>Neorhabdocoeala indifférencié</i> (HdV-353)	Animal	Conditions eu-mésotrophiques	van Geel <i>et al.</i> , 1989; Haas, 1996; Kuhry, 1997; Miola <i>et al.</i> , 2010
HdV-361	Champignon	Evènements et processus érosifs	van Geel <i>et al.</i> , 1981; van der Wiel, 1982
<i>Podospora</i> sp. (HdV-368)	Ascospore fongique	Coprofiles, pression pastorale	van Geel, 1978; van Geel <i>et al.</i> , 1981, 1983, 2003; Cugny <i>et al.</i> , 2010; Cugny <i>et al.</i> , 2011
<i>Tetraedron cf. minimum</i> (HdV-371)	Algue	Conditions eu-mésotrophiques	Bakker <i>et al.</i> , 1982
HdV-494	Spore fongique	Association avec la molinie	van Smeerdijk, 1989
<i>Entorrhiza</i> (HdV-527)	Spore fongique	Sédimentation argileuse- Apport conséquent de matière minérale à la zone humide	van Geel <i>et al.</i> , 1983, 1986
<i>Anabaena</i> sp. (HdV-601)	Cyanobactérie	Conditions méso-oligotrophiques	van Geel <i>et al.</i> , 1994
HdV-708	Non défini	Conditions eu-mésotrophiques palustres	Bakker <i>et al.</i> , 1982
HdV-715	Non défini	Conditions eu-mésotrophiques palustres	Bakker <i>et al.</i> , 1982
<i>Pediastrum simplex</i> (HdV-900)	Algue	Conditions méso-oligotrophiques	Kuhry, 1997; Jankovská et Komárek, 1995; Komarek et Jankovská, 2001; Pasztaleniec et Poniewozik, 2004; Turner <i>et al.</i> , 2014; Lenarczyk, 2015; Lenarczyk <i>et al.</i> , 2015
<i>Pediastrum Boryanum</i> (HdV-900)	Algue	Conditions eu-mésotrophiques	Kuhry, 1997; Jankovská et Komárek, 1995; Komarek et Jankovská, 2001; Pasztaleniec et Poniewozik, 2004; Turner <i>et al.</i> , 2014; Lenarczyk, 2015; Lenarczyk <i>et al.</i> , 2015
<i>Botryococcus</i> (HdV-901)	Algue	Conditions eu-mésotrophiques	Kuhry, 1997
<i>Pseudochizaea circula</i>	ordre incertain	Evènements et processus érossifs	Pantaleón-Cano <i>et al.</i> , 1996; Hernández Carretero, <i>et al.</i> , 2003
<i>Delischia</i> sp. (UG-1066)	Ascospore	Coprofiles, pression pastorale	Bell, 1983; Hanlin, 1990; Gelorini <i>et al.</i> , 2011
<i>Pteridiosperma</i> (UM-021)	Ascospore	Coprofiles, pression pastorale	Buurman <i>et al.</i> , 1995; van Geel et Aptroot, 2006

Tableau 3.4 (suite) : Inventaire des microfossiles non polliniques répertoriés dans la thèse.

3.5.3. Procédures de laboratoire

3.5.3.1. L'échantillonnage

Stockage et sélection des échantillons. - Le processus méthodologique utilisé pour les études paléopalynologiques comprend plusieurs étapes schématisées sur la figure 3.21⁴. Tout d'abord le prélèvement et l'échantillonnage peuvent se faire sur le terrain ou en laboratoire selon le type de carottage réalisé (gouge ouverte ou fermée). Les échantillons prélevés, qu'ils soient dans des tubes PVC ou des sachets hermétiques ont été placés dès que possible au frais dans des réfrigérateurs pour éviter leur dessiccation. La procédure d'échantillonnage dépend ensuite, en toute logique, du type de dépôt et de ses caractéristiques sédimentaires, ainsi que de la maille d'analyse choisie. Cette dernière étant dictée par la résolution souhaitée. Pour cela, les datations AMS ont généralement précédé le traitement des échantillons. Ces échantillons ont été sélectionnés sur les carottages dans des passées organiques de sédiment fin lorsque les dépôts n'étaient pas tourbeux. En effet, les dépôts sédimentaires de type « sable » ou « limono-sableux » se sont toujours avérés stériles ou dans les meilleurs cas les pollens y étaient très mal conservés. Dans notre cas, les sédiments provenant exclusivement de carottage, nous avons pris les précautions nécessaires pour éviter les éventuelles contaminations avec les parois du tube ou de la gouge. Le sédiment prélevé provient donc du centre de la carotte. Si la quantité de matériel nous semble insuffisante compte tenu des caractéristiques du sédiment, le choix a été fait d'étendre l'épaisseur du prélèvement (deux centimètres plutôt qu'un seul par exemple). La résolution (maille de l'échantillonnage) est propre à chaque séquence et sera donc détaillée lors de la présentation des résultats en question (Partie II). Dans le cadre de la thèse, les prélèvements ont été effectués, pour la majeure partie, au laboratoire LETG-Caen-Géophen après le rapatriement des carottages dans des tubes PVC fermés. Pour les autres, un échantillonnage sur le terrain a été effectué tous les 1-2 centimètres afin de pouvoir transporter au plus vite les échantillons jusqu'au laboratoire du CSIC de Madrid au retour de la mission.

Traitement chimique. - L'intégralité du traitement des échantillons a été réalisée au laboratoire du « Grupo de investigacion Arqueobiologia del CSIC » de Madrid. Le traitement chimique réalisé sur les dépôts sédimentaires d'origine anthropique ou non, correspond à la méthode dite « classique » (Girard, 1969 ; Goeury et de Beaulieu, 1979 ; Faegry et Iversen, 1989 ; Moore et al., 1991 ; Burjachs et al., 2003 ; López Sáez et al., 2003) à laquelle est ajoutée une pastille de Lycopodium pour déterminer la concentration pollinique lors du comptage (Stockmarr, 1971). La concentration permet d'identifier une éventuelle surreprésentation taxonomique dans un échantillon (en cas de conservation différentielle) et d'estimer le degré de confiance accordé au spectre (concentration

⁴ Une description détaillée du mode opératoire est fournie en annexe.

minimum requise). J'ai réalisé l'intégralité de ces traitements en laboratoire sur les échantillons présélectionnés lors de missions d'études successives en Espagne. Ainsi, une première mission de 2 mois et demi a eu lieu au début de la thèse de septembre à décembre 2012, afin de me former à la préparation, l'analyse et l'interprétation du signal pollinique. Une seconde mission de 2 mois a eu lieu entre octobre et décembre 2013 pour préparer de nouveaux échantillons et profiter de la palynothèque pour l'identification. Une troisième mission d'étude s'est mise en place au cours des mois d'août et septembre 2014. Cette mission avait pour but d'achever la préparation des derniers échantillons de sédiments fossiles et de mousses actuelles pour l'étude de la pluie pollinique contemporaine, prélevés lors de la mission de mai 2014. Une ultime mission de 15 jours en avril-mai 2016 m'a permis de venir compléter certaines séquences à des profondeurs stratégiques. Au total **339 échantillons répartis sur 6 carottages** se sont avérés fertiles et ont pu être représentés sous forme de diagramme pollinique (Tab.3.5).

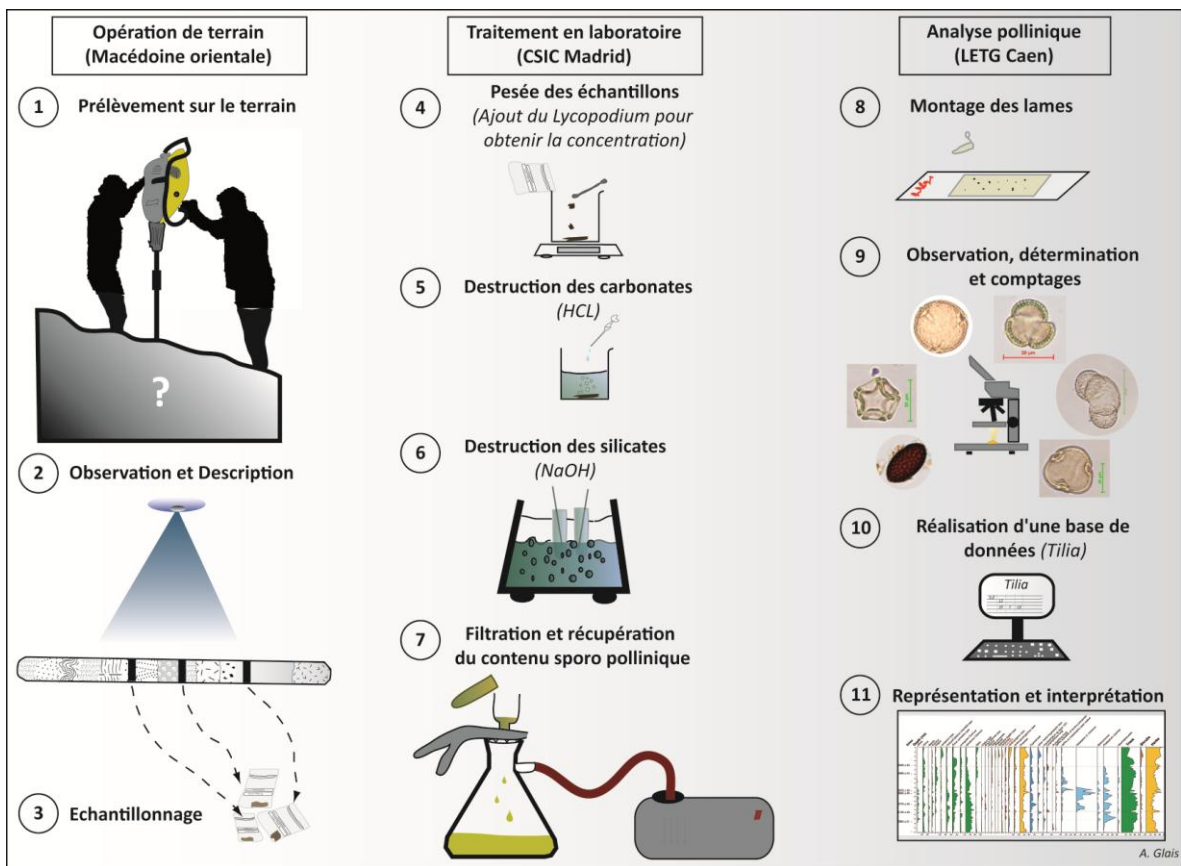


Figure 3.21 : Schématisation de la procédure méthodologique de l'analyse pollinique⁵

⁵ Le détail de la procédure de traitement chimique et d'identification des pollens est disponible en annexe.

Fenêtre d'étude	Nom du carottage	Profondeur du carottage (cm)	Épaisseur de la séquence analysée	Périodes culturelles recouvertes	Nombre d'échantillons analysés	Nombre d'échantillons stériles ou défectueux traités (hors séquence)
Vallon de Dikili Tash	Dik 4	300	27-200 cm	Antiquité-Mésolithique	66	-
	Dik 5	600	125-266 cm	Antiquité-Bronze Ancien	20	14
	Dik 12	400	117-260 cm	Néolithique Ancien	20	5
Xéropotamos	Xe 3	666	517-600 cm	Antiquité-Bronze Moyen	27	19
Basse vallée du Strymon	FC1	1000	50-1000 cm	Antiquité- Néolithique Récent	110	-
	FC8	2450	60-2450 cm	Domination ottomane- Néolithique Récent	96	-
Total	-	-	-	-	339	38

Tableau 3.5 : *Inventaire des analyses polliniques réalisées au cours de la thèse.*

3.5.3.2. La représentation des données

Au moment de déterminer si un échantillon est statistiquement représentatif pour une analyse paléopalinologique, il faut prendre en compte deux concepts : la **somme de base pollinique** et la **diversité taxonomique**.

Somme de base. – La somme de base est le nombre de palynomorphes comptabilisés et pris en compte pour définir les valeurs statistiques de chacun des échantillons. Cependant, chaque palynomorphe ne rentre pas forcément dans la somme de base. Ainsi sont exclus de cette somme tous les taxons hydro-hygrophiles, les cryptogames et les microfossiles non polliniques (Wright et Patten, 1963 ; López Sáez *et al.*, 1998, 2000). Souvent surreprésentés, ils ne représentent pas toujours la réalité de l'état du couvert végétal. Ils restent néanmoins exprimés en pourcentage relatif de cette somme de base. Dans les séquences archéopalinologiques (intra site archéologique), nous excluons les Cichorioideae (Asteraceae liguliflorae), les Cardueae, tout comme les *Aster* type, en accord avec leur hypothétique surreprésentation du fait de leur caractère zoophile (Bottema, 1975 ; Carrión, 1992 ; López Sáez *et al.*, 2003). Pour qu'un spectre pollinique soit statistiquement fiable, la somme de base doit dénombrer un minimum de grains de pollen) en fonction du contexte d'étude ; de l'ordre de 150 à 300 pour Reille (1990) ou estimé à 350 pour Leroyer (1997). Dans le cas de sites archéologiques, la diversité et la préservation des pollens et spores sont nettement moins bonnes et ne permettent pas un comptage conséquent. Bien que le nombre de pollens devant être comptabilisé dans la somme de base reste un sujet fréquent de débat au sein de la communauté des archéopalinologues (Burjachs, 1990 ; Bryant et Hall, 1993), les résultats présentés, pour les prélèvements en contexte archéologique, possèdent une somme de base d'au minimum 150 grains de pollen. À l'inverse, dans les sédiments tourbeux, très organiques où la concentration pollinique est généralement importante grâce à la bonne conservation des palynomorphes (Moore *et al.*, 1991), nous avons entrepris des comptages où la somme de base dépasse les 400 grains de pollen.

Diversité taxonomique. – Le concept de diversité taxonomique fait référence au nombre minimum de palynomorphes distincts identifiés pour chaque échantillon. Or ce nombre n'est pas fixé et la question de la diversité « minimum » intervient pour chaque séquence. Dans ce travail comme dans une large bibliographie, il est admis que le spectre pollinique, pour être représentatif, doit être composé d'au moins 20 taxons différents (McAndrews et King 1976 ; Pons et Reille 1986 ; Sánchez Goñi 1993 ; López Sáez et al., 2003). De même, nous considérons que le pourcentage de pollens indéterminables ne doit pas dépasser 50% de la somme de base, pour que notre diagramme conserve une certaine représentativité (Pérez Díaz, 2012).

Représentation graphique. - La présentation des résultats se fait ensuite sous forme de diagramme pollinique. Ce diagramme illustre le développement de chacun des taxons sous forme de séquence diachronique. Ainsi, le diagramme pollinique propose en ordonnée la profondeur des échantillons analysés et en abscisse, les types polliniques sélectionnés et représentatifs d'une évolution du couvert végétal. Dans le cas des diagrammes synthétiques présentés dans la troisième partie de ce manuscrit, les diagrammes sont exprimés, lorsque les datations AMS le permettent, en fonction de l'âge et non plus de la profondeur. Les proportions de chaque taxon comptabilisé sont exprimées en fréquence relative (pourcentage par rapport au total). Le traitement des données et la représentation graphique ont été réalisés avec l'aide des programmes TILIA et TGview (Grimm, 1992, 2004). La délimitation de zones polliniques pour chaque diagramme (palynozone-LPAZ) a été définie à l'aide du programme CONISS (Grimm, 1987) incluse dans TILIA.

3.5.4. Contexte de prélèvement de l'information palynologique et taphonomie

3.5.4.1. Taphonomie

Les principales préoccupations liées à l'analyse pollinique sont de plusieurs ordres. (1) Les plaines d'inondation dans lesquelles sont analysés les enregistrements polliniques souffrent de conditions de préservation qui ne sont pas optimales (Brown, 1997). La fluctuation du niveau des nappes phréatiques, en réponse à la saisonnalité du climat, conduit à des périodes d'exondation qui peuvent provoquer l'oxydation des grains de pollen. À l'inverse, les sédiments alluviaux favorisent l'abrasion. Les autres questionnements qui entourent toutes recherches palynologiques sont (2) la détermination des échelles spatiales et temporelles de référence des spectres polliniques et (3) la représentativité spatiale des zones de prélèvement. Ces considérations taphonomiques sont indispensables pour pouvoir comparer deux séquences polliniques quelque soit leur localisation et discuter de l'évolution du couvert végétal. La première opération consiste à déterminer la nature et l'origine des processus et des faciès sédimentaires. Les grains de pollen doivent être considérés comme des particules

sédimentaires dont l'origine et le mode de dépôt sont conditionnés par les processus géomorphologiques actifs. La complémentarité de la palynologie et la géomorphologie réside dans la connaissance des temporalités et de la taphonomie des remplissages sédimentaires étudiés. Dans les contextes des zones humides de plaines alluviales dans lesquelles nous avons travaillé, l'information pollinique ne dépend pourtant pas uniquement de l'apport hydrologique ultra majoritaire dans la constitution des archives sédimentaires. En effet, les apports en grains de pollen et leur enregistrement sont soumis à deux logiques :

- À l'échelle du bassin versant, les grains de pollen sont transportés par les eaux de ruissellement de surface, au sein du lit mineur d'un cours d'eau ou lors d'épisodes de crue. Ils se déposent de façon uniforme par décantation, il s'agit d'apports fluviaux
- Dans les espaces de fond de vallée, les grains de pollen produits par la végétation environnante se dispersent en l'air, se déplacent en fonction des conditions météorologiques dominantes (vents, précipitations) et se déposent dans la plaine alluviale. Les grains pollens peuvent ainsi s'affranchir des limites du bassin versant, on parle d'apports polliniques atmosphériques.

Ainsi, à la différence des particules sédimentaires de notre espace d'étude⁶, les archives polliniques possèdent des sources à la fois fluviale et atmosphérique. Différents travaux menés sur la relation végétation/pluie pollinique actuelle montrent d'ailleurs que sur un site de prélèvement donné, il existe une bonne corrélation entre la végétation environnante observée dans un rayon d'environ 1 km et le spectre pollinique obtenu en domaine montagnard (Mazier, 2006 ; Mazier et al., 2008) ou en zone alluviale (Guillon, 2014). On qualifie ainsi cette information de locale. Parallèlement, les apports d'origine fluviale représentent potentiellement la totalité de la végétation présente dans le bassin versant. On parle ici d'apports régionaux. Afin de comparer les informations fournies par ces sources différentes, une approche multiscalaire est proposée dans la thèse.

3.5.4.2. Origine des apports polliniques

Au sein des milieux de sédimentation alluviale, les processus de dépôts sont très différents, tant par la variabilité de leur énergie, que de leur occurrence ou de leur composition. Il en va de même pour l'origine des apports polliniques. Les zones humides étudiées (cf. chapitre 2), sont toutes situées dans des espaces de plaine alluviale,

⁶ Dans notre contexte d'étude, compte tenu du cloisonnement topographique des bassins versants, et de l'absence de conditions favorables au transport éolien sur la période holocène, les archives sédimentaires analysées, ne contiennent qu'une portion infime de particules sédimentaires exogènes d'origine éolienne.

relativement plans et à basse altitude ; néanmoins la proportion des apports atmosphériques ou fluviaux fluctue.

Dépôts peu détritiques. – Dans les dépôts peu détritiques tels que les tourbières, ou dans notre cas au sein d'espaces palustres, les apports polliniques sont majoritairement issus des retombées atmosphériques (Mazier, 2006 ; Mazier et al., 2008) puisque les apports par le ruissellement sont limités. Dans ce cas de figure, il existe autour des sites une aire géographique au sein de laquelle la relation entre les retombées polliniques du site de prélèvement et la végétation est optimale. On qualifie cet espace de « source pollinique adéquate » (*Relevant Source Area of Pollen* ; Sugita, 1994). Plus la superficie du bassin collecteur augmente (mare, marais, lac), plus la source pollinique adéquate s'élargit (Calcote, 1995 ; Hellman et al., 2009).

Dépôts détritiques. – Dans les sédiments détritiques qui se déposent plus rapidement (cf. transect du Xéropotamos, certaines unités sédimentaires du transect de Fidokoryphi), le contenu pollinique est un mixte entre des apports atmosphériques locaux plus limités et des apports fluviaux dominants (Brown et al., 2007).

3.5.4.3. Représentativité des spectres polliniques

Dans une optique de reconstitution paléoenvironnementale, il reste néanmoins à déterminer à quel degré les différents apports ont évolué et se sont conservés selon le type d'archive sédimentaire. On peut légitimement s'interroger sur les origines du contenu pollinique pour chaque niveau sédimentaire ou bien sur la variabilité (ou non) de la source pollinique adéquate au cours du temps. Certains auteurs apportent des éléments de réponse à ces questions dans des contextes estuariens notamment sur des sédimentations laminées (Chmura et Eisma, 1995 ; Cambon et al., 1997 ; Dark et Allen, 2005 ; Roe et van de Plassche, 2005 ; Allen et Dark, 2008 ; Guillon, 2014). Cette question reste ouverte et mériterait une étude approfondie propre à notre espace d'étude, car les sources polliniques adéquates relatives aux spectres polliniques sont propres à chaque bassin versant. Elle fait donc partie des projets amorcés qui prendront le relais à l'issue de ce présent travail.

Nous retiendrons ici de manière générale, plusieurs points que l'on retrouve le plus largement dans la bibliographie.

- Les apports polliniques du transport fluvial sont plus importants au cours des périodes les plus humides avec des écoulements de crue conséquents (Dark et Allen, 2005 ; Brown et al., 2007 ; Allen et Dark, 2008), en dehors des périodes de floraison. Ce phénomène s'explique par une redistribution importante des spores et grains de pollen provenant de la remise en suspension des sédiments du

chenal, de l'érosion des berges et du lessivage des sols superficiels (Brown et al., 2008 ; Guillon, 2014)⁷.

- Les apports atmosphériques sont plus importants lors des mois de floraison, avec une surreprésentation des taxons de la végétation de ripisylve, tandis que les écoulements hydrologiques se réduisent (périodes de stabilité hydrologique).
- En terme de concentration pollinique, plus la granulométrie des sédiments est fine, plus la concentration en grains de pollen est conséquente et diversifiée (Chmura et Eisma, 1995 ; Cambon et al., 1997 ; Dark et Allen, 2005).

Concernant les deux premiers points, on observe donc une certaine saisonnalité dans la représentation du spectre pollinique. Sans renier cette réalité, l'impact de ce biais ne semble pas remettre en cause la validité des analyses fossiles entreprises dans notre cas. En effet, les sédiments analysés ne correspondent pas à des dépôts laminaires varvés, susceptibles de répondre à un seul évènement saisonnier particulier. De plus, l'échantillonnage s'est fait sur une épaisseur de 1 à 2 cm, réduisant encore l'éventualité de ne répondre qu'à un seul évènement.

3.5.4.4. Pollen et transport pollinique

Si face au processus d'oxydation, les grains de pollen semblent réagir de façon semblable, les dommages mécaniques sont susceptibles d'engendrer des dégradations différentielles entre les taxons. Il faut donc considérer et préciser cet aspect taphonomique afin d'être en mesure d'interpréter au plus proche de la réalité les diagrammes polliniques. De nombreux travaux se sont attachés à comprendre le comportement physique des grains de pollen dans les hydrosystèmes (Hopkins, 1950 ; Chmura et Liu, 1990 ; Campbell, 1999 ; Chmura et al., 1999 ; Brown et al., 2007 ; Twiddle et Bunting, 2010). Dans un premier temps, les analyses sur les colonnes d'eau montrent une certaine homogénéité des grains de pollen en termes de diversité taxonomique. Il n'existe donc pas de tris significatifs entre les espèces à l'exception du grain de pollen du pin (*Pinus sylvestris* type) pour lequel la capacité de flottaison a déjà été démontrée (Hopkins, 1950 ; van der Kaars, 2001). On retrouve par exemple ces pollens en surreprésentation dans les sédiments marins terrigènes (Beaudouin et al., 2007 ; Kotthoff et al., 2008a ; Gogou et al., 2016). En revanche, cela ne semble pas être le cas pour d'autres conifères tels que l'épicéa (*Picea*) ou le sapin (*Abies*) (Beaudouin et al., 2007 ; Brown et al., 2007).

⁷ Cette remobilisation et cette remise en suspension n'affectent pas significativement la bonne représentativité du cortège pollinique puisqu'aucun tri pollinique significatif n'est identifié lors de la remise en suspension de grains de pollen stocké dans les sédiments étudiés en contexte méditerranéen des Alpes du Sud (Guillon, 2014).

Conservation différentielle. - La conservation pollinique au cours du transport fluviatile n'est pas homogène, mais bien dépendante de la nature des sédiments transportés, de la taille et la vitesse de décantation des grains de pollen (Twiddle et Bunting 2010). Ces auteurs ont montré qu'au cours du transport fluviatile, la collision des grains avec de grandes particules de type galet ou gravier engendre un dommage mécanique plus important que lors d'un écoulement uniquement chargé en particules fines. Lors de cette même étude, les auteurs ont identifié le rôle joué par la vitesse de décantation des grains de pollen, qui varie en fonction de la taille et de la densité. Parmi les taxons expérimentés (aulne, ambrosie, seigle et dactyle), ce sont les aulnes (*Alnus*) et l'ambrosie (*Ambrosia* type) les plus petits et les plus légers, qui possèdent la meilleure conservation lors du transport. De même, la densité et la taille du grain de pollen de sapin le rendent plus sensible à ce type de dommage lors de la collision avec les particules sédimentaires pendant le transport fluviatile (Twiddle et Bunting, 2010). À ces premières dégradations mécaniques vient s'ajouter, sur certains grains de pollen, une résistance différentielle à la pression osmotique⁸ (Guillon, 2014). Les pollens inaperturés, peu à même de rééquilibrer le différentiel de pression en l'absence d'échange par des pores ou des sillons subissent ainsi des dommages de leur membrane externe (exine) (Campbell, 1999). Cette dernière cause expliquant par exemple la sous-représentation dans les sédiments fossiles, des grains de pollen de peuplier (*Populus sp.*), espèce pourtant largement répandue dans les ripisylves méditerranéennes (Guillon, 2014). Au sein du cortège de végétation riveraine, au-delà des différences de productivité pollinique entre les espèces, il faudra donc tenir compte de cette conservation différentielle favorisant la surreprésentation dans les diagrammes polliniques des aulnes, des frênes, des saules voire des ormes ou des noisetiers par rapport aux peupliers.

3.5.5. La signification écologique et les limites de l'interprétation

Le diagramme pollinique est un langage codé qu'il faut interpréter. Le décoder est le véritable travail de l'analyse pollinique, car chaque taxon et son pourcentage associé ne fournissent pas toujours la même information, en fonction du cortège végétal dans lequel il s'intègre, du contexte géographique, du type de milieu sédimentaire, etc.

3.5.5.1. Les indicateurs polliniques d'anthropisation

Dans les travaux sur l'évolution paléoenvironnementale holocène, l'une des interrogations récurrentes au moment d'interpréter un diagramme pollinique est de connaître le degré d'affectation d'un paysage végétal par les pratiques anthropiques. L'anthropisation comme processus de transformation de l'environnement peut se

⁸ La pression osmotique est la force qui s'exerce sur une membrane hémiperméable (perméable à l'eau seulement) séparant deux solutions de concentrations différentes. Elle exerce donc une certaine pression sur la membrane des grains de pollen favorisant leur altération.

manifester de différentes manières dans les diagrammes polliniques. L'identification de la présence d'activités humaines repose sur des « indicateurs polliniques d'anthropisation » (Iversen, 1949 ; Turner, 1964 ; van Zeist, 1966 ; Berglund, 1969 ; Behre, 1981, 1986, 1988 ; Jalut, 1991 ; Richard, 1994a, 1994b, 1997 ; Brun, 2001, 2007), qui peuvent être classés en deux groupes distincts qualifiés de « primaires » ou « secondaires » (Behre, 1981 ; Bottema, 1982 ; Bottema and Woldring, 1990 ; Marinova et Atanassova, 2006 ; Valamoti et Kotzakis, 2007 ; Marinova et al., 2012 ; Florenzano et al., 2012 ; Mercuri et al., 2013b).

Indicateurs « primaires » d'anthropisation. – Depuis les prémices de la palynologie, le premier indicateur d'un impact anthropique sur le milieu identifié sur les diagrammes polliniques, correspond à une diminution importante des pourcentages de pollens arboréens. Cette interprétation sur la variation des taxons arboréens repose sur les causes possibles du déboisement, dans des contextes où l'indicateur climatique ne suffit pas à expliquer les changements observés. La régression des espaces forestiers s'explique par un large éventail d'actions des sociétés. Elle peut être associée à une volonté d'ouverture du milieu à des fins cynégétiques, à des besoins matériels tributaires de l'activité économique ou militaire (mines, outillages, construction défensive, etc.) ou simplement pour l'installation d'un nouveau peuplement. Ainsi le recul brutal des pollens arboréens est souvent induit par un déboisement volontaire, sauf dans certains cas où la végétation arborée est remplacée par des plantes herbacées de milieux humides (Jalut, 1991). Ce type de défrichement peut être un prétexte à l'introduction d'espèces exotiques ou à l'apparition de plantes cultivées. Ces espèces constituent elles-mêmes des indicateurs primaires d'anthropisation lorsqu'elles sont enregistrées dans les séquences polliniques. Elles sont identifiées grâce aux recherches archéologiques et paléoenvironnementales et sont propres à chaque période culturelle, pour chaque zone géographique. Les plantes cultivées sont considérées comme des ressources maîtrisées et inhérentes à la présence anthropique. Pour cette raison, on les retrouve parfois dans la littérature sous l'appellation de « *crop package* » (Zohary, 1996 ; Zohary et Hopf, 2000 ; Marinova et al., 2012 ; Mercuri et al., 2013a, 2013b) lors des premières phases d'anthropisation notamment.

Indicateurs « secondaires » d'anthropisation. – D'autres indicateurs polliniques plus indirects, appelés « indicateurs secondaires d'anthropisation » viennent fréquemment corroborer la tendance attestée par les indicateurs primaires d'anthropisation. Ces indicateurs secondaires peuvent également apparaître dans le spectre pollinique en l'absence des indicateurs primaires, suggérant eux-mêmes un forçage anthropique sur le paysage. Il s'agit de familles ou de types polliniques dont l'identification ne permet pas de discriminer une espèce cultivée en particulier ou de s'assurer qu'il s'agit d'une formation végétale qui prolifère uniquement dans un espace anthropisé. Les preuves d'anthropisation dites secondaires font référence aux pollens appartenant à des communautés végétales nitrophiles anthropogéniques et anthropozoogènes (activités pastorales), ou dans certains cas, à des ensembles végétaux

héliophiles (lors de la recolonisation de milieux perturbés). Elles sont constituées essentiellement d'herbacées parfois vulgairement qualifiées de «mauvaises herbes», mais qui apportent en réalité des informations déterminantes sur le pastoralisme et les zones de pâturage préférentielles. Les grains de pollen d'*Urtica dioica* type, de *Rumex acetosa* type, de *Rumex acetosella* type, de *Plantago lanceolata* type, de *Plantago major/media* type, de *Polygonum aviculare* type, (etc.) font partie de ces indicateurs. On inclut également parmi ces indicateurs secondaires des espèces arborées pouvant être cultivées, à l'instar de l'olivier, la vigne, le noyer, le châtaignier, etc. C'est le pourcentage de ces types polliniques et la conjonction avec d'autres indicateurs qui permettent de déterminer si leur origine ou leur progression dans le cortège végétal sont bel et bien associées aux pratiques anthropiques.

Par ailleurs, on peut inclure certains microfossiles non polliniques dans ces indicateurs secondaires d'anthropisation. Ils fournissent des informations sur la pression pastorale (champignons coprophiles), les processus érosifs, la récurrence d'incendie, etc. (Galop, 1998; Barbier et al., 2001). Enfin, comme le propose Gerasimidis (2000), certaines espèces si elles ne sont pas inhérentes à la présence humaine caractérisent l'impact anthropique sur la végétation de manière dérivée, à travers les feux ou la sélection d'espèces végétales, à l'instar de *Juniperus* type, d'*Artemisia* ou des Chenopodiaceae. La détermination d'une présence et d'un forçage anthropique ne se fait donc pas selon une règle bien définie qualitativement ni quantitativement, mais bien par une corrélation d'indicateurs plus ou moins directs.

3.5.5.2. Détermination du type pollinique *Cerealia* et son interprétation

Une attention particulière est accordée aux pollens du type pollinique *Cerealia* en tant qu'indicateur d'anthropisation. Comme l'indique son appellation, il s'agit d'un «type pollinique» et non d'une espèce, ce qui signifie qu'il réunit un grand nombre d'espèces parmi lesquelles certaines sont cultivées et d'autres pas. Car si le développement des activités pastorales est aisément observable au niveau palynologique avec la présence de cortèges polliniques spécifiques (Galop, 1998, 2000 ; López Sáez et al., 2003), et de microfossiles non polliniques coprophiles indicateurs de ces activités (López Sáez et al., 2000 ; Galop et López Sáez, 2002), la question de l'apparition des céréales et donc des premières manifestations d'agriculture dans les observations polliniques reste un problème à résoudre (Bower, 1998 ; Tweddle et al., 2005). Leur très faible dissémination (souvent inférieure à 100 mètres du lieu) favorise leur découverte à proximité des implantations humaines ou de leur espace d'activité. En revanche, l'absence de grains de pollen de céréales dans les spectres polliniques ne révèle pas forcément la non-existence de l'agriculture, mais peut-être un retard dans l'enregistrement du pollen de cette activité (Berghlund, 1985). Les céréales appartiennent aux genres *Avena* (avoine), *Hordeum* (orge) et *Triticum* (blé) qui sont tous des autogames ; ce qui signifie qu'ils « s'autopollinisent ». Cela explique, au moins partiellement, leur faible production pollinique tout comme leur

faible dispersion par le vent, fortement contrainte par le poids et la morphologie des grains de pollen (Bottema, 1992 ; Bower, 1992 ; Fig.3.22). De même, le seigle (*Secale cereale*), bien qu'étant une espèce allogame (fécondation par le pollen d'une autre plante) avec une forte productivité pollinique et une bonne capacité de dispersion selon K.-E. Behre (1981), possède une capacité pollinisatrice limitée du fait de sa grande taille (Vuorela, 1973). L'identification des grains de pollen de céréales et des activités associées repose sur un faible nombre d'éléments tandis que la portée de l'information est considérable. La meilleure façon d'éviter les écueils d'interprétation est donc de s'assurer avant toute chose que le pollen observé est bien issu d'une espèce cultivée.

Identification. - Au niveau morphologique, les caractéristiques du grain de pollen de céréale le rendent facilement reconnaissable et discernable des graminées sauvages. Dans un premier temps, la taille a permis de distinguer les Poaceae sauvages des Poaceae cultivées ayant un diamètre plus élevé (Firbas, 1937). En général, le diamètre du grain de pollen de « *Cerealia* type » est supérieur à 40-45 μm tandis que les espèces sauvages ont des diamètres inférieurs (Beug, 1961 ; Fedorova, 1964 ; Moore et al., 1991 ; Diot, 1992 ; Reille, 1992, 1995 ; López Sáez et López Merino, 2005). Le second élément à prendre en compte est l'anneau (annulus) qui entoure l'unique pore. On dissocie les espèces grâce à leur diamètre (qui dépasse 8-10 μm dans le cas d'espèces cultivées), leur épaisseur, leur largeur et éventuellement la structure externe de l'exine. Des approches morphométriques plus avancées ont ainsi suggéré qu'il était possible de discriminer les genres *Avena*, *Secale*, *Hordeum* et *Triticum* au sein du type *Cerealia* (Andersen, 1979 ; Kölher et Lange, 1979 ; Küster, 1988 ; Faegri et Iversen, 1989 ; Beug, 2004). Dans notre étude, compte tenu de la rareté des grains de pollen de *Cerealia* type rencontrés, de l'état de conservation de certains grains de pollen fossiles, et du matériel d'observation dont nous disposons, nous n'avons pas entrepris une discrimination aussi précise des différents genres. Néanmoins, l'utilisation des céréales comme indicateurs des pratiques agricoles reste déterminante et repose sur les pourcentages significatifs de grains de pollen de céréales dénombrés.

Représentativité. - Une question clé de l'utilisation de ce type pollinique est la présence d'un pourcentage suffisamment représentatif pour affirmer l'existence de pratiques agricoles à proximité de la zone de prélèvement. Les premières études réalisées sur la pluie pollinique actuelle ont donné des résultats hétérogènes. J. Heim (1970) affirme par exemple qu'un pourcentage de pollen de céréale autour de 10 à 15 % (de la somme de base) reflète la proximité d'un champ cultivé, tandis que J.-L. de Beaulieu (1977) affirme qu'à une distance inférieure à 100 mètres, les pourcentages ne dépassent pas 1 % et leur présence dans le spectre pollinique disparaît même au-delà de cette distance. Face à cette forte différence dans les résultats obtenus, plusieurs hypothèses ont pu être avancées. Tout d'abord il faut tenir compte des paramètres de transport. Puisque l'on se situe à proximité d'espaces cultivés il faut garder en considération que le transport des grains de pollen ne se fait pas uniquement de manière « naturelle », mais peut être fortement

modifié par les actions anthropiques. Le développement des transhumances, l'établissement d'aires de battage ou encore la construction d'espaces de stockage des grains sont autant de pratiques « perturbant » la dispersion théorique des pollens. Pour répondre à toutes ces questions, M.-F. Diot (1992) a entrepris un travail précis sur la répartition des grains de pollen de céréales actuels. D'un côté, elle démontre que le très bon degré de conservation des pollens dans les propres structures de la plante peut expliquer leur abondance dans les zones de transformation et de stockage de cette ressource. De l'autre, elle confirme le faible rayon de dispersion de ces pollens ; on retrouve environ 10 % de grains de pollen de céréale à l'intérieur des cultures, 3 % aux abords, 2,5-3,5 % à 10 m et à peine 1,4 % à 50 m. C'est donc à partir de ces valeurs théoriques indicatives que nous avons tenté d'interpréter les pourcentages obtenus. La meilleure façon d'éviter la surinterprétation ou la sous-interprétation de ces valeurs reste de les combiner avec d'autres preuves d'anthropisation (archéologiques et/ou paléoenvironnementales).

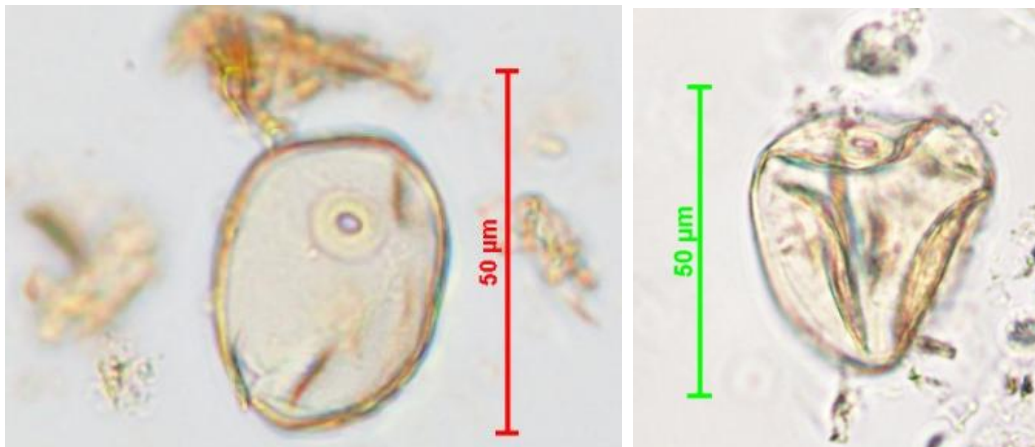


Figure 3.22 : Exemple de grains de pollen de type *Cerealia* observés au microscope.

3.5.5.3. Le signal pollinique de la ripisylve

Puisque la somme de base exclue les taxons hydro-hygrophiles, il est important d'identifier les espèces arborées qui appartiennent elles aussi à la zone humide ou sa proche périphérie, mais que nous intégrons néanmoins dans la somme de base. Ce choix est réalisé pour plusieurs raisons :

- Il est généralement difficile, voire impossible, de dissocier l'origine d'un arbre de ripisylve ou de milieu humide. À l'instar de l'aulne, il n'est pas possible de savoir si les pollens comptabilisés proviennent d'un transport fluvial issu des versants ou directement de la zone humide étudiée.
- Dans un contexte d'anthropisation à proximité des zones humides, la ripisylve subit elle aussi les conséquences anthropiques, il est

donc intéressant de l'intégrer dans ce diagramme de façon autonome (pas de regroupement avec les espèces hydro-hygrophiles herbacées).

- Dans le cas de zones humides marécageuses relativement planes comme il en existe dans notre terrain d'étude, la ripisylve peut indiquer l'existence d'un processus d'atterrissement ou au contraire d'une remontée du niveau d'eau.

Analogie moderne difficile. - La retranscription pollinique des formations végétales riveraines reste un sujet très complexe. Comme présenté dans le chapitre 2, les ripisylves actuelles sont bien trop anthropisées et segmentées pour envisager une étude par analogue moderne, transposable aux conditions fossiles. D'autre part, la fréquence des perturbations actuelles (crues, taille, déboisement) va conditionner trop fortement le transport pollinique (fluviate notamment) et donc la représentativité des spectres polliniques. Ce biais méthodologique doit être pris en considération lors de l'analyse des diagrammes polliniques fossiles. Cela ne signifie pas pour autant qu'il faille exclure des spectres polliniques les espèces ligneuses hygrophiles de formations matures. Les paysages de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon ont été très fortement marqués, voire dominés par ce type d'unité paysagère depuis le début de l'Holocène (Greig and Turner, 1974). Malgré les incertitudes, la non-représentation de la végétation de ripisylve occulterait un aspect déterminant et structurant de l'espace étudié, tant pour sa forte expansion spatiale que son rôle dans les interactions avec les zones de peuplement.

Espèces et associations végétales représentatives de la ripisylve. - Dans l'analyse pollinique, les formations riveraines sont remarquables par certains taxons herbacés de stades pionniers à l'instar des massettes à feuilles étroites ou larges (*Typha angustifolia* ou *latifolia*), des Cyperaceae, des phragmites ou des prêles (*Equisetum*). Pour les stades post-pionniers et matures les taxons ligneux tels que le saule (*Salix*), l'aulne (*Alnus*), le frêne (*Fraxinus*), le peuplier (*Populus*) ou l'orme (*Ulmus*) sont indicateurs de la ripisylve. Le travail est donc de mettre en évidence sur les diagrammes polliniques, les phases de régulation ou d'instabilité du fonctionnement hydrologique. Cela est possible uniquement si on s'intéresse à la présence et aux pourcentages des espèces caractéristiques des différentes phases de rajeunissement, de stabilisation et de maturité de la végétation riveraine. À titre d'exemple, une forte progression des espèces herbacées hydro-hygrophytes (*Typha*, Cyperaceae, etc.) et une baisse concomitante des aulnes et des frênes qui sont également des espèces de végétation riveraine signifient une instabilité et une probable augmentation de la fréquence des crues. Cela se traduit par un rajeunissement de l'habitat riverain. Inversement, lorsque les espèces arborescentes de ripisylve sont de plus en plus représentées, il est fort probable qu'une phase de stabilité hydrologique soit dominante.

3.5.5.4. La pluie pollinique contemporaine

Principes et objectifs. – La démarche de prélèvement de la pluie pollinique contemporaine dans notre espace d'étude fait suite à la présence dans plusieurs spectres polliniques fossiles de certains taxons (e.g. *Fagus*, *Ostrya/Carpinus orientalis* type) dans des proportions très différentes de celles constatées dans les cortèges végétaux régionaux. Ce constat nous a poussés à comparer la variabilité entre la représentation statistique des échantillons de pluie pollinique contemporaine et la réalité observée et inventoriée pour un même lieu. Afin de s'affranchir de la sur/sous représentation de certaines espèces dans les spectres polliniques, on réalise donc une comparaison entre un spectre pollinique contenu dans un échantillon bryophytique et un relevé floristique de son environnement de prélèvement. Par la suite, une comparaison entre des spectres polliniques contemporains et fossiles peut être envisagée. Cette approche comparative nécessite de collecter des échantillons (analogues actuels) dans des espaces gérés (du moins en apparence) selon des méthodes dites « traditionnelles » pour les confronter avec les données polliniques fossiles (Mazier, 2006). À titre d'exemple, certains espaces actuels d'alpage ou les vastes massifs forestiers de versants non exploités pourraient correspondre à des milieux déjà existants dans un passé plus ou moins éloigné, lorsque la pression agropastorale était également très extensive. Cet état de la mosaïque paysagère est potentiellement comparable compte tenu du fait que les activités anthropiques qui les façonnent sont semblables. Le développement d'une étude plus fine et quantitative de la relation entre la végétation actuelle, la pluie pollinique et l'utilisation du paysage passe ensuite par des analyses multivariées (Mazier, 2006). Cela permet d'identifier des marqueurs polliniques de certaines activités humaines et de mettre en évidence plusieurs taxons dont la présence simultanée traduit une pratique anthropique définie.

Méthode et prélèvement. - Le prélèvement des échantillons de mousse contenant les grains de pollen contemporains (sur plusieurs années⁹) a eu lieu en mai 2014 puis en mai 2015. Pour s'affranchir de la variation pollinique associée au type de mousses, plusieurs échantillons de mousses sont prélevés pour un même site étudié. Un relevé floristique autour de chaque point de prélèvement est également réalisé à une échelle locale (10X10 m environ ; Gaillard et al., 1992, 1994 ; Mazier, 2006). Au total 65 échantillons de surface ont été prélevés, mais seulement **24 échantillons** ont été analysés à ce jour et seront présentés dans ce manuscrit. Le choix d'implantation des échantillons permet de retranscrire les cortèges polliniques des principales formations végétales en fonction d'un gradient altitudinal, de l'orientation des versants ou de l'impact anthropique. Les résultats présentés proviennent de prélèvements qui s'organisent selon un transect ouest-est à travers le massif montagneux du Pangée. Cet espace a été sélectionné, car (1) il constitue un massif relativement isolé topographiquement (du reste

⁹ Le nombre exact d'années contenues dans les échantillons de mousse fait encore débat au sein de la communauté des palynologues (e.g. Heim, 1970 ; Räsänen et al., 2004).

du Rhodopes), (2) il contient une flore riche avec certaines espèces endémiques, (3) il propose un paysage qui, bien qu'anthropisé par les activités agropastorales dans certains secteurs, n'est pas totalement « cultivé » ou « entretenu » par d'autres activités humaines et (4) il fait le lien géographique entre le marais de Tenaghi-Philippon et la basse vallée du Strymon qui présentent des diagrammes polliniques fossiles très disparates malgré leur proximité géographique (Fig.3.21).

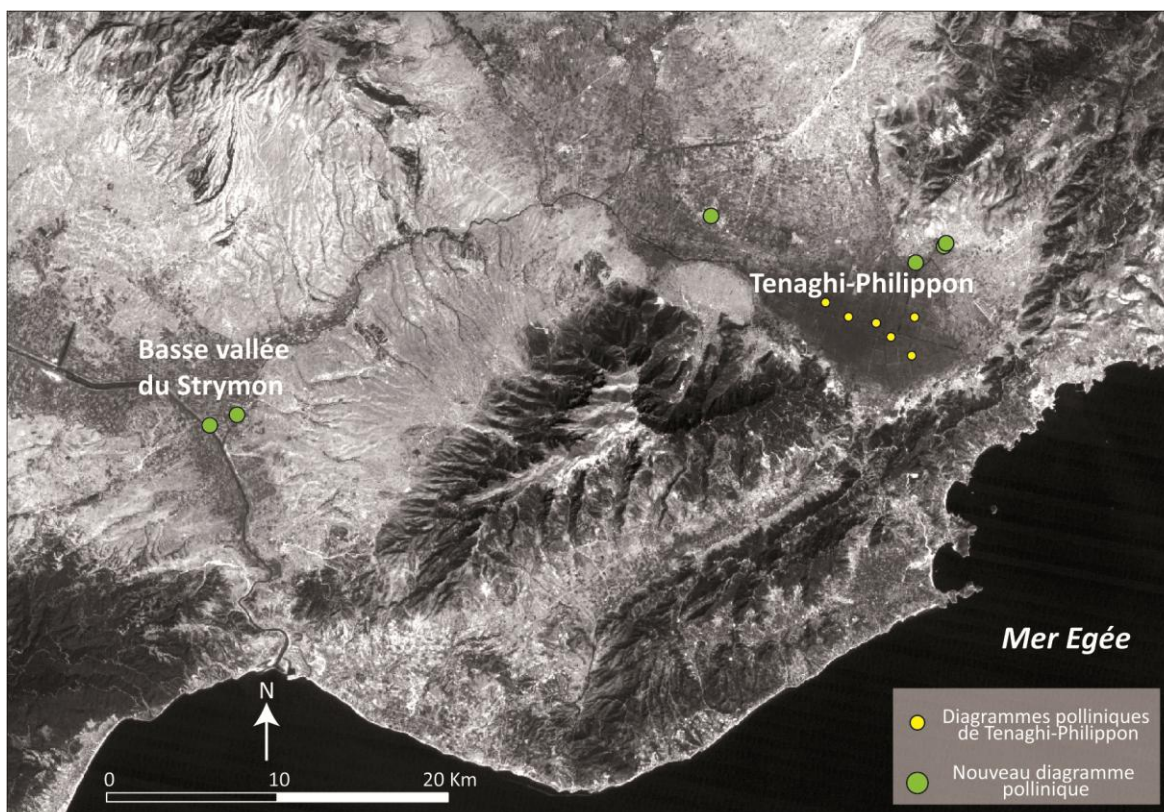


Figure 3.23 : Localisation des diagrammes polliniques préexistants (Tenaghi-Philippon) ainsi que ceux présentés dans ce travail.

Protocole de préparation et interprétation. – La préparation des échantillons en vue de l'analyse des échantillons de la pluie pollinique contemporaine s'est effectuée au laboratoire du CSIC de Madrid. Le protocole de traitement chimique est standard (Faegri et Iversen, 1989). Il est relativement semblable à celui réalisé pour les échantillons fossiles en termes de « réactions chimiques », avant de pouvoir monter les lames. Néanmoins, cette méthode est beaucoup plus rapide puisque la séparation entre les grains de pollen et la mousse qui les contient et les conserve, se fait sans passer par une étape chronophage de séparation sédiment-pollen par densité (liquide de Thoulet). Le comptage s'effectue sur une somme de base d'au minimum 500 grains de pollen en excluant les MNPs et les taxons hydro-hygrophytes. Les résultats seront présentés dans la troisième partie du manuscrit sans que des analyses statistiques plus précises ne soient entreprises pour le moment. Cette démarche n'est donc que prospective avant de futures analyses.

3.5.6. Le signal incendie

3.5.6.1. Principe et méthodologie

Le but de cette analyse est de reconstruire l'histoire locale des feux en caractérisant et quantifiant les résidus carbonisés. L'objectif sous-jacent est de comprendre les causes et le mécanisme des incendies (réurrence, intensité, modes de dépôt, périodes de mise à feu et évolution) au cours d'une temporalité prédéfinie. Ce type d'analyse s'est développé parallèlement aux études polliniques puisqu'au milieu du XX^e siècle, Iversen (1941), dans le cadre de recherches sur les occupations néolithiques au nord de l'Europe comptabilisait déjà le nombre de particules charbonneuses sur les lames palynologiques. Il observa une tendance semblable entre l'augmentation du nombre de microcharbons et la diminution des pourcentages de pollens arboréens. Ainsi, il a été progressivement établi que les premières phases d'anthropisation comportaient des pratiques de défrichement ou d'activités agropastorales impliquant des brûlis que l'on retrouve dans le signal incendie (Métaillé, 1981 ; Mazoyer et Roudart, 1997 ; Galop, 1998 ; Vannière 2001, 2003 ; Vannière et Martineau, 2005).

Dans cette thèse, **trois carottages** ont été étudiés (Dik4, FC1 et FC2) regroupant un total de **249 échantillons** (Tab.3.3). Le choix de ces carottages repose (1) sur des lieux à proximité de sites archéologiques datant au minimum du Néolithique Récent, (2) dans des contextes sédimentaires différents et (3) sur des séquences qui ont fait l'objet d'analyses complémentaires (palynologie, granulométrie, perte au feu ou micromorphologie).

3.5.6.2. Méthodologie et protocole d'analyse

La méthode adoptée dans ce travail est qualifiée de méthode par tamisage (« *Sieving method* » selon Whitlock et Larsen, 2001; Vannière *et al.*, 2008). L'analyse du signal incendie se fait sur la base d'un décompte des micro- voire macro charbons de bois présents à l'aide d'un microscope à réflexion (Vannière, 2001) après un tamisage à 100 ou 150 μm . L'identification des particules carbonisées repose sur la réflectance des particules, permettant de dissocier les résidus carbonisés (microcharbons) des débris (minéraux, restes fauniques, etc.) opaques non carbonisés (Vannière, 2001). Cette méthode ne se limite pas à la simple quantification totale du nombre de microcharbons, mais s'intéresse également à la taille et la morphologie (structure interne et externe) de ces particules. Les comptages sont donc décomposés en plusieurs classes distinctes définies par la littérature (Umbanhowar et McGrath, 1998 ; Enache et Cumming, 2006) et exprimés en nombre et en surface de particules par volume de sédiment appelé « influx sédimentaire » (*CHarcoal Accumulation Rate* ; en « $\text{nb.cm}^2.\text{an}^{-1}$ »). Le calcul de l'influx sédimentaire permet de pondérer l'intensité du signal en fonction des variations du taux de sédimentation. L'analyse des carottages FC1 et FC2 s'est faite en collaboration avec Yann Le Drézen (Laboratoire de Géographie Physique) et consiste au comptage des particules charbonneuses pour les échantillons concernés.

Les échantillons ont été préparés au laboratoire Chrono-Environnement (UMR CNRS 6565) de l'université de Franche-Comté à Besançon tandis que les observations se sont effectuées au laboratoire LETG-Caen-Géophen. Le protocole de traitement et d'observation des échantillons réalisé dans cette présente étude est différent de celui mis en place pour l'observation pollinique dans le but d'éviter le fractionnement des particules (centrifugeuse et séparation mécanique des sédiments) engendrant des biais significatifs dans le dénombrement des particules au microscope optique. Ainsi les échantillons sont prélevés en fonction de leur volume (2 à 4 cm³) et non seulement de leur masse. Ils sont trempés dans une solution de NaOH à 10 % pendant au moins 24 heures afin de détruire la matière siliceuse avant d'ajouter de l'eau oxygénée (H₂O₂) durant 24 heures pour détruire le matériel organique non carbonisé, rendant ainsi l'identification plus simple (Rhodes, 1998). La solution est ensuite tamisée à 150 µm afin de conserver uniquement les particules de granulométrie supérieure, qui sont comptabilisées à l'aide d'une loupe binoculaire (agrandissement 40x et 60x). Le comptage se fait d'après observation de la surface des particules et de leur texture en lumière réfléchie.

3.5.6.3. Interprétation du signal

La présence régulière et permanente de microcharbons le long d'une séquence constitue la tendance générale qui peut être liée simplement à la présence de matière combustible disponible dans l'environnement (Marlon *et al.*, 2006 ; Vannièrè *et al.*, 2016) ou à un signal incendie d'origine régionale (Whitlock et Larsen, 2001). Les pics au-delà de cette tendance indiquent des épisodes d'incendie locaux ou infra régionaux autour du site de prélèvement (Long *et al.*, 1998 ; Vannièrè *et al.*, 2008). Par ailleurs, l'observation de la morphologie des résidus carbonisés fournit de nombreuses informations complémentaires sur les modes de dépôts et sur les sites de production des particules (Whitlock et Larsen, 2001). Quatre classes sont ainsi définies lors de nos travaux (« petit résistant » ; « grand résistant » ; « petit fragile » ; « grand fragile », cf partie II chapitre 4 ; Fig.4.25). Il s'agit tout d'abord d'un critère de taille entre les « petites » et les « grandes » particules correspondant respectivement aux particules inférieures ou supérieures à 62500 µm². Les grandes particules sont perçues comme de bons indicateurs d'épisodes de feux locaux du fait de leur faible propension à se déplacer sur de longues distances (Clark et Hussey, 1996 ; Whitlock et Larsen, 2001). Dans un second temps, la distinction se fait sur la morphologie, entre les particules arrondies ou émoussées plutôt massives et compactes qualifiées de « résistantes » et celles plus allongées (ratio hauteur/largeur d'au minimum 3) à la porosité et au contour très irrégulier qui sont qualifiées de « fragiles ». Dans le cas des particules résistantes, les études montrent qu'elles correspondent généralement à des microcharbons remaniés après leur production et avant leur dépôt définitif (Vannièrè, 2001 ; Whitlock et Larsen, 2001). À l'inverse, le qualificatif de « fragile » indique que le signal est direct et les particules peu ou pas altérées sont déposées pendant ou peu après l'incendie producteur de débris carbonisés (Vannièrè et

al., 2003 ; Enache et Cumming, 2006). Les particules les plus allongées peuvent également provenir du type de combustible telles que les herbacées qui ont un ratio hauteur/largeur très élevé (Umbanhowar et McGrath, 1998).

3.6. L'utilisation des données archéologiques et historiques

Les carottages et les coupes stratigraphiques ne permettent pas toujours d'obtenir une information précise des conditions paléoenvironnementales du fait du remaniement ou de la destruction des archives sédimentaires les plus récentes. C'est le cas par exemple dans la plaine de Philippes-Drama et la basse vallée du Strymon où les 30 cm supérieurs sont systématiquement labourés et ne présentent plus aucun potentiel. Les données historiques et/ou archéologiques peuvent partiellement combler cette lacune par des informations de diverses natures sur les zones humides et le rapport des sociétés avec ces dernières. Les informations sont issues d'un grand nombre de sites et d'une importante diversité de sources (archéozoologie, anthracologie, micromorphologie, céramologie, etc.). Ces données résultent de toutes les campagnes de fouilles, missions d'études et autres programmes de recherche pluridisciplinaires dirigés par les différents organismes implantés régionalement (e.g. École française d'Athènes, Éphories antiques de Kavala, Drama, de Serres). Les apports de ces données sont indispensables pour une approche « paléoenvironnementale anthropocentrée » comme la nôtre. L'utilisation des données archéologiques dépasse largement l'utilisation des datations chronoculturelles. Car si les opérations archéologiques sont menées de manière autonome, elles n'en demeurent pas moins complémentaires plutôt que parallèles aux recherches paléoenvironnementales.

Les recherches géoarchéologiques présentées dans ce manuscrit sont donc tributaires des découvertes et de l'avancée des débats archéologiques sur plusieurs aspects :

- Les connaissances archéologiques aident à cibler les recherches paléoenvironnementales géographiquement et thématiquement. Ce qui peut également être réciproque. Il s'agit d'une **fonction de localisation et de découverte** de site d'intérêt potentiel.

- Les recherches « hors site » qui ont été effectuées à proximité immédiate des sites archéologiques ont un intérêt particulier puisqu'elles peuvent révéler une ancienne extension plus grande ou une réorganisation des sites de peuplement (**rôle de prospection**), avec des sondages à moindre coût, avant d'envisager des opérations de fouilles.

- Les données archéologiques peuvent expliquer les causes d'un changement rapide de l'environnement (la réciproque est vraie). La complémentarité avec l'archéologie se vérifie donc également dans les **liens de causalité et l'interprétation**. Des fouilles archéologiques sont toujours en cours dans la région. Elles fournissent

régulièrement de nouvelles informations et favorisent largement les discussions et les orientations des futures recherches à mener.

3.6.1. L'utilisation des archives historiques

L'évolution des zones humides a pu être déterminée par l'exploitation d'archives historiques, comme l'a entrepris L. Lespez dans sa thèse (1999). Ces archives sont de plusieurs ordres selon leur ancienneté, leur conservation et leur précision.

3.6.1.1. Témoignages historiques

Témoignages de l'Antiquité. - Les premières informations sur l'évolution des zones humides de Macédoine orientale sont des témoignages historiques qui datent des premiers siècles avant J.-C. (Annexes 4 et 6 ; Textes de Théophraste 372-282 cal BC. et d'Appien d'Alexandrie vers environ 90-170 cal AD). De façon synthétique, l'existence de ces documents et leur contenu révèlent plusieurs points d'intérêt (Lespez, 1999 ; Lespez et Tirologos, 2004) :

- L'importance de la région et des zones humides qui y sont présentes dans les préoccupations et l'histoire antiques. La richesse archéologique de la période, la fondation de grands centres socioculturels¹⁰ et l'occurrence d'événements historiques majeurs¹¹ expliquent en partie ces écrits.
- Les descriptions paysagères, avec des précisions sur la topographie, sur l'occupation des sols et sur la gestion des ressources environnementales sont nombreuses.

Outre la subjectivité qui peut apparaître dans les écrits et qui doit donc être considérée avec prudence, ce sont des sources d'informations intéressantes à plusieurs titres :

- Elles décrivent l'état des paysages de zones humides à une époque donnée et les éléments hydrologique et biologique les caractérisant (« *eau qui suinte et stagne* », « *plaine couverte d'étangs et d'arbres* » ; « *des étangs et des marais qui s'étendaient jusqu'au fleuve Strymon* », « *l'ennemi tirait son bois des montagnes, lui, il ne pouvait en prendre que*

¹⁰ La fondation d'une colonie et d'une ville fortifiée éponyme par Philippe II alors roi de Macédoine, père d'Alexandre Le Grand se fait en 356 avant J.-C.

¹¹ La bataille de Philippe (octobre 42 av. J.-C.) a lieu aux abords de la ville et de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon. Elle oppose d'une part les républicains Brutus et Cassius (assassins de César en 44 av. J.-C.) s'étant enfui vers l'Orient la même année et les triumvirs d'Octave et d'Antoine. Avec leurs alliés respectifs, les légions, les cavaliers et les flottes forment des armées de plusieurs dizaines de milliers de combattants dans chaque camp (Combes-Dounous, 1808 ; Annexe 5).

dans des marais », « se frayer clandestinement un passage au travers des marais (...) en coupant les roseaux » (Annexes 4 et 6).

- Elles confirment l'existence d'interactions entre les sociétés préhistoriques et les zones humides du secteur d'étude.
- Elles témoignent du dynamisme des zones humides bien avant leur prise en considération moderne et les aménagements réalisés au siècle dernier.
- Elles indiquent des transformations paysagères (assèchement, défrichement et mise en culture) d'origine anthropique.
- Elles insinuent l'existence de forçages et de conséquences climatiques (« *un air plus léger* » par opposition à « *un air plus lourd et plus froid* ») suite à la gestion des zones humides.
- Elles suggèrent un intérêt précoce des sociétés pour les aspects reconnus et manifestes des phénomènes naturels et pour la prise en compte de causalités multiples.

Témoignages de l'époque moderne. – Suite à l'intérêt précoce de ces milieux lors de l'Antiquité, de nombreux voyageurs plus contemporains sont venus à leur tour aux abords des zones humides pour restituer et replacer les événements initialement décrits (Cousinéry, 1831 ; Leake, 1835 ; Heuzey et Daumet, 1876 ; Perdrizet 1894, 1895, 1897, 1898, 1900, 1933 ; Collart, 1929, 1931 ; Bellier et al., 1986). On s'aperçoit dans les descriptions que les villes sont souvent resituées en fonction de leur position par rapport aux contextes géomorphologique et topographique mais également par rapport aux hydrosystèmes. Ces témoignages qui se succèdent depuis le XVI^e siècle ont permis de constater des changements paysagers par rapport aux textes d'origine, mais également vis-à-vis des environnements actuels. Ils font office de « premières recherches » paléoenvironnementales sur la zone d'étude, puisqu'ils visent à comparer des situations géographiques de manière diachronique. Ils soulignent notamment l'importance du fleuve (Strymon), la nature lacustre et marécageuse des plaines d'inondations, les variations saisonnières et les contraintes au déplacement que cela engendre.

3.6.1.2. Sources cartographiques, iconographiques et photographiques

Depuis la fin du XIX^e siècle, les évolutions des zones humides peuvent être suivies grâce aux informations cartographiques, iconographiques, voire photographiques. Ces nouveaux documents viennent généralement corroborer les témoignages écrits faisant état de la prédominance des zones humides, tout en apportant des précisions complémentaires sur certains changements géographiques. Ils permettent également de localiser certains lieux qui n'apparaissent pas clairement dans les paysages contemporains (e.g. Position des armées, chemin temporaire, etc. ; Fig.3.24).

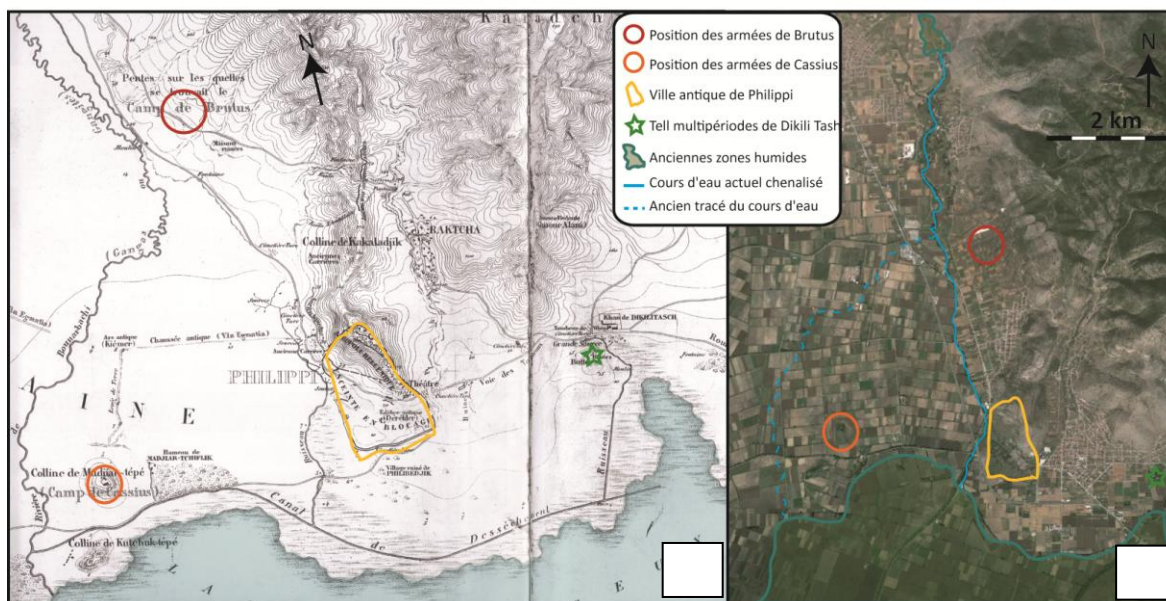


Figure 3.24 : A : Le champ de la bataille de Philippes d'après Heuzey et Daumet, 1876 et B : Image satellitaire contemporaine de Google Earth (2016).

Enfin, au cours du XX^e siècle, le développement technique ainsi que la photographie ont permis d'obtenir des représentations plus fines de l'évolution des espaces considérés. Les comparaisons diachroniques de la plaine de Philippes-Drama, à partir de différentes sources, attestent des changements rapides et d'origine anthropique des cours d'eau et des espaces palustres de Macédoine orientale. On constate notamment un intense drainage des marais au profit de parcelles agricoles et une rectification des cours d'eau. Outre la création de structures parfaitement géométriques pour optimiser l'espace, les conséquences sont très fortes tant pour le fonctionnement hydrologique de la zone humide vouée à disparaître que pour l'aspect fonctionnel de la plaine. Ces recherches historiques, préalables à toute investigation paléoenvironnementale, ont permis de faire un état des lieux sur l'existence d'anciennes zones humides et sur leur dynamique jusqu'à nos jours. Cela nous permet également de cibler des espaces pour les nouvelles investigations. Si nous ne produisons pas nous même ce type de document, ils font tout de même partie intégrante de notre réflexion.

Conclusion

Dans une approche géoarchéologique, les données sont nécessairement éparées et parcellaires sous l'effet du temps, des dynamiques environnementales et des actions anthropiques. Il est nécessaire de composer avec une multitude d'indices issus de nombreuses disciplines afin de voir émerger un faisceau d'informations convergentes.

Interdisciplinarité. - Dans ce travail, chaque méthode se préoccupe des problématiques inhérentes à sa discipline que cela soit des questions de détermination, de conservation ou de représentation. Néanmoins, les résultats sont systématiquement comparés et intercorrélés. Ainsi l'approche géomorphologique nous informe sur l'origine des sédiments analysés, leur mode de transport et de dépôt ce qui permet ensuite de définir les discontinuités spatiale et temporelle dans les enregistrements paléobiologiques. Le problème de la taphonomie est intrinsèque aux recherches géoarchéologiques en zones humides et ne doit pas être éludé. D'où viennent les sédiments et les pollens qu'ils contiennent ? Quels espaces et quels milieux représentent-ils ? Quelles sont les limites géographiques à leur interprétation ? Existe-t-il une conservation différentielle de nos proxies ? Toutes ces questions font intervenir un dialogue entre spécialistes de diverses disciplines.

L'utilisation complémentaire de tous les indicateurs permet (1) de **ne pas biaiser le développement méthodologique des analyses *a priori***, (2) **d'intégrer une approche éminemment géographique** à travers le jeu d'échelle et la localisation des sondages, (3) **d'intégrer la complexité** induite par l'imbrication d'informations parfois contradictoires de prime abord et (4) de **discriminer le signal climatique du signal anthropique**. La confrontation entre toutes les données recueillies par chacune des approches est la clé de voûte de la démarche géoarchéologique et de sa finalité : la reconstitution des dynamiques environnementales. Les résultats obtenus s'inscrivent dans une démarche géoarchéologique d'analyse multiscalaire et multi-indicateur en domaine continental fluvio-lacustre et palustre.

À travers cette approche géoarchéologique l'objectif est de réduire autant que possible les problèmes taphonomiques et notamment de l'analyse palynologique. Pour cela des choix méthodologiques novateurs ont été réalisés : (1) les analyses sont menées sur des carottages où la surface hydrologique contributrice est très variable (multiscalaire) ; (2) des comptages sont effectués sur des séquences proches afin d'estimer le rôle de la distance à la source de perturbation (anthropique) ; (3) des échantillons de pluie pollinique contemporaine ont fait l'objet d'analyse pour mieux interpréter les spectres polliniques fossiles.

À l'issue de la thèse de L. Lespez et des travaux qui en résultent (Lespez, 2008), l'état des connaissances constitue un socle robuste permettant de prolonger les recherches et d'initier de nouvelles investigations (Fig.3.25). Notre objectif a été de compléter et d'améliorer les données paléoenvironnementales existantes (formes, sédiments et

pollens), mais également d'étendre les champs d'études en proposant un croisement avec de nouveaux indicateurs.

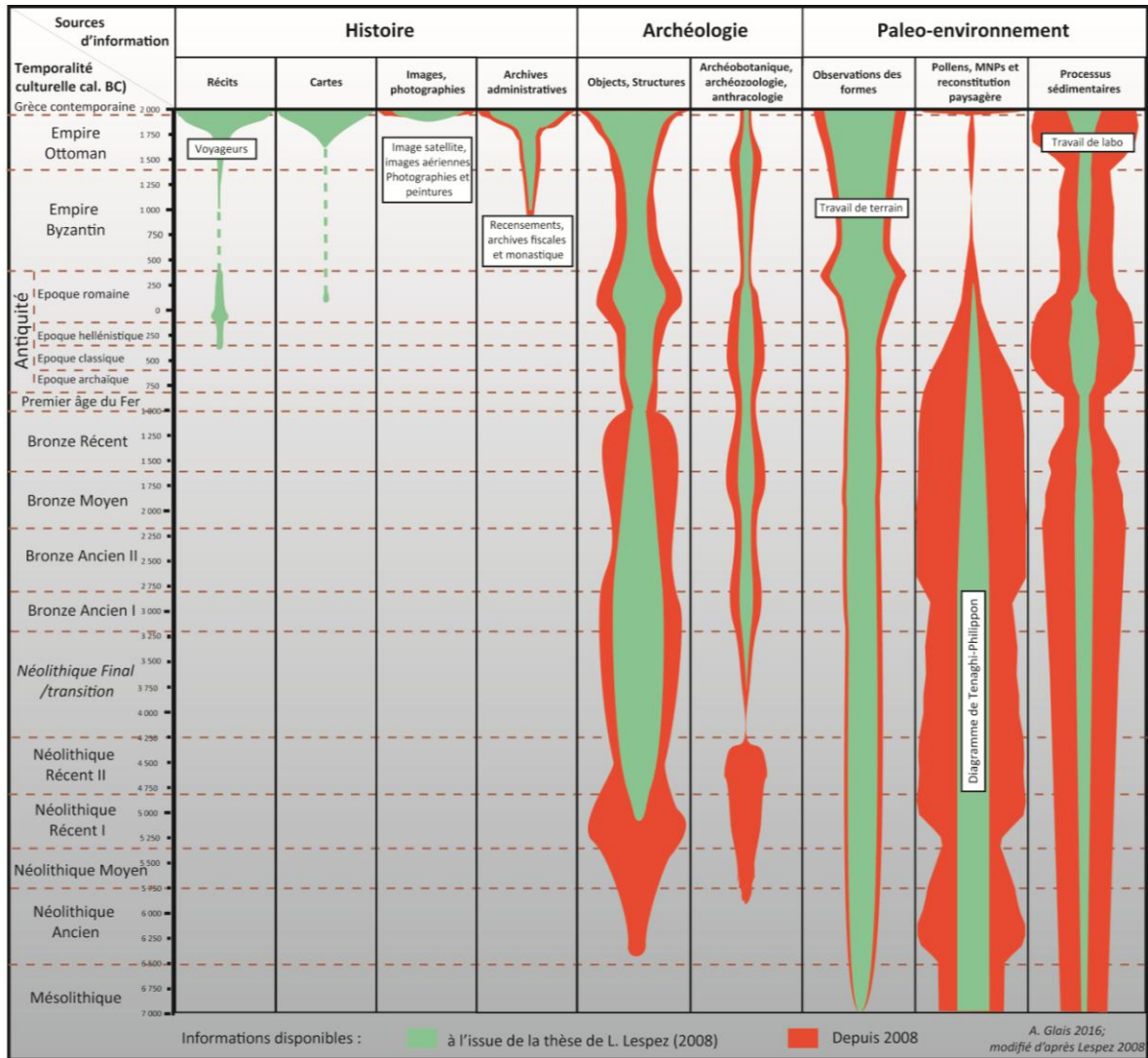
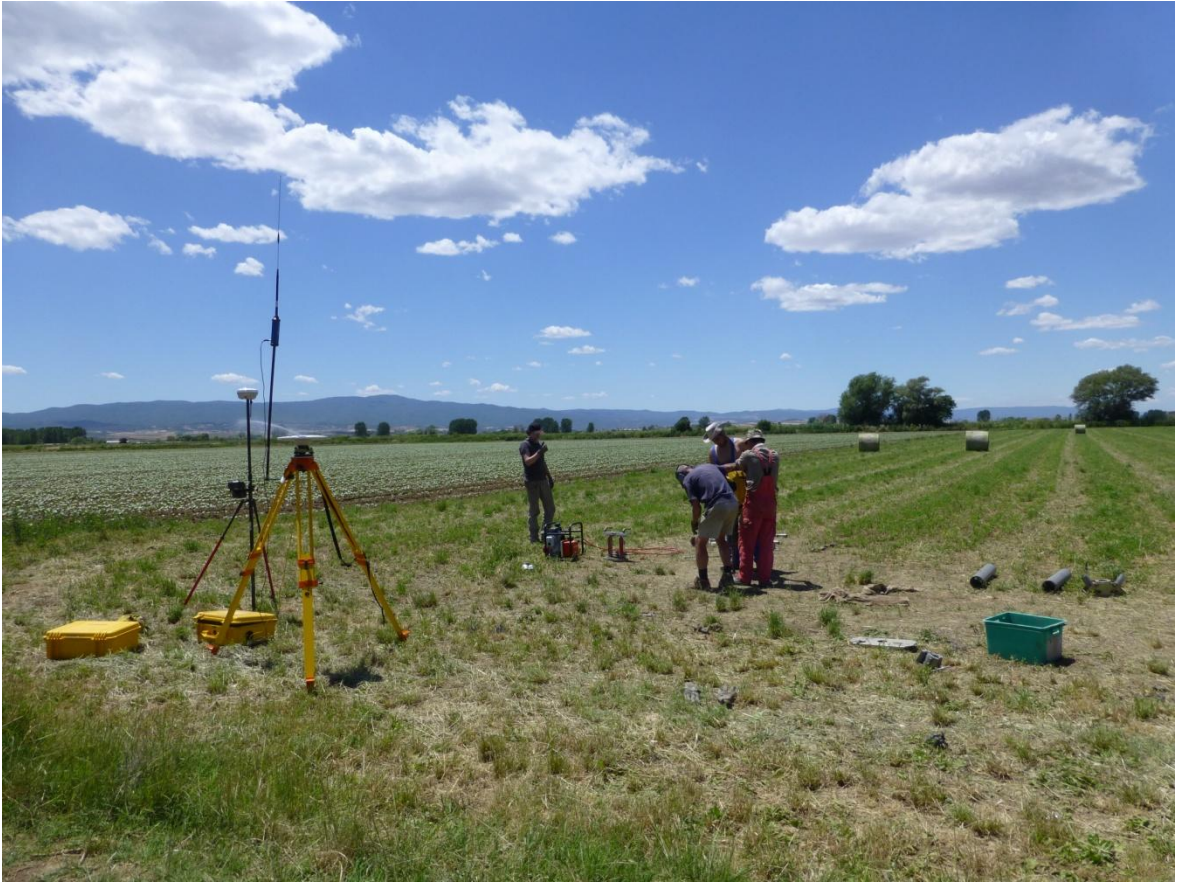


Figure 3.25 : Représentation schématique de l'état des connaissances et des différentes sources d'information disponibles à l'issue de la thèse.



Deuxième partie Variabilité climatique et
anthropisation

Chapitre 4. Le vallon et le tell de Dikili Tash

Introduction

Les études paléoenvironnementales aux abords immédiats du tell n'ont réellement commencé qu'à la fin du XX^{ème} siècle avec des sondages profonds de 7 à 13 mètres (Lespez, 1999 ; Lespez et al., 2000). Leur objectif était « *d'accéder au sol vierge situé sous les dépôts anthropiques et aux formations superficielles sous-jacentes afin de définir leur nature et de comprendre leurs rapports avec le contexte morphostructural local* » (Lespez et al., 2000). Comme l'illustre les profils longitudinaux et transversaux (Fig.4.1), ces sondages ont permis de connaître (1) les formations sédimentaires sur lesquelles se sont installées les premières populations et (2) de définir (apparence, composition, provenance, etc.) les différents horizons anthropogéniques. À la suite de ces travaux, l'objectif de ce chapitre est de comprendre le fonctionnement du vallon et son évolution face aux variables de contrôle que sont les débits liquides et solides, afin d'identifier les causes des transformations observées. Compte tenu des connaissances bien établies sur les remplissages pléistocènes et sur la dynamique des dernières décennies, les carottages ont été effectués sur les sédiments holocènes, où s'entremêlent le poids des forçages anthropiques et climatiques. L'épaisseur du remplissage varie de moins de 2 mètres dans le vallon à plus de 10 mètres sur le tell. Afin de suivre en « continu » la stratigraphie de l'accumulation sur le tell et du remplissage dans le vallon nous présenterons plusieurs transects de carottages et sondages à la tarière à main organisés dans l'axe d'écoulement du vallon et perpendiculairement à ce dernier (Fig.4.2). Ainsi, les analyses sédimentologiques et paléobiologiques réalisées conservent une approche géographique avec : (1) le tell et ses abords puis (2) le vallon et les limites de l'ancien marais. Les résultats récents exhaustifs présentés ici sont déjà pour partie publiés dans :

- Glais A., López-Sáez J.A., Lespez L., Davidson R., 2016a. "Climate and human-environment relationships on the edge of the Tenaghi-Philippon marsh (Northern Greece) during the Neolithization process", *Quaternary International*, 403, pp. 237-250 ;

- Lespez L., Tsirtsoni Z., Darcque P., Malamidou D., Koukouli-Chryssanthaki H., Glais A., 2017. "Identifying the Earliest Neolithic Settlements in the Southeastern Balkans Methodological Considerations Based on the Recent Geoarchaeological Investigations at Dikili Tash (Greek Eastern Macedonia)", in Reingruber A., Tsirtsoni Z., Nedelcheva

P.,(eds) *Going West?: The Dissemination of Neolithic Innovations between the Bosphorus and the Carpathians (Themes in Contemporary Archaeology)*, Chapitre 4, pp.43-55 ;

- Glais A., Lespez L., Vannière B., López-Sáez J.-A., (accepté) "A human shape landscape in NE Greece. Palaeoenvironmental approach". *Journal of Archaeological Science report*.

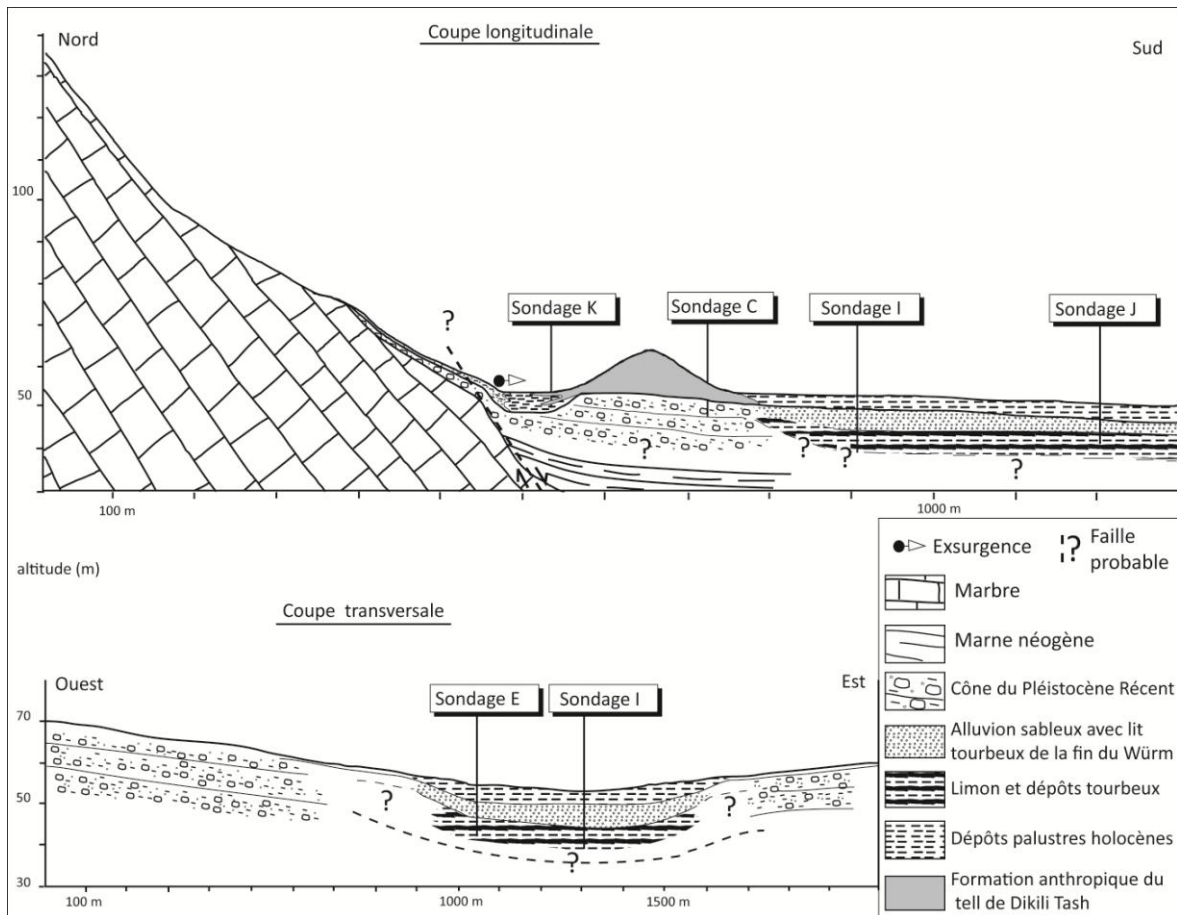


Figure 4.1. *Profils longitudinaux et transversaux du vallon de Dikili Tash (Lespez et al., 2000).*

Les unités chronostratigraphiques représentées sur chaque transect sont caractérisées par l'intermédiaire d'une description précise d'un carottage et des analyses géomorphologiques et/ou paléobiologiques réalisées dedans. Les carottages du vallon de Dikili Tash sont donc localisés selon deux principes (Fig.4.2) :

- Celui de constituer un transect longitudinal dans l'axe du vallon depuis le tell de Dikili Tash jusqu'à l'ancien marais de Tenaghi-Philippon situé 2 km en aval ;
- Celui de concentrer tous les carottages sur la rive droite du cours d'eau contemporain, à l'instar du tell, afin de limiter les apports sédimentaires autres que les apports alluviaux du cours d'eau et ceux du cône de déjection de Dikili Tash à l'Ouest (Fig.4.1).

Les résultats sont présentés selon une logique (1) amont-aval, (2) par transect sédimentaire successif, dont les processus d'accumulation sont détaillés (3) à travers la description et l'analyse d'un carottage représentatif.

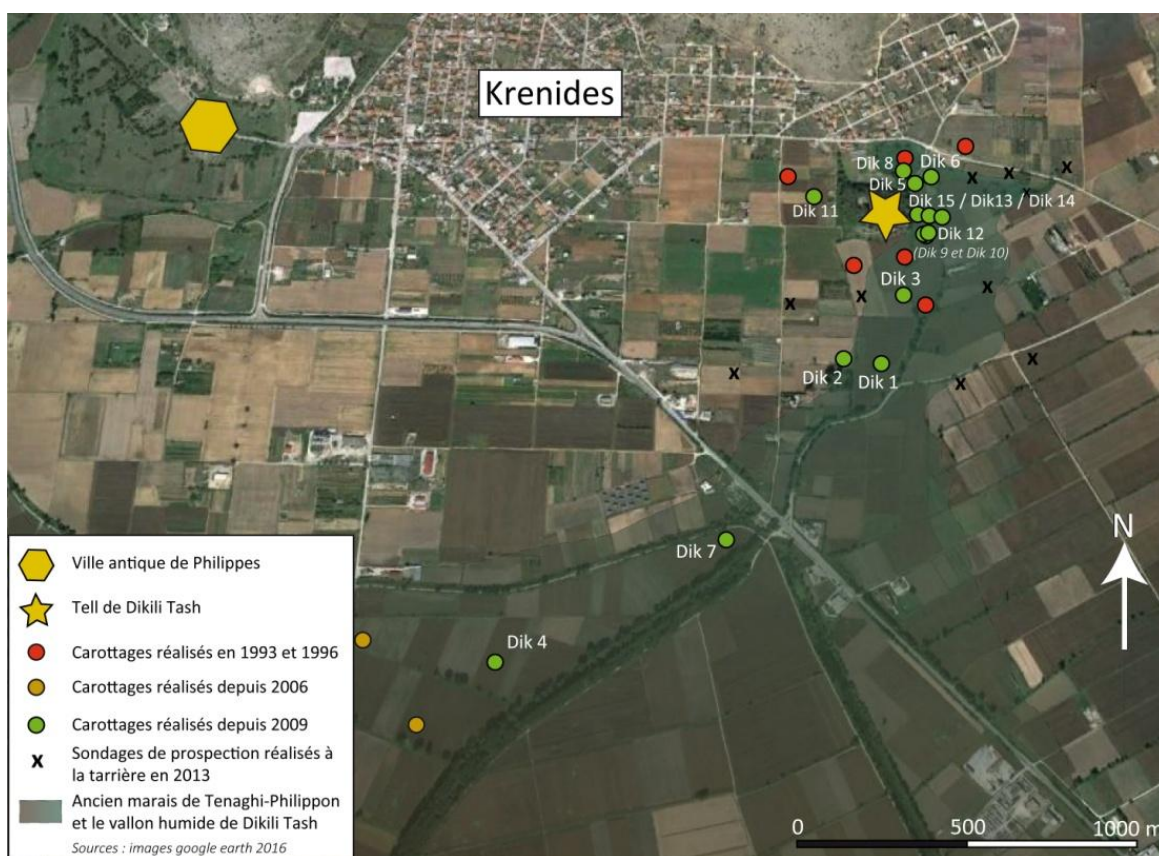


Figure 4.2. Localisation des sondages réalisés dans le vallon de Dikili Tash.

4.1 Les abords du tell, une dynamique sous influence anthropique depuis le Néolithique Ancien

4.1.1 Situation des carottages réalisés

4.1.1.1 Les sondages intrasite et les fouilles archéologiques

Afin de sonder la succession des niveaux anthropogènes sur le tell de Dikili Tash, dix carottages ont été réalisés à l'intérieur du site archéologique, lors de deux campagnes (2010 et 2012). L'objectif était de compléter les excavations archéologiques en prospectant de nouveaux espaces du tell (Fig.4.3). La logique d'implantation des carottages, plus amplement détaillée dans les travaux publiés de L. Lespez et ses collaborateurs (Lespez et al., 2013, 2017), vise à définir l'évolution topographique du tell et la localisation du peuplement au cours des différentes périodes d'occupation. Les faciès sédimentaires rencontrés en intrasite ont été récemment détaillés (Lespez et al., 2017).

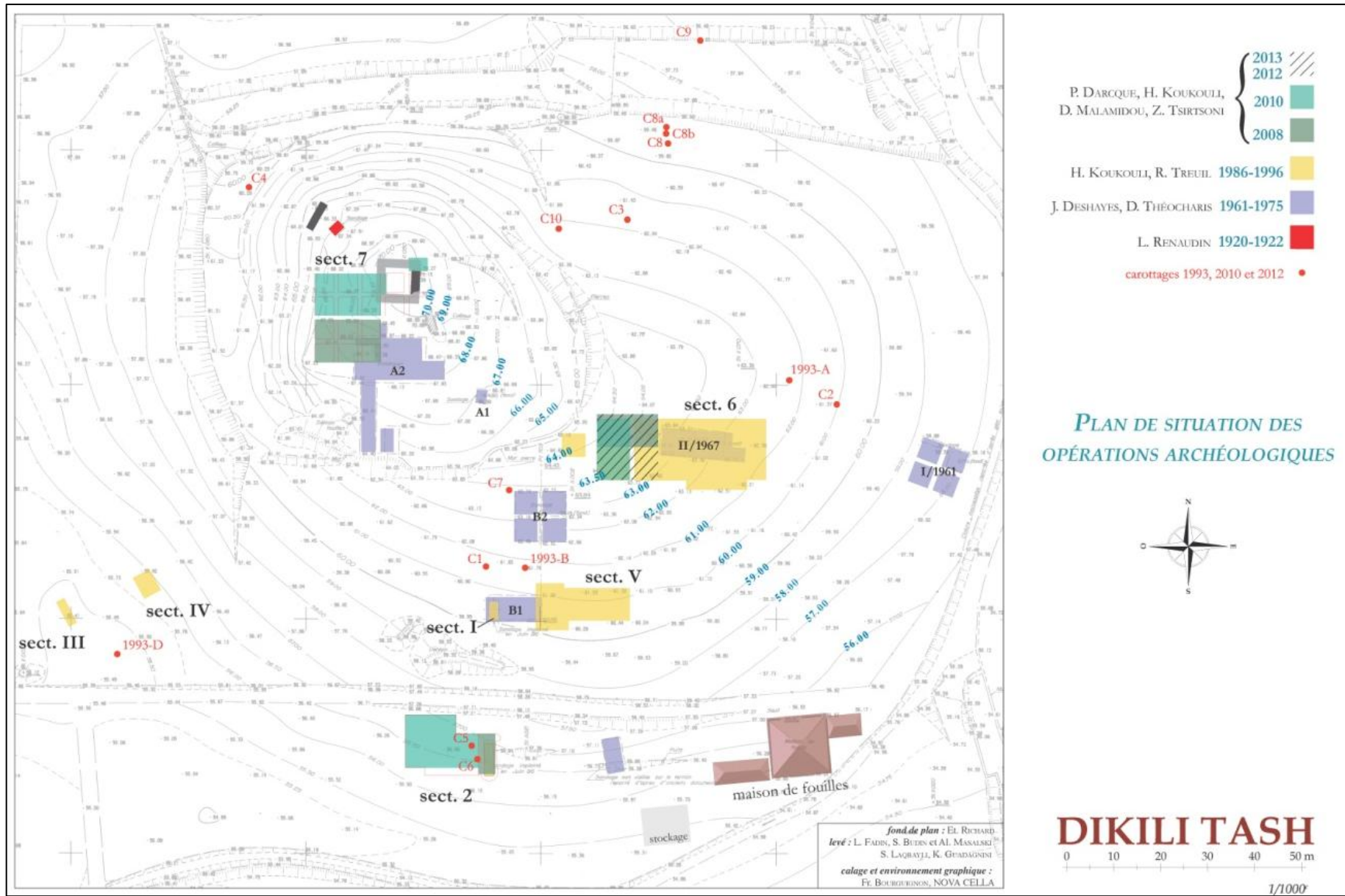


Figure 4.3. Plan des opérations archéologiques réalisées sur le tell de Dikili Tash (Darcque, 2013).

4.1.1.2 Premières tentatives d'analyses palynologiques

Les premières analyses palynologiques menées à la fin des années 1990 sur les sédiments organiques du vallon et de la petite mare de Dikili Tash en amont du tell ont été entreprises sur quatre sondages (B, D, I et K). Concernant les trois premiers carottages, les 60 échantillons préparés se sont avérés être insuffisamment fertiles et mal conservés pour la plupart, n'atteignant pas un niveau statistique suffisant (diversité et somme de base) pour être représentatif. L'échec de ces tentatives provient d'une discontinuité dans les niveaux contenant du matériel sporo-pollinique identifiable, des trop faibles concentrations polliniques (<1000 grains/gramme de sédiment) et des diversités taxonomiques inférieures à 20 taxons, ainsi qu'un pourcentage trop important de grains de pollens indéterminables. Ces lacunes ont plusieurs causes (Lespez et al., 2000) :

- - une sédimentation colluviale constituée d'horizons limono-sableux à sableux favorisant la corrosion au détriment de la conservation des grains de pollens ;
- un milieu de sédimentation relativement basique (pH moyen des eaux de 7,7 ; Knithakis, 1983) défavorable à la conservation des grains de pollens (Havinga, 1984) ;
- - une stérilité des niveaux argileux pourtant organiques qui résulte des variations saisonnières du niveau de la nappe phréatique. La mise hors d'eau de ces niveaux accentue l'oxydation des pollens ainsi que les attaques micro-biologiques.

Les sondages B, D, I et K ont tout de même confirmé l'existence d'une anthropisation des environs du site archéologique à travers la présence de pollens de *Cerealia* type à des pourcentages importants (18%), d'Urticaceae, de *Cannabis/Humulus*, de *Plantago lanceolata* type, de *Centaurea*, de *Ficus carica* et de *Linum*. Finalement, l'unique diagramme pollinique qui a pu être produit par J.P. Suc (*in* Lespez et al., 2000) dans les environs du site archéologique provient des sédiments argileux de la mare (sondage K), au nord du site, parfois interrompus par des passées colluviales. Les concentrations polliniques restent faibles (entre 249 et 2285 grains de pollens par gramme de sédiment) mais fournissent pour la première fois un aperçu de la composition floristique au cours de l'Âge du Bronze puis à partir de la fin de l'époque byzantine (Fig.4.4).

Ces analyses ont posé les jalons de l'utilisation des séquences sédimentaires du vallon comme outil d'analyse de la végétation. Le faible nombre des échantillons analysés et leur contenu pollinique ne confèrent à ce sondage qu'une portée toute relative. Néanmoins, ce diagramme informe de la présence de certains taxons possédant des affinités écologiques bien particulières (associées ou non aux pratiques anthropiques). C'est également la très forte différence entre l'image fournie par ce diagramme et celui du centre de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon (Greig et Turner, 1974), pourtant localisé à moins de 7 km, qui a attiré l'attention sur la diversité des enregistrements (Lespez, 2008). Les problèmes de conservation n'expliquent pas à eux seuls ce contraste. Nous avons donc entrepris une analyse de plusieurs séquences, dans des dépôts de différentes natures et à des distances variables du site archéologique pour mieux cerner les transformations de la végétation du site de Dikili Tash jusqu'au marais.

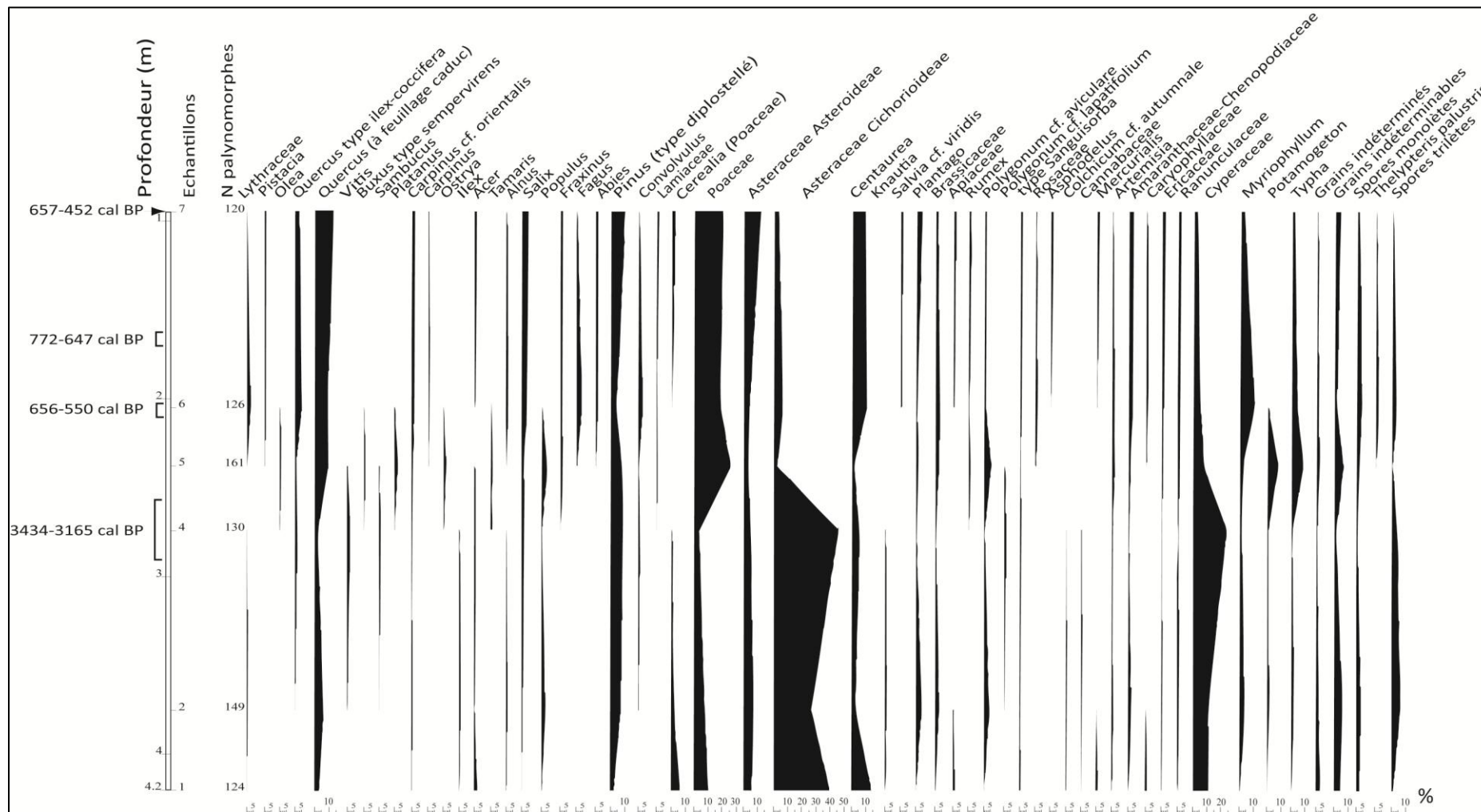


Figure 4.4. *Diagramme pollinique du sondage K de 1996 (mare de Dikili Tash). Extrait de Lespez, 1999. Analyses réalisées par J.-P. Suc.*

4.1.1.3 Les sondages hors site récents

Les carottages réalisés au pied du tell de Dikili Tash visent avant tout à renseigner les interactions entre le site archéologique fouillé depuis des décennies et son environnement proche, dont les connaissances sont sporadiques. Le carottage de Dik11 a confirmé qu'à l'ouest du tell, les dépôts holocènes sont peu épais (< 120 cm) et principalement alluviaux reposant directement sur les dépôts pléistocènes d'un cône de déjection. Les carottages ont donc été concentrés à l'est du tell, généralement dans le prolongement des transects intrasites, dans le vallon humide drainé par un cours d'eau permanent où la sédimentation est la plus importante, (Fig.4.5) :

- Les 3 carottages (Dik5, Dik6 et Dik8) ont été réalisés afin d'obtenir une séquence sédimentaire complète entre le tell et l'exurgence. Cette zone est actuellement occupée par une mare fortement végétalisée (roselière et saulaie) et en eau pendant presque toute l'année. La difficulté d'accès à ce milieu humide a permis un seul carottage, Dik8, en période de basse eau. Les deux autres carottages au sud-est (Dik5 et Dik6) sont situés sur des terrains actuellement cultivés respectivement à 40 et 10 mètres du cours d'eau. Ils sont distants de Dik8 d'une cinquantaine de mètres et séparés par une digue-chaussée correspondant à un ancien moulin d'époque ottomane et servant désormais de chemin d'accès au tell ;
- Les 3 carottages alignés à l'est du tell (Dik13, Dik14 et Dik15) ont été réalisés dans le but d'obtenir une connaissance du remplissage sédimentaire selon un transect transversal à l'axe du vallon, depuis le pied du tell jusqu'au cours d'eau ;
- Les 3 carottages jumeaux au sud-est du tell ont été entrepris dans le but d'identifier une éventuelle divagation du cours d'eau au cours de l'Holocène, d'apporter des informations sur l'évolution du niveau des nappes phréatiques et d'initier un transect dans l'axe du vallon à partir du tell jusqu'au marais.

4.1.2 Architecture du remplissage et analyses sédimentaires au pied du tell

4.1.2.1 Faciès sédimentaires observés et datations réalisées

À proximité du tell, les dépôts pléistocènes retrouvés à la base de nombreux carottages sont concordants avec les descriptions et à l'organisation générale du remplissage fait préalablement (Lespez, 2008). Les faciès sédimentaires holocènes observés et décrits sont dominés par une sédimentation colluvio-alluviale, dans un milieu de marge palustre (Tab.4.1), fortement influencée par les actions anthropiques. Des corrélations stratigraphiques ont pu être réalisées à partir des faciès identifiés, de l'épaisseur des dépôts et des datations AMS obtenues à proximité du tell (Figs.4.6 et 4.7).

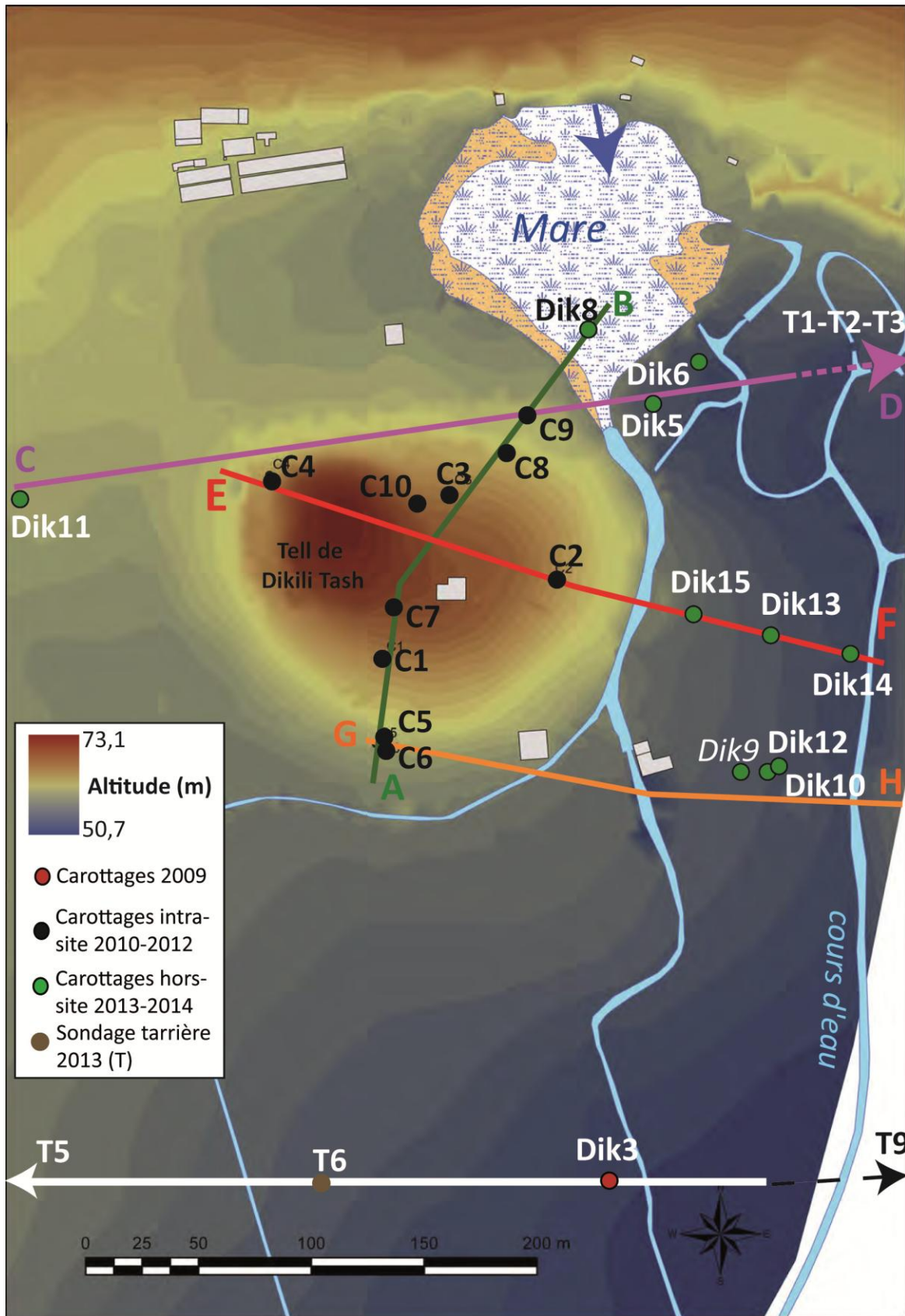


Figure 4.5. Plan de localisation des carottages hors-site réalisés aux abords de Dikili Tash.

Code d'assemblage des faciès	Description	M	C99	Interprétation
F 2	Sable grossier avec graviers à stratification horizontale ou entrecroisée	500-2200 µm	1000-5300 µm	Banc de sable latéral ou médian dans un chenal
F3	Sable fin à moyen laminé	50 -500 µm	1000-2000 µm	Couche sableuse déposée dans un chenal d'écoulement lors d'une phase d'énergie modérée
F4	Sable fin micacé beige-ocre homogène et inorganique	200-300 µm	600-1200 µm	Couche sableuse déposée par débordement dans le lit majeur
F5	Sable fin laminé avec des grains plus grossiers, de la matière organique amorphe abondante, des macrorestes organiques (feuille, branche,...) en position subhorizontale et des charbons	20-140 µm	300-3000 µm	Sédimentation lacustre à palustre indiquant des apports fluviaux conséquents
F 6	Sable fin laminé comportant de la matière organique amorphe abondante et des macrorestes organiques (feuille, branches) en position subhorizontale ou verticale	60-160 µm	200-600 µm	Sédimentation lacustre à palustre indiquant des apports fluviaux réguliers
F7	Sable limoneux gris blanchâtre hétérogène, charge détritique sous forme de gravillons	60-160 µm	1000-2000 µm	Milieu palustre à apports fluviaux temporaires
F 8	Alternance de couches de sable fin micacé de limon carbonaté et de limon organique.	20-80 µm	80-600 µm	Milieu lacustre peu profond avec faible apport alluvial saisonnier
F9	Limon à sable fin micacé, carbonaté et organique avec de rares concrétions ferromanganiques et traces d'oxydo réduction	10-70 µm	200-600 µm	Apports alluviaux réguliers en milieu palustre. Marge de marais
F 10	Limon fin organique grisâtre lité alternant avec couches de limon fin carbonatés	2-30 µm	20-140 µm	Lac de faible profondeur et ses marges
F 11	Limon carbonaté marron clair compact avec des macrorestes	2-30 µm	20-140 µm	Lac peu profond
F12	Limon gris compact	10-60 µm	200-800 µm	Lac peu profond à plaine alluviale marécageuse
F 13	Limon marron clair compact	20-80 µm	80-800 µm	Dépôts de débordement en plaine alluviale
F14	Limon organique gris foncé avec des traits pédologiques	6-60 µm	80-800 µm	Paléosol de plaine alluviale
F15	Argile limoneuse tourbeuse grise foncée, organique et décarbonaté	3-20 µm	80-500 µm	Environnement palustre avec faible apport alluvial allogène

Tableau 4.1. *Faciès sédimentaires recensés dans la fenêtre d'étude de Dikili Tash.*

4.1.2.2 Remplissage sédimentaire du vallon au pied du tell

La succession de transects perpendiculaires au vallon et les analyses géophysiques confirment qu'au début de l'Holocène, le site était situé sur la partie distale et orientale du cône alluvial pléistocène de Dikili Tash.

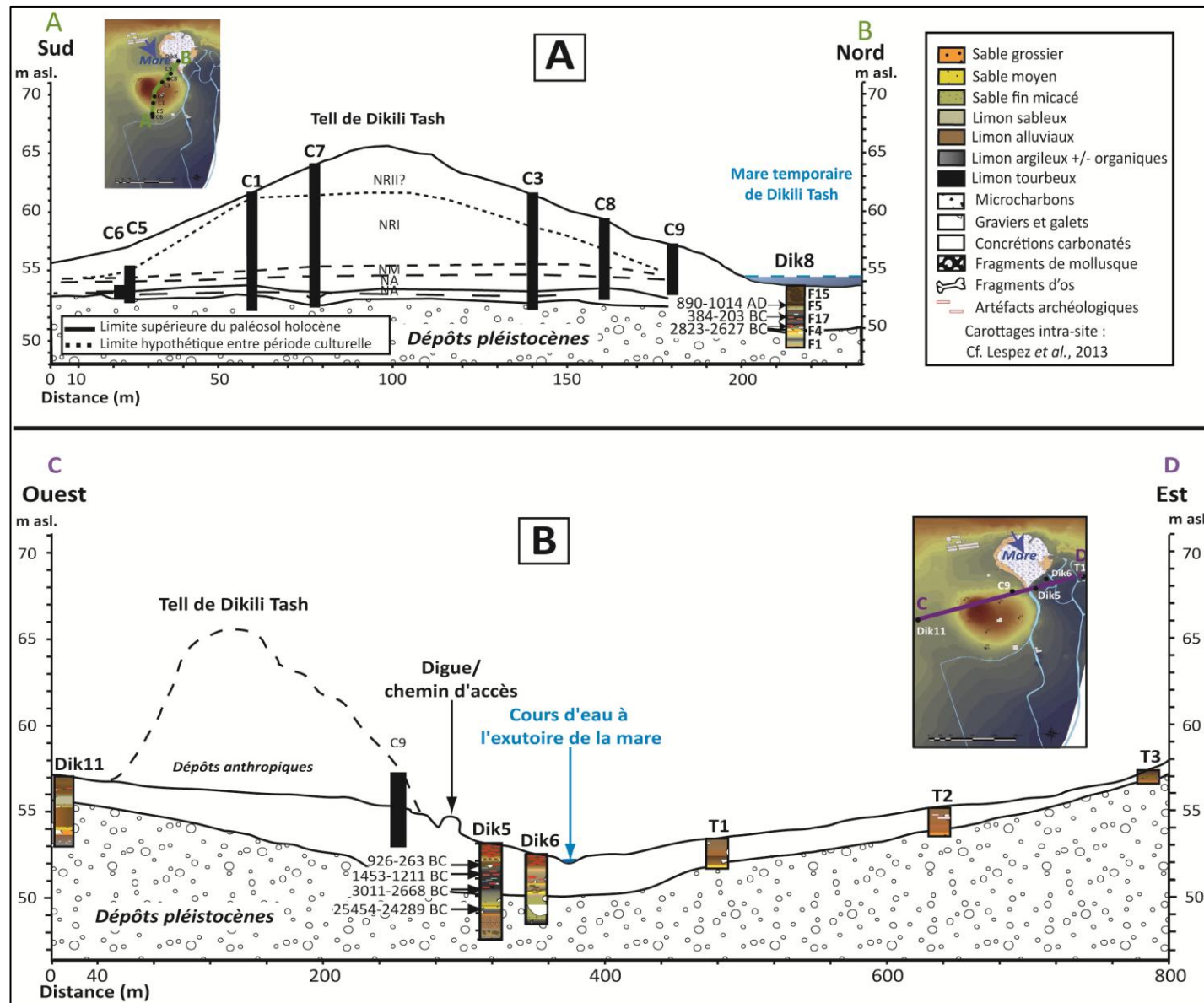


Figure 4.6. *Transects du remplissage sédimentaire sur et au abord du tell de Dikili Tash. A : Transect Sud-Nord du tell de Dikili Tash ; B : Transect au Ouest-Est en amont du vallon (Nord du tell).*

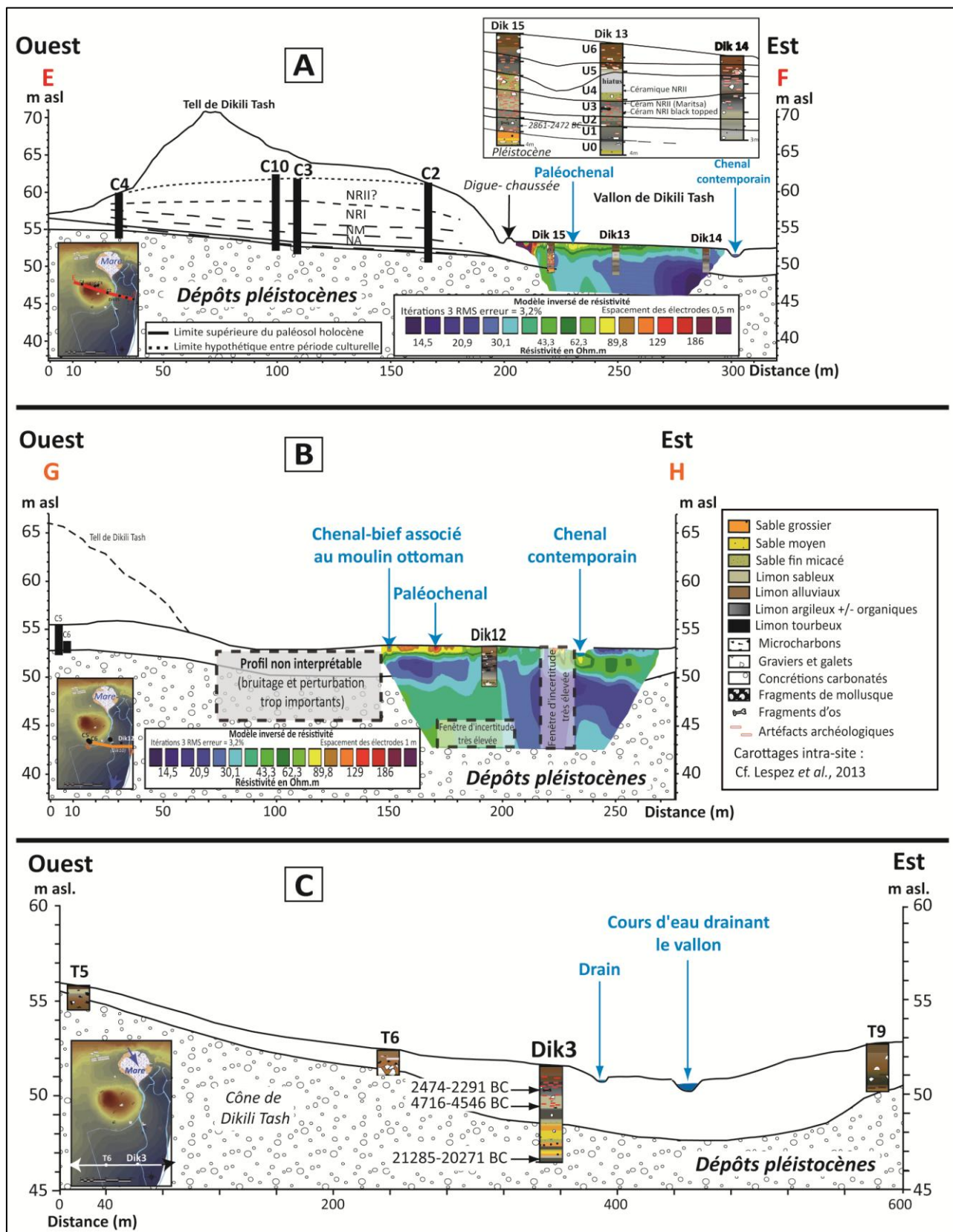


Figure 4.7. Transects établis à partir des carottages et de la tomographie électrique du vallon de Dikili Tash, à l'est du tell. A : Transect Ouest-Est du tell et du remplissage du vallon en rive droite; B : Transect au sud du tell d'orientation Ouest-Est (les encadrés en pointillés correspondent à des espaces où les données sont lacunaires ou erronées et non interprétables); C : Transect d'orientation Ouest-Est, 500 mètres en aval du tell.

Les dépôts qui composent le cône alluvial possèdent une résistivité assez forte (30 Ω .m ; Fig.4.7a et 4.7b) qui contrastent avec les dépôts de marge palustre du fond de vallon dont la résistivité ne dépasse pas 30 Ω .m. La pente du cône est relativement faible (< 3%). À l'arrivée des premières populations néolithiques, l'emplacement du (futur) tell domine donc le fond du vallon d'environ 5 mètres. Les nouveaux sondages confirment également que la sédimentation holocène dans le vallon ne dépasse pas 3,50 mètres et qu'aucune occupation anthropique n'a eu lieu à l'ouest du tell (absence d'artefacts dans Dik11). Par ailleurs, la tomographie électrique a permis d'observer l'existence d'un « couloir » de résistivité supérieure à 43 Ω .m à l'est du transect (Fig.4.7b). Ces dépôts correspondent probablement à des sédiments plus grossiers de chenal. La migration vers l'ouest de ces sédiments plus résistants, synchrone avec leur exhaussement jusqu'au chenal contemporain, suggère que le chenal principal drainant le vallon s'est progressivement rapproché du tell au cours de l'Holocène, sans que sa dynamique ne puisse être datée avec précision. De plus, un paléochenal d'une résistivité supérieure à 60 Ω .m, jusqu'alors inconnu, a été identifié (Figs.4.7a et 4.7b), à une dizaine de mètres de la base du tell, à proximité des carottages de Dik13 et Dik12. Ces dépôts peu conducteurs ne dépassent pas 1,50 mètre de profondeur. Ils indiquent la présence d'un paléochenal qui n'existait pas lors de l'installation des premiers peuplements au Néolithique puisque les carottages réalisés immédiatement à l'est du tell, de part et d'autre de ces dépôts (Dik15-Dik13 et Dik14 ; Fig.4.7a), contiennent des tessons de céramique en « place » datés du NRI et du NRII à des profondeurs comprises entre 2,50 et 1,50 mètres. Ces trois carottages sont constitués essentiellement de colluvions limoneuses plus ou moins sableuses, à gravillons et à forte charge archéologique (charbons, fragments d'os et tessons) correspondant au faciès F17. Aucune analyse n'a été menée dessus, du fait de leur origine essentiellement colluviale en relation avec l'occupation du site.

Afin de préciser les limites de chaque phase chronostratigraphique et les dynamiques paléoenvironnementales, les autres transects sont présentés en détail à partir des analyses sédimentologiques et paléobiologiques menées sur les carottages de Dik5, Dik12 et Dik3. Sur le transect AB (Fig.4.6a), le carottage de Dik8, malgré une situation favorable dans une dépression humide (mare de Dikili Tash), n'a pas fait l'objet d'analyses complémentaires. Sa séquence a été en partie compactée voire perturbée lors du prélèvement, ce qui ne permet pas d'envisager une analyse précise. De plus, le carottage de Dik8 se situe à 35 mètres du carottage Dik5 qui présente la même succession de faciès sédimentaires (F1-F4-F17-F5), à l'exception du faciès le plus récent¹. Les analyses se sont donc concentrées sur Dik5.

¹ L'horizon de surface dans Dik5 correspond au faciès de paléosol en plaine alluviale (F14) tandis qu'il s'agit d'un environnement palustre à faible apport alluvial (F15) dans Dik8. Cela s'explique par la dynamique récente de la mare, saisonnièrement en eau, fortement végétalisée (Dik8) et non drainée permettant le maintien d'un environnement palustre contrairement à Dik5 qui se situe dans un champ cultivé.

4.1.3 Le carottage de Dik 5

4.1.3.1 Analyses sédimentologiques de Dik 5

Le modèle Âge-profondeur utilisé pour la séquence de Dik5 a été réalisé à l'aide du programme Tilia (Grimm, 1992), à partir des trois datations les plus récentes obtenues à 132, 177 et 268 cm de profondeur (Tab.4.2). L'interpolation est linéaire afin d'obtenir un âge approximatif pour chacun des échantillons (Fig.4.8). Cette chronologie permet d'estimer les limites de chaque unité chronostratigraphique décrites et représentées sur la figure 4.9 représentant les diverses analyses sédimentologiques réalisées sur Dik5.

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
Dik5-2 32 cm C14	132-132,5	Poz-57550	Microcharbon	2510 ± 130	2875-2212	926-263 BC
Dik5-2 77 cm C14 MC	177-177,5	Poz-57551	Microcharbon	3080 ± 50	3398-3160	1453-1211 BC
Dik5-3 68 cm C14	268-268,5	Poz-57553	Microcharbon	4250 ± 50	4960-4617	3011-2668 BC
<i>Dik5-4 25 cm C14</i>	<i>325-325,5</i>	<i>Poz-57554</i>	<i>Microcharbon</i>	<i>3220 ± 90</i>	<i>3681-3220</i>	<i>1736-1298 BC</i>
Dik5-4 72-73 cm Mo tot	372-373	Poz-57562	Sédiment organique	22240 ± 180	27033-26069	25675-24225 BC

Tableau 4.2. *Datations C14 réalisées sur le carottage de Dik5. Les deux dates inférieures ne sont pas intégrées au modèle Âge-profondeur².*

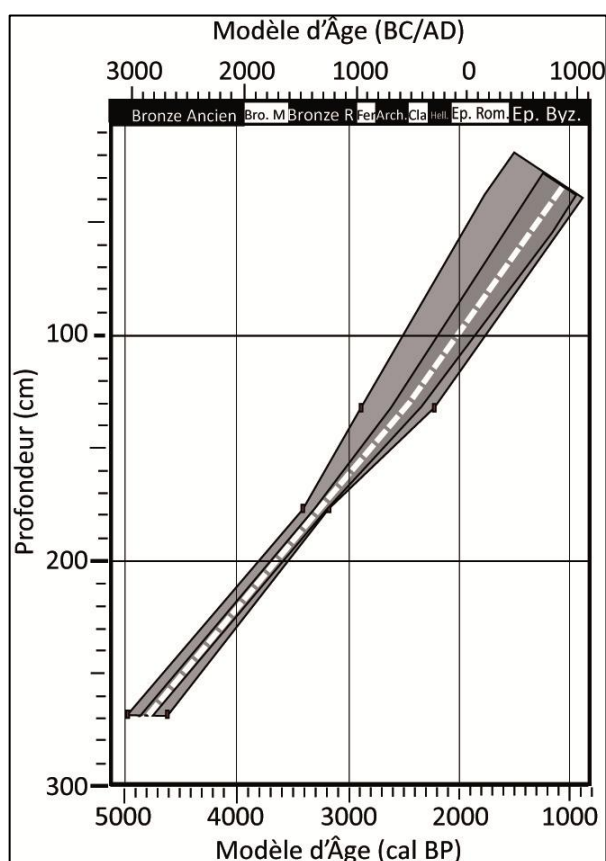


Figure 4.8. *Modèle Âge-profondeur de Dik5 par interpolation linéaire réalisé à l'aide du program Tilia (Grimm, 1992).*

² Les datations inscrites en italiques ne sont pas intégrées au modèle Âge-profondeur car elles sont erronées

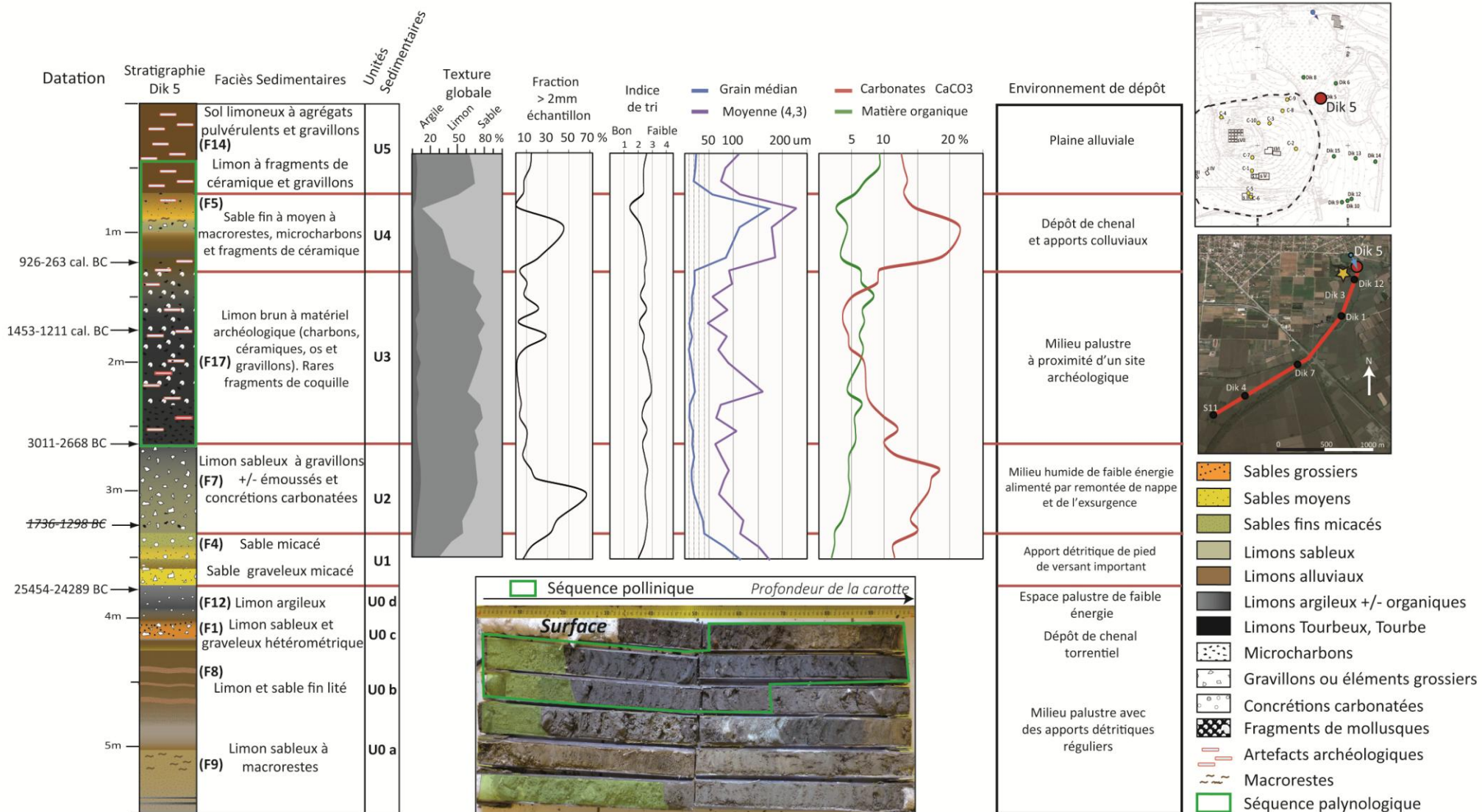


Figure 4.9. Analyses sédimentologiques de la carotte Dik5. Les datations barrées correspondent aux datations exclues.

Unité 0 ; 550 à 370 cm ; ca 30000-26000 cal BP/28050-24050 cal BC - alternance de limon sableux et de limon argileux.

L'unité chronostratigraphique **U0** à la base de Dik5 correspond aux dépôts du Pléistocène final comme le suggère la datation radiocarbone obtenue à 372 cm (27033-26069 cal BP/ 25675-24225 cal BC). L'unité est composée d'une alternance de quatre séquences aux faciès sédimentaires variables. De 550 à 480 (**U0a**) on retrouve des limons sableux fins contenant de nombreux macrorestes en position verticale. Au-dessus se développe sur environ 65 cm un dépôt limono-sableux homogène contenant toujours des macrorestes végétaux. Cette séquence **U0b** est constituée de lits centimétriques de sédiments brun et sableux. Ils indiquent une variabilité des apports sédimentaires et du niveau d'eau, au sein d'un espace palustre. Entre 415 et 395 cm de profondeur (**U0c**), la sédimentation est très grossière et hétérométrique. Elle témoigne d'un dépôt grossier lors d'évènements torrentiels. Enfin, une phase de sédimentation lente (**U0d**), composée de limon argileux est datée de la fin de la dernière période glaciaire. Ces dépôts comportent de nombreux nodules carbonatés très durs formés probablement par évolution pédosédimentaire post-dépositionnelle.

Unité 1 ; 370 à 337 cm ; ca. 26000-13000 cal BP/24050-11050 cal BC – sable graveleux micacé.

L'unité **U1** est essentiellement dominée par des sables micacés plus ou moins grossiers. Un premier horizon sablo-graveleux contenant des gravillons de marbre peu émoussés indique un apport de matériel de versant, très probablement en réponse aux crises hydrosédimentaires qui caractérisent la transition vers l'Holocène à la fin du Tardiglaciaire (ca. 15000-13000 cal BP/13050-11050 cal BC). Cet horizon est surmonté par plusieurs centimètres de sable limoneux plus fin et plus brun pouvant correspondre à des phases de stabilité hydrologique. Les vingt centimètres supérieurs de l'unité ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques plus précises. Ils présentent des sédiments sableux micacés à gravillons, avec des proportions de limon de plus en plus importantes jusqu'à l'unité **U2** (de 29 à 42%). Parallèlement, la dimension des particules se réduit passant d'un grain médian de 117 à 83 µm attestant d'une baisse de la capacité de transport.

Unité 2 ; 337 à 270 cm ; ca. 13000-5000 cal BP/11050-3050 cal BC – limon sableux.

La transition avec l'unité **U2** semble érosive si l'on en croit la datation erronée obtenue et la rupture sédimentaire marquée. La composition sédimentaire de l'unité est très hétérogène malgré l'augmentation des pourcentages d'argile (entre 5 et 9 % sur toute l'unité) et de limon (passage de 52% à la base jusqu'à 64%) qui indique une diminution de la taille globale des sédiments significative d'une perte d'énergie des processus d'alluvionnement. Les conditions de dépôts tendent donc vers celles d'un milieu de faible énergie. La proportion de fraction grossière (> 2mm) est néanmoins considérable puisqu'elle dépasse 30% (pic à 67%) des échantillons secs sur la première moitié de l'unité. Mais il s'agit essentiellement de concrétions carbonatées comme le montre les forts taux de carbonates (> 15%). Les nodules qui se sont formés sont plus concentrés à la base et

témoignent d'une évolution pédogénique de l'unité qui suppose un lessivage et la présence d'un horizon enrichi en carbonates de type BtCa (Duchaufour, 2001). Aucune datation n'a pu être réalisée dans cette unité peu organique et carbonatée mais l'augmentation de l'humidité nécessaire à sa mise en place suggère que la pédogénèse peut être attribuée au début de l'Holocène.

Unité 3 ; 270 à 135 cm ; ca. 5000-2650 cal BP/3050-700 cal BC – limon à charge archéologique.

L'unité chronostratigraphique suivante (U3) est bien située chronologiquement entre la datation 4960-4617 cal BP (3011-2668 cal BC) obtenue à la base et celle de 2875-2212 cal BP (926-263 cal BC) au début de l'unité U4. Cet intervalle correspond culturellement à la première moitié du Bronze Ancien et s'étend jusqu'au début de l'Antiquité (époque archaïque). La sédimentation est composée de 4 à 7% d'argile et de 59 à 78% de limons révélant une période de dynamisme hydrologique limité. La quantité de carbonates diminue progressivement (de 13 à 4%) en corrélation négative avec la proportion de matière organique qui augmente (4 à 8%). Les conditions de dépôt correspondent donc à un milieu palustre relativement stable sur toute la période. L'indice de tri (Folk and Ward) varie pourtant entre 2 et 3 (bien à normalement trié) car on observe quelques pics dans les pourcentages de fraction grossière résiduelle et dans la taille moyenne des particules. Cependant, ils correspondent à des apports colluviaux anthropiques en provenance du tell composés de nombreux nodules de terre cuite, de microfragments d'os et de charbons.

Unité 4 ; 135 à 72 cm ; ca. 2600-1050 cal BP/650 cal BC-900 cal AD – sable fin à moyen.

Le dépôt sédimentaire de l'unité U4 est marqué par la très forte augmentation de la proportion des sable (de 30 à 88%) induisant logiquement une augmentation de la taille moyenne des particules (de 93 à 230 μm). Les argiles ne représentent plus que 1 à 2% des échantillons. Ce changement des faciès sédimentaires s'accompagne d'une diminution de la quantité de matière organique (de 6,5 à 2,5%) malgré la présence de quelques macrorestes, et du fort accroissement des pourcentages de carbonates qui atteignent leur valeur maximum dans cette unité (21,5%) par rapport à l'ensemble de la séquence analysée. L'importante fraction grossière (45% de l'échantillon) mesurée à 95 cm de profondeur correspond pour partie à du matériel archéologique issu du tell et à des petits gravillons de marbres faiblement émoussés. L'indice de tri (< 2) correspond à un dépôt bien trié. Cette phase sédimentaire correspond sans doute avec une nouvelle phase de réactivation du détritisme et du colluvionnement venu du tell. Les apports sédimentaires sableux assez homogènes indiquent la proximité d'un chenal d'écoulement et suggèrent un atterrissement progressif du milieu palustre sous des apports colluvio-alluviaux. La seule datation obtenue dans l'unité indique qu'elle commence au début de l'Antiquité tandis que la transition avec U5 datée de 1060-937 cal BP (890-1014 cal AD) est observable dans le carottage Dik8 situé à 35 mètres.

Unité 5 ; 72-0 cm ; ca. 1050-0 cal BP/900-2000 cal AD-- limon à agrégats pulvérulents.

L'unité de surface (U5), semblable à celle observée dans Dik8 débute aux environs de 1050 cal BP (900 cal AD). Elle correspond à un horizon limoneux brun contenant toujours quelques artefacts archéologiques, mais dans des proportions moindres que l'unité précédente. Il s'agit d'un sol structuré en agrégats pulvérulents et perturbé régulièrement par le labour contemporain sur les 35 à 40 centimètres supérieurs. À l'inverse de l'unité sous-jacente, la sédimentation est à nouveau à dominance limoneuse (48-66%). Combinée au retour de proportions d'argile plus importantes (environ 5%), cela signifie que le carottage Dik5 est intégré à la dynamique palustre de la mare du fait de l'éloignement du chenal d'écoulement principal du vallon ou de la mise en place d'une digue. Les valeurs de matière organique et de carbonates semblent se stabiliser autour de 9 et 13% respectivement. L'accumulation sédimentaire de cette dernière période correspond à des colluvions.

4.1.3.2 Analyses palynologiques de la séquence de l'Âge du Bronze Ancien à l'Antiquité de Dik5

La séquence analysée sur le carottage de Dik5 repose sur 24 échantillons répartis sur 218 cm d'épaisseur. À l'aide du programme CONISS (Grimm, 1987) inclus dans les logiciels Tilia et TGView, cinq palynozones principales ont été identifiées.

Les éventuels biais de l'information. – La somme de base minimum pour la réalisation de ce diagramme est de 200 grains de pollens (236 en moyenne). Cette valeur s'explique par plusieurs facteurs :

- En considérant la localisation du sondage, à proximité immédiate du tell, et les niveaux de sol analysés contenant de nombreux microcharbons et autres artefacts, la séquence est à la limite d'un contexte archéologique (López Sáez et al., 2003) ;
- Pour cette même raison, nous avons exclu de la somme de base les taxons de Cichorioideae, de Cardueae et d'Asteraceae souvent surreprésentés en contexte archéologique (Burjachs et al., 2003 ; López Sáez et al., 2013).

Les concentrations polliniques de la séquence de Dik5 sont très variables d'un échantillon à l'autre. À la base de la séquence, sur les 60 premiers centimètres où le matériel sporo-pollinique a pu être comptabilisé, les concentrations polliniques sont faibles. Dans la seconde palynozone, les concentrations enregistrées sur 5 échantillons entre 250 et 220 cm de profondeur, sont inférieures au seuil minimum théorique (1000 grains/ g de sédiment). Dans ces niveaux, les concentrations polliniques oscillent entre 500 et 1000 grains de pollens par gramme de sédiment. Ces valeurs sont insuffisantes pour certifier de la fiabilité des résultats. En revanche, la diversité taxonomique (>45 taxons dans chaque cas) et la bonne corrélation entre la courbe de « concentration pollinique » (Fig.4.10) et les courbes de « pourcentage » (Figs.4.11, 4.12 et 4.13) laisse penser qu'il n'y a pas de conservation différentielle avérée entre les taxons.

Un autre inconvénient résulte de la succession des unités stratigraphiques précédemment décrites. Entre les palynozones 4 et 5, une passée sableuse détritique d'environ 50 cm (123-72 cm de profondeur) n'a pas permis la conservation des palynomorphes. Les échantillons traités et observés se sont révélés stériles. Ce biais taphonomique est représenté en blanc sur les différents diagrammes sous forme de hiatus. La palynozone la plus récente (LPAZ5 ; 72-47 cm) possède des valeurs de concentration très élevées (entre 3000 et 12500 grains/ g de sédiment), coïncidant avec une forte diversité taxonomique et une très bonne conservation des palynomorphes. Compte tenu de toutes ces remarques, les données doivent être interprétées avec prudence et plus ou moins de réserves selon les palynozones. Nous avons néanmoins décidé de développer les analyses pour essayer d'avoir des informations sur les dynamiques de la végétation au plus près du site.

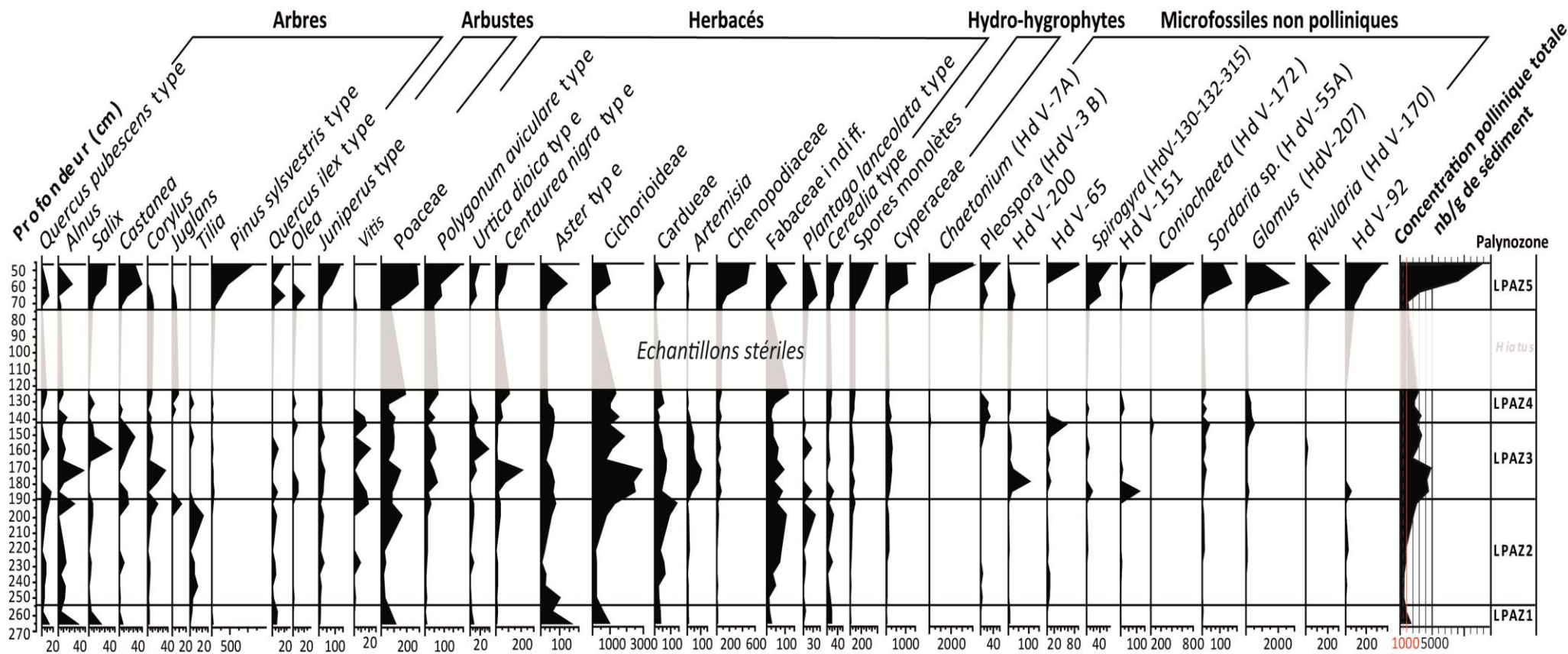


Figure 4.10. Diagramme des concentrations polliniques de la séquence de Dik5. Les taxons présents sur le diagramme correspondent à des taxons représentatifs des divers groupements écologiques réalisés.

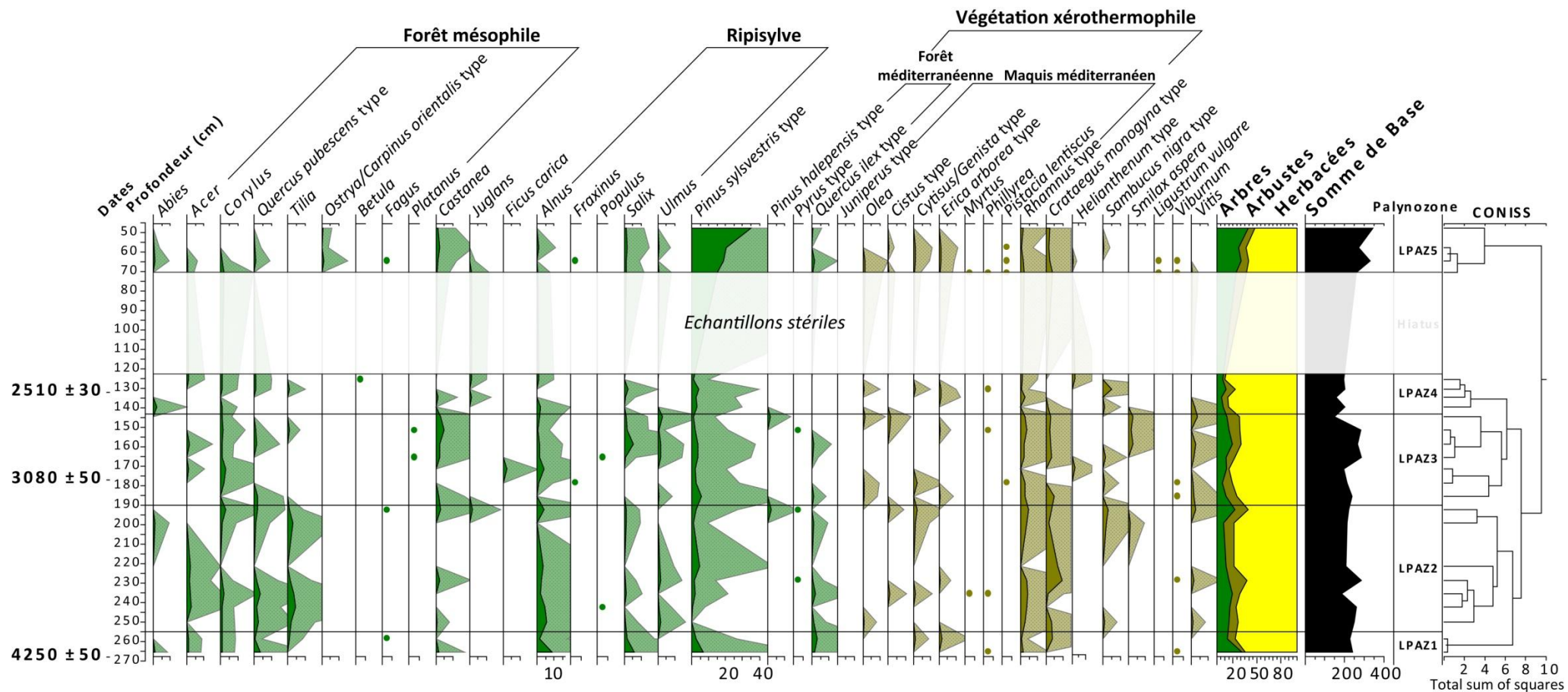


Figure 4.11. *Diagramme des pourcentages de taxons d'arbres et d'arbustes en fonction de la somme de base, pour la séquence de Dik5. Les courbes d'exagération (courbes plus claires) correspondent à un facteur x10 des courbes opaques. Les taxons ayant des pourcentages inférieurs à 1% sont représentés par des points lors de leur occurrence. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés.*

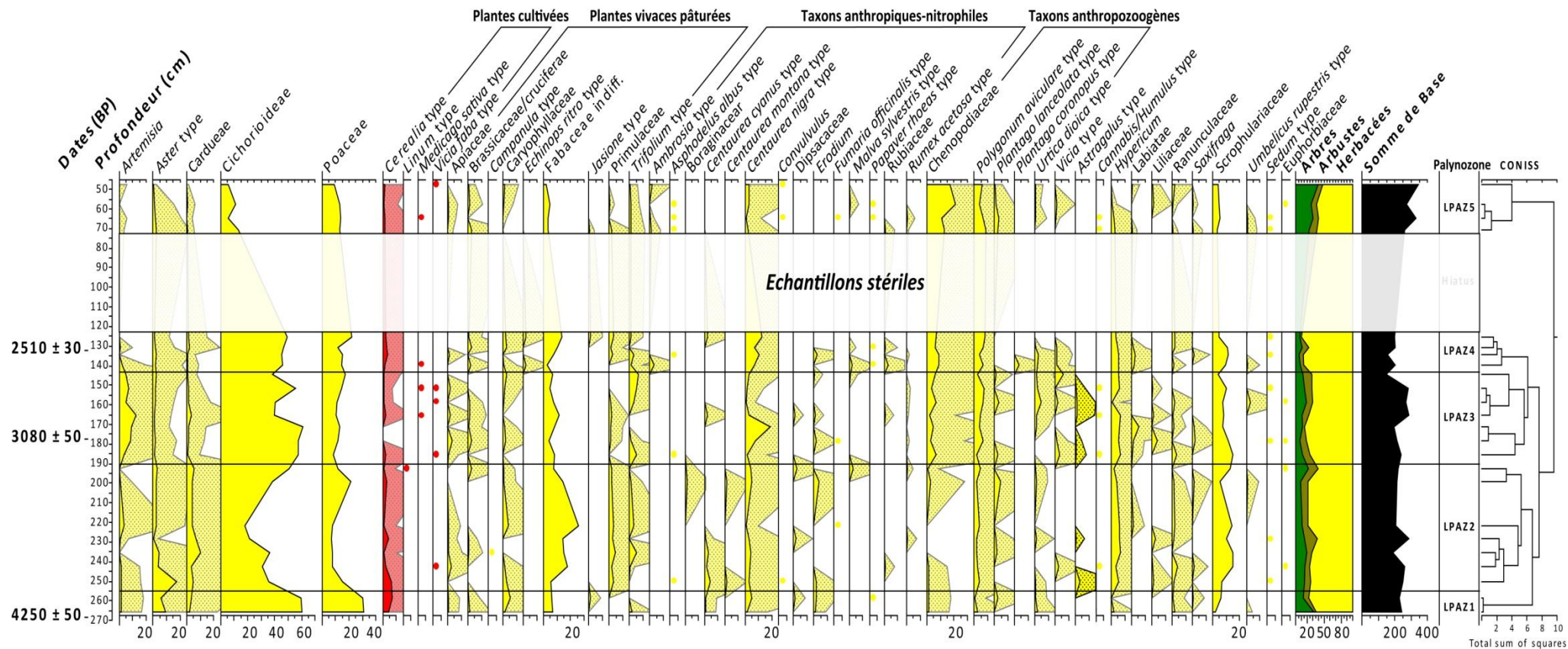


Figure 4.12. Diagramme des pourcentages de taxons d'herbacées en fonction de la somme de base, pour la séquence de Dik5. Les courbes d'exagération (courbes plus claires) correspondent à un facteur x10 des courbes opaques. Les taxons ayant des pourcentages inférieurs à 1% sont représentés par des points lors de leur occurrence. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés.

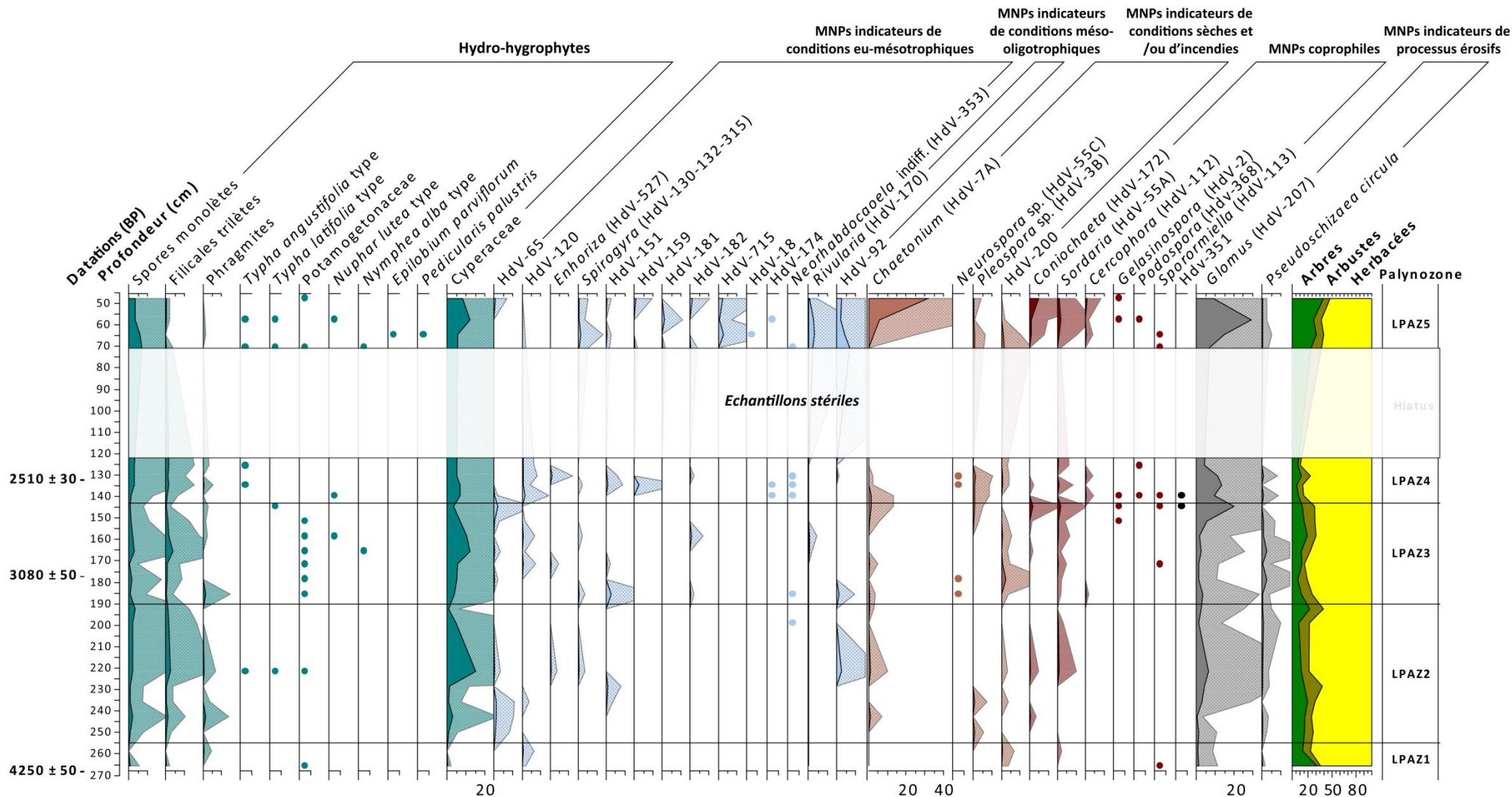


Figure 4.13. Diagramme des pourcentages de taxons d'hydro-hydrophytes et de microfossiles non polliniques (MNFs) exprimées en pourcentages de la somme de base, pour la séquence de Dik5. Les courbes d'exagération (courbes plus claires) correspondent à un facteur x10 des courbes opaques. Les taxons ayant des pourcentages inférieurs à 1% sont représentés par des points lors de leur occurrence. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés.

Dik5-LPAZ1 : 268-255 cm ; ca. 4820-4620 cal BP/2710-2520 cal BC. - La première zone pollinique du diagramme est très largement dominée par les plantes herbacées qui représentent entre 65 et 76% de la somme de base. Les graminées (Poaceae ; 30%) et les Fabacées indifférenciées (6-7%) dominent la somme de base tandis que les espèces suggérant une présence anthropique sont déjà très présentes à l'instar de *Cerealia* type (4,5 à 7%), de *Centaurea nigra* type (2-5%) ou des taxons anthropozoogènes (6-7% ; *Plantago lanceolata* type, *Urtica dioica* type, *Polygonum aviculare* type et Chenopodiaceae). De plus, bien qu'exclus de la somme de base les *Aster* type (6-10%), les Cichorioideae (60%) et les Cardueae (3-4,5%) représentent une large proportion des palynomorphes comptabilisés.

Au sein de la strate arborée qui représente environ 30% du cortège végétal au début de la séquence, les espèces de milieu montagnard (*Abies* et *Pinus sylvestris* type) comme celles de la ripisylve (*Alnus* et *Salix*) sont les taxons dominants. La végétation arborée et arbustive méditerranéenne n'évolue pas significativement et représente 6 à 8,5% de la somme de base. Les taxons des plantes hydro-hygrophytes ne sont que très faiblement présents dans l'enregistrement, tout comme les microfossiles non polliniques. L'enregistrement pollinique de LPAZ1 se situe culturellement au cours du Bronze Ancien et fait état d'une forte anthropisation du milieu avec un milieu très ouvert, partiellement cultivé et comportant des espaces forestiers résiduels. Ce constat est en adéquation avec les données archéologiques du tell qui stipulent un retour de l'occupation du site vers 5150 cal BP (3200 cal BC ; Darcque et Tsirtsoni, 2010). Les pourcentages de pollen de céréales dans cette palynozone (> 3%) suffisent pour soutenir l'existence de champs cultivés à proximité du site archéologique (López Sáez et López Merino, 2005 ; López Sáez et al., 2013).

Dik5-LPAZ2 : 255-190 cm ; ca. 4620-3500 cal BP/2520-1520 cal BC. – Au cours de la seconde palynozone, on observe un premier pic des pourcentages de taxons arboréens et arbustifs cumulés (38%), relativement bref, autour de 230 cm de profondeur (ca. 4200 cal BP/2150 cal BC). Plusieurs espèces mésophiles (chênes décidus, châtaigniers, tilleuls, noisetiers ainsi que la vigne) et xérothermophiles (chênes verts, nerpruns, cistes, genêts, etc.) se développent légèrement au détriment des espaces ouverts. Ce pic est suivi par une diminution voire une absence d'enregistrement de plusieurs de ces espèces (*Castanea*, *Cistus* type, *Cytisus* type, *Vitis*, etc.) conjointement au développement d'espèces herbacées (*Artemisia*, Cichorioideae, Chenopodiaceae, Fabaceae, Poaceae, etc.) qui représentent à nouveau plus de 75% du spectre pollinique. La présence de pollens de céréales est toujours attestée sur toute la période même si elle diminue de 6,5 à 1%. La diminution des pourcentages de pollens arboréens n'affecte pas indifféremment tous les milieux puisque la proportion de pollens d'*Abies* et de *Pinus sylvestris* type augmente. Lors de cette même phase, la forte augmentation des proportions de taxons d'espèces de zone humide (21,5% du total) et des MNPs indicateurs de conditions méso-oligotrophiques suggèrent une période plus humide engendrant une probable élévation du niveau des nappes. Le pic de MNPs indicateurs de processus érosifs (7%) et la présence de MNPs

coprophiles (> 2,5%) pendant la même temporalité indiquent probablement une érosion des sols accrue par des écoulements de surface, sans doute favorisés par le pastoralisme et l'ouverture des paysages de versant (López Sáez et López Merino, 2007 ; Cugny et al., 2010 ; Cugny, 2011).

Dans la partie supérieure de la palynozone (200-190 cm), les données palynologiques reproduisent le schéma enregistré vers 230 cm ; à savoir un pic des espèces arborées et arbustives (40%) au détriment des espèces herbacées et d'une réduction des indices d'anthropisation (herbacées et MNPs). La première occurrence des grains de pollens de *Juglans* et de *Pinus halepensis* type, bien qu'à des pourcentages très faibles (1,8%), est à signaler. Le paysage est maintenu ouvert par des pratiques agropastorales de plus en plus prégnantes tandis que l'influence de la zone humide est de plus en plus marquée avec la présence d'un pourcentage grandissant des hydro-hygrophytes.

Dik5-LPAZ3 : 190-143 cm ; ca. 3500-2750 cal BP/1520-730 cal BC. – La transition entre LPAZ4 et LPAZ3 est caractérisée sur les diagrammes polliniques (Figs.4.11, 4.12 et 4.13) par une régression du couvert arboré entre 190 et 178 cm (de 20 à 7%) marquée par la chute des pourcentages de *Castanea*, *Corylus*, *Quercus pubescens* type, *Alnus*, *Salix* ou *Tilia* suivie par la diminution des pourcentages de taxons arbustifs entre 178 et 170 (12 à 3%). Au sein de la strate herbacée, se développent simultanément certaines espèces telles qu'*Artemisia* (9,2%) ou *Cardueae* (3,8%), ainsi que des taxons anthropiques nitrophiles (*Centaurea nigra* type, 18,4%) et anthropozoogènes (*Chenopodiaceae* 5,1% ; *Polygonum aviculare* type 6,5%). En revanche les plantes cultivées n'apparaissent plus au sein du spectre pollinique au cours de cette phase (ca. 3340-3150 cal BP/1390-1200 cal BC). Les courbes des microfossiles non polliniques indiquent les premiers petits pics notables de certains indicateurs de conditions eu-mésotrophiques (HdV-151 ; 2,6%) et des indicateurs d'épisodes de sécheresse et d'incendie (*Chaetonium* HdV-7A, *Neurospora* HdV-55C et HdV-200 ; 3,4%).

À partir de 165 cm (3100 cal BP/1130 cal BC), le diagramme pollinique indique une augmentation des pourcentages de taxons d'arbre à feuillage caduque tels que *Salix* (5,3%), *Ulmus* (1,6%), *Castanea* (%), *Acer* (1,5%), *Quercus pubescens* type (1,5%) et l'apparition ponctuelle de *Populus* et *Platanus*. Cette tendance est accompagnée par l'augmentation des pourcentages de taxons arbustifs tels que *Vitis* (2,6%), *Smilax aspera* (2,3%), *Crataegus monogyna* type (3%) et *Rhamnus* type (2,3%). La forte croissance des plantes hydro-hygrophytes dominées par les Cypéracées (12,1%) et dans une moindre mesure par les spores monolètes (3,1%) ou les Filicales trilètes (3,6%) semble indiquer des conditions climatiques plus humides. Les affinités écologiques des espèces qui se développent à proximité du tell pendant cette brève phase (pluri décennale à centennale) correspondent bien avec un espace régulièrement en eau.

La fin de LPAZ3, vers 145 cm de profondeur (ca. 3750 cal BP/ 800 cal BC), est marquée par des pics de palynomorphes indicateurs de processus érosifs (*Glomus* ou

HdV-207, 20%) et de champignons coprophiles composés de *Sordaria* (1,6%), de *Coniochaeta* (1,7%) et de la présence ponctuelle de *Sporormiella* ou de *Gelasinospora*. Les pourcentages de taxons arboréens (12,8%) correspondent majoritairement avec des espèces de forêt mésophile ou riveraine tandis que les taxons de type arbustif (15,4%) proviennent de la présence relativement constante de *Juniperus* type, *Rhamnus* type et *Crataegus monogyna* type. L'occurrence simultanée de taxons représentatifs d'une végétation xérothermophile (*Pinus halepensis* type, *Olea*, *Cistus* type, *Phillyrea* et *Erica arborea* type indifférenciées) est à considérer bien qu'il ne s'agisse que de faibles pourcentages (1-2% de la somme de base). Cela suggère le léger développement des phryganes dégradées probablement par le pâturage dans les espaces de piémonts voisins.

Dik5-LPAZ4: 143-123 cm ; ca. 2750-2450 cal BP/730-350 cal BC. – La limite inférieure de LPAZ4 se situe autour de 143 cm de profondeur alors que la délimitation supérieure se situe à 123 cm car elle est contrainte par la sédimentologie (dépôt stérile). À partir de 123 cm, la sédimentation sableuse interrompt la séquence pollinique. Ainsi la LPAZ4 se situe approximativement entre 2750 et 2450 cal BP (730-350 cal BC). Cet intervalle correspond dans le cadre chrono culturel nord-égéen au début de l'Antiquité et plus particulièrement aux époques Archaique et Classique correspondant à la transition entre l'occupation régionale par les Thraces puis par les Grecs. Le diagramme (Fig.4.11) montre une forte diminution des arbres (11,4-5,8%) et des arbustes (11,4-3%). Les espèces à feuillage caduque sont celles qui connaissent la plus forte diminution (*Alnus*, *Castanea*, *Quercus pubescens* type, *Salix*, *Ulmus*, *Crataegus monogyna* type ou *Vitis*), voire disparition dans le cas du tilleul. Seuls les grains de pollens de *Juglans* (1-1,3%) et d'*Acer* (1%) augmentent dans des proportions peu significatives entre le début et la fin de la période.

Au sein de la strate herbacée la tendance générale est à l'augmentation (> 85%). Néanmoins, selon les taxons, deux dynamiques peuvent être distinguées (Fig.4.12). Au début de la période, alors que les Thraces occupent la région (ca. 2750-2600 cal BP/ 730-550 cal BC), les pourcentages d'*Artemisia* chutent brutalement (< 2%) tandis que la plupart des taxons anthropiques-nitrophiles et anthropozoogènes augmentent pour atteindre 1 à 3 % de la somme de base (*Centaurea nigra* type, *Erodium*, *Malva sylvestris* type, Rubiaceae, Chenopodiaceae, *Polygonum aviculare* type, *Urtica dioica* type, *Vicia* type). Certains apparaissent pour la première fois dans le cortège pollinique dans des pourcentages inférieurs à 1,5 % (*Echinops ritro* type, *Ambrosia* type et *Plantago coronopus* type). Les plantes cultivées atteignent 4% (dont *Cerealia* type, 3,6%). La seconde phase (ca. 2600-2450 cal BP/550-350 cal BC) montre une diminution voire une disparition des taxons cités ci-dessus et leur substitution dans le spectre pollinique par une augmentation des pourcentages de Poaceae (22,3%), Cardueae (2,4%), Fabaceae (13,7%) et de nombreuses autres plantes vivaces dans une moindre mesure entre 1 et 3,5% (Brassicaceae, Caryophyllaceae, *Jasione* type, Primulaceae).

Dans la continuité de la fin de LPAZ3, les indicateurs de processus érosifs (*Glomus* et *Pseudoschizaea circula*) sont présents dans de fortes proportions (10,5-13,3%). Les

pourcentages de MNPs coprophiles diminuent mais restent présents à hauteur de 1 à 2%. Les pourcentages de microfossiles de conditions eu-mésotrophiques et ceux indiquant des épisodes de sécheresse ou d'incendie sont enregistrés dans les mêmes proportions. Les taxons de plantes de zone humide enregistrent une légère augmentation par rapport à la fin de LPAZ3 (de 5,0 à 11,7%).

Cette phase correspond donc à un déboisement majeur de tous les espaces forestiers à l'exception des forêts d'altitude. Les indices d'anthropisation sont très présents, confirmant une mise en valeur considérable des versants et du fond de vallon, en accord avec les observations sédimentologiques.

Dik5-LPAZ5 : 72-47 cm ; ca. 1700-1300 cal BP 500-900 AD. – La chronologie de la dernière palynozone est difficile à établir compte tenu de l'absence de datation. Néanmoins, la correspondance avec les carottages K (Fig.4.4) et Dik8 (Fig 4.6a) prélevés dans la mare de Dikili Tash à moins de 50 mètres et bien datés laisse supposer que la dernière séquence limoneuse organique s'est déposée au cours de l'époque byzantine (ca. 1550-550 cal BP/ 400-1400 AD).

La palynozone se compose de quatre échantillons au sein desquels les valeurs des pollens arboréens sont les plus élevés de toute la séquence pollinique (23,9 à 39,1%). Les pinèdes des espaces montagnards dominent fortement le spectre pollinique (*Pinus sylvestris* type, 15,1-35% et *Abies* de manière résiduelle). Parmi les autres espèces d'arbre, les premières occurrences d'*Ostrya/Carpinus orientalis* type sont enregistrées entre 1 et 1,5% tandis que seul *Castanea* dépasse 2% de la somme de base. La proportion d'arbustes varie entre 13,1 et 8,5% conservant une représentativité semblable à celle des précédentes palynozones (Fig.4.11). Ce type de végétation est dominé par les espèces xérothermophiles du maquis méditerranéen composé de *Juniperus* type (2-4,4%), d'*Olea* (1,5%), de *Cytisus/Genista* type (0,5-1,1%), d'*Erica arborea* type (0,8-1,1%), de *Rhamnus* type (1-1,9%) et de quelques occurrences de *Cistus* type, *Myrtus*, *Phillyrea* et *Pistacia lentiscus* (< 1%). À l'inverse, les principaux taxons d'herbacés connaissent presque tous une forte diminution (Cichorioideae, *Aster* type, Cardueae, Poaceae et Fabaceae) à l'exception des plantes cultivées qui maintiennent un pourcentage d'environ 2% et de nombreux taxons anthropozoogènes. Parmi eux, les pourcentages de Chenopodiaceae, de *Plantago lanceolata* type et d'*Urtica dioica* type augmentent et atteignent entre 20 et 27,5% de la somme de base. Cela correspond probablement à un paysage totalement ouvert, soumis aux pratiques pastorales et très sensible aux processus érosifs.

LPAZ5 est caractérisée par une très forte progression de l'ensemble du nombre de NPPS (Fig.4.13). Dans un premier temps, les microfossiles indicateurs de conditions eu-mésotrophiques (*Spirogyra*) et méso-oligotrophiques (*Rivularia*, HdV-92) atteignent leur maximum. Ils indiquent une remontée du niveau des nappes et la probable extension des milieux palustres en eau. Les pourcentages de *Glomus* atteignent 29% à 57 cm de profondeur. Finalement, les MNPs coprophiles (6,8%) et les indicateurs de conditions

sèches ou d'incendie (32,1%) augmentent très fortement sur l'échantillon le plus proche de la surface.

4.1.4 Le carottage de Dik12

Deux carottages situés à 60 mètres au sud-est du tell (Dik9 et Dik10), à l'emplacement de Dik12 (Fig.4.7b), ont été réalisés à moins de 4 mètres les uns des autres en 2013. Les deux premiers, prélevés en gouge ouverte, présentent un taux de compaction important qui n'a pas permis de faire une analyse précise du remplissage sédimentaire. Néanmoins, ces deux sondages se sont avérés très riches en information puisqu'ils comportent un important matériel archéologique (ossements, tessons et charbons) et révèlent une première occupation dès le Néolithique Ancien vers 8400 cal BP (6450 cal BC) très bien datée sur Dik10 (Tab.4.4). Ainsi, lors de la mission de l'année suivante (2014), nous avons effectué un carottage jumeau en gouge fermé (Dik12) afin de prélever en continu et avec le moins de remaniement possible cette séquence (Fig.4.14). Connaissant la nature colluviale des dépôts au pied du site archéologique (Fig.4.14), nous devons prendre des précautions concernant la chronologie des événements. Pour cette raison, la réalisation d'un modèle âge-profondeur n'est pas envisagée puisque sur les 9 datations obtenues pour Dik12 (4) et son jumeau Dik10 (5), 8 correspondent au Néolithique Ancien mais ne sont pas disposées selon une chronologie régulière. Il est très probable qu'il y ait des inversions de datations pour cause de colluvionnement en provenance du tell comme cela a été observé au sud du tell, dans le secteur II fouillé en 2010 et situé à 170 mètres de Dik12 (Fig.4.3).

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
Dik10-2 20 cm C14 MC	120-120,5	Poz-57556	Microcharbon	8430 ± 150	9741-9014	7793-7065 BC
Dik10-2 70 cm C14 MC	170-170,5	Poz-57557	Microcharbon	7450 ± 80	8408-8051	6459-6101 BC
Dik10-2 82-84 C14 MO	182-184	Poz-57566	Sédiment organique	7030 ± 35	7945-7791	5997-5884 BC
Dik10 3-4 22 cm C14 charb	221-222	Poz-57559	Microcharbon	7100 ± 40	7999-7848	6052-5899 BC
Dik10 3-4 33 cm C14 charb	233-233,5	Poz-57558	Microcharbon	7460 ± 40	8365-8190	6415-6241 BC
Dik12-3 208	208-208,5	Poz-65034	Microcharbon	7930 ± 40	8981-8631	7032-6682 BC
Dik 12-3 221 MC	221-221,5	Poz-65035	Microcharbon	7530 ± 50	8416-8203	6467-6254 BC
Dik 12-3 233 MC	233-233,5	Poz-65036	Microcharbon	7585 ± 30	8424-8354	6475-6405 BC
Dik 12-3 250-252	250-252	Poz-65037	Sédiment organique	14840 ± 70	18269-17857	16320-15908 BC

Tableau 4.4. *Datations C14 réalisées sur les carottages jumeaux de Dik12 et Dik10.*

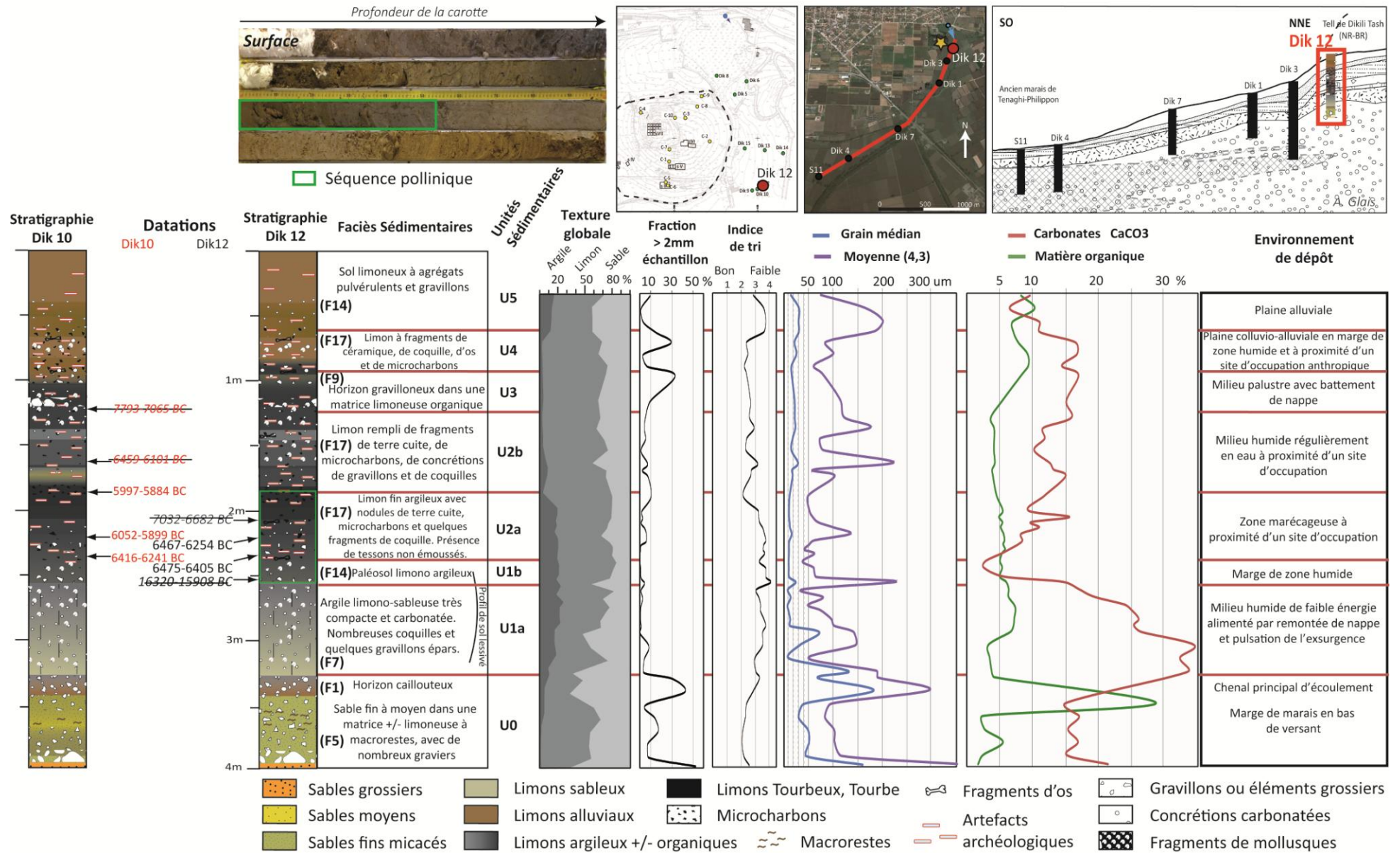


Figure 4.14. *Analyses sédimentologiques de la carotte Dik12.*

4.1.4.1 Analyses sédimentologiques de Dik12

Unité 0 ; 400 à 328 cm ; Non datée, antérieure à 18269-17857 cal BP /16320-15908 cal BC – Sable fin à moyen dans une matrice limoneuse à graviers.

L'unité U0 n'a pas été datée mais la comparaison des faciès sédimentaires identifiés dans cette unité (F5 et F1) avec ceux décrits par L. Lespez (2008) suggère qu'elle date de la fin du Pléniglaciaire. Les cinq premiers centimètres à la base de cette unité sont constitués d'un sable très grossier contenant de nombreux galets et cailloux très peu émoussés. La fraction supérieure à 2 mm dépasse ainsi les 50% de l'échantillon tandis que la valeur des grains moyens (350 µm) et médians (160 µm) atteste de la forte énergie des processus de transport hydrologique. Cet horizon est surmonté par 50 cm de sédiment limoneux sableux assez carbonaté (> 15%) et bien trié (F5). Le pic de matière organique mesuré à 351 cm (28%) s'explique par la présence de macrorestes ligneux. Au sommet de l'unité, un nouvel horizon sablo-caillouteux correspondant au faciès F1 témoigne d'une importante charge alluviale dans un écoulement très chargé et normalement classé. Ce flux hydrologique important est probablement corrélé avec des écoulements largement alimentés par le réseau karstique (contenu en carbonates > 30%). On observe également une remontée du niveau des nappes instaurant un contexte de marge de marais (les proportions d'argile passent à 10%) régulièrement alimenté en matériel détritique.

Unité 1a ; 328 à 251 cm ; Non datée, antérieure à 18269-17857 cal BP /16320-15908 cal BC – Limon brun argilo-sableux compact et carbonaté.

La datation obtenue à 250 cm de profondeur (18269-17857 cal BP/16320-15908 cal BC) suggère que cette unité est datée de la fin Pléistocène. Néanmoins, l'observation fine du faciès sédimentaire argileux limono-sableux carbonaté (F7) montre que ces dépôts anciens ont subi une pédogénèse au début de l'Holocène. L'épaisseur de la séquence (77 cm) et son altitude absolue (entre 50,1 m asl.) sont presque identiques à celles de la deuxième unité du carottage Dik8, distant de moins de 165 mètres. L'unité U1a est également caractérisée par des limons sableux argileux très carbonatés (entre 35% à la base et 15% au sommet). Il s'agit donc d'un horizon lessivé de type BtCa, contenant des nodules carbonatés (< 2 µm) témoignant d'une évolution pédologique et expliquant un indice de tri mal classé. Les proportions d'argile sont de plus en plus importantes (de 10 à 25%) au détriment des sables (60 à 17%). Cela engendre une diminution de la taille moyenne et médiane des particules. Ces conditions de dépôt indiquent un milieu humide de faible énergie alimenté par la remontée de nappe et quelques pulsations ponctuelles de la résurgence ainsi que du ruissellement en marge de milieu palustre.

Unité 1b ; 251 à 230 cm ; ca. 18000-8500 cal BP/16050-6550 cal BC – Limon fin argileux de milieu palustre à forte charge archéologique.

L'Unité chronostratigraphique **U1b** de 21 cm d'épaisseur est un horizon de limon argileux à sable fin gris-brun. La taille moyenne des particules est d'environ 40-70 µm tandis qu'un pic de sable (48%) est enregistré à la base, induisant une taille moyenne des particules supérieure à 200 µm. Cette séquence est totalement décarbonatée (< 3%) et contient de nombreux traits pédologiques avec une structure compactée en agrégat ainsi que des fragments de coquilles (**F14**). Son apparence non perturbée suppose un profil de sol correspondant au sommet d'un paléosol holocène.

Unité 2a ; 230 à 182 cm ; ca. 8500-8000 cal BP/6550-6050 cal BC – Limon argileux à forte charge archéologique.

L'unité **U2a** est une accumulation sédimentaire correspondant au début du Néolithique d'après les quatre datations radiocarbone obtenues (Tab.4.4). Ces datations AMS ont été réalisées sur des charbons millimétriques agglomérés sur des tessons peu émoussés. Ils sont datés du tout début du Néolithique Ancien (8424-8354 cal BP/6475-6405 cal BC et 8416-8203 cal BP/6467-6254 cal BC). Ils coïncident avec la première période d'occupation attestée sur le tell de Dikili Tash. Globalement ces dépôts sont des limons (53-66,5%) contenant des pourcentages d'argile (16-21%) et de sable (15-31%) assez comparables (**F17**). La taille médiane des particules, relativement stable (10-16,5 µm), correspond à des limons fins. Ils témoignent d'une sédimentation en milieu de faible énergie. Le très mauvais tri du dépôt (voire son absence totale) provient des apports anthropiques.

Unité 2b ; 182-125 cm ; Niveau d'occupation post. 8000cal BP/ post 6050 cal BC – Limon à forte charge archéologique.

La transition entre l'unité sous-jacente **U2a** et l'**U2b** est progressive. L'éclaircissement des dépôts s'explique sûrement par la diminution de la matière organique (6,5 à 5%) et des proportions d'argile (8 à 2%) corrélative de l'augmentation des éléments détritiques sableux (20 à 35%) et carbonatés (10 à 16%). L'indice de tri indique toujours un mauvais classement car la séquence connaît toujours des brèves pulsations colluviales contenant du matériel archéologique fragmenté (**F17**).

Unité 3 ; 125 à 95 cm ; Non datée – Horizon caillouteux dans une matrice limoneuse.

En l'absence de datation AMS, la période chronologique correspondant au début exact de cette unité est difficile à estimer. Elle est estimée à l'intervalle entre le Néolithique Final et l'Âge du Bronze car elle contient beaucoup moins d'artefacts archéologiques, ce qui coïncide avec la période d'abandon relatif du tell (ca. 6000-5200 cal BP/4050-3250 cal BC). La sédimentation est limoneuse (60-70%) et sableuse (30-35%). La quantité de matière organique augmente de 4,8 à 9,2% tandis que la proportion de carbonates se maintient au-dessus de 15%. Le faciès sédimentaire (**F9**) correspond donc à un limon à sable fin micacé, avec de rares concrétions ferromanganiques et des traces d'oxydo-

réduction. La dynamique sédimentaire du vallon lors de la formation de l'unité U3 est sensiblement identique à celle de l'U2 ; à savoir des dépôts de débordement dans un contexte de marge de marais régulièrement inondée. Néanmoins, la séparation entre ces deux unités est nécessaire compte tenu de la très forte proportion d'éléments grossiers (> 2 mm) dans l'U3 malgré la diminution moyenne de la taille de particule (de 120 à 70 µm). La quantité de colluvions anthropogènes provenant du tell est moins importante que dans l'unité inférieure.

Unité 4 ; 95 à 65 cm ; Non datée – Limon sableux à artefacts archéologiques.

L'unité U4 est constituée de limons sableux contenant des fragments de céramique, d'os et de microcharbons (F17) en provenance du site du tell. La texture sédimentaire est semblable à celle de l'unité précédente mais la proportion d'éléments carbonatés diminue (17 à 11%) tandis que celle de la matière organique s'accroît (5 à 9%).

Unité 5 ; 65-0 cm ; Non datée. - Limon alluvial

La dernière unité (U5) correspond à une accumulation limono-sablo-argileuse structurée en agrégats peu cohérents. Entre 65 et 40 cm les proportions de limon, de sable et d'argile sont réguliers et atteignent respectivement 46%, 41% et 13% tandis que le pourcentage de matière organique et de carbonate oscille entre 7 et 11%. L'indice de tri (> 3,5) montre un très faible classement des particules et la diversité des processus hydrosédimentaires de dépôt (colluvionnement, dépôt de débordement et remontée du niveau palustre impliquant une déposition lente). Les 40 cm supérieurs sont remaniés périodiquement par le labour contemporain et contiennent des gravillons émoussés ainsi que des nodules de terre cuite.

4.1.4.2 Analyses palynologiques de la séquence du Néolithique Ancien de Dik12

La séquence analysée sur le carottage de Dik12 repose sur 20 échantillons répartis sur 80 cm d'épaisseur. À l'aide du programme CONISS (Grimm, 1987) inclus dans les logiciels Tilia et TGView, quatre palynozones principales ont été identifiées.

Les éventuels biais de l'information. – La somme de base (minimum) pour la réalisation de ce diagramme est de 100 grains de pollens (les Cichorioideae, les Cardueae et *Aster* type sont exclus de la somme de base). L'adoption de cette somme de base tient compte de la position du sondage par rapport au tell et du type de sédiment analysé. La séquence correspond à un paléosol recouvert d'un horizon colluvial. Beaucoup de matériel archéologique et de particules carbonneuses sont contenues dans les échantillons. Cela diminue la quantité de matériel sédimentaire disponible et rend les traitements et les comptages plus fastidieux. La séquence se situe probablement en contexte archéologique³ au moment du dépôt des sédiments et des grains de pollens.

³ Le sondage est localisé à 120 mètres du secteur de fouille VI qui correspond aux maisons néolithiques les plus anciennes excavées à ce jour.

Malheureusement, le seuil de la somme de base n'a pas pu être atteint pour les six échantillons les plus anciens. Au vu des datations et des premiers résultats palynologiques, ces échantillons datent de la fin du Pléistocène, raison pour laquelle des analyses complémentaires n'ont pas été effectuées. Malgré une conservation des grains parfois médiocre, la diversité taxonomique et la concentration pollinique (toujours supérieure à 1500 grains/g de sédiment) permettent d'envisager une analyse du contenu sporo-pollinique (Fig.4.15). La bonne correspondance entre les courbes de « concentration pollinique » (Fig.4.15) et de « pourcentages » (Figs. 4.16 et 4.17) écarte l'idée d'une conservation différentielle entre les taxons.

Dik12-LPAZ1 : 258-242 cm ; ca. 20000-11700 cal BP/ 18050-9750 cal BC – La première zone pollinique du diagramme est dominée par les taxons herbacés (51,6-72,7% ; Fig.4.17). Les graminées (16,9-32,1%), les Chenopodiaceae (8,7-15,1%), les Fabaceae (2,9-18,3%), les *Hypericum* type (1,5-11,1%) et les *Aster* type, forment l'essentiel de ce couvert végétal bas. Les taxons présents correspondent très bien avec les espèces de milieu steppique, observées dans les enregistrements palynologiques d'échelle régionale pour la fin du Pléistocène (Wimjstra, 1969 ; Willis, 1994). Parmi les taxons arboréens et arbustifs, *Corylus* (6,1-22,5%), *Pinus sylvestris* type (2,5-12,5%), *Tilia* (3-15,6%) et *Juniperus* type (5,6-9,5%) dominent. Les taxons de ripisylve tels qu'*Alnus*, *Betula* et *Ulmus* à des pourcentages d'environ 10% témoignent d'une reforestation progressive qui s'amorce à la fin de la période. Les taxons d'hydro-hygrophytes progressent régulièrement sur toute la période, passant de 3,7 à 11% (Fig.4.17). Ils sont constitués de bryophytes, de Filicales trilètes, de Cyperaceae et de Potamogetonaceae essentiellement. Ces deux indicateurs suggèrent une augmentation de l'humidité (Tardiglaciaire-début de l'Holocène) dans un fond de vallon soumis aux crues mais qui n'est probablement pas en eau libre. En effet, aucun type de microfossile indicateur de condition humide n'est présent, à l'inverse de ceux indiquant l'existence de processus érosifs (*Glomus* et *Pseudoschizaea circula*) qui atteignent de 1,2 à 4,7%. La résolution pour cette période de la fin du Pléniglaciaire et du Tardiglaciaire (moins de 30 cm/ 10000 ans) est trop faible pour pouvoir déceler les principaux changements de la végétation avec plus de précision.

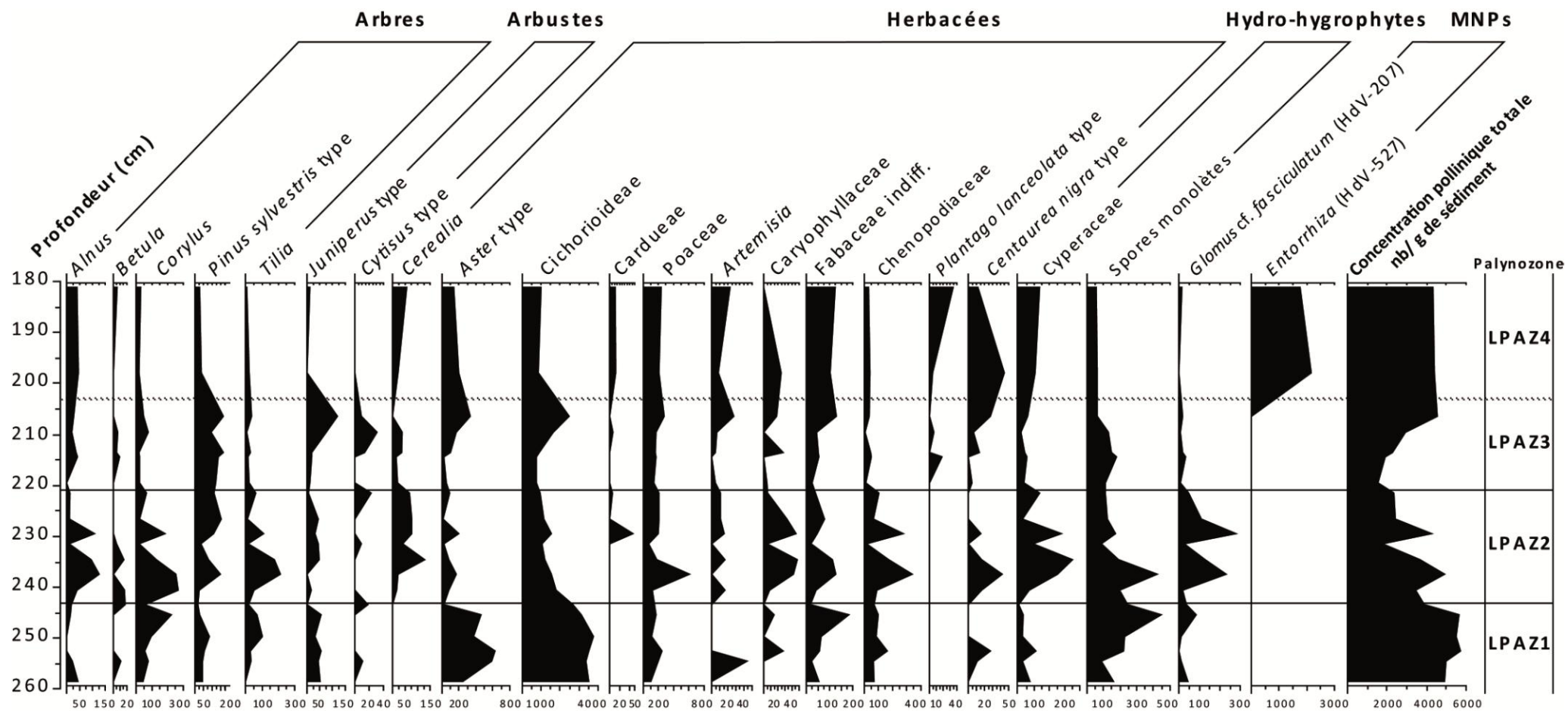


Figure 4.15. Diagramme des concentrations polliniques de la séquence de Dik12. Les taxons présents sur le diagramme correspondent à des taxons représentatifs des divers groupements écologiques réalisés.

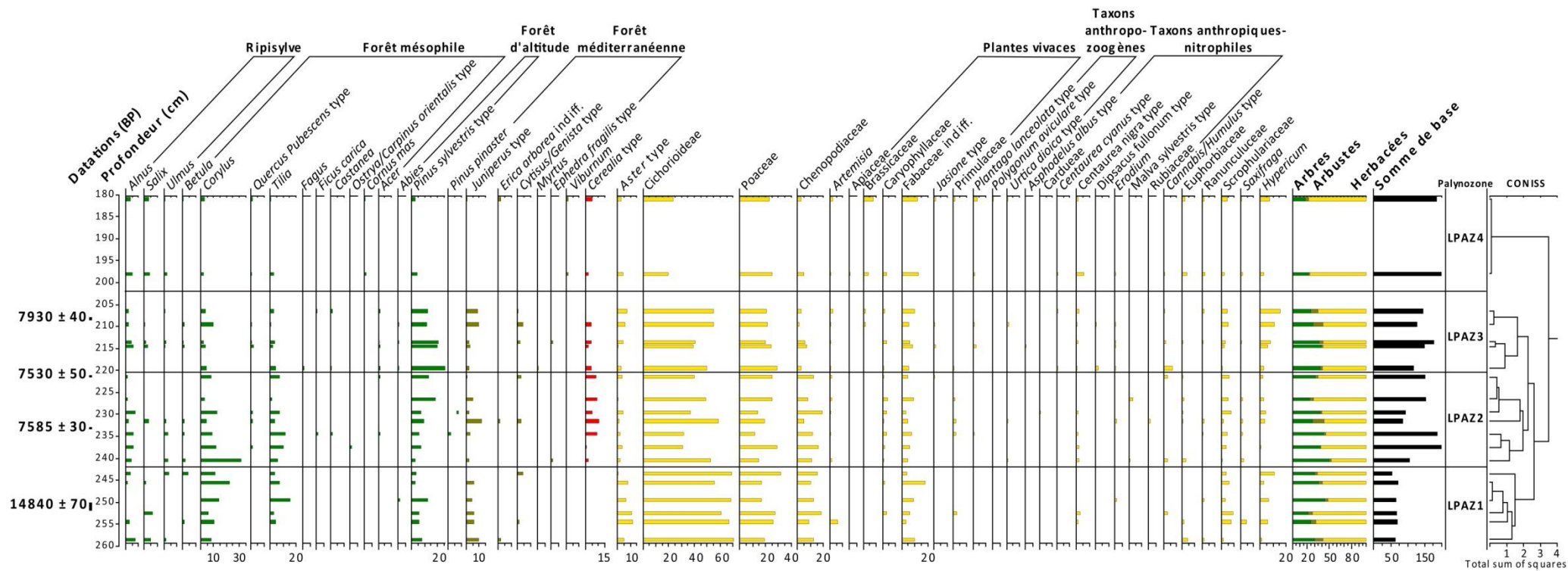


Figure 4.16. *Diagramme des pourcentages de taxons d'arbres, d'arbustes et d'herbacées en fonction de la somme de base, pour la séquence de Dik12. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés.*

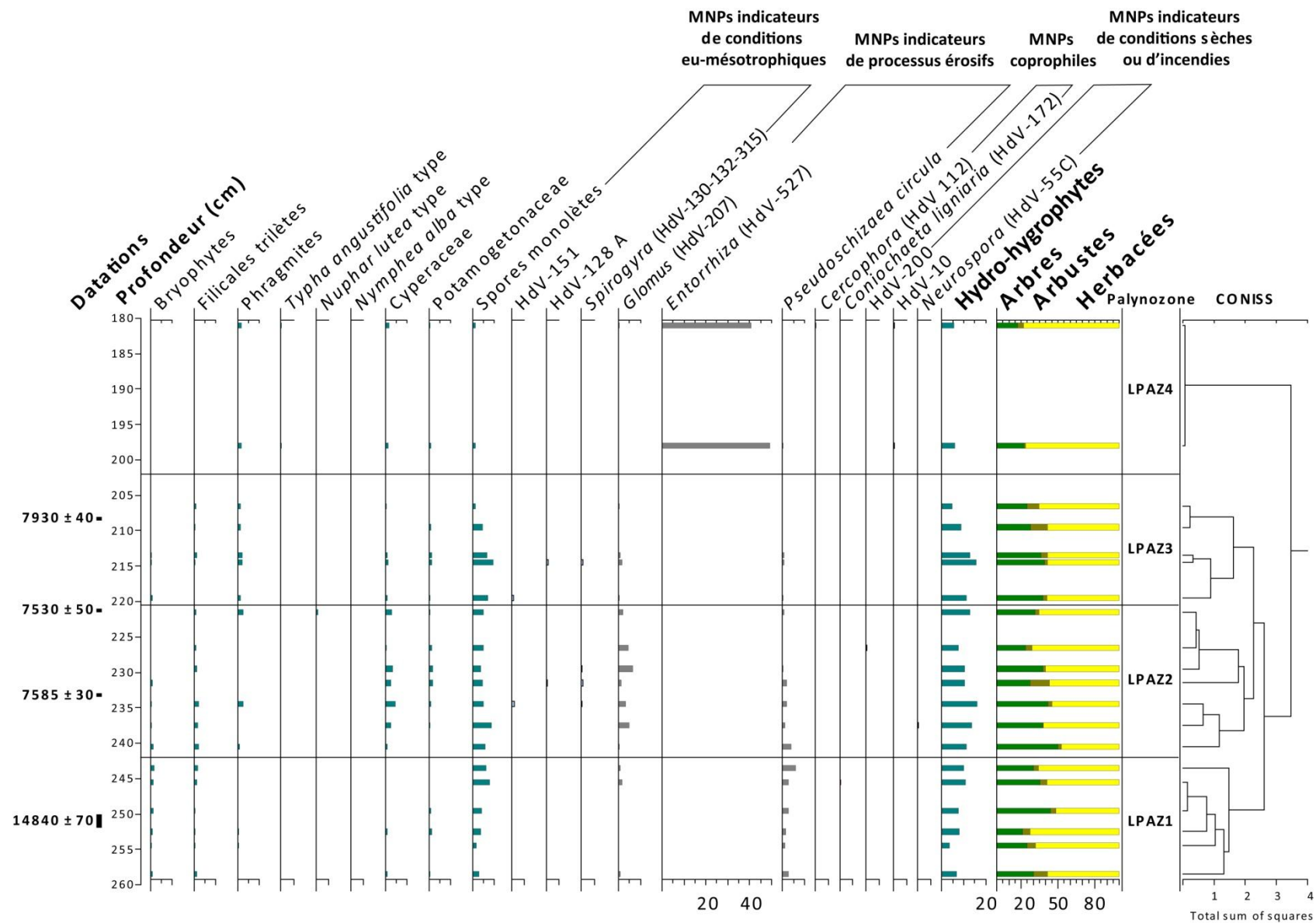


Figure 4.17. Diagramme des pourcentages de taxons d'hydro-hygrophytes et de microfossiles non polliniques (MNPs) exprimés en pourcentage de la somme de base, pour la séquence de Dik12. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés

Dik12-LPAZ2 : 242-220 cm ; ca. 11700-8200 cal BP/ 9750-6250 cal BC – La seconde palynozone présente des conditions paysagères très différentes de la première. Les pourcentages de Cichorioideae sont de seulement 31,2% tandis que les taxons des autres *Aster* type et des Fabaceae ne dépassent plus 5%. Les taxons arboréens atteignent 50,2%, ce qui marque la présence d'un boisement généralisé au détriment des milieux ouverts de prairie. C'est au début de cette période que l'on enregistre le plus fort pourcentage de taxons arboréens de tout le diagramme. Il s'explique largement par le pic de *Corylus* (30%). Corrélié avec l'apparition des *Quercus pubescens* type, la bonne représentation des taxons arboréens pourrait correspondre au début de l'Holocène avec l'expansion des espaces forestiers à l'échelle régionale (Wijmstra, 1969 ; Greig et Turner, 1974 ; Pross et al., 2009 ; Müller et al. 2011). L'absence de datation pour cette zone conjuguée au très faible taux d'accumulation des deux premières zones du diagramme (Dik12-LPAZ1 et Dik12-LPAZ2), offre une résolution temporelle trop limitée pour certifier de cette interprétation.

En revanche, l'apparition de *Cerealia* type à un fort pourcentage (> 8%) est un indicateur significatif de changements localisés qui ne serait pas possible sans le facteur anthropique. Le transport des grains de pollen de céréales se fait généralement sur des courtes distances du fait de sa grande taille et de sa faible dispersion (Bower, 1992 ; López-Sáez et al., 2000 ; Galop et López-Sáez, 2002 ; Bui-thi, 2003 ; López-Sáez et López-Merino, 2005). Cette apparition à des pourcentages importants (8%) à proximité immédiate du site archéologique, juste avant 8425-8355 cal BP (6475-6405 cal BC ; 233 cm) est cohérent avec les informations intra-site obtenues à Dikili Tash. Elles stipulent une occupation à partir de 6450 cal BC (Lespez et al., 2013). Les premières occurrences des microfossiles coprophiles (*Coniochaeta*) et le retour de divers taxons anthropozoogènes et anthropiques-nitrophiles (*Centaurea nigra* type, *Urtica dioica* type ou *Malva sylvestris* type) renforcent cette preuve d'une activité agropastorale précoce.

D'après les deux dates AMS obtenues, cette deuxième palynozone couvre le début du Néolithique Ancien (8450-5650 cal BP/6500-5700 cal BC). La présence de MNPs indiquant une érosion atteint un petit pic (6,7%) avant de se maintenir autour de 5%, ce qui atteste d'une perturbation des profils de sols par l'activité humaine. Concernant la végétation arborée, les pourcentages plus faibles de plusieurs taxons (*Corylus* et *Tilia* puis *Betula*, *Ulmus* et *Alnus*) ne sont compensés que par l'augmentation du pourcentage des pins (*Pinus sylvestris* type), que l'on retrouve sur les versants des montagnes de Lékani, surplombant le site archéologique. Les pics récurrents de taxons de pollens d'espèces que l'on trouve dans les milieux de type phrygane incluant *Juniperus* type, *Cytisus* type, *Ephedra fragilis* type et *Erica arborea* type peuvent indiquer une déforestation permettant le développement d'un maquis.

Dik12-LPAZ3 : 220-203 cm ; Non datée – La LPAZ3 s'inscrit dans une relative continuité du cortège végétal par rapport à la précédente période. Les taxons de plantes hydro-hygrophytes se maintiennent dans un premier temps à des pourcentages de 10% des palynomorphes comptabilisés tandis que les principaux taxons d'herbacés

(Cichorioideae et Poaceae) n'évoluent pas selon une tendance bien définie. La présence anthropique est confirmée par le maintien de l'agriculture (*Cerealia* type) à proximité du site et de taxons tels que *Plantago lanceolata* type, *Centaurea cyanus* type, *Centaurea nigra* type ou *Dipsacus fullonum* type. Certains taxons de végétation basse (*Hypericum*, Labiatae, etc.) se développent sans que l'on puisse définir avec certitude leurs affinités écologiques. Cette palynozone correspond très probablement à une représentation du cortège végétal proche du site, toujours au cours du Néolithique Ancien. La composition du spectre pollinique laisse penser qu'une certaine stabilité paysagère autour du tell se met en place après les premières perturbations liées au début du peuplement. Cette hypothèse est appuyée par la remontée de plusieurs taxons arboréens entre 1 et 9% (*Alnus*, *Salix*, *Ulmus*, *Quercus pubescens* type, *Castanea*, *Corylus* et *Acer*). De même, la diminution des pourcentages de MNPs indicateurs de processus érosifs confirme cette tendance. Sur les versants en revanche, les pourcentages de *Pinus sylvestris* type chutent progressivement (25 à 11,9%) au profit d'espèces ligneuses arbustives (*Juniperus* type et *Cytisus/Genista* type principalement) formant une phrygane probablement pâturée.

Dik12-LPAZ4 : 203-180 cm ; Non datée– Pour cette dernière période, ces mêmes indicateurs d'anthropisation montrent une persistance de la présence humaine à proximité, auxquels s'ajoute une forte régression des espaces boisés (<18%). Les forêts d'altitude, les forêts mésophiles ou méditerranéennes régressent simultanément. Seule la végétation locale de ripisylve se maintient autour de 10% de la somme de base. Parallèlement, la présence d'*Entorrhiza* (HdV-527) indicateur de processus érosifs autour de 40%, souligne l'importance des apports de colluvions provenant du tell vers la zone humide (van Geel et al., 1983, 1986).

4.2 Le remplissage sédimentaire du vallon

Les hiatus ou les dépôts non propices à l'analyse pollinique soulignent une dynamique sédimentaire très hétérogène spatialement et temporellement et fortement influencée par les pratiques anthropiques sur le site comme le révèle la stratigraphie. Les deux séquences étudiées sont marquées par une forte anthropisation de l'environnement au pied du tell, à des périodes distinctes, et nous incitent à rechercher vers l'aval du vallon leur répercussion sédimentaire et paysagère. À cette fin, un transect longitudinal du vallon a été réalisé (Figs.4.18 et Fig.4.19).



Figure 4.18. *Localisation des sondages réalisés dans le vallon de Dikili Tash, vue depuis les versants des montagnes de Lékani vers le marais de Tenaghi-Philippon (Sud).*

Les unités chronostratigraphiques représentées sur la figure (Fig.4.19) ont été établies à partir des datations AMS, de la description des faciès sédimentaires et des analyses sédimentologiques (texture, granulométrie et perte au feu) pratiquées sur Dik12, Dik3 et Dik4.

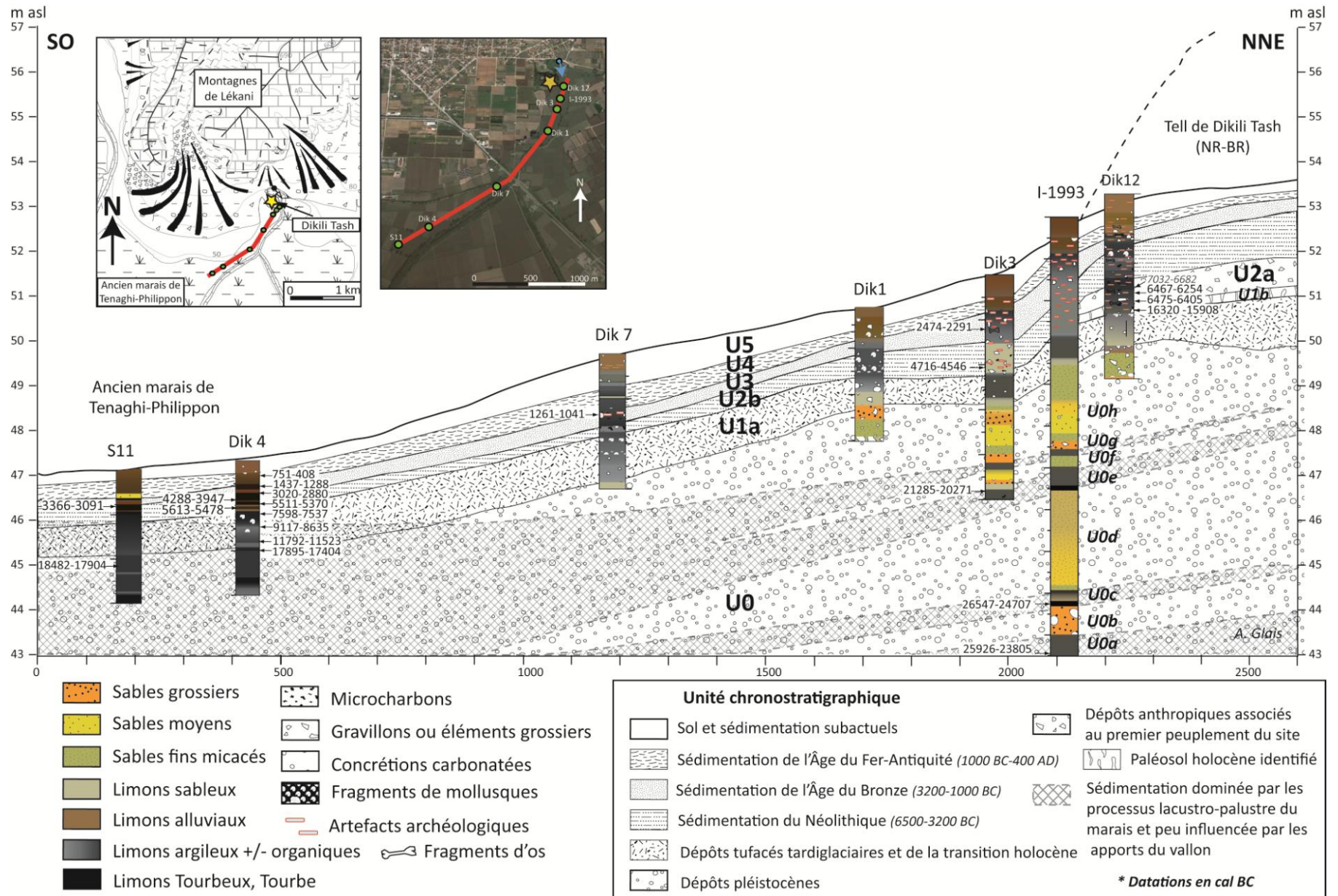


Figure 4.19. *Transect longitudinal du remplissage sédimentaire du vallon de Dikili Tash.*

4.2.1 Analyses sédimentologiques du remplissage hydrosédimentaire du vallon

4.2.1.1 Le carottage de Dik3

Trois datations ont été réalisées sur le carottage de Dik3 et permettent de réaliser un modèle âge-profondeur (Fig.4.20) et d'estimer la chronologie des unités chronostratigraphiques identifiées sur la figure 4.21. Les deux plus récentes sont associées à des dépôts anthropogènes (présence d'artefacts archéologiques) datant du Néolithique Récent II et du Bronze Ancien. Ces deux périodes coïncident avec des phases d'occupation du tell situé 250 mètres en amont.

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
Dik3-2	120-122	Lyon-7195	Sédiment organique	3910 ± 35	4430-4238	2474-2291 BC
Dik3-3	205-205,5	Lyon-10802	Microcharbon	5785 ± 35	6665-6495	4716-4546 BC
Dik3-5	478-480	Lyon-7196	Sédiment organique	18890 ± 90	23003-22496	21285-20271 BC

Tableau 4.5. *Datations C14 réalisées sur le carottage de Dik3.*

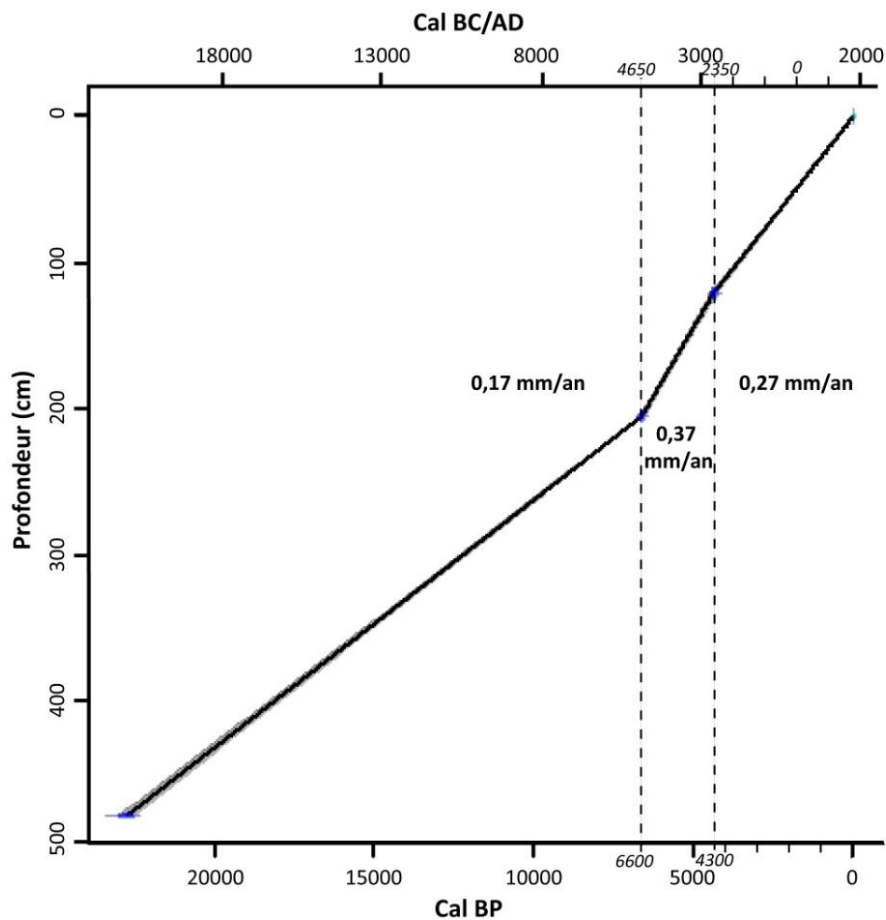


Figure 4.20. *Modèle âge-profondeur de Dik3 réalisé à partir du programme Clam 2.2 (interpolation linéaire ; Blaauw, 2010) et les taux d'accumulation sédimentaire estimés pour chaque période. La courbe grisée représente l'intervalle de confiance à 95%.*

Unité 0 ; 500 à 290 cm ; ca. 24000-11600 cal BP/22050-9650 cal BC – Alternance de dépôts argileux organiques et de sable fin à grossier.

Cette unité chronostratigraphique à la base de la carotte correspond aux dépôts datés de la fin du Pléniglaciaire (23003-22496 cal BP/21285-20271 cal BC ; Tab.4.5) jusqu'à la fin du Pléistocène. L'unité est composée d'une alternance entre une matrice fine limono-argileuse organique déposée dans un milieu de faible énergie (**U0e** et **U0g**) et des dépôts sableux plus ou moins grossiers de périodes d'accélération des processus fluviaux à forte charge détritique (**U0f** et **U0h**). Seule la seconde séquence limono-argileuse présentant un faciès sédimentaire de type **F15** (**U0g**) et la seconde séquence de sable moyen à grossier dans une matrice limoneuse (**F2** ; **U0h**) ont fait l'objet d'analyses plus fines. Au sein des dépôts d'**U0g**, les limons représentent plus de 73% de l'échantillon contre 13% pour les sables très fins et les argiles. Le grain médian est d'environ 15 µm pour une distribution granulométrique (indice de tri de Folk et Ward) qui oscille autour de 2, correspondant à un sédiment bien trié. La fraction grossière supérieure à 2 mm correspond à des concrétions carbonatées pouvant atteindre plus de 30% de l'échantillon.

Les phases de forte énergie observables sur Dik3 (**U0f** et **U0h**) sont plus développées et correspondent à des dépôts de forte énergie (Fig.4.22). La dimension des particules sédimentaires est nettement plus grossière bien que très variable selon les événements. Les proportions de sable varient de 35 à 83% tandis que les argiles ne dépassent jamais 7%. La fraction grossière représente de 2 à 30% de l'échantillon et se compose essentiellement de concrétions gréseuses, de gravillons plus ou moins émoussés et de rares concrétions carbonatées. L'indice de tri est toujours associé à une sédimentation très peu triée provenant de la forte capacité de transport des écoulements sans doute très turbides parcourant le vallon.

Unité 1 ; 290 à 214 cm ; ca. 11600-7100 cal BP/9650-5150 cal BC – Limon argileux tufacé plus ou moins sableux.

La base de l'unité **U1** n'a pas été datée d'où l'incertitude concernant son début. En revanche, sa limite supérieure à 215 cm correspond probablement au début du Néolithique Récent I comme le suggère la datation AMS à 205,5 cm (6665-6495 cal BP/4716-4546 cal BC). L'unité est essentiellement dominée par les limons dont les proportions varient entre 41 et 65%. Les sables encore très présents à la base (54%) sont moins présents dans toute la partie supérieure (21 à 35%) tandis qu'à l'inverse la proportion d'argile croît (de 5 à 13%). Leur présence respective s'explique par la proximité du chenal de fond de vallon capable en période de crue de déposer des sédiments allogènes plus grossiers à la marge de l'espace palustre. La valeur du grain médian diminue progressivement passant de 80 à 19 µm tout comme la charge détritique grossière. Le tri global des échantillons est « normal » (2,5 à 3). L'unité se caractérise par un très fort pourcentage de matière carbonatée (15 à 32%) qui induit à nouveau la formation de grosses concrétions carbonatées supérieur à 2 mm (jusqu'à 23% du poids de l'échantillon). Cela témoigne d'apports récurrents de la résurgence issue des karsts et d'un lessivage de l'horizon

favorisant à nouveau la formation d'un horizon BtCa. Ces dépôts imprégnés de tâches ocre-rouille confirment un milieu oxydant associé à la fluctuation du niveau de la nappe.

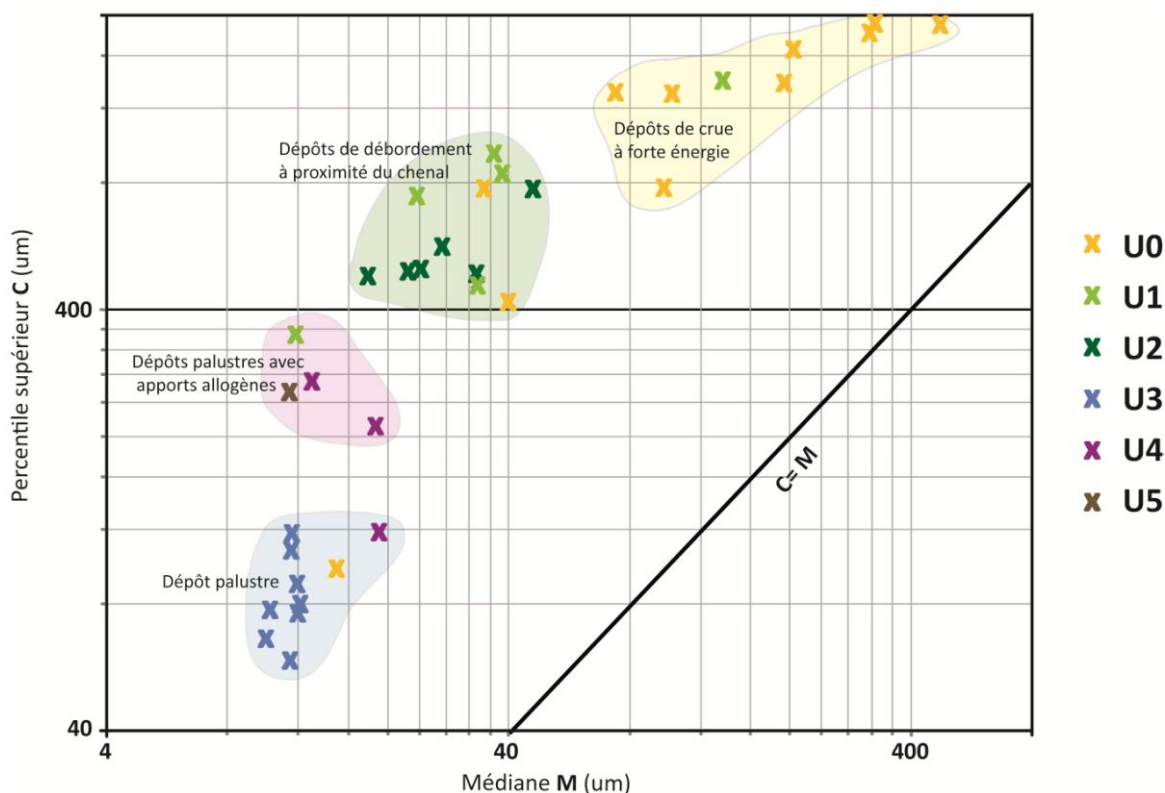


Figure 4.22. Image CM des dépôts du vallon de Dikili Tash dans le carottage Dik3.

Unité 2 ; 214 à 165 cm ; ca. 7100-5500 cal BP/5150-3550 cal BC – Limon sableux contenant des artefacts archéologiques.

L'unité U2 est composée d'une dominante de limon (52 à 62%), assez sableuse (27-49%), avec une proportion limitée d'argile (9-12%). Les pourcentages de matière organique et carbonatée varient respectivement entre 4-6% et 9-12%. Le grain médian évolue selon les niveaux de 19 à 35 µm (23 µm en moyenne). L'indice de tri s'améliore (passage de 3 à 2) passant de « normalement » à « bien » trié tandis que la fraction grossière résiduelle peut atteindre 10%. Cela peut s'expliquer par la présence en nombre conséquent de micro fragments de céramique, de nodules de terre cuite ou de microcharbons qui indiquent tous une perturbation anthropique des dépôts. Ces apports anthropogènes datés à la base du Néolithique Récent (6666-6496 cal BP/4716-4546 cal BC) viennent se mélanger au dépôt limoneux de débordement.

Unité 3 ; 165 à 85 cm ; ca. 5500-3000 cal BP/3550-950 cal BC – Limon argileux.

La datation obtenue à 121 cm, au milieu de nodules de terre cuite et de fragments d'os indique une sédimentation au cours du Bronze Ancien (4421-4241 cal BP/ 2471-2491 cal BC). Cela laisse supposer que les artefacts archéologiques retrouvés correspondent à cette période. Néanmoins, aucune information ne nous permet de définir avec précision la limite chronologique de l'horizon supérieur qui reste hypothétique.

L'unité U3 est une sédimentation limono argileuse de milieu palustre largement dominée par les limons (78-83,5%) et les argiles (13-15%). Les dépôts sableux résiduels (1,5 à 9%) correspondent à de petits gravillons de quartz dont la fraction supérieure à 2 mm ne dépasse pas 3 %. Le grain médian est stable autour de 11 µm tout comme la moyenne autour de 19 µm. L'indice de tri bien qu'inférieur à 2 correspond toujours à un dépôt peu trié. La texture grumeleuse et la présence des agrégats pour la moitié supérieure de l'unité laissent penser qu'il pouvait s'agir d'un pédosédiment caractéristique de milieu palustre.

Unité 4 ; 85 à 45 cm ; ca. 3000-1580 cal BP/950 cal BC- 370 cal AD – Limon alluvial.

Le dépôt sédimentaire de l'unité U4 est à nouveau un peu plus grossier, bien que toujours très limoneux (68-77%). Par rapport à l'unité sous-jacente, la proportion des sables augmente (16-23%) au détriment de celle des argiles (10%). Le grain médian est de 18 µm tandis que l'indice de tri oscille autour de 2 (peu à très peu trié) malgré une fraction grossière infime (< 0,7%). Des micro fragments de céramique et de coquille de mollusque sont présents dans l'unité qui possède des pourcentages de carbonates et de matière organique inconstants, variant du simple au double (4-8%). Il s'agit très probablement de marge de milieu palustre alimenté régulièrement en limon de débordement par un cours d'eau d'énergie limitée.

Unité 5 ; 45-0 cm ; ca. 1580-0 cal BP/370-1950 cal AD - Époque historique – Limon alluvial.

La dernière unité (U5) correspond à un horizon limoneux brun perturbé régulièrement par le labour contemporain. Un seul échantillon a été analysé au niveau de la semelle de labour à 41 cm de profondeur. Dans la continuité de la séquence qu'elle domine (U4), les dépôts sont limoneux (71%) avec des proportions de sable et d'argile sensiblement équivalentes (15 et 13%) et très peu triées malgré l'absence d'élément supérieur à 2 mm. Le contenu en carbonates et en matière organique est similaire (7,6 et 8,4%).

4.2.1.2 Le carottage de Dik4

Le modèle Âge-profondeur utilisé pour la séquence de Dik4 (Fig.4.23) a été réalisé à l'aide du programme Clam 2.2 (Blaauw, 2010) et d'une méthode de lissage, à partir de treize datations puisque celles obtenues à 111 et 155 cm ont été exclues (Tab.4.6). Cette chronologie permet d'estimer les limites de chaque unité chronostratigraphique décrites et représentées sur la figure 4.24 représentant les diverses analyses sédimentologiques réalisées sur Dik4.

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
Dik4-1 39-41	39-41	Poz-61976	Sédiment organique	2440 ± 30	2700-2357	751-408 BC
Dik4-1 60-61	60-61	Lyon-1080	Sédiment organique	3110 ± 30	3386-3237	1437-1288 BC
Dik4-1 72-73	72-73	Beta-273956	Sédiment organique	4310 ± 40	4962-4835	3013-2886 BC
Dik 4-1 88-89	88-89	Lyon-10801	Sédiment organique	5205 ± 45	6177-5896	4288-3947 BC
Dik4-1 96-97	96-97	Erl- 15214	Sédiment organique	6485 ± 34	7459-7320	5511-5370 BC
Dik4-2 115-116	101-102	Lyon-10799	Sédiment organique	6575 ± 35	7562-7427	5613-5478 BC
<i>Dik4-2 123-125</i>	<i>111-113</i>	<i>Poz-65262</i>	<i>Sédiment organique</i>	<i>3995 ± 35</i>	<i>4568-4408</i>	<i>2619-2459 BC</i>
Dik4-2 129-131	118-119	Poz-61977	Sédiment organique	8540 ± 35	9547-9486	7598-7537 BC
Dik4-2 154-155	146-147	Lyon-10803	Sédiment organique	9475 ± 40	11066-10584	9117-8635 BC
<i>Dik4-2 161-163</i>	<i>155-157</i>	<i>Poz-65028</i>	<i>Sédiment organique</i>	<i>13400 ± 70</i>	<i>16341-15877</i>	<i>14392-13928 BC</i>
Dik4-2 169-171	164-165	Poz-65263	Sédiment organique	11380 ± 50	13318-13102	11369-11153 BC
Dik4-2 181-183	178-179	Poz-65264	Sédiment organique	11780 ± 60	13741-13472	11792-11523 BC
Dik4-2 193-194	191-193	Poz-61978	Sédiment organique	16220 ± 70	19844-19353	17895-17404 BC

Tableau 4.6. *Inventaire des datations AMS réalisées sur le carottage de Dik4. Les deux dates en italique ne sont pas intégrées au modèle Âge-profondeur.*

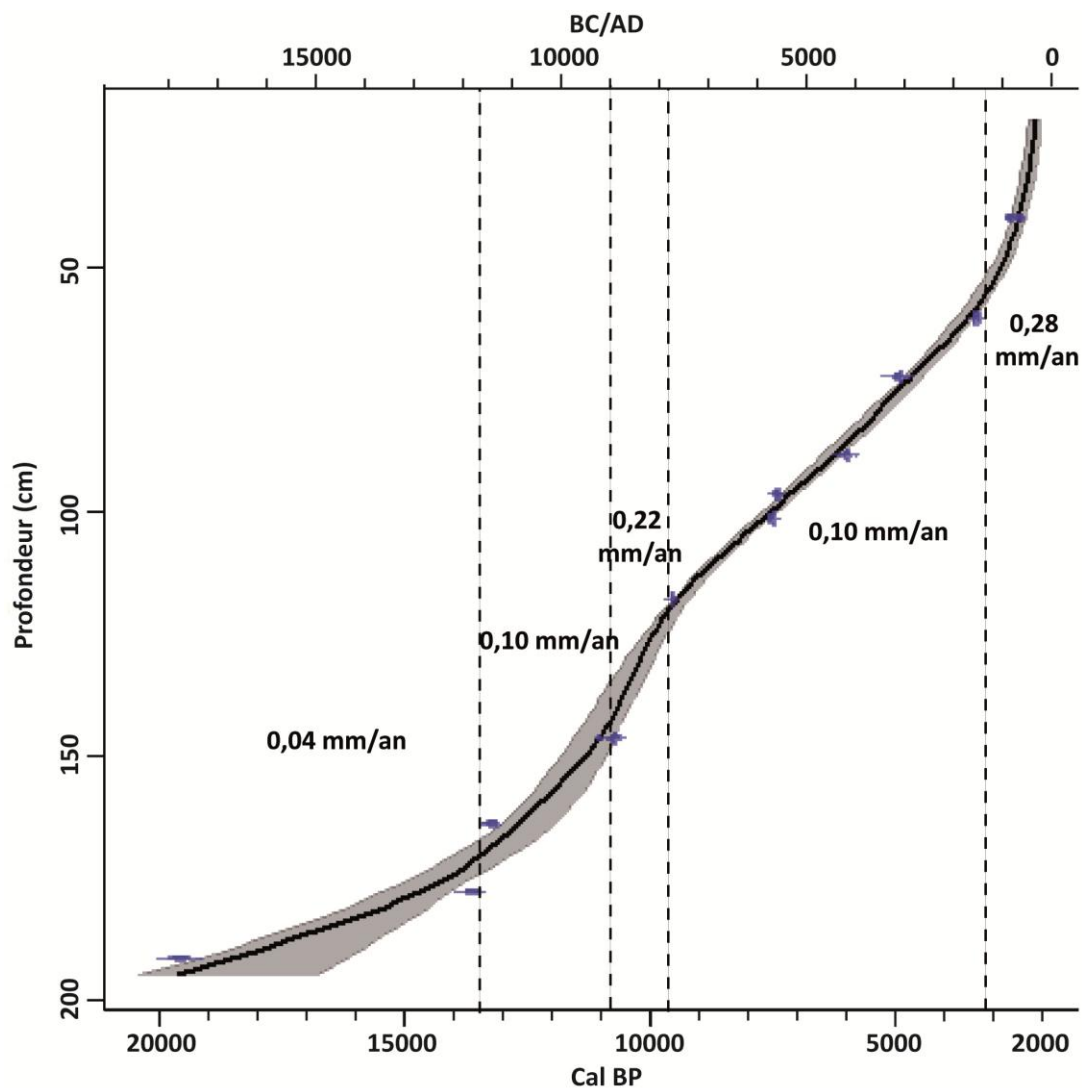


Figure 4.23. *Modèle Âge-profondeur de Dik4 réalisé à partir du programme Clam 2.2 de type « smooth spline [type=4] with spar = 0.3 » (Blaauw, 2010). La courbe grisée représente l'intervalle de confiance à 95%.*

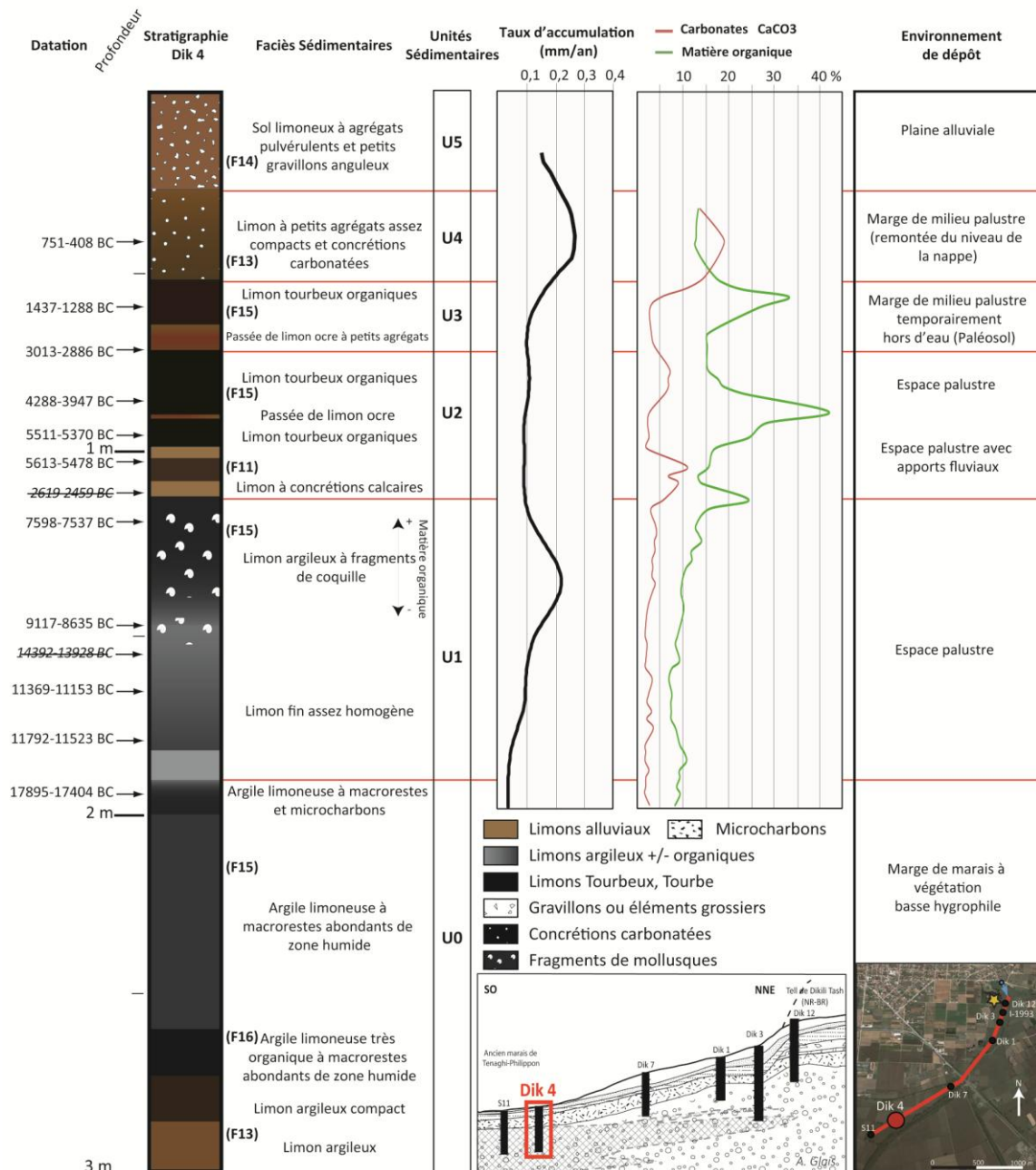


Figure 4.24. *Analyses sédimentologiques de la carotte Dik4*

Unité 0 ; 300 à 192 cm ; ca. 26000-19000 cal BP/24050-17050 cal BC – Dépôt argileux-limoneux organique à macrorestes abondants.

La première unité chronostratigraphique (U0) n'a pas fait l'objet d'une analyse sédimentologique fine sur le mètre inférieur compte tenu de la datation obtenue à 193,5 cm de profondeur (19845-19354 cal BP/17895-17404 cal BC) indiquant des dépôts du Pléistocène Final. Ces dépôts tourbeux très fins signalent la présence d'un milieu palustre végétalisé correspondant successivement aux faciès sédimentaires F13, F16 et F15.

Unité 1 ; 192 à 110 cm ; ca. 19000-8600 cal BP/ 17050-6650 cal BC – Dépôt limono-argileux à fragments de coquille.

La base de l'unité U1 se matérialise par un changement notoire de la texture sédimentaire et le passage à un dépôt limoneux plus clair ne contenant plus de macrorestes ou de macrocharbons visibles. Ce changement est accompagné d'une sensible augmentation du taux d'accumulation sédimentaire et du pourcentage de matière organique (11%). Cet horizon de transition d'environ 5 cm d'épaisseur (192-187 cm) semble correspondre avec la période climatique du Bølling-Allerød si l'on en croit la datation obtenue à 179 cm (13742-13473 cal BP/11792-11523 cal BC). Une augmentation du niveau de la nappe phréatique a permis la mise en place de ce dépôt dans des conditions lacustro-palustre de faible profondeur.

La continuité sédimentaire de cette unité se fait avec des sédiments limoneux plus sombres mais dont les proportions en matière organique et carbonatée restent similaires. Le taux d'accumulation croît progressivement entre 179 cm et 135 cm de profondeur passant de 0,03 mm/an à 0,22 mm/an, avant de diminuer pour atteindre 0,095 mm/an à la fin de l'unité. Cette augmentation se fait au début de l'Holocène indiquant une réactivation des écoulements issus des karsts et une accumulation de matière organique. Trois autres dates ont été obtenues à des profondeurs de 165 cm (13319-13103 cal BP/ 11369-11153 cal BC), 146,5 cm (11067-10585 cal BP/9117-8635 cal BC) et 119 cm (9548-9487 cal BP/7598-7537 cal BC). À partir de 150 cm, des fragments de coquilles de mollusques sont intégrés aux dépôts et le pourcentage de matière organique des échantillons augmente sensiblement jusqu'au pic de 24 % qui marque le changement d'unité.

Unité 2 ; 110 à 72 cm ; ca. 8600-4550 cal BP/ 6650-2600 cal BC – Dépôt limono tourbeux foncé à passées plus claires.

Le passage à l'unité U2 se fait vers 8600 cal BP/6650 cal BC soit avant le premier peuplement attesté du tell de Dikili Tash (8400 cal BP/ 6450 cal BC). La transition est marquée par une passée limoneuse carbonatée claire de 4 cm contenant des concrétions calcaires. Cette unité se compose d'une alternance de séquence limoneuse tourbeuse organique brune et de passées centimétriques beige à ocre bien que le taux d'accumulation reste constant autour de 0,1 mm/an. L'unité enregistre donc une augmentation du détritisme sous forme de courtes pulsations et décharges alluviales sans augmentation du taux de sédimentation. Un pic de matière organique (42%) est enregistré dans une passée d'un demi centimètre (90,5-90 cm) contenant du bois en décomposition. Quatre dates ont été obtenues à des profondeurs de 101,5 cm (7563-7428 cal BP/5613-5478 cal BC), 96,5 cm (7461-7320 cal BP/5511-5370 cal BC), 88,5 cm (6238-5897 cal BP/4288-3947 cal BC) et 72,5 cm (4970-4830 cal BP/3020-2880 cal BC). Elles permettent d'attribuer cette unité à la période culturelle du Néolithique (8550-5150 cal BP/6600-3200 cal BC) à l'exception des centimètres supérieurs probablement de l'Âge du Bronze.

Unité 3 ; 72 à 52 cm ; ca. 4550-3150 cal BP/ 2600-1200 cal BC – Dépôt limono-argileux organique à fragments de coquille.

L'unité U3 débute par un horizon de limons ocre à agrégats de 7 cm d'épaisseur (72-65 cm) daté à environ 4550 cal BP (2600 cal BC). La transition avec un dépôt de limons tourbeux sombre (à nouveau) s'accompagne d'une augmentation rapide du taux de sédimentation de 10 cm³/an à 62 cm jusqu'au double à la fin de l'unité (52 cm). Au milieu de cette unité (60-61 cm), les limons tourbeux organiques (33%) ont été datés à 3387-3238 cal BP/1437-1288 cal BC.

Unité 4 ; 52 à 27 cm ; ca. 3150-1500 cal BP/ 1200 cal BC-450 cal AD – Limon à petites concrétions carbonatées.

L'unité U4 est composée principalement de limon à petites concrétions carbonatées et petits agrégats. Cette unité assez compacte est datée à 2701-2358 cal BP/751-408 cal BC à une profondeur de 40 cm. Le taux d'accumulation culmine dans la continuité de l'U3 tandis que les pourcentages de carbonates augmentent fortement (> 14 %) montrant un accroissement important du détritisme.

Unité 5 ; 27-0 cm ; ca. 1500-0 cal BP/ 450-1950 cal AD – Dépôt limoneux à gravillons.

La dernière unité chronostratigraphique U5 correspond aux sédiments limoneux les plus récents contenant des gravillons peu émoussés et une structure en agrégats. Aucune analyse n'a été entreprise dans cette unité compte tenu du remaniement récurrent par les engins agricoles.

4.2.2 Analyses paléobiologiques des prélèvements

4.2.2.1 Le signal Incendie de la séquence de Dik4

L'enregistrement du signal incendie à l'aide des macrocharbons (> 150 µm) dans le carottage Dik4 confirme la prédominance des particules les plus petites et les plus émoussées (*petit incassable*) (Fig.4.25). Puisqu'elles peuvent avoir été remobilisées, elles ne mettent pas nécessairement en évidence l'occurrence d'incendie *in situ* (Enache et Cumming, 2007). Leur présence doit être associée avec des particules charbonneuses plus grandes (*grand incassable*) et ou fragiles (*petite et grande fragile*) pour prétendre reconstituer l'histoire locale des feux (Vannière et al., 2003 ; Enache et Cumming, 2006).

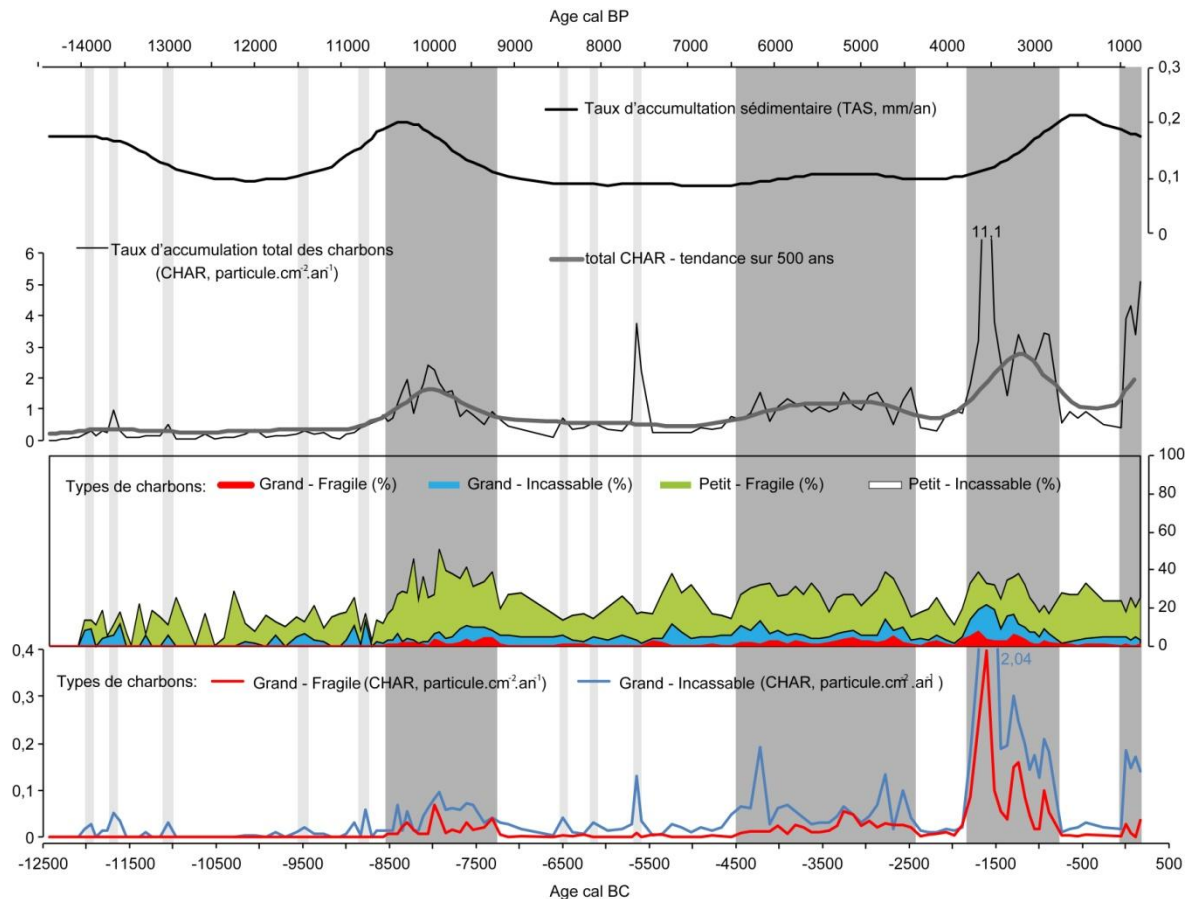


Figure 4.25. *Analyses du signal incendie sur la carotte de Dik4.*

Les données fournies par les macrocharbons permettent de distinguer quatre phases majeures pluriséculaires où la récurrence des feux est forte, ainsi que huit épisodes plus ponctuels. Entre 13750 et 10450 cal BP (11800-8500 cal BC), seuls cinq épisodes ponctuels de signal incendie sont détectés par la présence de « grandes particules incassables ». Ces évènements indiquent probablement la combustion de biomasse au cours de la transition Glaciaire-Interglaciaire de la fin du Pléistocène au début de l'Holocène. Les trois premiers pics sont observés à la fin du Bølling-Allerød (13950-12950 cal BP/12000-11000 cal BC) tandis qu'aucun signal particulier n'est détecté entre 12850 et 11550 cal BP (10900-9600 cal BC) correspondant au Dryas Récent. Les deux derniers évènements ont lieu autour de 11450 cal BP (9500 cal BC) et 10750 cal BP (8800 cal BC) soit au début de l'Holocène.

Le premier signal de feux locaux persistants sur plusieurs centaines d'années est enregistré ensuite entre 10450 et 9250 cal BP (8500-7300 cal BC). Cette période est caractérisée par une forte valeur du taux d'accumulation total des charbons (CHAR), une augmentation des particules « grandes et fragiles » et une augmentation de la quantité des particules « petites incassables ». Tous ces indicateurs reflètent de manière significative une combustion de biomasse importante sur environ 1300 ans, correspondant dans la région au Mésolithique, contemporaine de l'accélération des taux de sédimentation.

Une seconde phase de feux épisodiques est ensuite enregistrée entre 9250 et 6450 cal BP (7300-4500 cal BC). Elle est marquée par trois évènements centrés sur 8450, 8050 et 7600 cal BP (6500, 6100 et 5650 cal BC) qui correspondent à la première période d'occupation du tell de Dikili Tash (Lespez et al., 2013).

À partir de 6450 cal BP (4500 cal BC), une nouvelle période de combustion plus intense de la biomasse est enregistrée sur au moins 2000 ans. Cette intensification du signal incendie se matérialise dans les données par une augmentation des charbons « grands et fragiles » et une surreprésentation des charbons « grands et incassables » qui attestent de la répétition d'épisodes de feux locaux. En revanche, entre 4450 et 3850 cal BP (2500-1900 cal BC) aucun évènement significatif d'incendie n'est enregistré. Une troisième phase de feux intenses est à nouveau identifiée à partir de 3850 cal BP (1900 cal BC), remarquable par les plus importantes valeurs de toute la séquence pour l'influx de macrocharbons, le CHAR et la concentration en charbons de grande dimension. Cette phase s'étend sur près d'un millénaire jusque vers 2850-2750 cal BP (900-800 cal BC) et correspond avec les périodes d'occupation du Bronze Moyen, Bronze Récent et de l'Âge du Fer.

Par la suite, au début de l'Antiquité, aucun épisode majeur n'est détecté jusqu'au premier siècle avant Jésus-Christ (*ca.* 2000 cal BP/ 50 cal BC) où le taux d'accumulation des charbons augmente soudainement. Il s'agit de la dernière phase (environ 200 ans) de combustion de biomasse importante enregistrée sur ce carottage, au cours de l'époque romaine.

4.2.2.2 L'analyse pollinique de Dik4

La séquence analysée sur le carottage de Dik4 repose sur 66 échantillons répartis sur 167 cm d'épaisseur. À l'aide du programme CONISS (Grimm, 1987) inclus dans les logiciels Tilia et TGView, huit palynozones principales sont proposées. La somme de base minimum pour la réalisation de ce diagramme est de 400 grains de pollens (452 en moyenne). Le sondage ne se situant pas directement à proximité d'un site archéologique, aucun taxon d'arbre, d'arbuste ou d'herbacé n'a été exclu de la somme de base. Les concentrations polliniques de la séquence de Dik4 sont très variables mais sont dans l'ensemble suffisamment conséquentes pour assurer la fiabilité des résultats (Fig.4.26). Entre 80 et 100 cm de profondeur, les valeurs sont très importantes pour tous les taxons et la concentration pollinique totale atteint jusqu'à $1,6 \cdot 10^6$ grains de pollens par gramme de sédiment. La concentration moyenne est de $13,5 \cdot 10^4$ grains/g tandis que les plus faibles concentrations se situent dans la première palynozone (minimum de 8424 grains/g) correspondant à la fin du Pléistocène.

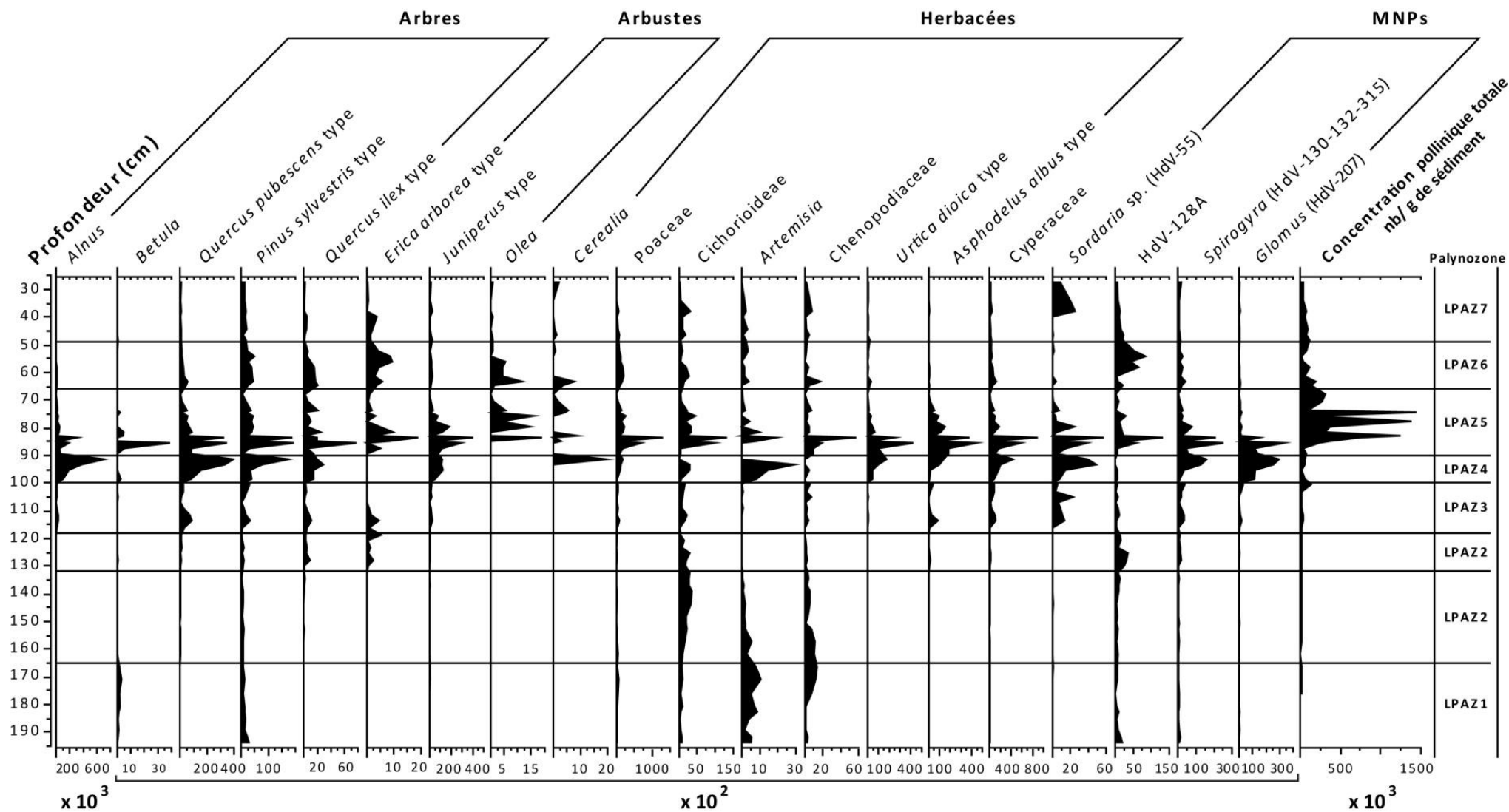


Figure 4.26. Diagramme des concentrations polliniques de la séquence de Dik4. Les taxons présents sur le diagramme correspondent à des taxons représentatifs des divers groupements écologiques réalisés.

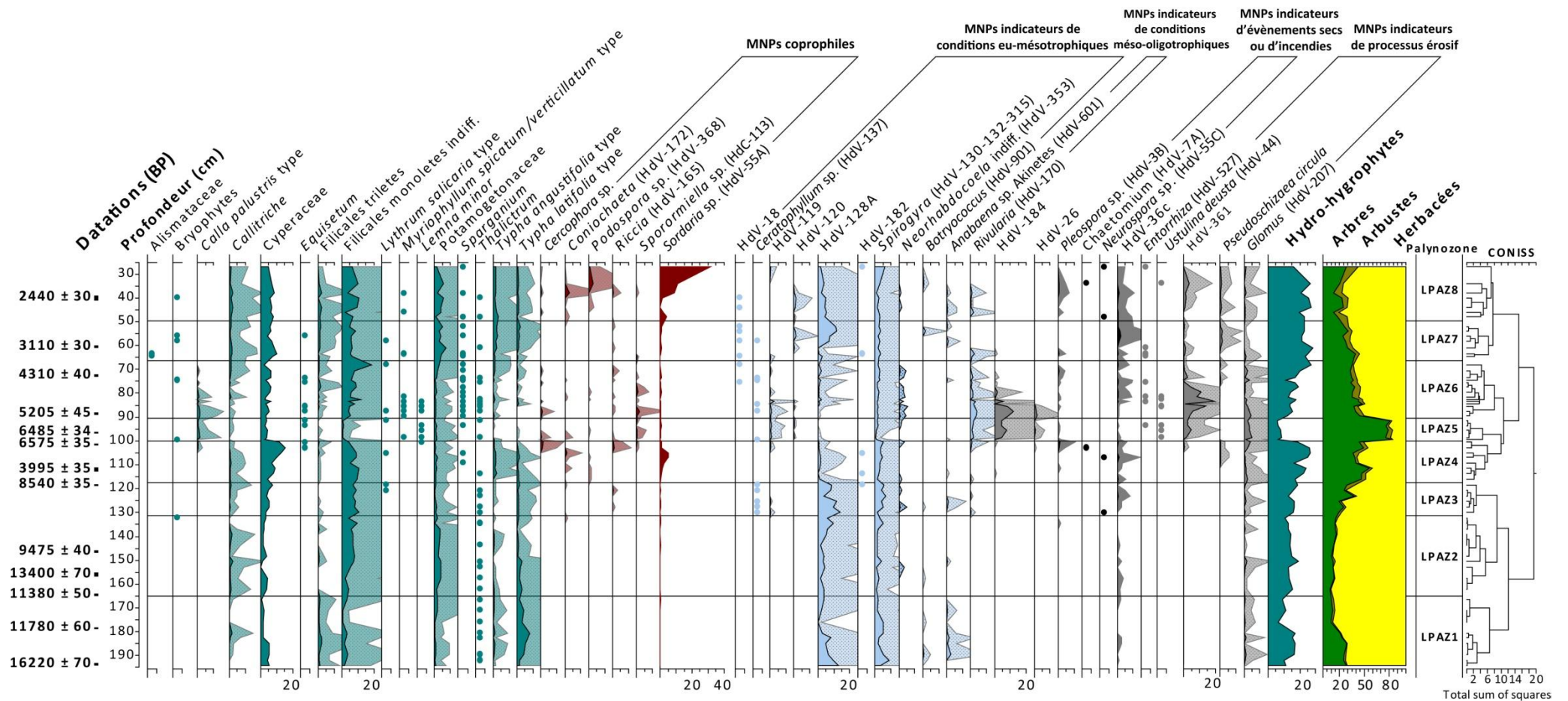


Figure 4.29. *Diagramme des pourcentages de taxons d'hydro-hygrophytes et de microfossiles non polliniques (MNPs) exprimés en pourcentage de la somme de base, pour la séquence de Dik4. Les courbes d'exagération (courbes plus claires) correspondent à un facteur x10 des courbes opaques. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés.*

Dik4-LPAZ1 : 195-165 cm ; ca. 21000-12300 cal BP/19050-10350 cal BC. – La première palynozone est très fortement dominée par les taxons d'herbacés représentant 70 à 90 % de la somme de base (Fig.4.28). Parmi eux, les pollens de Poaceae (20,9- 37,1%), d'*Aster* type (4,5-10,1%), de Cichorioideae (4,9-9,9%), d'*Artemisia* (2,1-9,7%), de Fabaceae (4,9-12,1%) et pour la seconde moitié de la période, de Chenopodiaceae (6,8-12,2%) représentent la grande majorité des grains de pollens comptabilisés. Ces taxons forment une strate herbacée dans un milieu ouvert et probablement steppique en accord avec les spectres polliniques régionaux au cours du Tardiglaciaire (Wijmstra, 1969 ; Greig et Turner, 1974 ; Kotthoff et al., 2011). À cette période les pourcentages du principal taxon arboré (*Pinus sylvestris* type) régressent fortement (de 24,6 à 5,7% ; Fig.4.27). À la fin de la période, le diagramme montre la disparition de *Betula*, qui était présent à des valeurs entre 0,6 et 2%. Au sein des taxons hydro-hygrophytes et des microfossiles non polliniques, tous les principaux taxons (*Callitriche*, Cyperaceae, *Equisetum*, Filicales trilètes, *Typha latifolia* type, HdV-128, *Spirogyra* ou *Anabaena*) voient leur pourcentage diminuer (Fig.4.29). La zone humide semble rétrécir suite à une humidité climatique plus limitée, au profit des espèces herbacées steppiques.

Dik4-LPAZ2 : 165-132 cm ; ca. 12300-10500 cal BP/10350-8550 cal BC. – La deuxième palynozone correspond approximativement à la phase climatique du Dryas Récent. Elle se caractérise par un climat froid et aride qui se définit dans le spectre pollinique par les plus forts pourcentages de taxons herbacés (90,3-82,4%). L'environnement reste très ouvert, ce qui masque certains changements dans la composition de la strate herbacée. Progressivement, la représentation de Poaceae (30,3-9,7%), d'*Artemisia* (6,8-0,2%), de Chenopodiaceae (12,2-3,6%), de Fabaceae (10,3-4,5%) diminue au profit des Cichorioideae (7-27,3%), de l'apparition d'*Asphodelus albus* type (2,6%), d'*Asphodelus fistulosus* type (ca. 1%) et du développement des Liliaceae. Aucun changement notable n'est identifié dans les pourcentages de taxons des espèces de zone humide (MNPs y compris). La proportion des pinèdes continue de décroître tandis que la végétation de forêt mésophile commence à se développer à l'instar de l'apparition et du développement que *Quercus pubescens* type (3,1%), et de *Tilia* (ca. 1%). La végétation de ripisylve (*Alnus* et *Salix*) tout comme les forêts méditerranéennes (*Quercus ilex* type et *Quercus suber*) amorcent une progression. La fin de la période est marquée par le déclin d'*Artemisia* (de 6,8 à 0,2%). Le (re)boisement du paysage est progressif et le fond de la dépression humide ne connaît pas de changement majeur de son cortège végétal ni de sa dynamique hydrologique.

Dik4-LPAZ3 : 132-118 cm ; ca. 10500-9500 cal BP/8550-7550 cal BC. – Le ratio AP/NAP augmente progressivement faisant passer le couvert végétal arboré de 15,7 à 37,2%. Ce sont les taxons des espèces à feuilles caduques telles que les aulnes, les chênes, les tilleuls, les charmes ou les ormes qui se développent le plus. Comme l'atteste la progression des MNPs de conditions eu-mésotrophiques et de certains taxons hydro-

hygrophytes tels que les Cypéracées (de 3,4 à 7,6%), le niveau de la nappe phréatique s'élève et les espaces en eau se développent. Cela n'empêche pas l'occurrence d'un premier pic pluriséculaire du signal incendie associé à la combustion de la biomasse qui se développe régionalement (Fig.4.25). La végétation méditerranéenne arborée et arbustive se développe simultanément (*Quercus ilex* type, *Erica arborea* type ou *Juniperus* type ; Fig.4.27). À l'inverse, les taxons steppiques disparaissent (*Artemisia*) ou régressent fortement (Chenopodiaceae 1% et Cichorioideae de 30 à 3%). Seuls les Poaceae et les Asphodèles continuent de progresser pour la végétation basse.

Dik4-LPAZ4 : 118-100 cm ; ca. 9500-7550 cal BP/7550-5600 cal BC. – Au cours de la quatrième palynozone identifiée, l'augmentation graduelle des taxons arboréens continue de 118 à 110 cm de profondeur et domine désormais le spectre pollinique (de 28,9 à 54,7% ; Fig.4.27 Dik4 AP). Cette tendance pluriséculaire voire millénaire est fortement dépendante de la progression des aulnes (de 11,4 à 36,7%) suggérant la fermeture du paysage en bordure du marais de Tenaghi-Philippon au début de l'Holocène. Elle s'accompagne du retour des grains de pollen d'*Abies* probablement situés sur les hauts de versant et d'*Ostrya/Carpinus orientalis* type de manière continue (0,8-1,3%). La base de cette période enregistre également un pic important de *Quercus pubescens* type (16,8%) et dans une moindre mesure de d'*Ulmus* (1,2%) et de *Corylus* (1%). Réciproquement, la séquence enregistre la diminution des Poaceae et des Cichorioideae, ainsi que le retrait (*Quercus suber*) voire la disparition de taxons arbustifs (*Erica arborea* type) de milieu méditerranéen.

Environ un millénaire plus tard, c'est une tendance opposée et plus marquée qui est observée à 106 cm de profondeur (8350 cal BP/6400 cal BC). Les valeurs minimum enregistrées de chênes décidus et de tilleuls depuis le début de l'Holocène (3,5% et 0,2%) sont associées avec une augmentation des Poaceae, Cichorioideae et des Chenopodiaceae. En outre, on observe le retour de plusieurs taxons pionniers ou mésophiles (*Corylus*, *Sambucus nigra* type et *Viburnum*), une légère augmentation des taxons *Ostrya/Carpinus orientalis* type, *Pinus halepensis* type, *P. sylvestris* type, *Juniperus* type, *Taxus* et l'apparition de *Fraxinus* et de *Cytisus/Genista* type. Au sein de la strate herbacée, la séquence montre un pic de Fabaceae à 110 cm de profondeur (24,6%) ainsi qu'une croissance de plusieurs taxons anthropozoogènes dépassant 1% (*Polygonum aviculare* type et *Urtica dioica* type), de plantes vivaces (Brassicaceae, Primulaceae) ou de taxons anthropiques nitrophiles (*Asphodelus albus* type et *Rumex acetosa* type). De plus les pourcentages de plantes hydro-hygrophytes (Fig.4.29 Hydro-hygro et MNPs) atteignent leur valeur maximum depuis le début de la séquence (26,5%), à l'inverse les MNPs de zone en eau (HdV-128A) et les aulnes régressent fortement. Un changement notable du cortège végétal est donc enregistré vers 8200 cal BP (6250 cal BC). Dans les décennies suivant ce changement, un pic des MNPs indicateurs de processus érosif (*Glomus* 2,4% et l'apparition de *Pseudoschizaea circula*) ainsi que la présence ponctuelle de MNPs indicateurs de conditions sèches ou d'incendies sont enregistrés.

À la fin de cette palynozone (ca. 7600 cal BP/ 5650 cal BC), une augmentation des pourcentages de *Pinus sylvestris* type, de *Taxus* et d'*Abies* indique que les conifères se développent, de préférence dans le domaine montagnard.

Dik4-LPAZ5 : 100-90 cm ; ca. 7550-6400 cal BP/5600-4450 cal BC. – La palynozone LPAZ5 s'étend du Néolithique Moyen jusqu'au Néolithique Récent II et marque une véritable rupture au sein du spectre pollinique. La concentration pollinique totale (Fig.4.26 diag Dik4 concentration) devient considérable (> 100 000 grains/g de sédiment) et atteint même 1,4 millions grains/g pour trois échantillons. Cela confirme la très bonne prédisposition du milieu à la conservation pollinique malgré la fermeture brutale du paysage du vallon de Dikili Tash à 82,8 % par les taxons arboréens (dont 62,9% d'*Alnus*). Cette fermeture conduit au déclin voire à la disparition du spectre pollinique de presque tous les taxons herbacés à l'exception de *Polygonum aviculare* type (1,6%), d'*Urtica dioica* type (2,9%), des Apiaceae (0,8%) et des Brassicaceae (1,1%) qui progressent légèrement. Les pourcentages de taxons hydro-hygrophytes chutent fortement (< 8%) tout comme ceux des MNPs associés au milieu humide eu-mésotrophique, tandis que les microfossiles indiquant l'existence de processus érosifs se maintiennent à des pourcentages non négligeables (2,5 à 5%). Le reboisement des marges du marais par la ripisylve suit la baisse du niveau de la nappe phréatique et s'accompagne d'un nouveau pic du signal incendie. Les processus érosifs de versant, malgré la densification du couvert végétal accélèrent le taux de sédimentation dans le fond du vallon. La localisation du sondage de Dik4 à l'interface entre un environnement palustre et le piémont explique pourquoi aucun changement similaire n'avait été détecté pour la même période dans les investigations antérieures conduites au centre du marais. Le maintien de chênaies mixtes dans ces travaux reflète principalement la composition végétale régionale (Wijmstra, 1969 ; Greig and Turner, 1974 ; Pross et al., 2009). Localement, la présence d'une ripisylve très dense persiste jusqu'à la fin de la période vers 6400 cal BP (4450 cal BC) au cours du Néolithique Récent II.

Dik4-LPAZ6 : 90-66 cm ; ca. 6400-4000 cal BP/4450-2050 cal BC. – La réouverture du milieu a lieu brutalement dès le début de la sixième palynozone. Cette tendance est marquée par le retour des pourcentages d'*Alnus* en dessous de 30% amorçant une diminution progressive. Le déclin des aulnes s'accompagne du développement des espèces arbustives (5-8%) marqué par l'apparition des *Cistus* type, de *Viburnum*, de *Daphne gnidium* type, de *Phillyrea* et d'*Olea*, le retour d'*Erica arborea* type et les progressions des chênes sempervirents et de *Juniperus* type. De même, les principaux taxons d'espèces herbacées expliquant plus de 60% de cette strate progressent à nouveau (Poaceae, *Aster* type, Cichorioideae, Fabaceae, Liliaceae). Ils sont accompagnés par une recrudescence ou l'apparition de nombreux taxons anthropozoogènes (*Plantago lanceolata* type, *Polygonum aviculare* type, *Urtica dioica* type) et anthropiques-nitrophiles (*Asphodelus albus* type, *A. fistulosus* type, Boraginaceae, Rubiaceae, *Rumex acetosa* type et *R. acetosella* type). Ces

groupements écologiques, associés à une petite augmentation des MNPs coprophiles et au maintien des processus érosifs au début de la période forment autant d'indices qui affluent dans le sens d'une anthropisation de plus en plus prégnante aux marges du marais. Le spectre pollinique atteste pour la première fois de l'existence de pratiques agricoles au minimum dès 5500 cal BP/3550 cal BC, avec la présence de grains de pollen de céréales de manière discontinue (< 1,2%). Au sein même des espèces arborées, la séquence présente les nouvelles occurrences de *Carpinus betulus*, de *Castanea* et de *Fagus*. Il est possible que ces deux derniers taxons aient été introduits ou au minimum aient été avantagés par les activités anthropiques de l'Âge du Bronze Ancien (ca. 5200-4000 cal BP/3250-2050 cal BC). Malgré le déboisement régulier et un influx de particules charbonneuses important (Fig.4.25), les MNPs indicateurs d'évènement sec et d'incendie ne se développent pas dans le spectre pollinique. À l'inverse, la proportion des indicateurs de conditions méso-oligotrophiques atteint leur maximum (3,8%) au début de la période, suivie par une légère progression des microfossiles de conditions eu-mésotrophiques et par les pourcentages de taxons d'hydro-hygrophytes qui culminent à 27,3% du total à la fin de la période (ca. 4170 cal BP/2220 cal BC). Aucune interruption de l'anthropisation n'est clairement identifiable lors de la transition Néolithique Récent II/ Bronze Ancien.

Dik4-LPAZ7 : 66-49 cm ; ca. 4000-3000 cal BP/2050-1050 cal BC. – La septième palynozone commence vers 4000 cal BP/ 2050 cal BC (transition Bronze Ancien-Bronze Moyen) par une brève recrudescence de la végétation de ripisylve et de l'ensemble des taxons mésophiles. Cela marque une augmentation ponctuelle des taxons arborés et arbustifs (ca 45%) au sein d'une tendance plurimillénaire (initiée vers 6400 cal BP/4450 cal BC) de régression des espaces forestiers dans le vallon et sur les versants qui le dominent. Cette période enregistre une réduction du signal incendie et une baisse des pourcentages de taxons anthropiques-nitrophiles et anthropozoogènes. À partir de 3600 cal BP/ 1650 cal BC (début du Bronze Récent), la forêt mésophile s'éclaircie tout comme la ripisylve au profit essentiellement des Poaceae (passage de 15 à 35%). Dans une moindre mesure, les pourcentages de végétation d'altitude et de la végétation xérothermophile progressent, témoignant de la mise en place progressive de pinèdes en haut de versant et d'une phrygane sur les espaces de basse altitude. Pour le fond du vallon, les forts pourcentages d'herbacées et de MNPs indicateurs de conditions eu-mésotrophiques suggèrent l'existence d'un milieu ouvert régulièrement inondé dans un milieu palustre semi permanent et riche en nutriments.

Dik4-LPAZ8 : 49-27 cm ; ca. 3000-1500 cal BP/1050 cal BC-450 cal AD. – La dernière palynozone renvoie aux périodes culturelles de l'Âge du Fer à l'Antiquité. Elle reflète la dégradation continue de la végétation de ripisylve qui ne persiste que sous forme résiduelle (< 8%). Les taxons anthropozoogènes, les plantes cultivées et les plantes vivaces pâturées atteignent leur maximum. Sur les versants et en altitude, les pins sylvestres et les genévriers se développent. Les pourcentages très importants de champignons coprophiles

et les fortes valeurs du signal incendie attestent d'une intensification des pratiques pastorales dans le vallon et aux marges du marais, régulièrement fréquentées par le bétail en dépit d'un niveau de la nappe phréatique assez haut avec d'importantes fluctuations saisonnières.

4.3 Évolution paléoenvironnementale du vallon

Période 1 : Du Pléniglaciaire au Tardiglaciaire (ca. 26000-18000 cal BP/24050-16050 cal BC) – La première unité chronostratigraphique (U0) observée à la base de l'ensemble des carottages du transect constitue l'horizon inférieur daté du Pléistocène. Comme préalablement décrite (Lespez et Dalongeville, 1998 ; Lespez et al., 2000 ; Lespez, 2007), il s'agit d'une séquence de sédiments grossiers à galets de marbre plus ou moins émoussés pour la partie amont du vallon. La matrice sablo-limoneuse est de couleur ocre à blanchâtre, plus ou moins indurée, hétérométrique et à forte charge détritique gravillonnaire. Ce type de dépôt renvoie à un écoulement torrentiel de forte énergie issu des cônes alluviaux de piémont (Krinidès pour la partie occidentale du transect et de Philippi pour la partie orientale). Il est donc assez remarquable que les écoulements aient été en mesure d'atteindre l'intercône de Dikili Tash. Ces dépôts grossiers s'intercalent avec des horizons limono-tourbeux organiques. Ils correspondent à des remontées du niveau des nappes phréatiques. Les sédiments grossiers torrentiels n'atteignent pas la partie aval du vallon. La sédimentation fine et organique est donc dépendante des apports en MES et fluctuations de la zone humide. Le taux de sédimentation y est plus faible qu'à l'amont du vallon. Les paysages environnants correspondent à des milieux ouverts steppiques, dominés par les herbacées. La végétation arborée est composée essentiellement de pinède d'altitude tandis que la ripisylve est faiblement représentée.

Période 2 : Du Tardiglaciaire à l'Holocène Ancien (ca. 18000-8500 cal BP/16050-6550 cal BC) – La base de la sédimentation holocène, se situe à environ 2,50 mètres sous la surface en amont du vallon (Dik3 et Dik1) et au centre du vallon (Dik7) tandis qu'on la retrouve à moins de 1,50 mètres à l'aval (Dik4). Elle est bien associée à une diminution de la taille des particules transportées. L'accumulation est moins marquée par les apports détritiques grossiers. Elle possède un faciès tufacé sur une large portion du transect (Dik12-Dik7) et s'inscrit dans la continuité des observations faites aux abords du tell. Cette unité contient une très forte proportion de sédiment carbonaté (>20% pour Dik12, Dik3) associée à de nombreuses concrétions calcaires et gravillons de quartz. On observe un gradient général dans le vallon des proportions de carbonates (et de la formation de concrétions) en fonction de la distance à la résurgence de Dikili Tash. Les dépôts carbonatés est donc très probablement produits par des écoulements issus du réseau karstique souterrain. À l'aval (Dik4 et S11), contrairement à ce qui est constaté à proximité du tell, on n'observe pas de rupture de sédimentation ni d'incision clairement marquée. À l'inverse, il semblerait que l'accumulation se soit fait très progressivement, dans un

environnement de marge palustre où les espèces steppiques sont progressivement substituées par d'autres herbacées. La remontée des taxons arboréens se concrétisent uniquement à partir de 10200 cal BP environ (8250 cal BC), avec une affirmation de conditions plus humides, le développement de la ripisylve et des chênaies mixtes, qui est également associée à l'expansion de la végétation méditerranéenne xérophile. Il est probable que l'on assiste à une fermeture progressive du milieu sous des conditions climatiques caractérisées par une saisonnalité des précipitations plus marquée.

Période 3 : L'optimum climatique holocène et le Néolithique (ca. 8500-5200 cal BP/ 6550-3250 cal BC) - Les séquences sédimentaires développées à partir de cette période présentent un changement de dynamique par rapport aux époques précédentes. On observe un dépôt beaucoup plus fin correspondant à un ralentissement des dynamiques d'écoulement de surface et au développement des zones humides. L'unité U2, marquée par une transition sédimentaire progressive, indique le passage de conditions à dominante fluviale à un système régi par les fluctuations du niveau des nappes. Ces sédiments holocènes, plus fins, comportent des restes organiques de plus en plus nombreux et parfois des fragments de coquille qui attestent du développement progressif des environnements palustres. Néanmoins, dans la partie amont du vallon (Dik5, Dik12, Dik3) l'apparition de dépôts sableux assez mal triés peut être associée à une augmentation temporaire des apports colluvio-alluviaux dont les répercussions se font sentir ponctuellement sur les marges du marais. Le sol vierge du tell se situe à environ 5 mètres au-dessus du vallon au niveau du tell tandis que la mise en place du Néolithique semble être effective en deux phases non interrompues avec une pulsation climatique plus humides entre les deux. Le recul des espaces boisés, au profit d'herbacés et d'autres taxons anthropozoogènes, ainsi que l'apparition des céréales à proximité du site et des champignons coprophiles dans le reste du vallon témoignent d'une fréquentation et d'un usage du milieu qui dépasse la simple zone de contact avec le tell. Les répercussions sur l'environnement de l'implantation néolithique précoce à Dikili Tash feront l'objet de discussion dans le chapitre 7.

D'un point de vue sédimentaire, à l'aval du vallon (S11 et Dik4), les perturbations constatées aux abords du tell ne se matérialisent que de façon ténue. En revanche, le spectre pollinique présente des changements profonds du couvert végétal. Alors que la présence d'activités anthropiques est attestée depuis le Néolithique Ancien, on assiste à une fermeture du milieu par la ripisylve vers 7550 cal BP (5600 cal BC). Cette succession végétale induit un atterrissement des marges du marais en aval du vallon qui peut résulter d'un détritisme et/ou d'un abaissement du niveau de la nappe phréatique. La période de réouverture du milieu vers 6350 cal BP (4400 cal BC) semble plus claire quant aux facteurs de forçage dominants. Les faciès sédimentaires tout comme les données palynologiques indiquent clairement le rôle des activités humaines dans l'évolution paysagère du vallon. Le développement de ces séquences colluvio-alluviales correspond au développement de l'érosion des sols sous contrôle anthropique dans l'ensemble du

vallon alors que des changements climatiques rapides peuvent accentuer/atténuer cette dynamique à travers une modification les apports hydrologiques.

Période 4 : De l'Âge du Bronze à l'Âge du Fer (ca. 5200-3000 cal BP/3250-1050 cal BC) – L'unité 3 révèle l'existence d'un milieu humide jusqu'aux abords immédiats du tell à l'amont. La sédimentation est constituée de particules fines qui combleront progressivement le fond de vallon. Ce remplissage est associé à de nombreux artefacts archéologiques (tessons, microcharbons) qui témoignent de l'emprise des activités humaines sur l'ensemble du vallon (Dik7 et Dik4). La permanence de l'emprise sur le couvert végétal se caractérise par le maintien d'une proportion assez faible d'espace forestier au profit d'une mosaïque paysagère diversifiée. La présence de plusieurs espèces arboréennes ou herbacées susceptibles de fournir des ressources complémentaires signifie que les sociétés savent gérer et tirer parti des ressources qui leur sont accessibles. À partir de la l'Âge du Bronze Récent 3600 cal BP (1650 cal BC) l'absence de changement notable dans les dynamiques hydrologiques et sédimentaires du vallon n'empêche pas une légère intensification des perturbations sur les cortèges végétaux. La végétation d'altitude et la végétation xérophile progressent, témoignant de la mise en place progressive de pinèdes en haut de versant et d'une phrygane sur les espaces de basse altitude. Pour le fond du vallon, la prédominance d'une strate herbacée et de conditions eu-mésotrophiques suggèrent l'existence d'un milieu ouvert régulièrement inondé.

Période 5 : De l'Âge du Fer à la fin de l'Antiquité (ca. 3000-1550 cal BP/ 1050 cal BC-400 cal AD) – Dès le début de cette quatrième phase une réactivation progressive de la dynamique sédimentaire détritique est observée. Elle s'associe avec des marqueurs d'anthropisation (signal incendie, pratiques agropastorales) qui indiquent une dégradation importante des écosystèmes forestiers au profit des espaces pâturés et d'une végétation arbustive. Si les conditions méditerranéennes semblent s'affirmer sur le couvert végétal, la zone humide et le vallon n'enregistrent pas de changements majeur de leur dynamique hydrologique par rapport à la fin de la période précédente. En termes sédimentaires, à l'amont, l'anthropisation occasionne une remobilisation de certains dépôts antérieurs, facilitée par des épisodes de crue de plus forte énergie et une bonne prédisposition des sols à l'érosion. À l'aval, le taux d'accumulation sédimentaire s'accroît assez fortement sans que les paysages anthropisés de marge palustre ne soient profondément modifiés.

Période 6 : Sédimentation historique depuis la fin de l'Antiquité (ca. 1550-50 cal BP/ 400-1900 cal AD) – La sédimentation historique correspond à une accumulation principalement limoneuse, constituée de dépôts colluviaux-alluviaux chargés en matériel archéologique. Cela concorde avec un milieu ouvert, pâturé, cultivé et dégradé sur les versants.

Conclusion

Les temps forts de l'évolution du vallon de Dikili Tash

Les séquences sableuses plus grossières à l'amont du vallon au début de l'Holocène indiquent une conjonction entre un écoulement actif, une baisse du niveau de la nappe phréatique du marais et des apports provenant des cônes, remobilisant les dépôts de galets pléistocènes. L'étude des sables a montré qu'ils sont principalement quartzo-feldspathiques mais contiennent également des micas, des fragments de marbre et de gneiss (Lespez, 2008). Leur provenance n'est donc pas exclusivement le versant qui domine le vallon (constitué uniquement de marbre), mais également d'autres affleurements (micaschistes ou gneiss) qui jalonnent les bassins versants des cônes de déjection voisins. Le vallon de Dikili Tash joue donc un rôle de filtre et de piège sédimentaire. La charge grossière transportée implique également une concentration des écoulements issus d'un fonctionnement torrentiel. La mise à disposition des sédiments de surface a été renforcée par les activités anthropiques à proximité et dans le vallon réduisant la couverture végétale à partir du Néolithique Ancien. Les changements de sédimentation dans le vallon ne sont donc pas uniquement le fait d'une modification du régime hydrologique mais également d'une bonne prédisposition des sols à l'érosion par les actions anthropiques. Comme supposé lors des précédentes recherches dans le vallon (Lespez, 1999 ; Lespez et al., 2000), aucun indice supplémentaire dans les sondages ne permet d'accorder un rôle particulier à la tectonique dans l'organisation de la sédimentation.

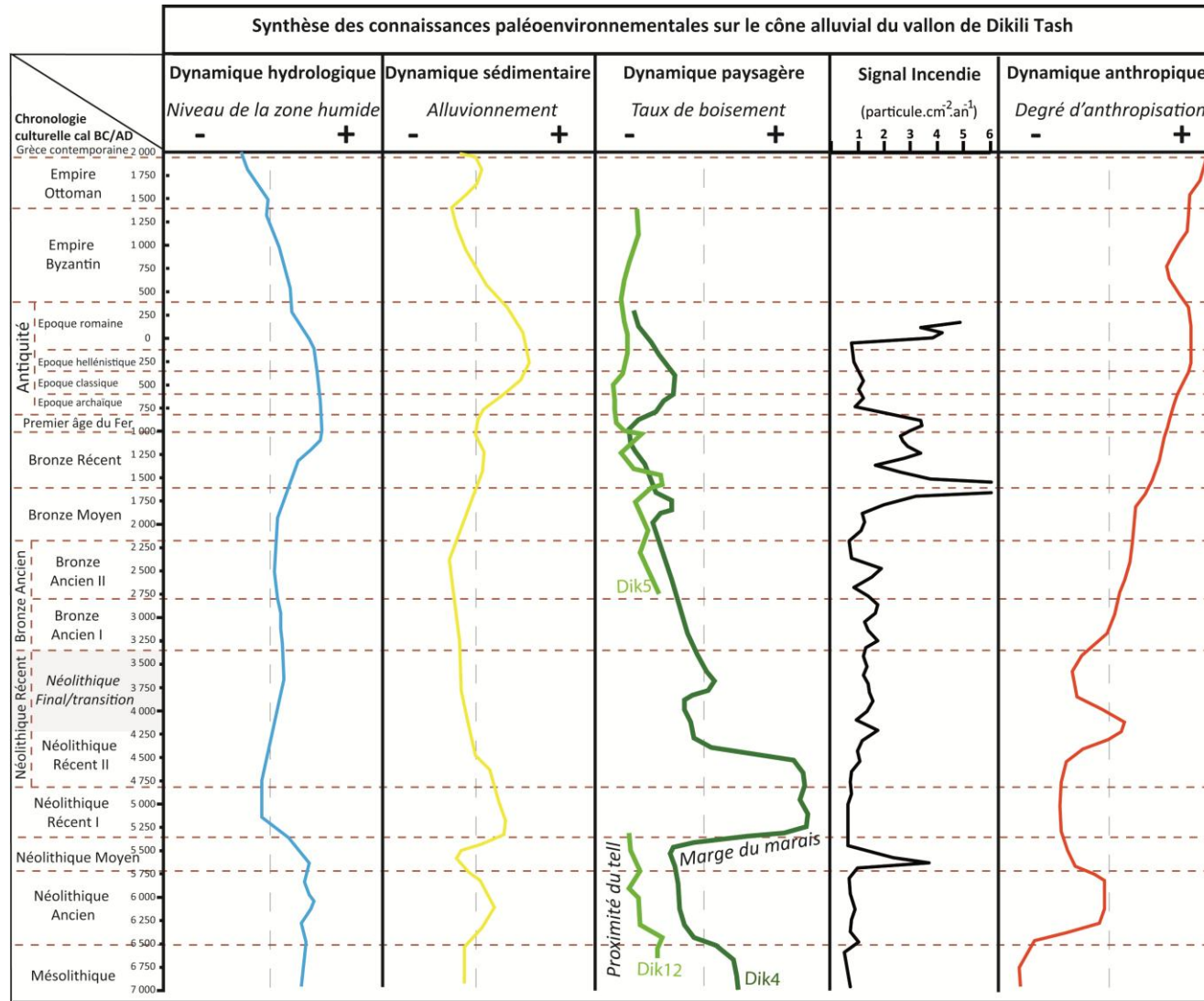


Figure 4.30. Synthèse des connaissances paléoenvironnementales dans le vallon de Dikili Tash d'après les dynamiques hydrosédimentaires, les indicateurs hydrologiques (faciès sédimentaires et représentations des hydro-hygrophytes), les taux d'accumulation et analyses sédimentologiques (Dik3 et Dik4), les ratios AP/NAP des diagrammes polliniques (Dik4-Dik5 et Dik12), les données archéo-historiques et les indices d'anthropisation des diagrammes polliniques.

Les trois séquences palynologiques et sédimentologiques de Dik12, Dik5 et Dik4, complétées par les analyses réalisées sur Dik3 confirment la présence de sociétés agropastorales sur le site de Dikili Tash pour les périodes du Néolithique Ancien puis de l'Âge du Bronze jusqu'à l'Antiquité. Elles permettent également d'identifier les principales dynamiques qui régissent le fonctionnement du vallon et conditionnent son évolution :

- Une phase d'augmentation des précipitations et des températures est attestée au cours des trois premiers millénaires de l'Holocène (*ca.* 11500-8500 cal BP/9550-6550 cal BC). Elle s'accompagne d'une accélération du détritisme et d'un reboisement progressif du paysage, essentiellement constitué d'une ripisylve dans le vallon. Les fluctuations paléoclimatiques sont détectables pendant cette période grâce aux variations du signal incendie et du détritisme, avec l'évènement de « 8.2 » ka cal BP en particulier ;
- Un niveau de paléosol en place, contemporain du Néolithique Ancien est identifié à Dik12 et révèle des traces de mise en valeur agricole pour une période où aucune fouille archéologique n'a encore pu être conduite. Cela confirme la néolithisation dans la région dès 8450 cal BP (6500 cal BC) ;
- La séquence de Dik4 enregistre également un impact anthropique sur le paysage qui est avéré dès le Néolithique Ancien. Toutefois, elle indique que dans un premier temps ce n'est qu'à travers les pratiques d'élevages qu'il se matérialise à 2 km du site de peuplement. La dynamique anthropique est ensuite moins forte pendant un millénaire au cours du Néolithique Moyen et au début du Néolithique Récent I (7600-6600 cal BP/5650-4650 cal BC) malgré le maintien d'un habitat puis son essor à Dikili Tash. Le retour soudain d'un paysage ouvert dans le vallon vers 6500 cal BP (4550 cal BC) marque un nouveau temps fort de l'anthropisation du paysage au cours du Néolithique Récent II. Ce n'est qu'à partir du Bronze Ancien (*ca.* 4800 cal BP/2850 cal BC) que l'extension des terrains cultivés en direction du marais est formellement attestée ;
- La comparaison entre les cortèges végétaux du Néolithique Ancien (Dik12) et de l'Âge du Bronze jusqu'à l'Antiquité (Dik5) montre une diversification des pratiques agraires autour du tell. Sur le premier, lors du NA, on observe le développement de la culture céréalière à proximité du tell. Sur la seconde séquence à proximité de la mare, la mise en culture est attestée à partir du BA. Elle perdure jusqu'à l'Antiquité et s'accompagne de pratiques agropastorales ainsi que d'une utilisation voire une sélection de certains taxons. Le pastoralisme est très prégnant pour l'époque historique. La qualité incertaine des enregistrements ne suffit pas à expliquer ces différences ;
- Une seconde phase de détritisme importante est enregistrée à l'Antiquité. Elle s'amorce dès la fin du BR vers 3200 cal BP (1250 cal BC) et culmine aux époques hellénistique et romaine (2400-1550 cal BP/450 cal BC-400 cal AD). Elle est caractérisée par le maximum des indices d'anthropisations dans les diagrammes polliniques et le développement d'un détritisme qui se fait ressentir jusqu'aux marges.

Chapitre 5. Le Xéropotamos et son cône alluvial

Introduction

En transposant nos investigations sur le cône alluvial du Xéropotamos, l'objectif est d'étudier les **connexions hydrologiques, sédimentaires, paysagères et anthropiques** à une échelle supérieure, pour chaque période de l'Holocène. Dans ce contexte, l'alimentation hydrologique principale n'est plus majoritairement issue de la nappe phréatique ou des résurgences du réseau karstique mais plutôt des eaux de surface. Les défluviations du Xéropotamos participent activement aux flux hydrologique et sédimentaire vers la zone humide. Le travail est rendu possible car les grandes phases d'alluvionnement et d'incision ont déjà été identifiées en particulier sur les parties amont du bassin versant, ce qui permet d'envisager une étude précise de la cascade sédimentaire au cours de l'Holocène, d'amont en aval.

Nous détaillerons dans un premier temps les choix qui ont conduit à la réalisation d'un transect de sept nouveaux carottages sur le cône alluvial du Xéropotamos. Puis nous présenterons les résultats des analyses sédimentologiques et paléobiologiques menées sur certaines séquences sédimentaires afin d'obtenir une histoire de l'évolution paléoenvironnementale du centre de la plaine de Philippes-Drama¹.

5.1. Choix des investigations réalisées

5.1.1. Connaissances préalables

Recherches antérieures. – Après les recherches pionnières de D.A. Davidson (1971), l'état des connaissances préalables à nos travaux repose presque exclusivement sur les recherches menées par Laurent Lespez dans sa thèse et des travaux qui en sont issus (Lespez, 1999, 2003, 2007, 2008). Les informations produites ont trait à la mise en place de

¹ Les résultats ont été partiellement publiés dans « Glais A., Lespez L., Davidson R., López-Sáez J. A., Birée L., 2016b. « 3000 ans de détritisme en Grèce du Nord : entre fluctuations climatiques et anthropisation des zones humides ». *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 22(2), pp. 187-208. »

la chronostratigraphie pléistocène et holocène de la vallée du Xéropotamos. Pour cela, les recherches géomorphologiques se sont appuyées sur plusieurs sources d'informations à savoir (1) les **terrasses alluviales** dans la partie amont des bassins-versant où l'incision est la plus forte ; (2) les **berges incisées du Xéropotamos** ; (3) les **tranchées réalisées par les opérations de terrassements et d'exploitation de sédiments** à la fin des années 1990. Les informations, bien que nombreuses, restent néanmoins réparties de manière assez hétérogène, majoritairement le long des cours d'eau où sont mises à jour des coupes stratigraphiques plurimétriques (Fig.5.1). Les dépôts holocènes n'ont malheureusement pu être étudiés que sur les trois mètres cinquante supérieurs dans les meilleurs cas (Fig.5.3). Une séquence située à proximité du chenal actuel du Xéropotamos et sur le transect d'étude réalisé pour les recherches présentées dans ce manuscrit, a déjà fait l'objet d'analyses de laboratoire (granulométrie, perte au feu, proportion de carbonates et analyse des argiles par diffraction des rayons X ; Lespez, 2003, 2008).

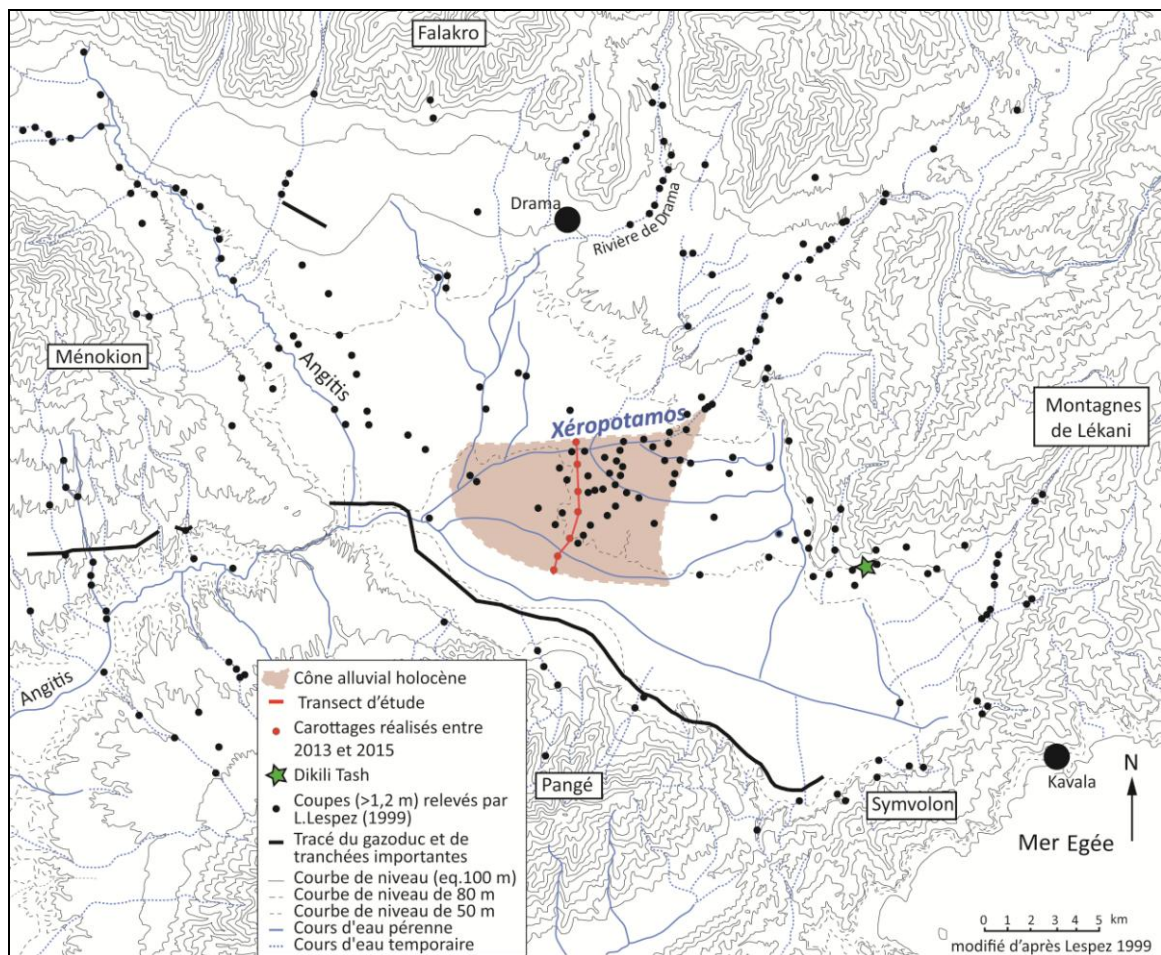


Figure 5.1 : Carte de localisation des coupes stratigraphiques observées par L. Lespez au cours de ses travaux de thèse (Lespez, 1999, 2008).

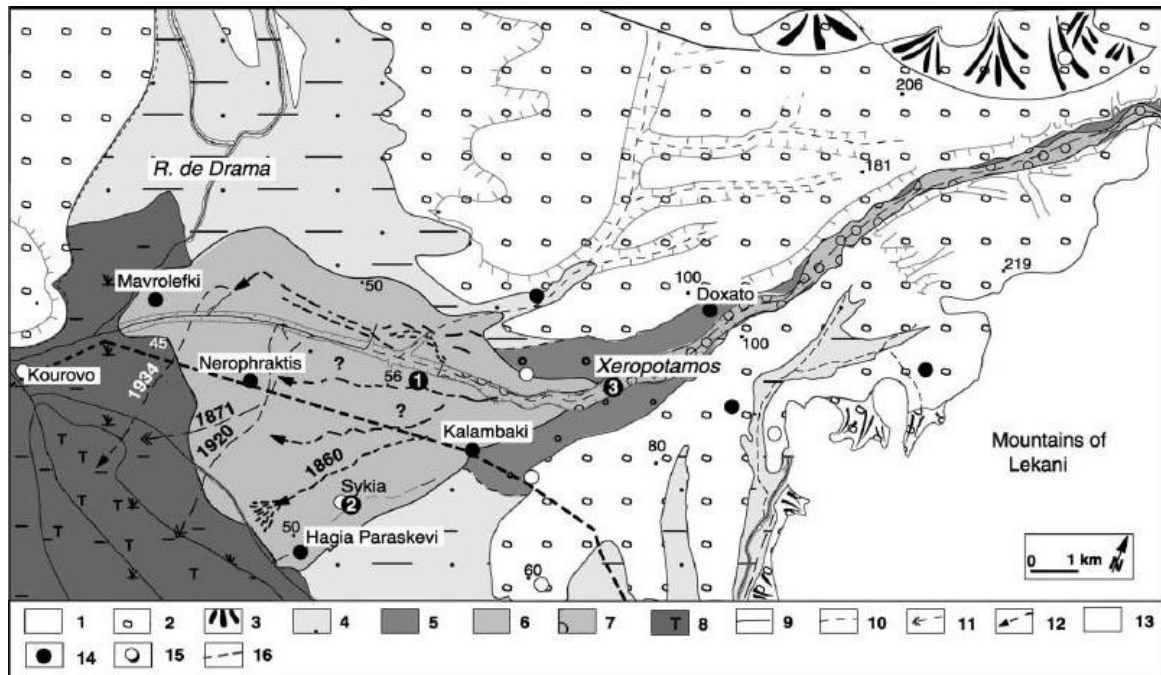


Figure 5.2 : Dépôts alluviaux holocènes du Xéropotamos. 1 : Roches métamorphiques ; 2 : Dépôts alluviaux du Pléistocène ; 3 : Cônes pléistocènes ; 4 : Dépôts holocènes indifférenciés ; 5 : Terrasses historiques (période romaine et début d'époque byzantine, T2) ; 6 : Dépôts alluviaux d'époque ottomane (T3, dépôts de débordement) ; 7 : Dépôts alluviaux d'époque ottomane (T3, dépôts grossiers) ; 8 : Dépôts holocènes palustres et tourbeux ; 9 : Cours d'eau permanent ; 10 : Cours d'eau intermittent ; 11 : Paléochenaux (indiqués sur cartes anciennes) ; 12 : Paléochenaux (identifiés sur photographies aériennes et analyse Landsat TM) ; 13 : Cadre général étudié ; 14 : Village ; 15 : Site préhistorique ; 16 Via Egnatia. Lespez, 2003.

La synthèse des informations recueillies sur l'alluvionnement holocène du Xéropotamos est résumée sur les Figures 5.2 et 5.3. Outre la mise à jour de défluviations historiques sur l'éventail alluvial, des phases d'alluvionnements notables ont été identifiées. Deux grandes périodes d'aggradation sédimentaire à l'aval du Xéropotamos et précédées de périodes d'incision sont mises en évidence (Lespez, 2003, 2007, 2008). La première phase d'alluvionnement importante s'est mise en place principalement entre la fin de l'époque romaine et le début de l'époque byzantine (III^e-VI^e siècle ap. J.-C.). Ce remblaiement montre la prise en charge de sédiments issus principalement de l'érosion des dépôts pléistocènes à l'apex du cône et de la vallée à l'amont. Le remblaiement récent correspond à une érosion généralisée à l'échelle du bassin versant, au cours de l'époque ottomane (XV^e-XIX^e siècle) sans que l'on puisse déterminer avec précision son début. À la différence de la première phase d'aggradation, le passage de l'incision linéaire à l'exhaussement des talwegs s'accompagne du développement d'une métamorphose du style fluvial sous forme de défluviations (Lespez, 2008). Pendant cette période, le rythme d'accumulation est irrégulier et les défluviations temporaires des écoulements à l'aval indiquent une récurrence des crues de forte intensité. À partir de 1861, les cartes

anciennes permettent une reconstruction plus fine des évolutions de la géomorphologie fluviale. À titre d'exemple, cinq avulsions sont identifiées sur le cône alluvial entre 1861 et 1930 (Lespez, 2003).

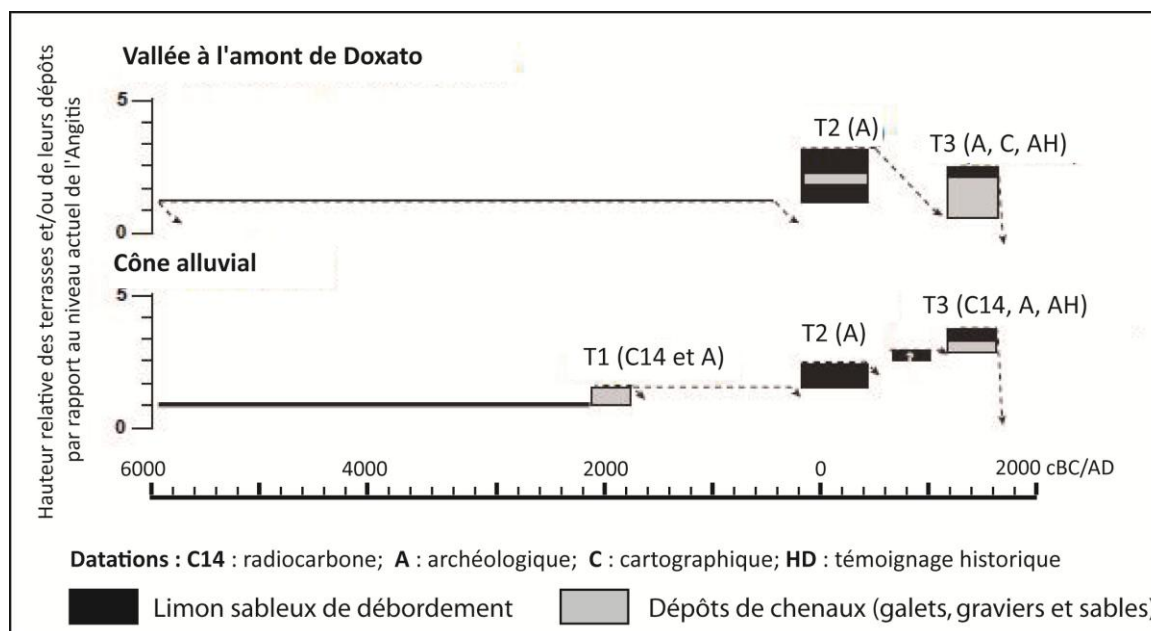


Figure 5.3 : Diagramme âge-profondeur des remblaiements alluviaux holocènes et des incisions du Xéropotamos. Les flèches pointillées indiquent la position des dépôts T1, T2 sous les dépôts plus récents T3. (Modifié d'après Lespez, 2003, 2007).

5.1.2. Implantations des carottages

L'implantation du transect d'étude et des carottages qui le composent vise à compléter les connaissances acquises précisant la sédimentation holocène des sections médianes et distales du cône alluvial qui n'avaient pas pu être décrites par les coupes (Fig.5.4). Le transect élaboré s'étend de la rive droite du chenal actuel du Xéropotamos jusqu'aux anciens espaces palustres de Tenaghi-Philippon (environ 7 km). Son tracé n'est pas rectiligne compte tenu des opportunités de carottage possibles et des contraintes associées à l'occupation des sols actuels (Fig.5.1carte localisation transect). Néanmoins, plusieurs objectifs justifient ce tracé : (1) il **recoupe perpendiculairement les défluviations holocènes du cône alluvial** identifiées par images aériennes et satellitaires (Fig.5.2), (2) il s'inscrit dans la **continuité de la première séquence ayant fait l'objet d'analyses fines**, (3) il **recoupe l'ancien tracé de la Via Egnatia** à travers la plaine de Philippes-Drama, (4) il **connecte le cône alluvial pléistocène avec les anciens espaces marécageux** et (5) les carottages sont localisés **entre 1 et 4 km de sites archéologiques** datant au minimum du Bronze Ancien.

5.2. Analyses sédimentologiques et palynologiques du cône alluvial

La description de l'ensemble des carottages et les analyses sédimentologiques réalisées sur Xe3 et Xe7 (Figs.5.6, 5.7 et 5.8) couplées à celles préexistantes pour les portions amont et médiane du cône alluvial (Lespez, 2003, 2007, 2008) permettent l'identification des faciès sédimentaires et de proposer une typologie complète (Tab.5.1). La classification des 12 faciès décrits et rassemblés dans le tableau (Tab.5.1) repose sur les données granulométriques, le contenu en matière organique et en carbonates (Xe3, Xe7 et Cp Xero) ainsi que sur l'organisation des microfaciès (déterminés par analyses micromorphologiques). Ces faciès permettent d'interpréter la sédimentation en termes de dynamiques hydrosédimentaires et d'environnements de dépôt.

Code d'assemblage des faciès	Description	M	C99	Interprétation
F1	Horizon graveleux hétérogène dans une matrice sablo-limoneuse ocre rubéfiée ou blanchâtre carbonatée	50-400 µm	600-1800 µm	Dépôt torrentiel de forte énergie
F3	Sable fin à moyen laminé	50 -500 µm	1000-2000 µm	Couche sableuse déposée dans un chenal d'écoulement lors d'une phase dénergie modérée
F4	Sable fin micacé beige-ocre homogène et inorganique	200-300 µm	600-1200 µm	Couche sableuse déposée par débordement dans le lit majeur
F5	Sable fin laminé avec des grains plus grossiers, de la matière organique amorphe abondante, des macrorestes organiques (feuille, branche,...) en position subhorizontal et des charbons.	20-140 µm	300-3000 µm	Sédimentation lacustre à palustre indiquant des apports fluviaux conséquents
F7	Sable limoneux gris blanchâtre hétérogène, charge détritique sous forme de gravillons	60-160 µm	1000-2000 µm	Milieu palustre à apports fluviaux temporaires
F9	Limon à sable fin micacé, carbonaté et organique avec de rares concrétions ferromanganiques et traces d'oxydo réduction	10-70 µm	200-600 µm	Apports alluviaux réguliers en milieu palustre. Marge de marais
F10	Limon fin organique grisâtre lité alternant avec couches de limon fin carbonatés.	2-30 µm	20-140 µm	Lac de faible profondeur et ses marges
F12	Limon gris compact	10-60 µm	200-800 µm	Lac peu profond à plaine alluviale marécageuse
F13	Limon marron clair compact	20-80 µm	80-800 µm	Dépôts de débordement en plaine alluviale
F14	Limon organique gris foncé avec des traits pédologiques	6-60 µm	80-800 µm	Paléosol de plaine alluviale
F15	Argile limoneuse tourbeuse grise foncée, organique et décarbonaté	3-20 µm	80-500 µm	Environnement palustre avec faible apport alluvial allogène
F16	Tourbe noire très organique (> 40%)	-	-	Environnement palustre, tourbière topogène ou fluviogène

Tableau 5.1 : Faciès sédimentaires identifiés dans les dépôts du cône alluvial du Xéropotamos.

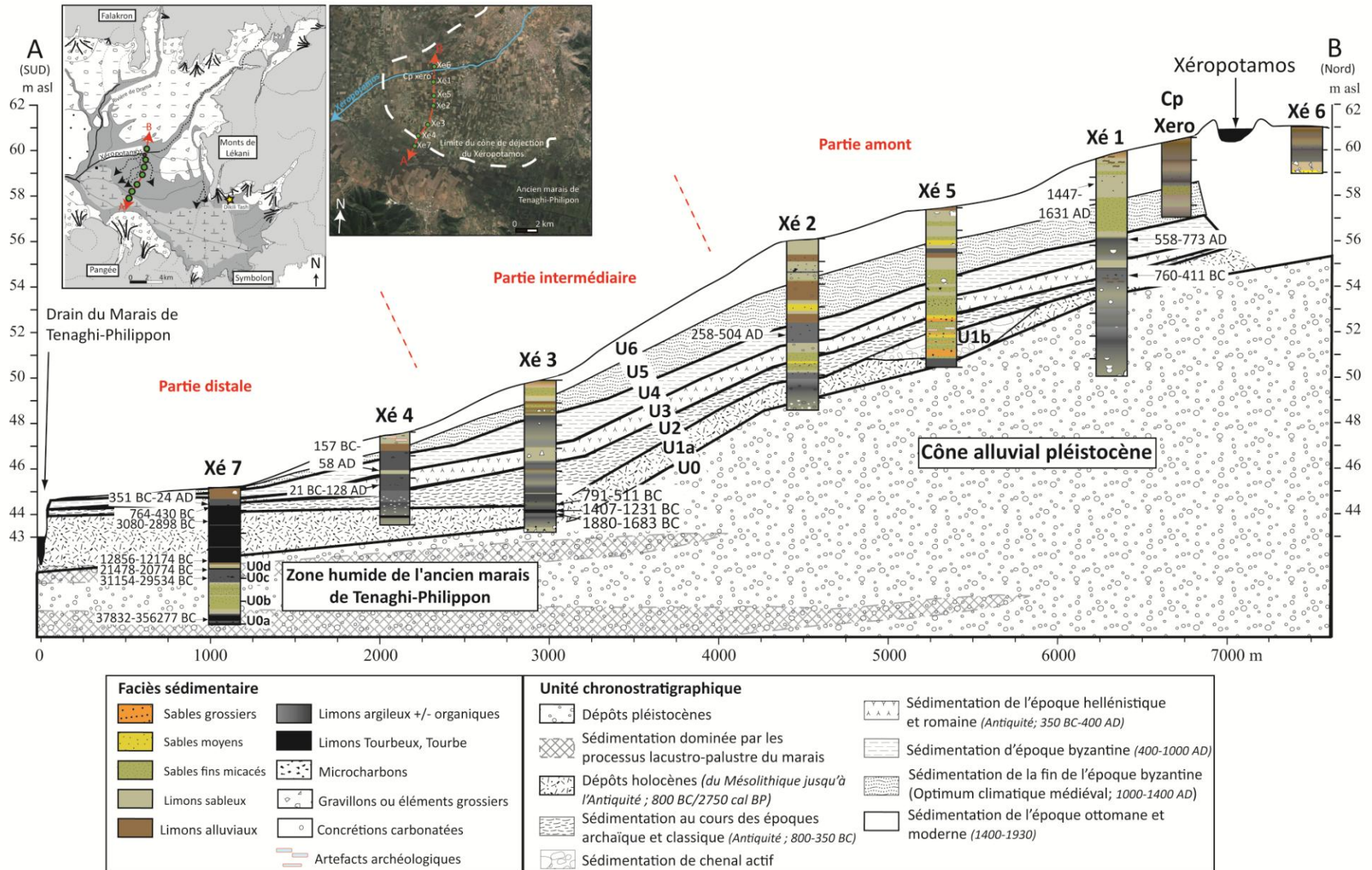


Figure 5.4 : Transect de l'accumulation sédimentaire du cône alluvial du Xéropotamos

5.2.1. La partie amont du cône alluvial à travers la description sédimentologique du carottage de Xe1

Le carottage de Xe1 est situé sur la partie amont du cône alluvial holocène du Xéropotamos. Trois datations ont été réalisées sur des charbons pour cette séquence (Tab.5.2). Elles permettent d'établir un modèle âge-profondeur réalisé à l'aide du programme Clam 2.2 (Blaauw, 2010 ; Fig.5.5.) et permettant d'obtenir une chronologie indicative pour chaque unité sédimentaire (Fig.5.6 analyses Xe1). Les deux datations les plus récentes sont d'époque historique tandis que la datation située à 553 cm de profondeur est datée de l'Antiquité.

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
Xé1-2 47 cm C14 MC	147-147,5	Poz-57572	Microcharbon	375 ± 25 BP	503-319	1447-1631 AD
Xé1 3-4 189 cm C14 MC	389-389,5	Poz 57573	Microcharbon	1380 ± 60 BP	1398-1181	558-773 AD
Xé1-6 53 cm C14 MC	553-553,5	Poz-57574	Microcharbon	2460 ± 40 BP	2710-2364	760-411 BC

Tableau 5.2 : Datations C14 réalisées sur le carottage de Xe1.

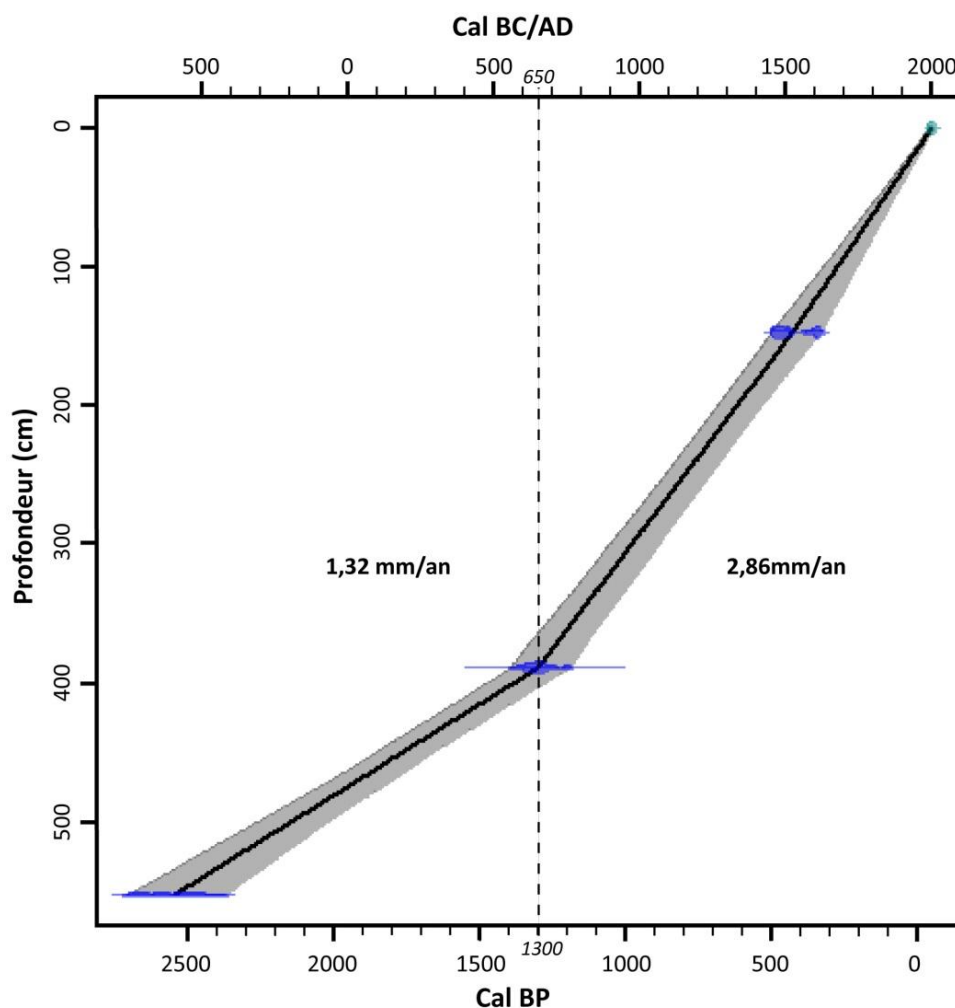


Figure 5.5 : Modèle âge-profondeur de Xe1 réalisé à partir du programme Clam 2.2 par interpolation linéaire (Blaauw, 2010). La courbe grisée représente l'intervalle de confiance à 95%.

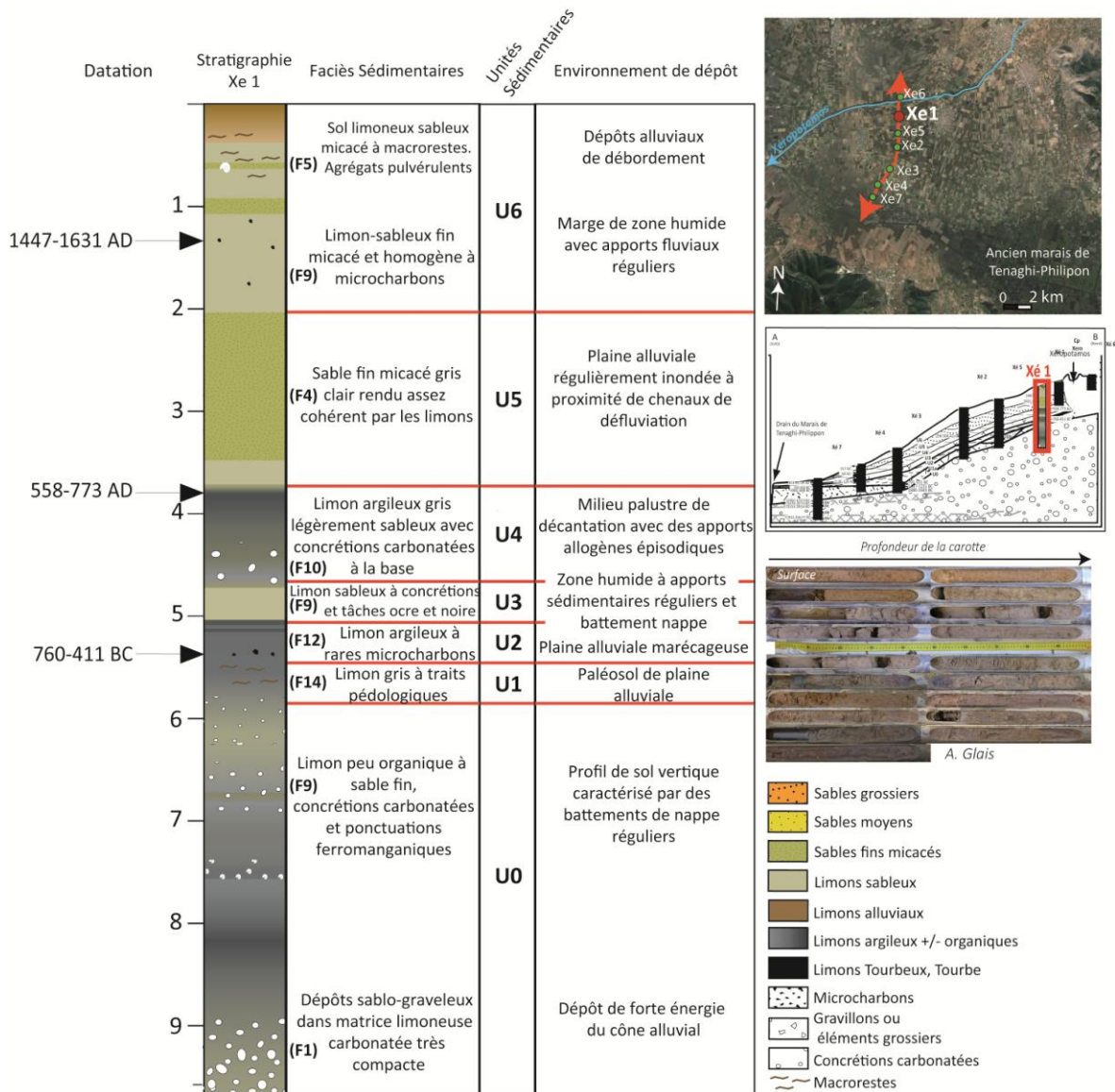


Figure 5.6 : Analyses sédimentologiques de Xe1.

Unité 0 ; 970-575 cm ; Non daté, antérieur à 2710-2364 cal BP/760-411 cal BC – Horizon sablo-graveleux surmonté d'une matrice limono-sableuse.

L'unité chronostratigraphique U0 située à la base de Xe1 correspond à des dépôts limono-sableux voire graveleux blanchâtres (F1). Cette séquence est fortement indurée ce qui n'a pas permis d'atteindre une profondeur plus importante avec le carottier. Bien qu'aucune datation ne permette de l'affirmer avec certitude, la présence de concrétions carbonatées de façon de plus en plus denses vers la base (970-850 cm) indique un horizon lessivé avec évolution pédologique de type BtCa. La sédimentation suggère donc un dépôt pléistocène marqué par une pédogénèse holocène de type vertique comme cela a déjà été observé et daté ailleurs dans la plaine de Philippes-Drama (Lespez, 2008). Les 275 centimètres qui surmontent cette séquence ne présentent aucune rupture sédimentaire. Le dépôt limoneux à sable fin est continu avec des transitions progressives de sédiment plus

ou moins clair, avec plus ou moins de concrétions carbonatées et de ponctuations ferromanganiques (F9) attestant d'un battement du niveau de la nappe phréatique.

Unité 1 ; 575-537 cm ; Non daté, antérieur à 2710-2364 cal BP/760-411 cal BC – Limon argileux brun à macrorestes.

La deuxième unité (U1) est antérieure à l'Antiquité d'après la datation AMS obtenue sur des microcharbons à la base de l'unité supérieure (2710-2364 cal BP/ 760-411 cal BC). L'U1 correspond à un horizon de transition composé de sédiment argilo-limoneux fin plus organique que l'U0, structuré en micro-agrégats et contenant des macrorestes végétaux non décomposés. Le faciès F14 qui le définit indique un paléosol de plaine alluviale.

Unité 2 ; 537-506 cm ; ca. 2420-2180 cal BP/470-230 cal BC – Limon argileux micacé à microcharbons.

L'unité U2 est un dépôt de limon argileux finement sableux et micacé correspondant à des dépôts de débordement. La couleur de l'unité est plus ocre que l'U1 du fait des nombreuses imprégnations ocre d'oxydo-réduction. De nombreux microcharbons sont contenus dans U1, indiquant la présence de feu dans la plaine au cours de l'Antiquité.

Unité 3 ; 506-470 cm ; ca. 2180- 1910 cal BP/230 cal BC-40 cal AD – Limon sableux micacé à concrétions.

L'U3 s'étend entre 506 et 470 centimètres de profondeur correspondant à une sédimentation datée des époques hellénistique et romaine (2306-1555 cal BP/356 cal BC-395 cal AD). Le sédiment est plus grossier que les deux unités inférieures puisqu'il contient une proportion de sable fin micacé plus importante et des concrétions carbonatées plus grossières et faiblement roulées. Il s'agit probablement de concrétions de tuf calcaire formées par la précipitation des carbonates. Cela témoigne d'une recrudescence des apports fluviaux ou de débordements au cours de la période.

Unité 4 ; 470-372 cm ; ca. 1910-1240 cal BP/40-710 cal AD – Argile limoneuse.

L'unité suivante (U4) se situe au cours de l'époque paléochrétienne entre la fin de l'Antiquité et le début de l'époque de domination byzantine (ca. 1910-1240 cal BP/ 40-710 cal AD). La sédimentation est à nouveau plus fine (limon argileux légèrement sableux ; F10) indiquant un retour à une sédimentation lente de milieu palustre, avec de faibles apports allogènes.

Unité 5 ; 372-205 cm ; ca. 1240-630 cal BP/710-1320 cal AD – Sable fin limoneux micacé.

L'U5 entre 375 et 205 centimètres de profondeur est constitué de sable fin, légèrement limoneux (F4). Dans les portions de l'unité les moins limoneuses, le sédiment est peu cohérent ce qui a parfois conduit à des lacunes sédimentaires avec perte de matériel lors de l'extraction. Les sables sont assez homogènes et assez clairs, ne contenant probablement que très peu de matière organique. Il s'agit de dépôts de débordement

régulier dans une plaine alluviale, à proximité d'un chenal actif. Le taux d'accumulation augmente passant d'une moyenne de 1,32 mm/an au cours de la sédimentation depuis le début de la séquence à une moyenne de 2,86 mm/an à partir de 1300 cal BP (1350 cal BC).

Unité 6 ; 205-0 cm ; ca. 630-0 cal BP/1320-1950 cal AD – Limon sableux micacé à microcharbons et macrorestes.

Les deux mètres supérieurs du carottage de Xe1 formant l'U6 correspondent à la succession de limon sableux fin homogène et micacé à microcharbons (206-35 cm ; F9) datés de l'époque ottomane (503-319 cal BP/ 1447-1631 cal AD) puis d'un sable limoneux assez hétérogène, contenant des macrorestes et des grains plus grossiers pour les 35 centimètres plus récents (F5). Ces derniers sont remaniés régulièrement par le labour contemporain. L'ensemble de cette unité s'est mise en place sous forme de dépôts de débordement en marge de zone humide, avant la chenalisation des écoulements.

5.2.2. La partie intermédiaire du cône alluviale

5.2.2.1. Analyses sédimentologiques du carottage de Xe3

Le carottage de Xe3 est situé sur la partie intermédiaire du cône alluvial holocène, à 800 mètres à l'ouest du village contemporain d'Agio Paraskevi. Quatre datations ont été réalisées sur de la matière organique totale et la datation intermédiaire a été réalisée sur des microcharbons (Tab.5.3). Elles permettent d'établir un modèle âge-profondeur réalisé entre 580 et 550 à l'aide du programme Clam 2.2 (Blaauw, 2010 ; Fig.5.7) et d'obtenir une chronologie indicative de cette séquence (Fig.5.8). Les deux datations les plus récentes ont été exclues puisqu'elles sont erronées et inversées par rapport au reste de la séquence. La discontinuité importante des séquences supérieures n'a pas permis de les intégrer au modèle âge-profondeur.

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
Xé3 3-4 161-163 cm	361-363	Beta-394460	Sédiment organique	4240 ± 30 BP	4860-4654	2911-2705 BC
Xé3-6 20-22 cm	520-522	Poz-83114	Sédiment organique	5310 ± 40 BP	6207-5950	4258-4040 BC
Xé3-6 51 cm C14 MC	550,5-551	Poz-65126	Microcharbon	2500 ± 35 BP	2740-2460	791-511 BC
Xé3-6 72-73 cm	572-573	Poz-83115	Sédiment organique	3055 ± 30 BP	3356-3180	1407-1231 BC
Xé3-6 79-80 cm	579-580	Poz-65127	Sédiment organique	3445 ± 30 BP	3829-3632	1880-1683 BC

Tableau 5.3 :Datations C14 réalisées sur le carottage de Xe3.

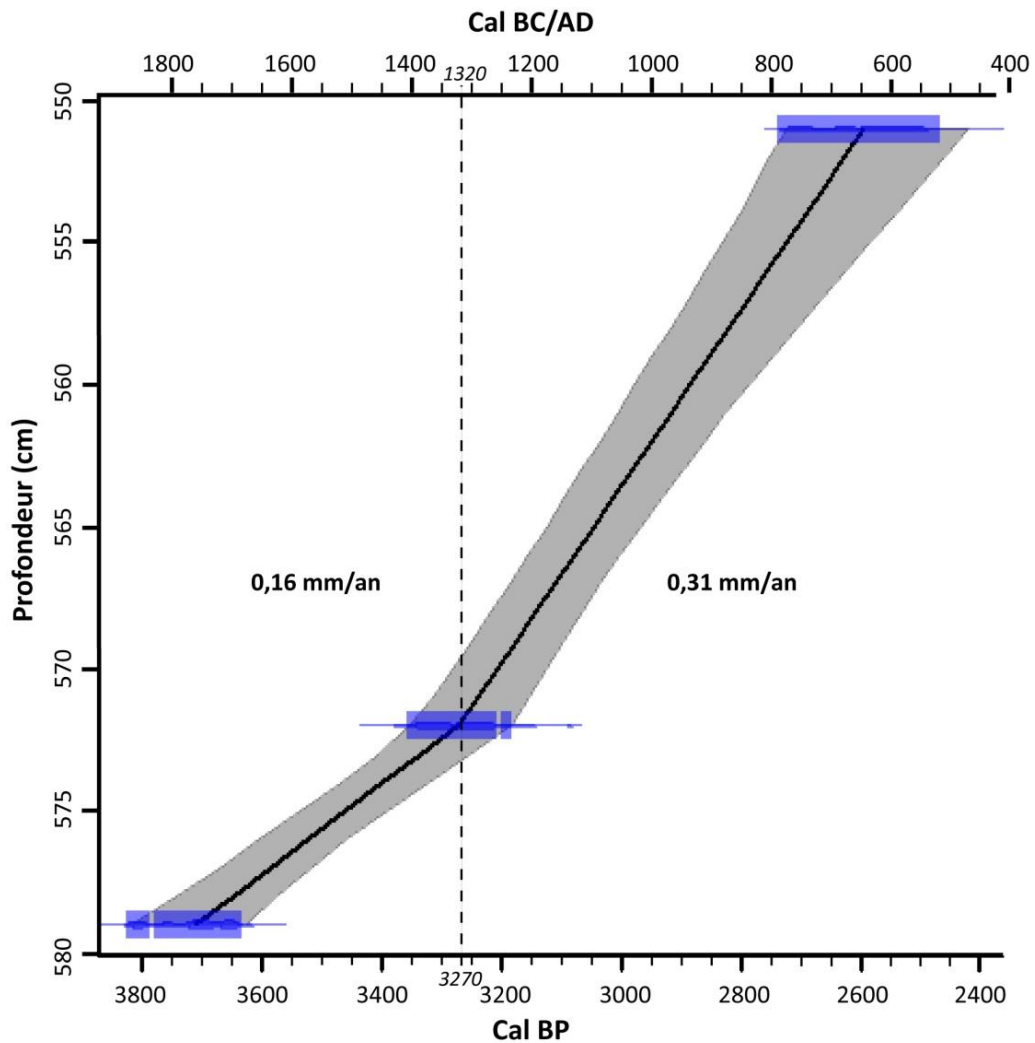


Figure 5.7 : Modèle âge-profondeur de Xe3 réalisé à partir du programme Clam 2.2 par interpolation linéaire (Blaauw, 2010). La courbe grisée représente l'intervalle de confiance à 95%.

Unité 0 ; 666 à 620 cm ; Non daté, antérieur à 3829-2632 cal BP/1880-1683 cal BC – Horizon graveleux dans une matrice sablo-limoneuse indurée.

Le premier faciès (F1) que l'on retrouve dans l'unité chronostratigraphique (U0) du carottage Xe3 renvoie à un horizon induré sablo-limoneux blanchâtre très carbonaté (CaCO_3 entre 5 et 17,6%) et avec la présence d'une forte charge détritique gravillonnaire. Sa forte hétérogénéité granulométrique (entre 50 et 400 μm pour la médiane et 600 à 1800 μm pour le percentile supérieur), concorde avec son très faible tri (>3) et les écarts de valeurs entre la moyenne et la médiane. De 2 à 4 % du poids de l'échantillon correspond à du matériel grossier, constitué de gravillons peu émoussés et de concrétions carbonatées. Ce faciès témoigne d'un dépôt torrentiel à forte énergie correspondant à l'épandage du cône alluvial au Pléistocène. La concentration des concrétions carbonatées à la base suggère un horizon pédologique lessivé de type BtCa. Ce faciès est surmonté par un sédiment limoneux moins carbonaté et assez organique avec des traits de pédogénèse, constituant une transition progressive vers l'horizon supérieur.

Unité 1 ; 620 à 557cm ; ante. 3829 cal BP/1880 cal BC - 2800 cal BP/850 cal BC – Limon argileux plus ou moins tourbeux.

Le premier horizon holocène constitue la base de l'unité **U1**. Il s'agit d'un paléosol de plaine alluviale (**F14**) de 35 cm environ, beaucoup moins carbonaté (1,3-3,8%) et plus organique (4-7%) que les dépôts antérieurs. Un second faciès (**F15**) encore plus organique (9-12%) atteste d'une courte phase tourbeuse entre 3829-3180 cal BP (1880-1231 cal BC). La sédimentation très fine de ce second faciès est constituée de limon fin argileux ($M = 3-20 \mu\text{m}$) décarbonaté (2-3%), qui indique un environnement palustre avec peu d'apport allogène (Fig.5.9). La limite supérieure se situe peu avant la datation obtenue à 551 cm (2740-2460 cal BP/ 791-511 cal BC) renvoie à l'époque archaïque.

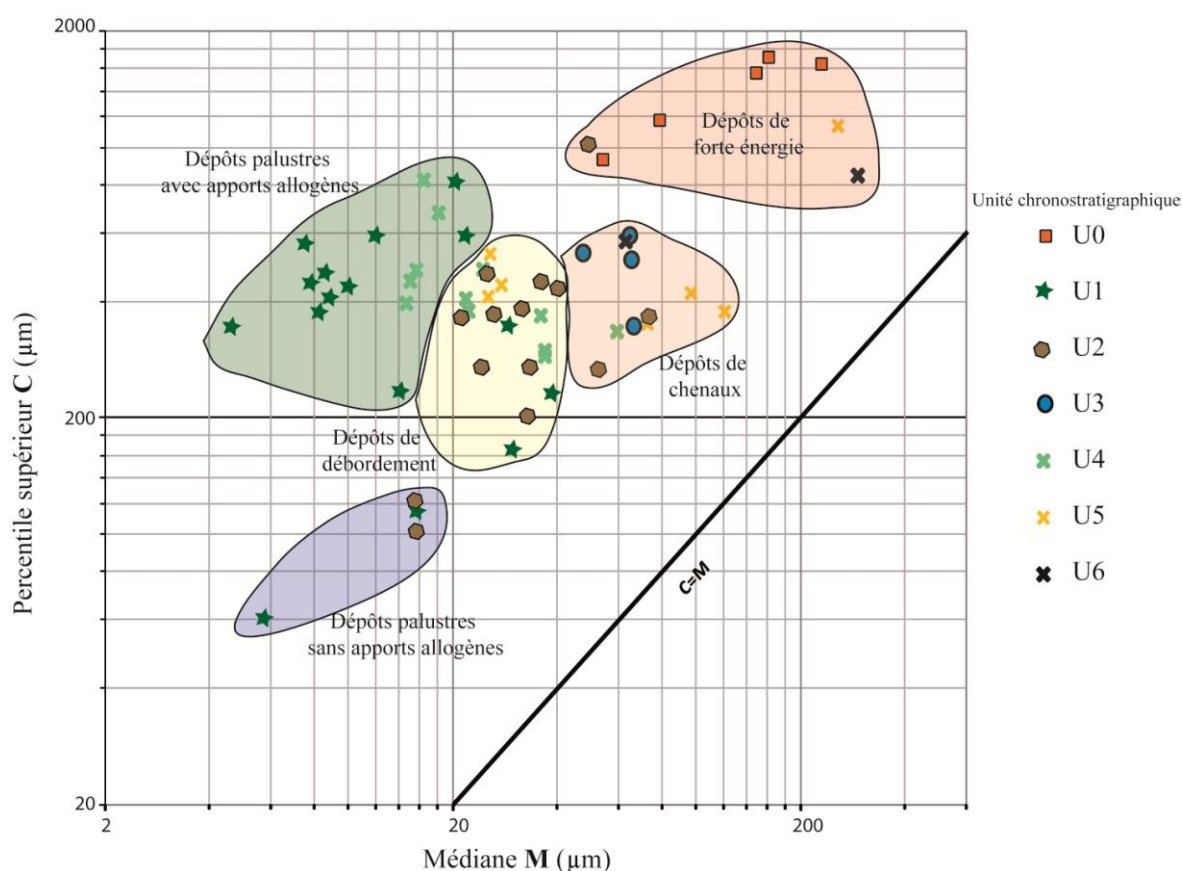


Figure 5.9 : Image de Passega du carottage de Xe3.

Unité 2 ; 557 à 350 cm ; ca. 2800-2200 cal BP/850-250 cal BC– Limon légèrement sableux micacé.

La transition vers l'unité **U2** se fait de manière progressive. La sédimentation est beaucoup plus homogène et mieux triée. Des microcharbons datés du début de l'Antiquité ont pu être datés dans cette matrice de limon fin légèrement moins organique et à nouveau carbonatée (environ 5% ; **F12**). Les deux datations obtenues à 520 cm (6207-5950 cal BP/ 4258-4040 cal BC) et 161 cm (4860-4654 cal BP/ 2911-2705 cal BC) sont erronées et ne permettent pas de dater avec précision cette séquence. Le milieu correspond à une plaine alluviale marécageuse, temporairement en eau et constituée de limon gris compact

(94%) relativement homogène ($M = 20-60 \mu\text{m}$). Cette unité chronostratigraphique est toujours constituée de sédiments de milieu palustre ou de ses marges (**F12**) ponctuée par des oscillations récurrentes dans les pourcentages de carbonates et de matière organique (2-6%) ainsi que dans les apports sableux (6-58%). Elles traduisent une fluctuation tant des apports détritiques que du niveau de la nappe phréatique. Une passée fine située peu avant 4 m de profondeur indique un dépôt de débordement en plaine alluviale de limon marron clair, plus détritique et carbonatée (7,5%) correspondant au faciès **F13**.

Unité 3 ; 350-285 cm ; ca. 2200-1900 cal BP/250 cal BC-50 cal AD – Limon sableux à gravillons.

Entre 350 et 285 cm de profondeur, le faciès (**F9**) constitué de sable fin micacé couplé à du limon ($M = 40-70 \mu\text{m}$ et $C = 200-600 \mu\text{m}$) et de rares gravillons compose la troisième unité chronostratigraphique (**U3**). Ce faciès caractérise des apports alluviaux réguliers, associés à un détritisme plus important dans un espace de marges palustres parcouru par un chenal d'écoulement. En l'absence de datation AMS au sein de l'unité, sa chronologie est estimée d'époque hellénistique comme le suppose le faciès **F9** dans Xe1 pour la troisième unité (ca. 2200-1900 cal BP/ 250 cal BC-50 cal AD).

Unité 4 ; 285-155 cm ; ca. 1900-1300 cal BP/50-650 cal AD – Limon légèrement sableux à concrétions ferromanganiques.

La diminution de la taille des particules sédimentaires moyennes et une légère augmentation des quantités de matières organiques (6%) indiquent un retour à une dynamique sédimentaire lente et la mise en place de dépôts palustres (**F12**) entre 285 et 155 cm de profondeur. Cette quatrième unité (**U4**) assez homogène contient quelques éléments plus grossiers qui sont essentiellement des concrétions ferromanganiques provenant de la précipitation du carbonate sur des microorganismes. Elle indique une variation du niveau de la nappe phréatique et un milieu temporairement inondé toujours en marge d'un espace palustre.

Unité 5 ; 155-60 cm ; ca. 1300-600 cal BP/650-1350 cal AD – Sable fin micacé à macrorestes.

De 155 à 60 cm (**U5**), la sédimentation est beaucoup plus irrégulière et grossière (jusqu'à $300 \mu\text{m}$ pour la valeur médiane), alternant entre des couches de sable fin laminé et du sable plus grossier contenant de nombreux macrorestes organiques et des charbons. Les valeurs de la perte au feu sont d'environ 5 % malgré les apports fluviaux détritiques conséquents (**F5**) montrant l'accélération du détritisme avec des dépôts de chenaux témoignant de défluviations ou de débordements. Les crues régulières et la composition faiblement carbonatée des dépôts impliquent une remobilisation de sédiments du cône alluvial dans une dynamique d'atterrissement de la zone humide qui correspond à l'époque d'occupation ottomane de la plaine de Philippes-Drama.

Unité 6 ; 60 -0 cm; ca. 600-20 cal BP/1350-1930 cal AD – Sol limoneux sableux.

L'unité chronostratigraphique supérieure (U6) est constituée entre 68 et 38 cm d'un faciès sédimentaire (F4) de sable fin micacé, légèrement limoneux, relativement homogène (M = 200-300 µm) peu carbonaté (2-3%) et inorganique (0-2 %). Ce type de dépôt est caractéristique de l'intensification des défluviations. Les sédiments sablo limoneux des 30 centimètres supérieurs sont annuellement remaniés par le labour et n'apportent aucune information supplémentaire.

5.2.2.2. La séquence pollinique du Bronze Moyen à l'Antiquité de Xe3

Les éventuels biais de l'information. - La séquence analysée sur le carottage de Xe3 repose sur 26 échantillons répartis sur 82 cm d'épaisseur. Quatre datations ont été obtenues à 521, 551, 572 et 579 cm pour cette séquence (Tab.5.3). La datation la moins profonde (521 cm) est incohérente avec les autres. Le choix est donc fait de l'exclure puisque les sédiments ayant permis d'obtenir la datation ont probablement été remaniés par la dynamique alluviale. De même, l'analyse sédimentaire montre qu'il existe un hiatus entre la première et la seconde palynozone qui correspond respectivement aux périodes du Pléistocène et du Bronze Moyen. Ce constat est confirmé par le diagramme de concentration de Xe3 qui présente une transition tronquée et par l'analyse de regroupement hiérarchique typologique proposée par le programme CONISS (Grimm, 1987) montrant d'importantes dissimilarités.

Néanmoins, les trois dates les plus profondes semblent provenir d'échantillons « en place » et la sédimentation non perturbée d'après les indicateurs sédimentaires. À l'aide du programme CONISS inclus dans le logiciel Tilia, cinq palynozones principales ont été identifiées. Pour toutes ces raisons, le modèle d'âge réalisé n'a été produit que pour les palynozones LPAZ2, LPAZ3 et LPAZ4. La somme de base (minimum) lors des comptages est de 350 grains de pollens. Malgré une conservation des grains inégale sur l'ensemble de la séquence, la diversité taxonomique et la concentration pollinique (toujours supérieure à 2700 grains/g de sédiment) permettent sans problème d'envisager une analyse du contenu sporo-pollinique (Fig.5.10 diag concentration Xe3). La bonne correspondance entre les courbes de « concentration pollinique » et de « pourcentages » écarte l'idée d'une conservation différentielle entre les taxons.

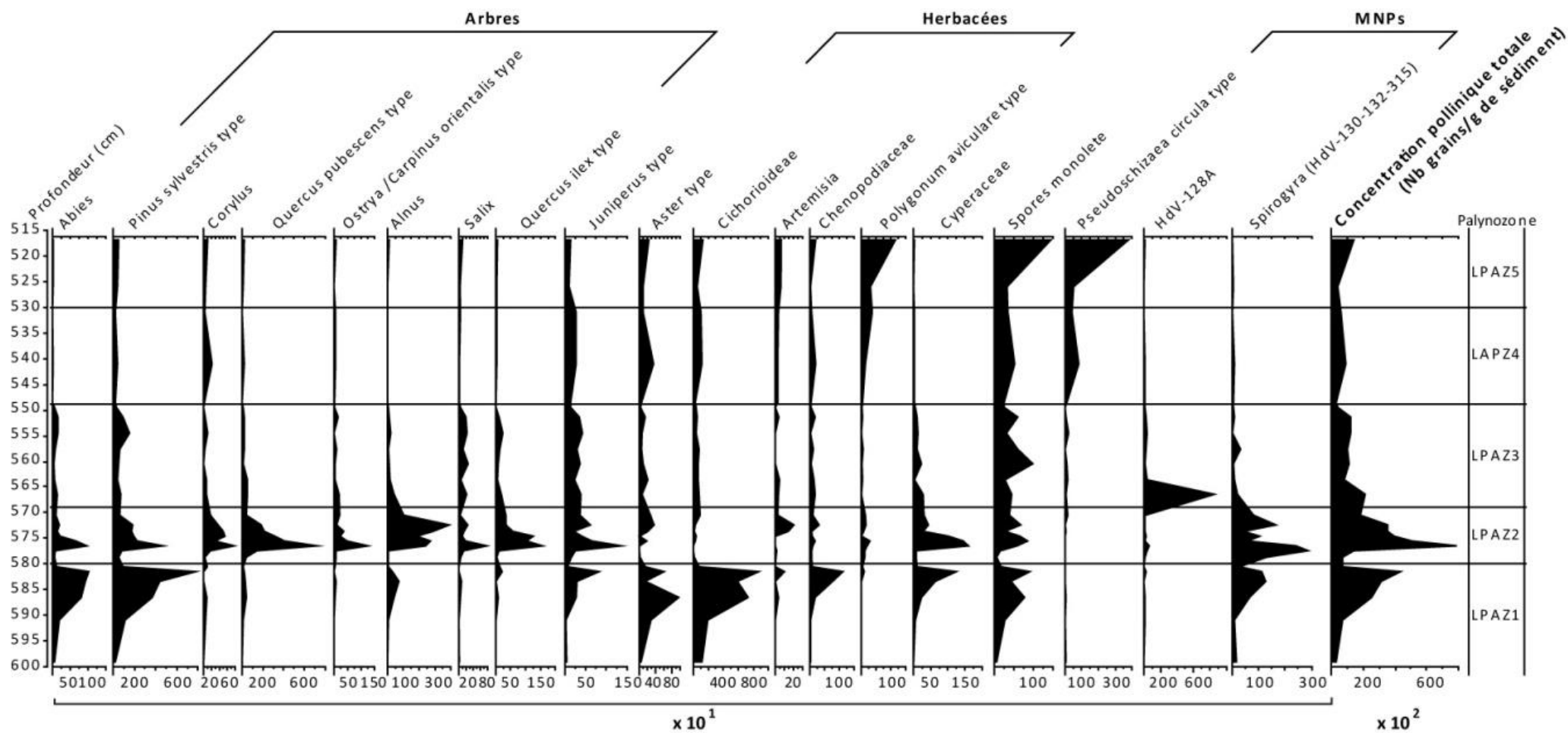


Figure 5.10 : Diagramme des concentrations polliniques de la séquence de Xe3. Les taxons observables sur le diagramme correspondent à des taxons représentatifs des divers groupements écologiques réalisés.

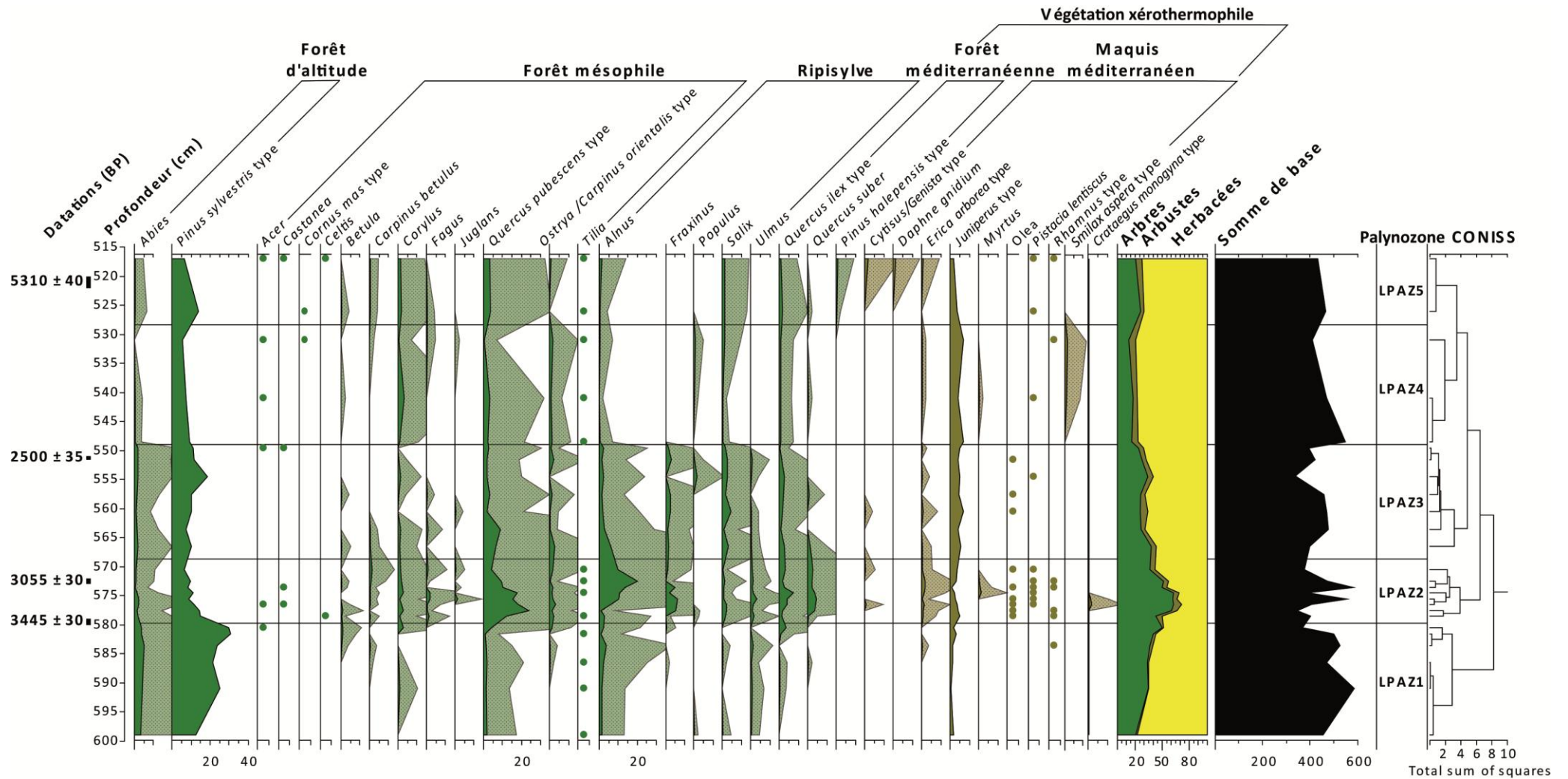


Figure 5.11 : Diagramme des pourcentages de taxons d'arbres et d'arbustes en fonction de la somme de base, pour la séquence de Xe3. Les courbes d'exagération (courbes plus claires) correspondent à un facteur x10 des courbes opaques. Les taxons ayant des pourcentages inférieurs à 1% sont représentés par des points lors de leur occurrence. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés.

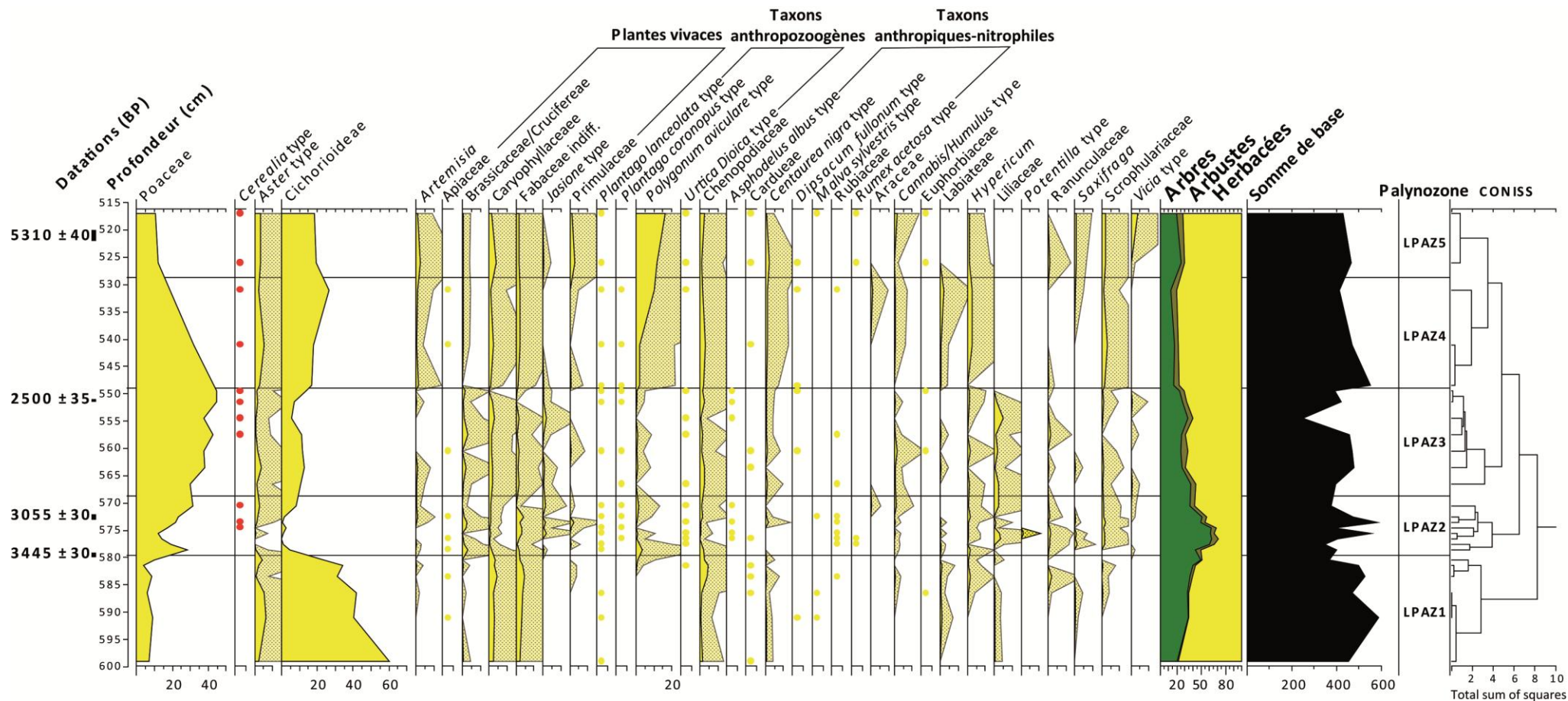


Figure 5.12 : Diagramme des pourcentages de taxons d'herbacées en fonction de la somme de base, pour la séquence de Xe3. Les courbes d'exagération (courbes plus claires) correspondent à un facteur x10 des courbes opaques. Les taxons ayant des pourcentages inférieurs à 1% sont représentés par des points lors de leur occurrence. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés.

Xe3-LPAZ1 : 600-580 cm; Non daté, Pléistocène supérieur probable ; ante 3829-3632 cal BP/1880-1683 cal BC – La première zone pollinique du diagramme est dominée par les taxons herbacés (48,6-77,8% ; Fig.5.12). Les graminées (4-10,3%), les Cichorioideae (23-60%), les Fabaceae (2,2-4,6%), les Caryophyllaceae (2,2-4,2%), les Chenopodiaceae (0,7-4,4%) et les *Aster* type (1-6,1%), forment l'essentiel de ce couvert végétal bas. Parmi les taxons arboréens (20-50%), les espèces de milieu montagnard (*Abies* et *Pinus sylvestris* type) dominant nettement (Fig.5.11). Elles représentent respectivement 3,1-4,9% et 12,7-30,7% de la somme de base. Le paysage est donc très ouvert à l'exception des versants sur lesquels les forêts d'altitude sont développées. Ce spectre pollinique définit les conditions environnementales qui prévalent à la fin du Pléistocène. Parmi les autres taxons arboréens, on note la présence des chênes décidus, des aulnes, des saules et des ormes dans des proportions assez faibles (< 4%). À la fin de cette palynozone, l'enregistrement pollinique montre une tendance à l'augmentation de l'humidité correspondant au début de l'Holocène, bien que l'accumulation soit très faible (< 10 cm). Cela se traduit par une augmentation des pourcentages de Cyperaceae (de 2,1 à 28,8% de la somme totale) et des microfossiles indicateurs de conditions eu-mésotrophiques (*Spirogyra* et des autres Zygnemaceae ; Fig.5.13). Les MNPs indicateurs de processus érosifs atteignent jusqu'à 8,3%.

Xe3-LPAZ2 : 580-569 cm ; ca. 3800-3170 cal BP/1850-1220 cal BC. – Les deux datations obtenues à 572 et 578 cm permettent d'établir un modèle d'âge délimitant la palynozone entre 3800 et 3170 cal BP (1850 et 1220 cal BC). La limite entre la précédente palynozone et LPAZ2 correspond très probablement à un hiatus important et une rupture chronologique au passage entre le paléosol développé sur des sédiments pléistocènes et le début de la sédimentation holocène. La transition s'observe clairement sur les diagrammes polliniques par (1) une très forte augmentation de la diversité taxonomique des grains de pollens et des microfossiles ; (2) l'apparition d'indicateurs d'anthropisation tels que *Polygonum aviculare* type, *Urtica dioica* type, *Jasione* type, etc., et de plusieurs taxons d'arbres (*Fagus*, *Juglans*, *Castanea*); (3) l'apparition d'un cortège végétal typique du milieu méditerranéen, composé de *Quercus ilex* type, de *Q. suber*, d'*Erica arborea* type, de *Juniperus* type, de *Cytisus/Genista* type et de *Myrtus* ; (4) la forte progression des espaces boisés (>60%) et (5) des changements voire le remplacement des espèces dominantes dans la végétation arborée et herbacée. Au sein de la strate arborée, les pourcentages de pins sylvestres passent de 29,7 à 14,5% (de 4 à 1,4% pour *Abies*) tandis que les chênes décidus atteignent jusqu'à 24%. Pour la strate herbacée, les Cichorioideae chutent brutalement passant de 23,2 % à environ 1% au cours de cette période. Ils sont substitués principalement par les Poaceae qui atteignent jusqu'à 31,6%.

Au-delà de la mutation profonde de la végétation entre LPAZ1 et LPAZ2, le cortège végétal de cette deuxième palynozone montre une évolution sur six siècles et demi. Dans un premier temps, entre 3800 et 3600 cal BP (1850-1650 cal BC), les pourcentages de microfossiles indicateurs de conditions eu-mésotrophiques enregistrent

un pic, simultané à celui des pourcentages de *Quercus pubescens* type, de Poaceae et des MNPs coprophiles. Cela témoigne d'une remontée de la nappe stimulant la sédimentation tourbeuse. Par la suite, entre 3600 et 3270 cal BP (1650-1320 cal BC) ce sont les taxons de ripisylves (*Alnus* et *Fraxinus*), de forêt méditerranéenne (*Quercus ilex* type et *Q. suber*) et hydro-hygrophytes qui atteignent leurs valeurs maximum. C'est également au cours de cette période que les premières occurrences de pollens de céréales apparaissent de manière discontinue (< 1%). Cela indique la succession d'une phase très humide et le développement d'un espace en eau libre au centre de la plaine pendant deux siècles suivi d'une phase courte plus sèche où la végétation basse d'hydro-hygrophytes, de plantes vivaces et la ripisylve ont recolonisé la zone humide. Au cours du dernier siècle de la période l'ensemble des taxons d'arbre diminue et les pourcentages de la végétation herbacée augmentent induisant une réouverture du milieu synchrone des premières occurrences de *Cerealia* type. L'absence de signal d'anthropisation clairement défini dans les autres indicateurs ne permet d'identifier avec certitudes les causes de ce déboisement.

Xe3-LPAZ3 : 569-549 cm ; ca. 3170-2550 cal BP/1220-600 cal BC. – LPAZ3 est marquée par une diminution quasi continue du pourcentage des espèces forestières (de 36,4 à 23,9%) et en particulier des espèces formant les chênaies mixtes décidues (*Quercus pubescens* type, *Ostrya/Carpinus orientalis* type, *Fagus*, *Carpinus betulus*, *Betula*, *Tilia* ; Fig.5.11). Cette tendance est similaire pour certaines espèces arboréennes et arbustives telles que *Quercus suber* ou *Erica arborea* type. Seul un pic des pourcentages de *Pinus sylvestris* type (18,2%) et de *Populus* (1,6%) vers 2700 cal BP (750 cal BC) déroge à la tendance de réduction générale des taxons arboréens. Parmi le spectre pollinique des herbacées (Fig.5.12), les graminées suivent une tendance inverse aux arbres puisque leur pourcentage passe de 30,1 à 44,8%. Les autres taxons ne varient que très peu sans que leur pourcentage ne soit caractérisé par une tendance évolutive générale, une augmentation ou une diminution significative. Les valeurs ne dépassent jamais 4,5% et rarement 2,5%. Les grains de pollens de *Cerealia* type sont enregistrés seulement entre 2800 et 2550 cal BP (850-600 cal BC) à des valeurs inférieures à 1%.

Les plantes hydro-hygrophytes ont des pourcentages variables entre 16,3 et 25,9% sur toute la période à l'exception d'un pic à 43,1% vers 2900 cal BP (950 cal BC ; Fig.5.13). Ce pic s'explique par l'augmentation des Cyperaceae (21,2%), des spores monolètes (9,4%), des *Phragmites* (1,3%), de *Typha angustifolia* type (4,6%) et de *Potamogeton* (3,5%). Dans le spectre des microfossiles non polliniques, un premier pic de HdV-128A (40,6%) est enregistré vers 3080 cal BP (1230 cal BC) puis un second plus limité (2,7%), accompagné de *Spirogyra* (3,3%) a lieu vers 2800 cal BP (850 cal BC). Les MNPS indicateurs de processus érosifs sont présents sur toute la période avec la présence de *Pseudoschizaea circula* entre 0,3 et 1,9%.

Xe3-LPAZ4 : 549-530 cm; ca. 2550-2200 cal BP/600-250 cal BC – LPAZ4 se caractérise par un pourcentage très faible des taxons arboréens passant de 23,9% à 549 cm à 12,9% à

531 cm. À l'exception de *Corylus* (0,7-3,4%), d'*Acer* et de *Tilia*, tous les taxons d'arbres sont enregistrés à des pourcentages inférieurs à la palynozone précédente et certains disparaissent (*Fraxinus* et *Ulmus* ; Fig.5.11). À l'inverse, les taxons d'herbacées augmentent (de 67,9 à 79,6%) malgré la nette diminution des graminées (de 44,7 à 18,7% ; Fig.5.12). Les Cichorioideae redeviennent dominants (13,7-26,5%) tandis que les *Polygonum aviculare* type enregistrent une forte augmentation (de 0,5 à 10%). La végétation de zone humide régresse (29-15,5%) tout comme les MNPs indicateurs de condition eu-mésotrophiques (<3%). Seul les microfossiles indicateurs de processus érosifs augmentent significativement au sein du spectre des MNPs et en particulier les *Pseudoschizaea circula* (0,3-9,5% ; Fig. 5.13). Le milieu est maintenu très ouvert par la pression pastorale. L'environnement est dominé par une strate herbacée composée de graminées et d'indicateurs secondaires d'anthropisation, avec une ripisylve résiduelle tandis que la zone humide est en phase d'atterrissement.

Xe3-LPAZ5 : 530-517 cm; ca. 2200-1900 cal BP/ 250 cal BC-50 cal AD – La dernière palynozone (LPAZ5) montre une augmentation des pourcentages de plusieurs taxons arboréens (*Abies*, *Pinus sylvestris* type, *P. halepensis* type, *Carpinus betulus*, *Quercus pubescens* type, *Alnus*, *Salix* et *Quercus ilex* type) et arbustifs (*Cytisus/Genista* type, *Daphne gnidium* type, *Erica arborea* type et *Pistacia lentiscus*), à l'exception de *Juniperus* (Fig.5.11). Les pourcentages des principaux taxons herbacés (Poaceae et Cichorioideae) sont en diminution et atteignent respectivement 12,2% et 19,5% de la somme de base. En revanche, les pourcentages de taxons anthropiques nitrophiles augmentent avec notamment *Centaurea nigra* type tout comme ceux des taxons anthropozoogènes de *Polygonum aviculare* type (0,5-11,6%) qui croissent fortement. Des grains de pollens de céréales sont toujours enregistrés ponctuellement dans des proportions variant de 0,4 à 0,7%. Le milieu est toujours très ouvert bien que certains taxons arboréens se développent en marge. La pression pastorale est suffisamment forte pour que le milieu ne puisse se reboiser et que l'érosion des sols soit active. Les plantes hydro-hygrophytes se maintiennent entre 15 et 20% (Fig.5.13). Les pourcentages de *Pseudoschizaea circula* continuent de croître et atteignent jusqu'à 13,8% à la fin de la période. Cette forte augmentation des indicateurs de processus érosif et la date erronée obtenue à 522 cm exclue du modèle âge-profondeur, incitent à utiliser avec précautions les informations fournies par cette palynozone. D'après les analyses sédimentologiques (Fig.5.8), les courbes de pourcentages de matière organique et des carbonates montrent une inversion et un changement dans les processus de sédimentation.

5.2.3. La partie aval du cône alluvial du Xéropotamos à travers la description sédimentologique du carottage de Xe7

Le carottage de Xe7 est situé sur la partie distale du cône alluvial holocène du Xéropotamos, à la marge de la zone humide de Tenaghi-Philippon et en aval du cône de déjection pléistocène du Xéropotamos. Six datations ont été réalisées sur de la matière

organique totale et la datation la plus récente a été réalisée sur des microcharbons (Tab.5.4). Ces datations cohérentes permettent d'établir un modèle âge-profondeur réalisé à l'aide du programme Clam 2.2 (Blaauw, 2010 ; Fig.5.14.) et d'obtenir une chronologie indicative pour chaque unité sédimentaire (Fig.5.15).

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
Xe7-1 77 cm	77-77,5	Poz-74056	Microcharbon	2090 ± 50 BP	2300-1927	210 BC-24 AD
Xe7-1 86-88 cm	86-88	Poz-74093	Sédiment organique	2465 ± 30 BP	2713-2379	764-430 BC
Xe7-2 49-51 cm	149-151	Poz-74094	Sédiment organique	4345 ± 30 BP	5029-4847	3080-2898 BC
Xe7-4 18-20 cm	319-319,5	Poz-74095	Sédiment organique	12380 ± 60 BP	14805-14123	12856-12174 BC
Xe7-4 55-57 cm	355-357	Poz-74096	Sédiment organique	19130 ± 110 BP	23427-22723	21478-20774 BC
Xe7-4 97-99 cm	397-398	Poz-74120	Sédiment organique	28350 ± 280 BP	33103-31483	31154-29534 BC
Xe7-6 80-82 cm	580-581	Poz-74175	Sédiment organique	34500 ± 600 BP	39212-38675	38632- 35627 BC

Tableau 5.4 : Datations C14 réalisées sur le carottage de Xe7.

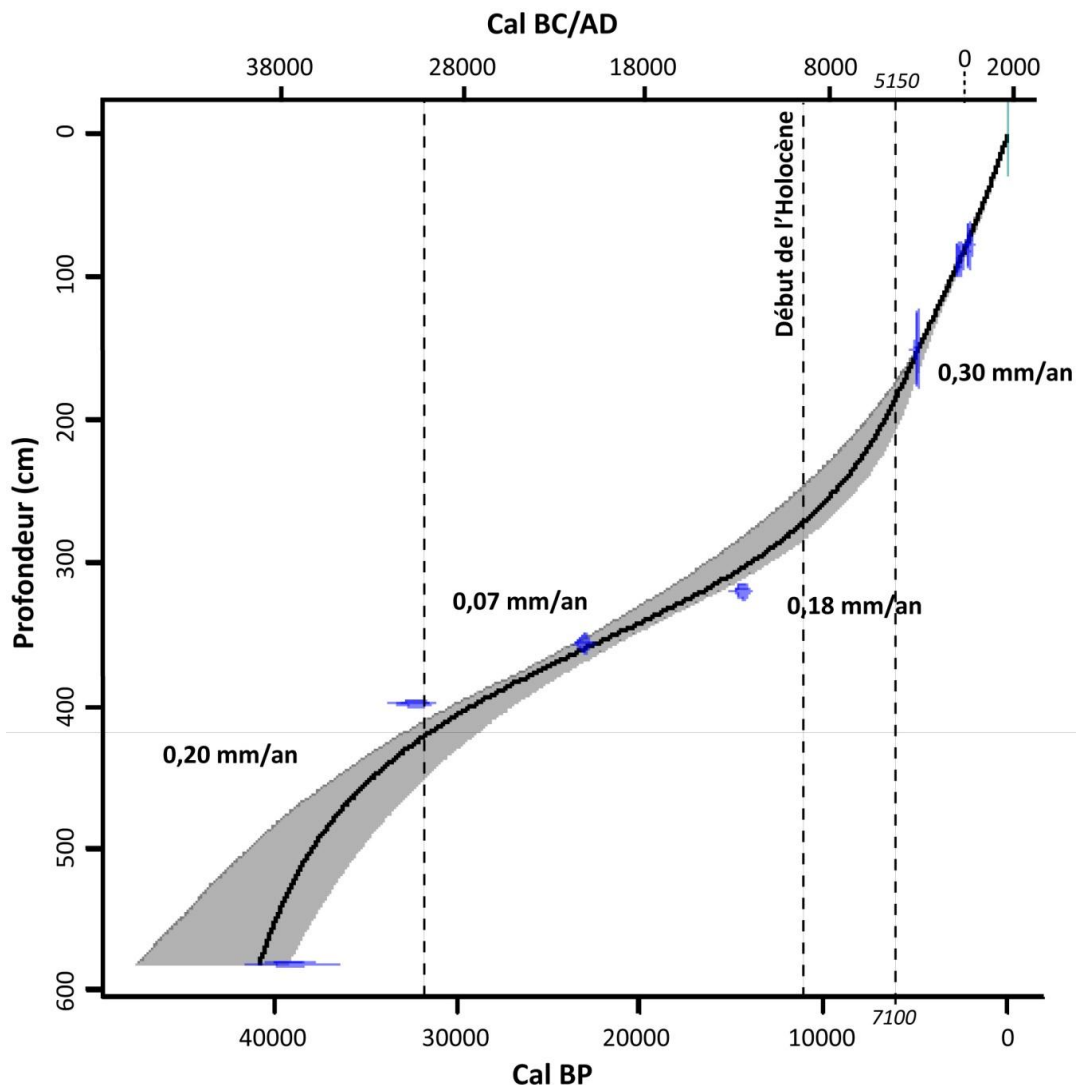


Figure 5.14 : Modèle âge-profondeur de Xe7 réalisé à partir du programme Clam 2.2 en utilisant un lissage de type « smooth spline [type=4] with spar = 0.3 » (Blaauw, 2010). Les taux d'accumulation sédimentaire estimés pour chaque période sont précisés tandis que la courbe grisée représente l'intervalle de confiance à 95%.

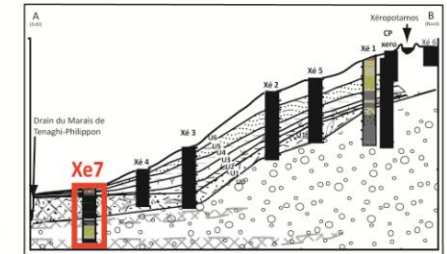
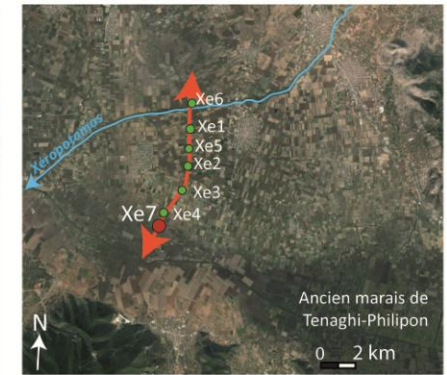
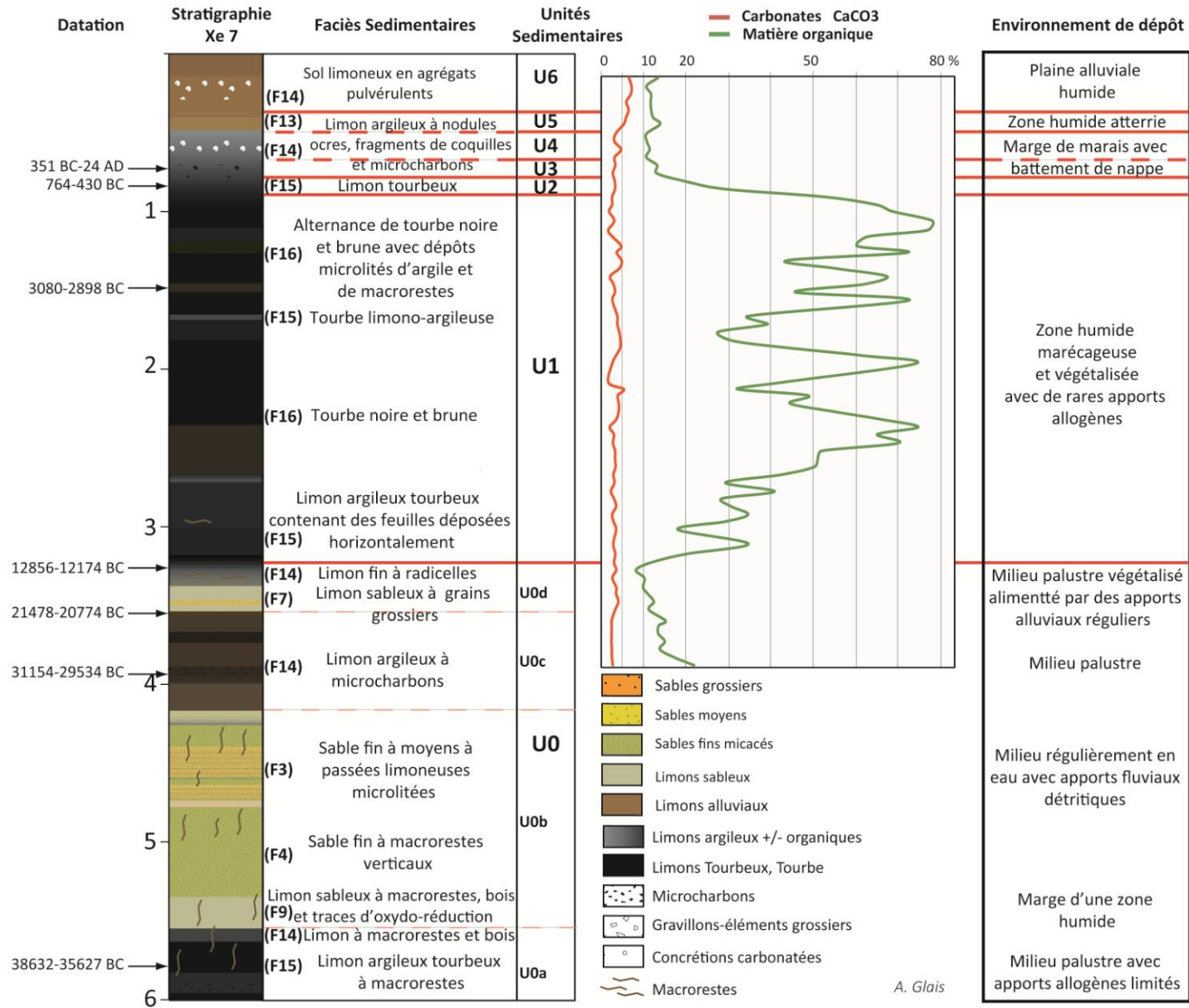


Figure 5.15 : Analyses sédimentologiques de Xe7.

Unité 0 ; 600 à 315 cm ; ca. 41000-16000 cal BP/39050-14050 cal BC – Alternance d’horizons tourbeux et sableux.

L’unité chronostratigraphique (U0) correspond aux dépôts datés du Pléistocène final entre 42000 et 14000 cal BP environ (ca. 40000 et 12000 BC). Elle est composée d’une alternance de limon argileux plus ou moins tourbeux (F15 et F14) formant les sous unités **U0a** et **U0c** avec des dépôts plus grossiers de limon sableux (F9), de sable fin (F4), de sable moyen (F3) ou de sable fin à gravillons (F7) constituant les sous unités (**U0b** et **U0d**). Lors des périodes d’accumulation tourbeuse et organique entre 600-555 cm (**U0a**) puis 417-354 cm (**U0c**), le niveau des nappes phréatiques est haut, ce qui favorise un milieu de faible énergie. D’après les datations obtenues, cette sédimentation coïncide avec les périodes interstadias. En revanche, les sous unités **U0b** et **U0d** enregistrent une accélération des processus fluviaux à forte charge détritique lors des maximums glaciaires. L’accumulation sédimentaire pour **U0b** est considérable et laminée ce qui confirme la succession d’épisodes d’alluvionnement majeurs.

Unité 1 ; 315-90 cm ; ca. 16000-2625 cal BP/14050-675 cal BC – Tourbe noire et brune.

L’unité (U1) correspond à une sédimentation très organique, peu carbonatée (< 5%), composée essentiellement de sédiments fins et de macrorestes (F15 et F16) qui s’étend du début de l’Holocène jusqu’à l’Antiquité. Au sein du faciès tourbeux F16, on distingue une alternance de tourbe limoneuse noire et de tourbe limoneuse brune. La première est constituée de particules minérales et organiques très fines et peu fibreuses (tourbe saprique) tandis que la seconde provient de la dégradation de débris végétaux ligneux. Elle est donc plus fibreuse au sein d’une matrice de sédiments fins (tourbe mésique). Les pourcentages de matières organiques sont considérables même s’ils varient fortement (20 à 78,5%). À la base de la séquence (315-280) et entre 165 et 158 cm de profondeur, la sédimentation est plus minérale et le sédiment plus clair (F15). Cela marque un léger apport détritique au milieu palustre en eau.

Unité 2 ; 90 à 79 cm ; ca. 2625-2250 cal BP/675-300 cal BC – Limon tourbeux.

La deuxième unité (U2), datée de l’époque archaïque (2713-2379 cal. BP/ 791-430 BC), est un horizon de transition vers des limons tourbeux nettement moins organiques (de 54 à 18%) indiquant des apports allogènes à la zone humide. La proportion de limon est plus importante et la présence de débris végétaux se raréfie.

Unité 3 ; 79 à 71 ; ca. 2250-1980 cal BP/ 300-30 cal BC – Limon argileux compacté.

L’U3 est un mince horizon de 8 centimètres composé de limon argileux fortement chargé en particules charbonneuses. Ces dernières ont été datées de la fin de l’époque hellénistique et du début de l’époque romaine (2300-1927 cal BP/ 210 cal BC-24 cal AD). La sédimentation contient quelques traits pédologiques et des traces d’oxydo-réduction (F14).

Unité 4 ; 71 à 49 cm; ca. 1980-1300 cal BP/30 cal BC-650 cal AD – Limon argileux compacté.

L'Unité U4 est la continuité de l'unité précédente constituée de limon fin compacté formant le sommet d'un paléosol (F14). Les traces d'oxydoréduction sont toujours présentes. En revanche, l'unité ne contient plus de microcharbons tandis qu'elle contient des fragments de coquilles.

Unité 5 ; 49 à 41 cm; ca. 1300-1070 cal BP/650-880 cal AD – Limon argileux compacté.

L'unité U5 est un horizon de 8 centimètres fortement compacté par les usages récents du sol. Les dépôts limoneux marron clair (F13) correspondent à des dépôts de débordement légèrement plus carbonatés (6,5%) et organiques (12,9%) que le paléosol sur lesquels ils reposent. Leur compaction s'explique probablement par la formation d'une semelle de labour.

Unité 6 ; 41-0 cm ; ca. 1070-0 cal BP/880-1950 cal AD – Sol limoneux remanié.

Les sédiments limoneux structurés en agrégats pulvérulents et accumulés sur les 40 centimètres supérieurs sont annuellement remaniés par le labour et n'apportent aucune information supplémentaire.

5.3. Évolution paléoenvironnementale du cône alluvial du Xéropotamos et de la plaine de Philippes-Drama

Période 1 ; ca. 30000-14000 cal BP/28050-12050 cal BC - L'unité U0 dans le carottage de Xe7 est constituée d'une alternance de séquences détritiques (U0b et U0d) et de séquences organiques (U0a et U0c) dont la mise en place révèle un fonctionnement régit par la zone humide. Malgré l'absence de datations à la base des six autres carottages réalisés en amont et de la coupe observée, les faciès sédimentaires rencontrés (F1) sur les sondages Xe1, Xe2, Xe3 et Xe6 correspondent aux descriptions faites préalablement pour les dépôts pléistocènes attestés de la plaine de Philippes-Drama (Lespez, 2008). De même, la prépondérance des taxons de Cichorioideae dans Xe3 (LPAZ1) correspond très bien avec les conditions de milieu steppique, observées dans les enregistrements palynologiques d'échelle régionale pour la fin du Pléistocène (Wijmstra, 1969 ; Willis, 1994). Ainsi, l'unité sédimentaire U0 indurée, hétérométrique, à concrétions carbonatées, souvent rubéfiée et difficile à traverser par le carottier dans les trois premiers cas, correspond aux épandages détritiques pléistocènes. Partout, cette unité a subi une pédogénèse au début de l'Holocène avec un lessivage des carbonates. Six unités chronostratigraphiques holocènes ont ensuite été mises en évidence.

Période 2 ; ca. 14000-2800 cal BP/12050-850 cal BC - La base de l'accumulation détritique holocène se situe pour Xe3 entre 6,20 et 5,85 m de profondeur (U1). La transition est difficile à établir du fait du développement d'une pédogénèse postérieure aux dépôts. Sur les parties amont et intermédiaire du cône, le début de la sédimentation holocène est antérieur à la transition entre l'Âge du Bronze Moyen et Récent dans Xe3

(1880-1683 cal BC.). Cette première aggradation sédimentaire du Xéropotamos à l'aval de son cône de déjection (Xe3) est contemporaine à celle mesurée 7 km en amont sur une coupe stratigraphique, dans une terrasse alluviale emboîtée, aux abords du cours d'eau actuel (Ly-559-OxA, 1832-1534 av. J.-C. ; Lespez, 2003). L'examen des sédiments atteste un léger granoclassement entre l'amont (F9) et l'aval (F14, F15, F12, F16). À l'aval, la sédimentation est essentiellement composée d'argile grise foncée, très organique et compacte, parfois tourbeuse, se déposant dans un environnement palustre (F15 et F16) alors qu'à l'amont (Xe2, Xe5, Xe1 et Xe6), le début de l'aggradation concomitant correspond à une sédimentation détritique caractéristique d'une plaine alluviale. L'examen de la topographie montre que le détritisme s'amorce sur le cône alluvial pléistocène en pente douce à l'amont alors que vers l'aval les étendues planes du fond de la dépression restent palustres (Xe3, Xe4 et Xe7). La remontée du niveau des nappes explique probablement le début de la sédimentation dans la partie aval car l'essor d'un milieu palustre induit un rôle de piège sédimentaire des particules fines provenant de l'activation des écoulements à l'amont. Les paysages sont relativement boisés, dominés par une forêt mésophile (LPAZ2). La ripisylve se développe largement sur les marges du marais de Tenaghi-Philippon tandis qu'une végétation xérothermophile se met en place sur les bas de versant dans un milieu de plus en plus ouvert à la fin de la période (LPAZ3). Cette situation perdure jusqu'au début de l'Antiquité (époque archaïque, VII^e siècle avant J.-C.), sur l'ensemble du cône de déjection comme l'attestent les datations obtenues sur Xe1, Xe3, Xe7 et le fragment de céramique retrouvé à 5,45 m de profondeur dans le carottage Xe5. Sur ce carottage, les faciès observés (F2, F3, F4 et F5) suggèrent l'existence de défluviations du chenal qui confinent l'aggradation et l'instabilité hydrosédimentaire dans la portion amont du cône (U1b). Cette unité contient de nombreuses passées à microcharbons supposant une activité anthropique à proximité, qui est plus marquée à l'amont. À cette époque, la plaine est occupée par des populations thraces tout comme l'ensemble de la Grèce septentrionale à l'est de l'Axios (Koukouli-Chryssanthaki et al., 2008).

Période 3 ; ca. 2800-2200 cal BP/850-250 cal BC - La deuxième unité chronostratigraphique (U2) se développe sans hiatus sédimentaire à la suite de la précédente. Elle correspond à la fin de l'époque classique et au début de l'époque hellénistique (ca. 2350-2300 cal BP/ 400-350 BC). Elle est constituée de sédiments de milieu palustre ou de marge de marais (F12) marqués par des apports détritiques révélés par l'oscillation de la taille des particules (20-80 µm pour plus de 50 % des sédiments). Elle montre encore une différence entre les parties amont constituées de sédiments sableux fin à moyen laminés ou de sable fin laminé mal trié contenant des macrorestes et des microcharbons (F3, F5), et aval (F12, F13, F15) du cône qui correspondent à des milieux de faible énergie. On observe une décroissance entre l'amont (F3 à F6) et l'aval (F12, F13) qui montre le maintien des environnements palustres à l'aval et des apports détritiques à l'amont. L'épaisseur de la sédimentation n'est ni graduelle ni homogène sur l'ensemble

du cône alluvial (Fig.5.4). Cette discontinuité peut s'expliquer par les défluviations successives du Xéropotamos. Cela peut expliquer le fait que la seule datation obtenue pour cette unité à 3,60 m de profondeur dans Xe3 (4860-4654 cal BP/ 2911-2705 BC) soit inversée par rapport aux trois premières datations de U1. L'environnement à cette période est largement ouvert, concordant avec des indicateurs d'anthropisation (taxons anthropozoogènes) et des processus érosifs de plus en plus prégnants (LPAZ4 et LPAZ5).

Période 4 ; ca. 2200-1900 cal BP/250 cal BC-50 cal AD - L'unité sédimentaire suivante (U3) se dépose également au cours de l'époque romaine essentiellement d'après les datations 2016-1893 cal. BP (157 BC-58 AD) et 2300-1927 cal BP (210 BC-24 AD) obtenues dans Xe4 et Xe7. Elle est constituée de sable fin micacé limoneux ponctué par des imprégnations ferromanganiques noires et d'oxydo-réduction (F9) dans la majorité des sondages du transect (Xe1, Xe2, Xe3 et Xe4). Ces dépôts très micacés et finement sableux attestent d'un apport fluvial notable de dépôts de débordement tandis que les milieux très ouverts favorisent l'érosion et ne contraignent que très peu les écoulements. Dans Xe5, les faciès sédimentaires sont plus grossiers (sable fin à moyen F3), mettant en évidence la proximité d'un ou plusieurs chenaux du Xéropotamos. L'ensemble de ces observations révèle une accélération du détritisme qui gagne les milieux palustres de l'aval, préservés lors des périodes précédentes. L'aggradation est significative et correspond à une accumulation d'épaisseur et de granulométrie très légèrement décroissante, qui s'observe de l'amont à l'aval sur tout le cône alluvial. Le carottage Xe7 situé dans un environnement de marais tourbeux, enregistre ainsi des apports allogènes de limons grisâtres contenant des microcharbons et une sédimentation organique beaucoup moins affirmée (< 13%).

Période 5 ; ca. 1900-1300 cal BP/50-650 cal AD - La quatrième unité stratigraphique (U4) correspond à la fin de l'époque romaine et à l'époque paléochrétienne (autour de 1400 cal BP/ 500 AD). Elle contraste avec la précédente puisque la quasi totalité des carottages présente une sédimentation fine avec très peu d'apports fluviaux (F12, F14 et F15). Néanmoins, le secteur du carottage de Xe5 reste toujours sous l'influence directe du cours d'eau (limon-sableux à sable fin ; F8) bien que les dépôts témoignent d'une compétence réduite par rapport à l'unité stratigraphique antérieure. À l'instar de ce qui est observé sur Xe3, les sédiments correspondent essentiellement à des limons argileux gris très homogènes à nombreuses tâches ocre reflétant la faible intensité du détritisme et une fluctuation saisonnière du niveau des nappes phréatiques. Partout, la sédimentation indique le retour à des conditions palustres de faible énergie. La présence de fragments de coquilles dans un sédiment organique fin à traits pédologiques sur Xe7 (F14) montre d'ailleurs la quasi absence de nouveaux apports détritiques.

Période 6 ; ca. 1300-600 cal BP/650-1350 cal AD. - La séquence sédimentaire (U5) qui lui succède est probablement datée du début de l'époque byzantine, bien que

L'absence de datations ne permette pas de définir clairement la période de dépôts. Les faciès sédimentaires observés dans Xe3 correspondent à une alternance de dépôts de limons sableux et de sables fins, plus ou moins bien triés (F5). On retrouve cette forte variabilité sédimentaire vers l'amont du cône sur les carottages Xe2 et Xe5 où alternent sables fins à moyens (F3) et limons plus ou moins organiques (F8). Il est possible que cette forte variabilité sédimentaire soit la résultante de la divagation des chenaux d'écoulement. C'est ce que suggèrent également les analyses granulométriques réalisées sur Xe3 (Fig.5.9) qui montrent une prédominance des dépôts de débordement ou des dépôts de chenaux, indiquant une recrudescence de l'activité alluviale.

Période 7 (U6) ; ca. 600-20 cal BP/1350-1930 cal AD - La dernière unité chronostratigraphique (U6) identifiée indique une accélération du détritisme sur l'ensemble du cône alluvial du Xéropotamos dès la fin du quatorzième siècle soit au cours de l'époque ottomane. La sédimentation détritique s'affirme à l'amont avec près de deux mètres de sédiment pour cette unité qui est la plus conséquente de l'Holocène alors que le faciès dominant de Xe3 est un sable fin-moyen très clair homométrique ($M = 200-300 \mu\text{m}$ et moyenne $> 300 \mu\text{m}$, F4), interrompant la dynamique palustre qui prévalait jusque-là et témoignant également de la généralisation du détritisme alluvial sur l'ensemble du cône du Xéropotamos.

Conclusion

L'examen de la relation entre les dynamiques sédimentaires du cône alluvial du Xéropotamos et les fluctuations des étendues palustres est révélateur du lien entre le détritisme et les fluctuations hydrologiques (Fig.5.16). À la jonction entre le cône actuel et le centre de la plaine, l'alluvionnement fut avant tout actif au cours du Pléistocène. La réactivation du transfert sédimentaire en provenance des versants jusqu'à la zone humide n'a repris qu'au cours de l'Âge du Bronze probablement après 4000 cal BP (2050 BC). Le déclenchement du détritisme avait déjà été mis en évidence pour cette période (Lespez, 2003) mais les résultats apportent de nouveaux éléments chronologiques. Ils complètent les précédents travaux en identifiant avec plus de précisions de nouveaux états hydrosédimentaires de la zone humide.

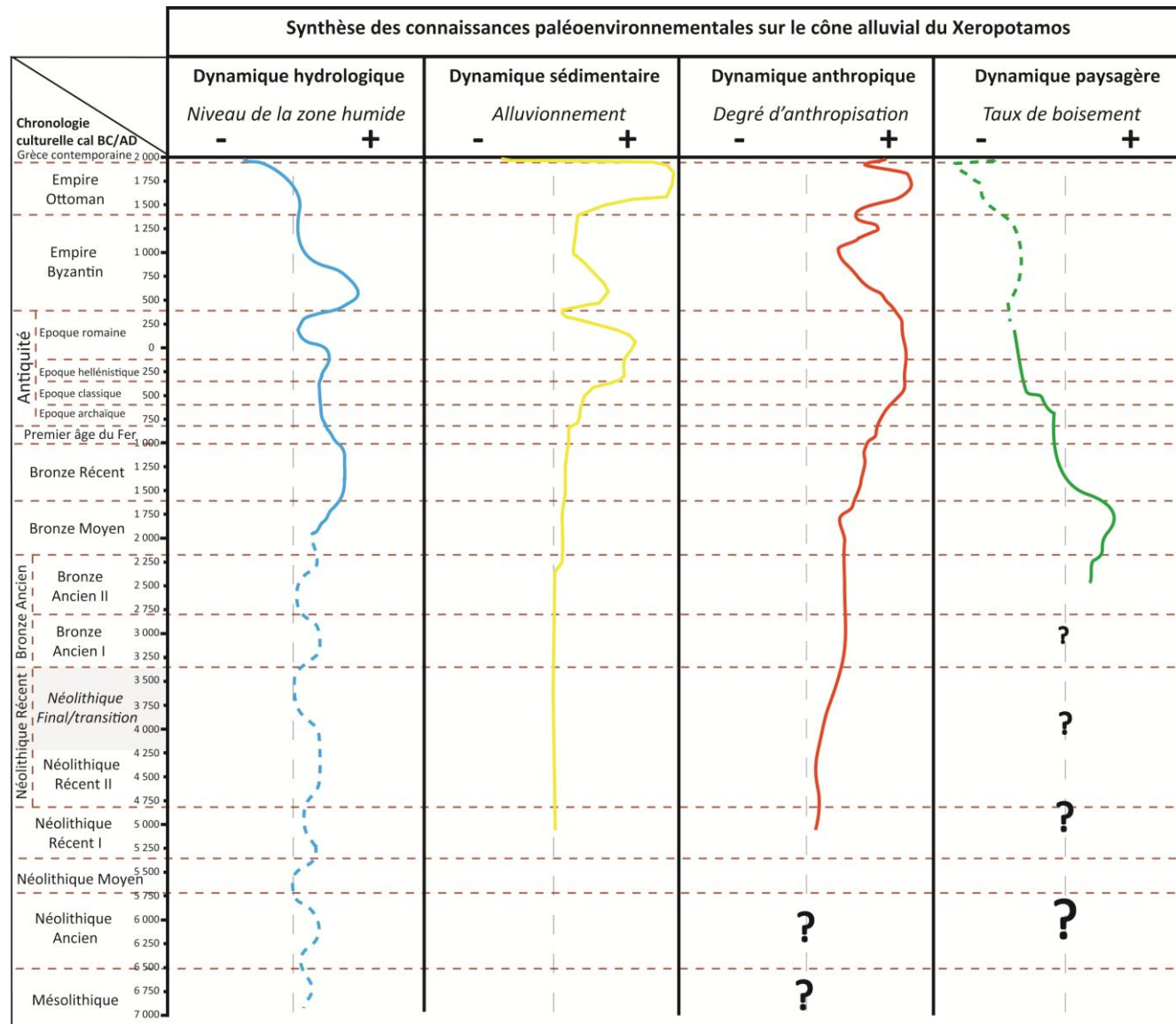


Figure 5.16 : Synthèse de la connaissance des évolutions paléoenvironnementales sur le cône alluvial, d'après les dynamiques hydrosédimentaires, les indicateurs hydrologiques du diagramme pollinique de Xe3, les taux d'accumulation estimés, la sédimentologie, les données archéo-historiques et les ratios AP/NAP de Xe3.

Principaux enseignements de l'étude du cône du Xéropotamos :

- **Si l'aggradation sédimentaire s'amorce à la fin de l'Âge du Bronze, l'unité sédimentaire U1 présente des faciès de faible énergie.** Cela peut s'expliquer par le rôle prépondérant de la végétation forestière qui domine encore les versants et les piémonts peu fréquentés. L'importance de la ripisylve limite le ruissellement érosif et la formation d'écoulements concentrés ou de défluviations en favorisant la stabilité des écoulements sur le cône.
- **Une aggradation sédimentaire est attestée dès le début de l'Antiquité (époque archaïque).** Elle se fait progressivement et de manière assez limitée dans un premier temps (U2). Sur le sondage Xe3, dans la partie intermédiaire du cône, on observe un taux d'aggradation moyen d'environ 3,45 mm/an tandis que le taux d'accumulation était inférieur à 0,1 mm/an depuis le début de l'Holocène. Cette accélération coïncide avec un changement au sein des cortèges végétaux tandis que les indicateurs de l'anthropisation se multiplient.
- **C'est au début de l'époque hellénistique (2450 cal BP/400 cal BC) que la généralisation et l'intensification du détritisme sont constatées dans le bassin versant du Xéropotamos (U3).** Cette phase n'avait pas encore été observée à l'amont où la tendance demeure à l'incision jusqu'à la fin de l'Antiquité (Lespez, 2003). Elle est suivie par une période d'alluvionnement détritique qui montre des taux d'accumulation importants (environ 4,0 mm/an dans Xe3) en relation avec des épisodes de crue de relativement forte énergie pendant une partie de l'époque romaine (à partir du 1^{er} siècle cal AD). **La fin de l'Antiquité et le début de la période paléochrétienne (1850-1550 cal BP/100-400 cal AD) marquent finalement un ralentissement du détritisme** (environ 1,1 mm/an à Xe3).
- **Le début de la domination byzantine dans le nord de la Grèce (VII^e siècle cal AD) est caractérisé par une nouvelle phase d'alluvionnement (U4) provoquant des taux d'accumulation proche de 2 mm/an sur le cône alluvial du Xéropotamos.** Cette période n'est pas caractérisée par un remplissage sédimentaire important mais plutôt une stabilité de la zone humide sous forme de marais. **La réactivation progressive des dynamiques hydrosédimentaires plus détritiques mais irrégulières n'est datable que sur Xe1.** Elle est sans doute postérieure à 1250 cal BP (700 cal AD). Elle se traduit par un transfert d'une charge sédimentaire aux horizons hétérogènes successifs qui n'occasionne pas de dépôts sédimentaires massifs. Le taux d'aggradation semble légèrement supérieur à la période précédente mais l'absence de datations ne nous permet pas de l'estimer avec précision.

On ne retrouve pas ici une phase d'alluvionnement massive observée à l'amont mais plutôt un alluvionnement progressif. Cela indique que les observations d'amont témoignent davantage de la dynamique d'un lit du Xéropotamos plutôt que de la dynamique de l'ensemble du système.

- **Ce n'est que vers 600 cal BP (1350 cal AD) que le détritisme reprend de manière constante et ne sera plus interrompu bien que les rythmes d'accumulation restent irréguliers.** La transition est nette entre une période de sédimentation discontinue et de faible volume vers une phase d'accumulation généralisée dans l'ensemble de la plaine alluviale du Xéropotamos (U5) entraînant un atterrissement des marges de la zone humide et l'aggradation du cône alluvial. La variabilité de l'épaisseur des épandages alluviaux observés sur le transect s'explique principalement par la proximité du chenal principal et ses défluviations comme l'indiquent les faciès sédimentaires. Sur les cinq derniers siècles (U6), l'épaisseur de la sédimentation atteint dans Xe1 environ 2 mètres soit 4 mm/an et environ 2 mm/an en aval (Xe3).

Chapitre 6. La basse vallée du Strymon

Introduction

La butte néogène de Fidokoryphi, constitue aujourd'hui l'unique relief topographique de rive droite de l'Angitis situé dans la vaste plaine alluviale de la basse vallée du Strymon (Fig.6.1). Cette plaine située environ 25 mètres en contrebas s'étend sur des dizaines de kilomètres du sud-ouest jusqu'au nord-est. La position stratégique de la butte a probablement suscité un intérêt lors des premières phases d'anthropisation de la région. Des vestiges archéologiques datant du Néolithique Récent ont ainsi été découverts sur le site. L'incision par l'Angitis d'épaisses séquences fluvio lacustres observables sous forme de coupes révèle que la prééminence de la butte vis-à-vis de la plaine, anciennement zone humide, a été encore plus marquée au cours de l'Holocène. Les premiers sondages réalisés à la fin des années 2000 ont montré que la sédimentation alluviale dépasse la dizaine de mètres d'accumulation.

A partir de ce constat et à l'aide des archives sédimentaires, le but est d'identifier les différentes phases de la dynamique du remplissage sédimentaire. L'objectif de ce chapitre est (1) de **comprendre le fonctionnement passé de la zone humide fluvio-lacustre à la jonction entre deux grands systèmes fluviaux**, (2) **d'identifier les conséquences des changements climatiques rapides et de l'anthropisation sur l'évolution de la zone humide**, (3) **d'identifier les grandes phases qui ont conduit à son atterrissement récent** et (4) de **mettre en cohérence les travaux préexistants à l'amont de l'Angitis avec la partie occidentale de la basse vallée**. Nous détaillerons dans un premier temps les choix qui ont conduit à la réalisation d'un transect de huit carottages et d'une coupe stratigraphique entre les deux principaux cours d'eau qui drainent la basse vallée du Strymon (l'Angitis et le Strymon). Ce transect doit permettre de mettre en évidence l'architecture du remplissage sédimentaire et distinguer les discontinuités lithostratigraphiques verticales et latérales. Les résultats des analyses sédimentologiques et paléobiologiques conduites sur les sédiments permettent ensuite d'aborder les transformations de l'environnement au cours des sept derniers millénaires. Enfin nous replacerons les résultats dans une approche régionale du terrain d'étude afin de proposer une évolution paléoenvironnementale et de mettre en exergue le rôle du climat et des sociétés.

Ces résultats ont déjà été pour partie publiés au sein d'articles ou de chapitre d'ouvrage :

- **Lespez L.**, Tsirtsoni Z., López-Sáez J.A., Le Drezen Y., Glais A., 2014. « Beyond determinism: For a local approach to nature/society interactions in the southern Balkans at the transition from the Neolithic to the Bronze Age », in: "French Geoarchaeology", Arnaud-Fassetta G., Carcaud N., Paris, éditions du CNRS, pp. 139-153 ;

- **Lespez L.**, Glais A., López-Sáez, J.A., Le Drezen Y., Tsirtsoni, Z., Davidson, R., Birée, L., Malamidou D., 2016a. "Mid-Holocene rapid environmental changes and human adaptation in Northern Greece", *Quaternary Research*, 85, pp. 227-244 ;

- **Glais A.**, Lespez L., Davidson R., López-Sáez J. A., Birée L., 2016b. « 3000 ans de détritisme en Grèce du Nord: entre fluctuations climatiques et anthropisation des zones humides. » *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 22(2), pp. 187-208.

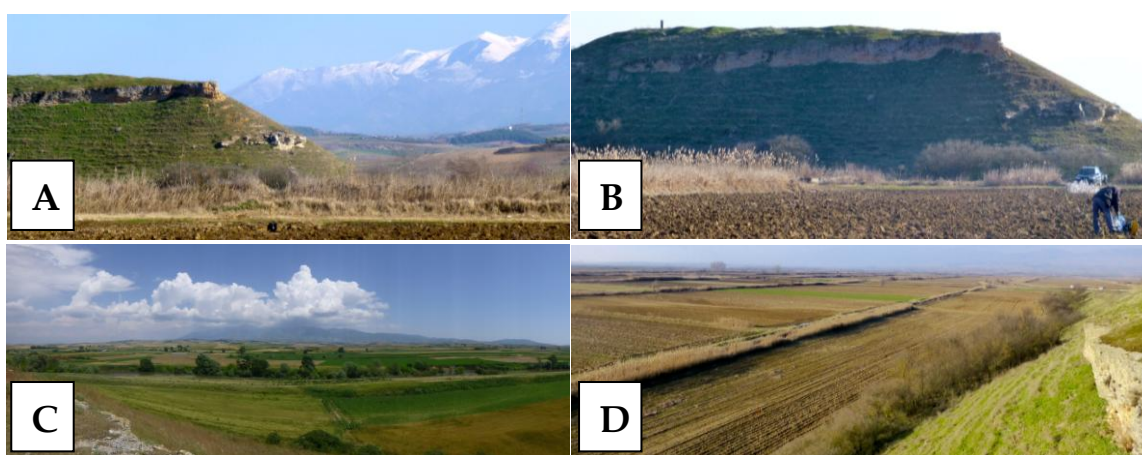


Figure 6.1 : La butte de Fidokoryphi, le Strymon dans le bassin de Serres (aval du bassin versant). A et B : La butte de Fidokoryphi et du versant Nord du Mont Pangé depuis la basse Vallée du Strymon (janvier 2016, A. Glais) ; C : vue de la butte de Fidokoryphi vers l'Angitis et sa ripisylve en contrebas (mai 2014, A. Glais) ; D : vue de la butte de Fidokoryphi vers la basse vallée du Strymon en direction du Nord (janvier 2016, A. Glais).

6.1. Choix des investigations réalisées

6.1.1. Connaissances préalables : Témoignages, cartographie et prospections

La position stratégique de la basse vallée du Strymon entre les massifs montagneux du Rhodopes au Nord et la Mer Egée au Sud, en a fait un lieu de passage privilégié par de nombreux voyageurs depuis le XIX^{ème} siècle (Cousinéry, 1831 ; Leake, 1835 ; Heuzey et Daumet, 1862 ; Perdrizet 1894, 1895, 1897, 1898, 1900, 1933 ; Collart, 1929, 1931 ; Bellier et al., 1986). Leur écrits, à travers de longues descriptions paysagères, ont permis d'obtenir des informations sur la zone humide qui l'occupe et son évolution. La comparaison de ces travaux souligne l'importance des fluctuations hydrologiques et des paysages de zone humide. Depuis la fin du XIX^{ème} siècle, cette évolution peut être suivie spatialement grâce aux informations cartographiques disponibles. Elles montrent une

rétractation progressive de l'étendue du lac dès le début du XX^{ème} siècle, soit plusieurs décennies avant les travaux de drainage (Fig.6.2).

Les cartes diachroniques ont permis de représenter l'évolution du rivage du lac marécageux d'Achinos entre 1904 à 1927. Elles montrent une réduction de la superficie du lac marécageux et sa subdivision en deux parties : une étendue principale au nord-ouest correspondant au Lac Achinos se réduisant vers la confluence avec l'Angitis ; et une seconde étendue lacustre au Sud de la confluence. Ces observations conduisent à trois constats:

- Les opérations de drainage des années 1930, ne sont pas les seules responsables des évolutions de la zone humide ;
- La zone humide a connu des variations considérables (au moins en terme de superficie et donc de milieu) sur des pas de temps très brefs à l'échelle Holocène ;
- La rétraction des espaces en eaux libres pourrait correspondre à une accélération de la sédimentation à partir du XVIII^{ème} siècle, comme cela a pu être montré dans la plaine de Philippes-Drama à l'époque ottomane (Lespez, 2003 ; 2008).

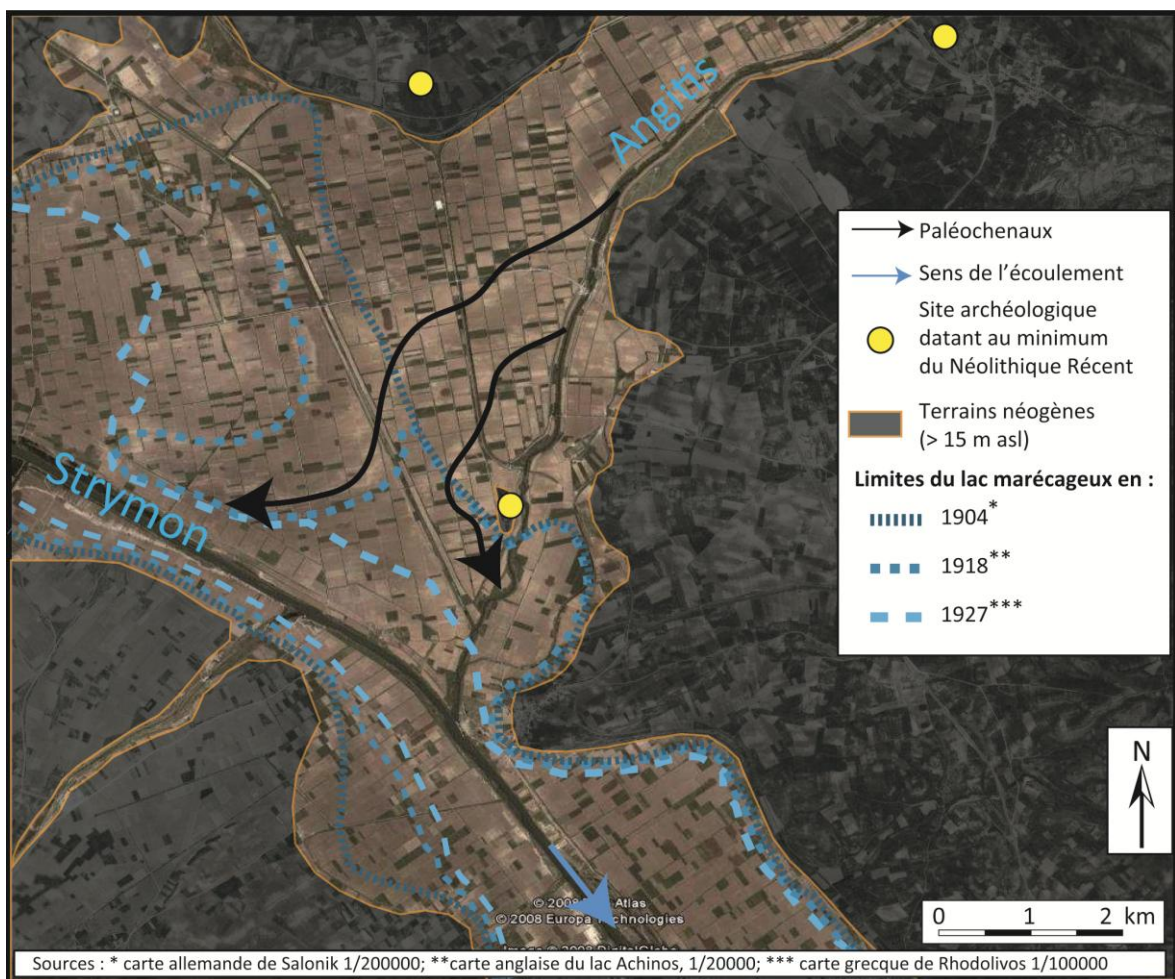


Figure 6.2 : Evolution cartographique des limites du lac marécageux de la basse vallée du Strymon au début du 20^{ème} siècle.

Les études paléoenvironnementales réalisés au cours des dernières années se sont limitées aux abords de l'Angitis, autour du site archéologique de Fidokoryphi. Leur objectif était « d'accéder aux archives sédimentaires de l'Angitis en aval de la plaine de Philippes-Drama afin d'estimer les transferts sédimentaires, de caractériser la mobilité du chenal et d'identifier les périodes d'intensification du détritisme ». Ces sondages ont permis de connaître (1) l'épaisseur décimétrique du remplissage holocène, (2) l'existence de défluviations de part et d'autre de la butte de Fidokoryphi (Fig.6.3) et (3) d'estimer les connections sédimentaires avec la plaine de Philippes-Drama située en amont en comparant les hauteurs d'accumulation et leur temporalité aux abords de l'Angitis (Fig.6.4).

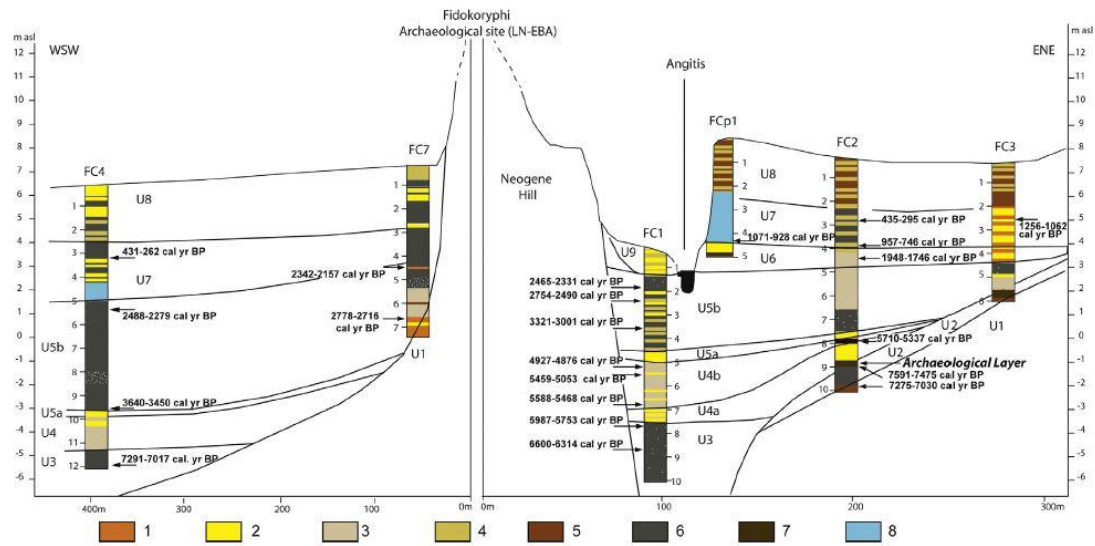


Figure 6. Holocene alluvial deposits along the Fidokoryphi transect. The sedimentary units are numbered from U1 to U8. 1. Coarse sand, gravels; 2. Medium to coarse sand; 3. Micaceous fine sand; 4. Sandy silt; 5. Silt; 6. Grey silt; 7. Organic to peaty silt; 8. Laminated carbonated silt.

Figure 6.3 : Transect du remplissage sédimentaire au pied de la butte de Fidokoryphi et aux abords de l'Angitis d'après Lespez et al., 2016.

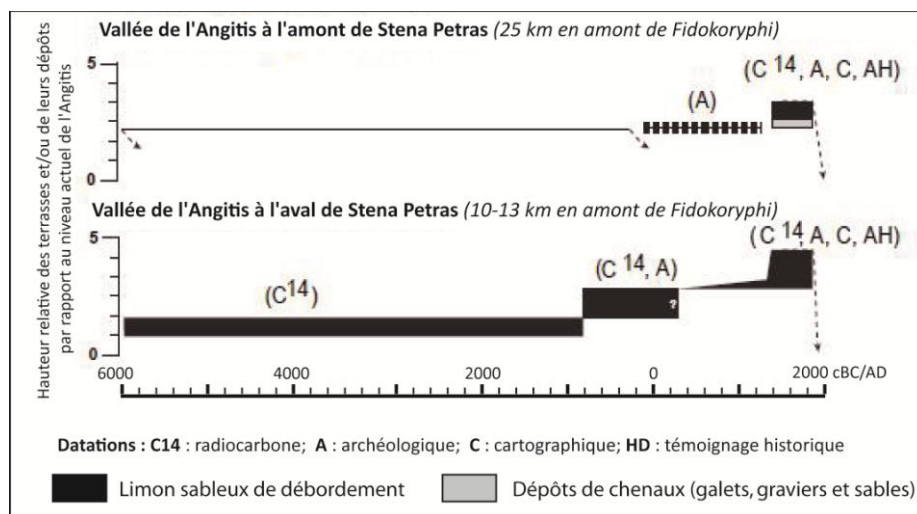


Figure 6.4 : Diagramme âge-profondeur des remblaiements alluviaux holocènes et des incisions de l'Angitis Les flèches pointillées indiquent la position des dépôts T1, T2 sous les dépôts plus récents T3. Modifié d'après Lespez 2003, 2007.

6.1.1.1. Analyses sédimentologiques et identification des faciès.

A l'instar des recherches menées dans les autres fenêtres d'étude, la description de l'ensemble des carottages réalisés avant 2012 et les analyses sédimentologiques réalisées dessus (Fig.6.5) ont permis l'identification des faciès sédimentaires, complétées par les récentes analyses afin de proposer une typologie de tous les faciès présent dans cette zone humide au cours des sept derniers millénaires (Tab.6.1).

Code d'assemblage des faciès	Description	M	C99	Interprétation
F 2	Sable grossier avec graviers à stratification horizontale ou entrecroisée	500-2200 µm	1000-5300 µm	Banc de sable latéral ou médian dans un chenal
F3	Sable fin à moyen laminé	50 -500 µm	1000-2000 µm	Couche sableuse déposée dans un chenal d'écoulement lors d'une phase d'énergie modérée
F4	Sable fin micacé beige-ocre homogène et inorganique	200-300 µm	600-1200 µm	Couche sableuse déposée par débordement dans le lit majeur
F5	Sable fin laminé avec des grains plus grossiers, de la matière organique amorphe abondante, des macrorestes organiques (feuille, branche,...) en position subhorizontale et des charbons.	20-140 µm	300-3000 µm	Sédimentation lacustre à palustre indiquant des apports fluviaux conséquents
F 6	Sable fin laminé comportant de la matière organique amorphe abondante et des macrorestes organiques (feuille, branches) en position subhorizontale ou verticale	60-160 µm	200-600 µm	Sédimentation lacustre à palustre indiquant des apports fluviaux réguliers
F7	Sable limoneux gris blanchâtre hétérogène, charge détritique sous forme de gravillons	60-160 µm	1000-2000 µm	Milieu palustre à apports fluviaux temporaires
F 8	Alternance de couches de sable fin micacé de limon carbonaté et de limon organique.	20-80 µm	80-600 µm	Milieu lacustre peu profond avec faible apport alluvial saisonnier
F9	Limon à sable fin micacé, carbonaté et organique avec de rares concrétions ferromanganiques et traces d'oxydo réduction	10-70 µm	200-600 µm	Apports alluviaux réguliers en milieu palustre. Marge de marais
F 10	Limon fin organique grisâtre lité alternant avec couches de limon fin carbonatés.	2-30 µm	20-140 µm	Lac de faible profondeur et ses marges
F 11	Limon carbonaté marron clair compact avec des macrorestes	2-30 µm	20-140 µm	Lac peu profond
F12	Limon gris compact	10-60 µm	200-800 µm	Lac peu profond à plaine alluviale marécageuse
F 13	Limon marron clair compact	20-80 µm	80-800 µm	Dépôts de débordement en plaine alluviale
F14	Limon organique gris foncé avec des traits pédologiques	6-60 µm	80-800 µm	Paléosol de plaine alluviale
F15	Argile limoneuse tourbeuse grise foncée, organique et décarbonaté	3-20 µm	80-500 µm	Environnement palustre avec faible apport alluvial allogène

Tableau 6.1 : *Faciès sédimentaires identifiés dans les dépôts de la basse vallée du Strymon.*

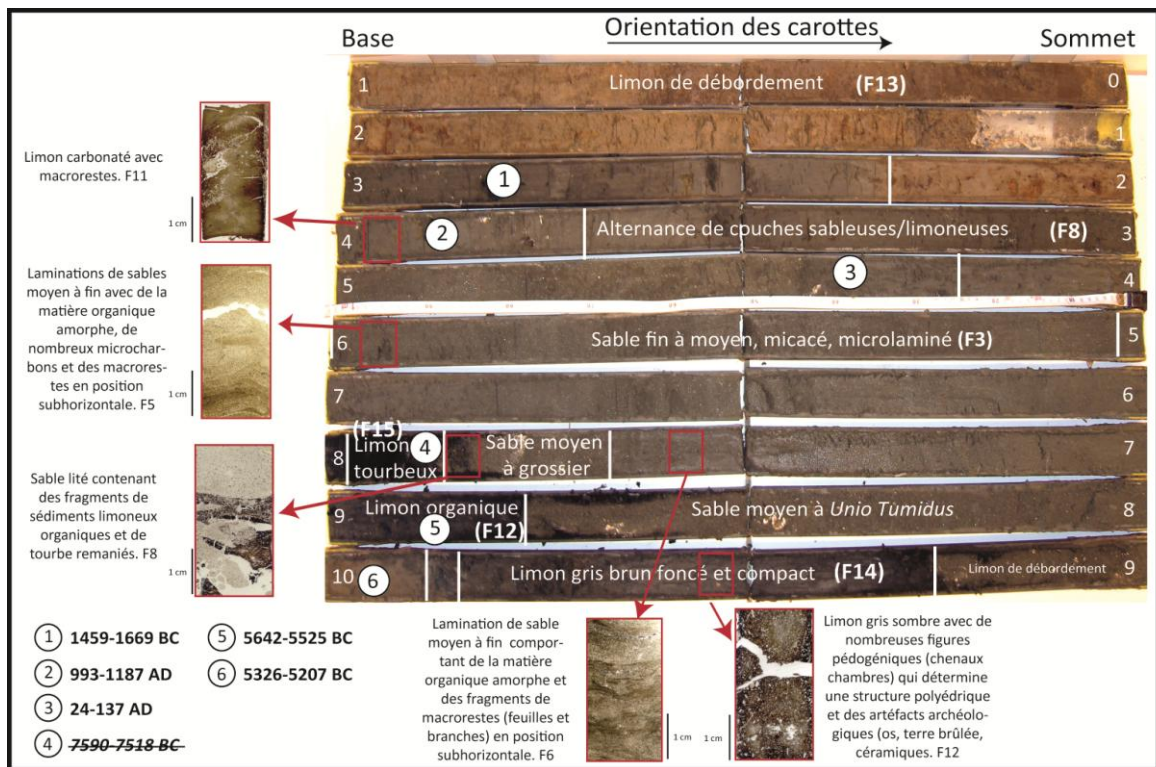


Figure 6.5 : Carottage de FC2 et faciès sédimentaires associés. Modifié d'après Lespez et al., 2014

6.1.2. Situation des carottages réalisés

Le transect de carottages réalisés dans la basse vallée du Strymon s'inscrit dans la continuité des carottages effectués aux abords de l'Angitis. L'objectif est d'obtenir des informations sur le remplissage sédimentaire de la zone humide, où confluent les deux principaux cours d'eau drainant la vallée, afin de mettre en cohérence la partie orientale (proximité de l'Angitis) déjà publiée (Lespez et al., 2016 ; Glais et al., 2016b). La rapide évolution de la zone humide depuis deux siècles questionne sur la connexion hydrosédimentaire des deux cours d'eau avant les travaux d'assèchement. Les recherches préalables attestent de l'existence de changements rapides du niveau d'eau et de défluviations de l'Angitis mais n'ont pas fourni d'informations concernant la dynamique du Strymon. Compte tenu des épaisseurs considérables de l'accumulation sédimentaire holocène, enregistrées au pied de la butte de Fidokoryphi, les nouveaux carottages sont plus profonds et complétés par deux profils de tomographie électrique permettant d'avoir une image en continue du remplissage (Figs.6.7 et 6.8).

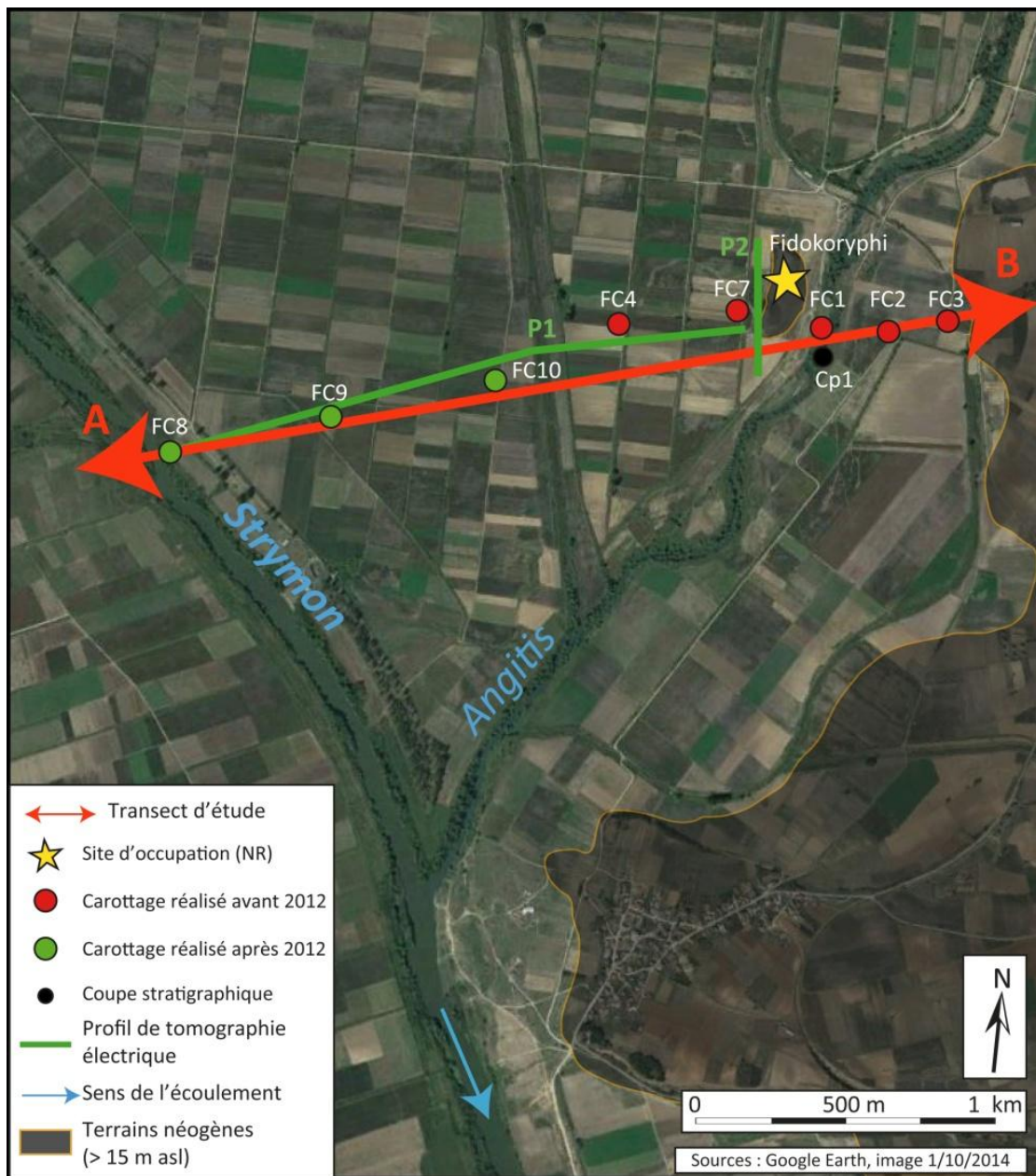


Figure 6.6 : Localisation des sondages réalisés sur le transect de Fidokoryphi

6.2. Le transect de Fidokoryphi entre l'Angitis et le Strymon

Immédiatement à l'ouest de la butte de Fidokoryphi (Figs.6.6 et 6.7), le profil P2 de tomographie électrique montre une épaisseur de sédimentation fluviale et/ou colluviale (provenant de la butte), ne dépassant pas les 10 à 11 m de profondeur (Fig.6.7). Ces dépôts sont holocènes et témoignent d'une intensification de l'hydrodynamisme de l'Angitis à partir de cette période. Néanmoins, les valeurs plus élevées de la résistivité ($> 13 \text{ Ohm/m}$) au Sud de la butte indiquent que le chenal d'écoulement a probablement migré au cours des périodes antérieures entre la butte témoin de Fidokoryphi et les terrains néogènes situés au sud et à l'est.

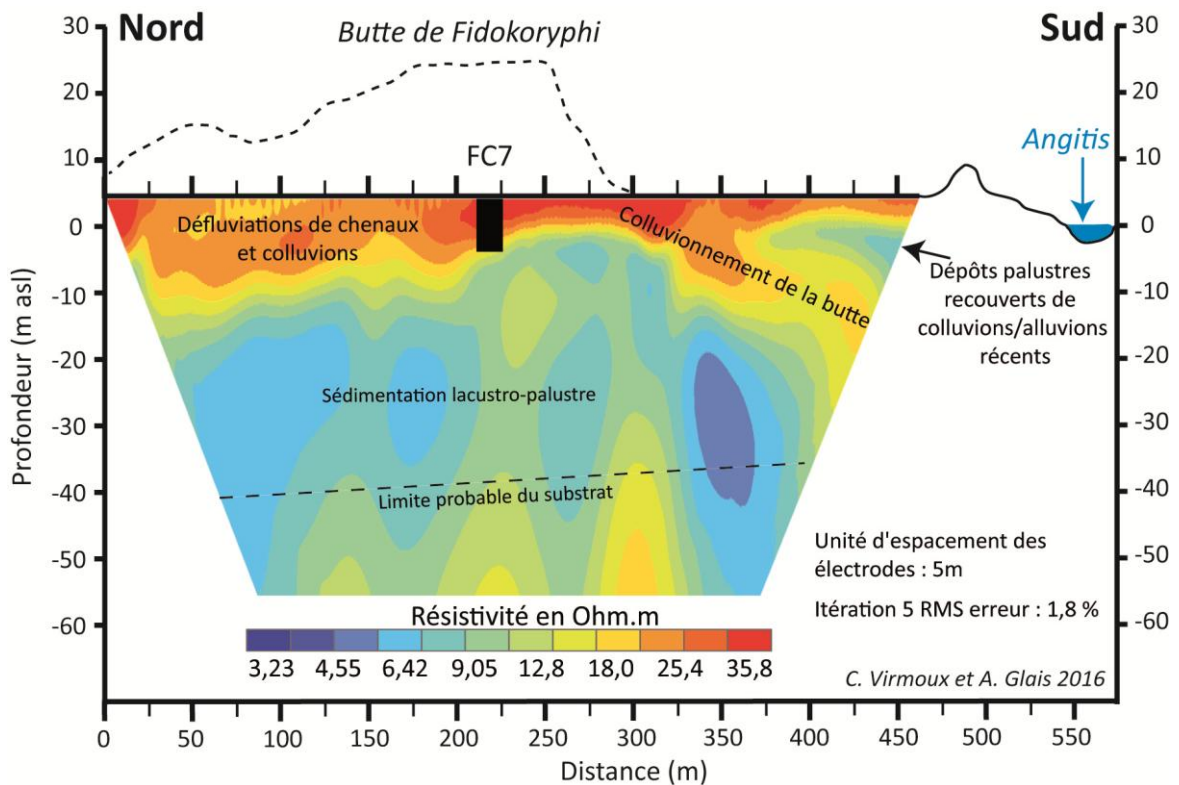


Figure 6.7 : Profil (P2) de tomographie électrique à l'ouest de la butte de Fidokoryphi.

Le profil P1 montre la morphologie générale de la dépression (Fig.6.8). Elle présente une légère pente d'inclinaison est-ouest où le centre se situe à proximité de l'actuel chenal du Strymon, à l'ouest du transect. Les carottages réalisés, d'une profondeur maximum de 24,50 m, n'atteignent pas la base de la sédimentation lacustre. Cette sédimentation de faible résistivité électrique ($< 6 \text{ Ohm/m}$), représentée en bleu sur le profil peut atteindre jusqu'à 50 m à au niveau du carottage FC8. Le profil confirme les difficultés techniques rencontrées pour délimiter l'interface entre les sédiments lacustres et le substratum (Bennett et Buck 2016). La base de la dépression reposant sur le substratum néogène ne présente pas un profil topographique régulier. Cette irrégularité peut modifier l'homogénéité du remplissage et accentuer d'éventuels effets de subsidence comme cela semble apparaître sur le transect d'accumulation sédimentaire réalisé à partir des 8 carottages et d'une coupe (Fig.6.9). En surface, le profil permet d'identifier au moins deux chenaux de défluviation datant de l'Holocène Récent, situés respectivement à environ 700-800 m et 1000-1100 m du chenal actuel du Strymon. Les valeurs de résistivité supérieures à 20 Ohm/m à 100 m à l'est du Strymon correspondent aux dépôts de débordement et à la levée de protection mise en place au siècle dernier afin d'endiguer les crues du fleuve plutôt qu'à un paléochenal. Dans la partie est du transect, entre la butte de Fidokoryphi et FC4, les fortes valeurs de résistivité ($> 25 \text{ Ohm/m}$) suggèrent la présence et la migration du chenal de l'Angitis sur plus de 400 m au cours des derniers millénaires.

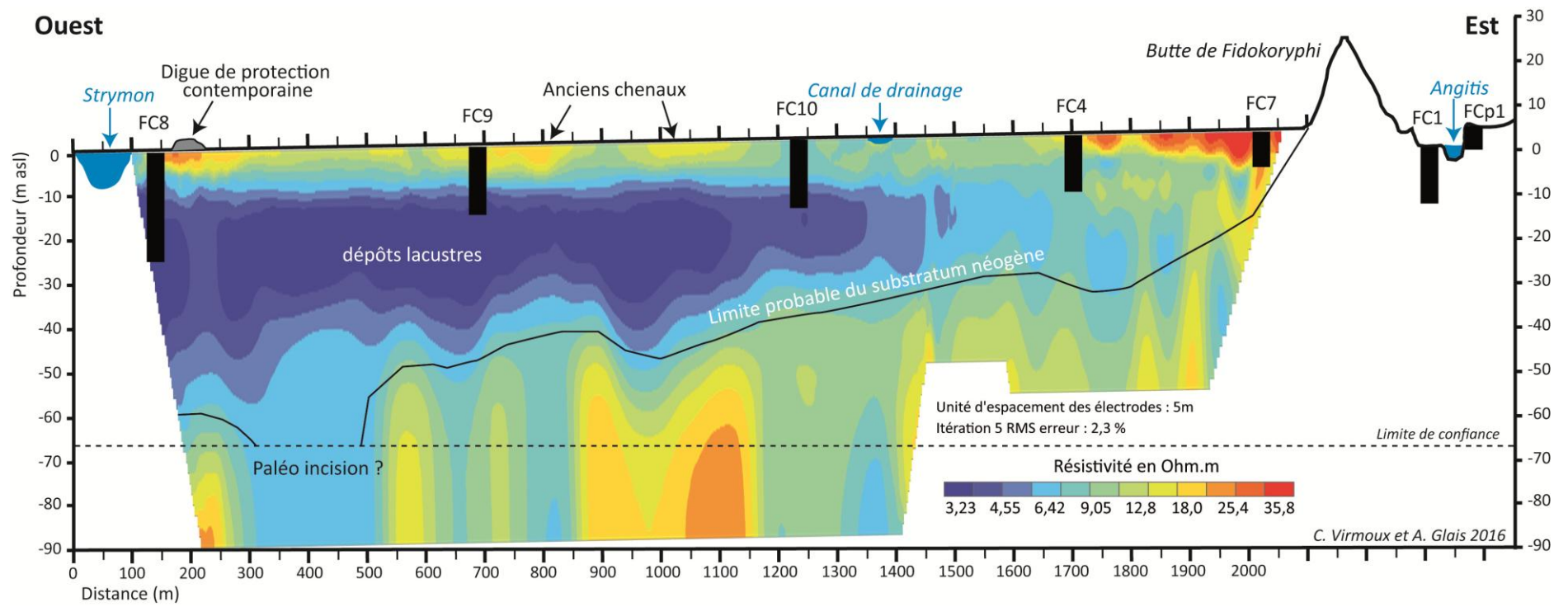


Figure 6.8 : Profil (P1) de tomographie électrique correspondant au transect de Fidokoryphi.

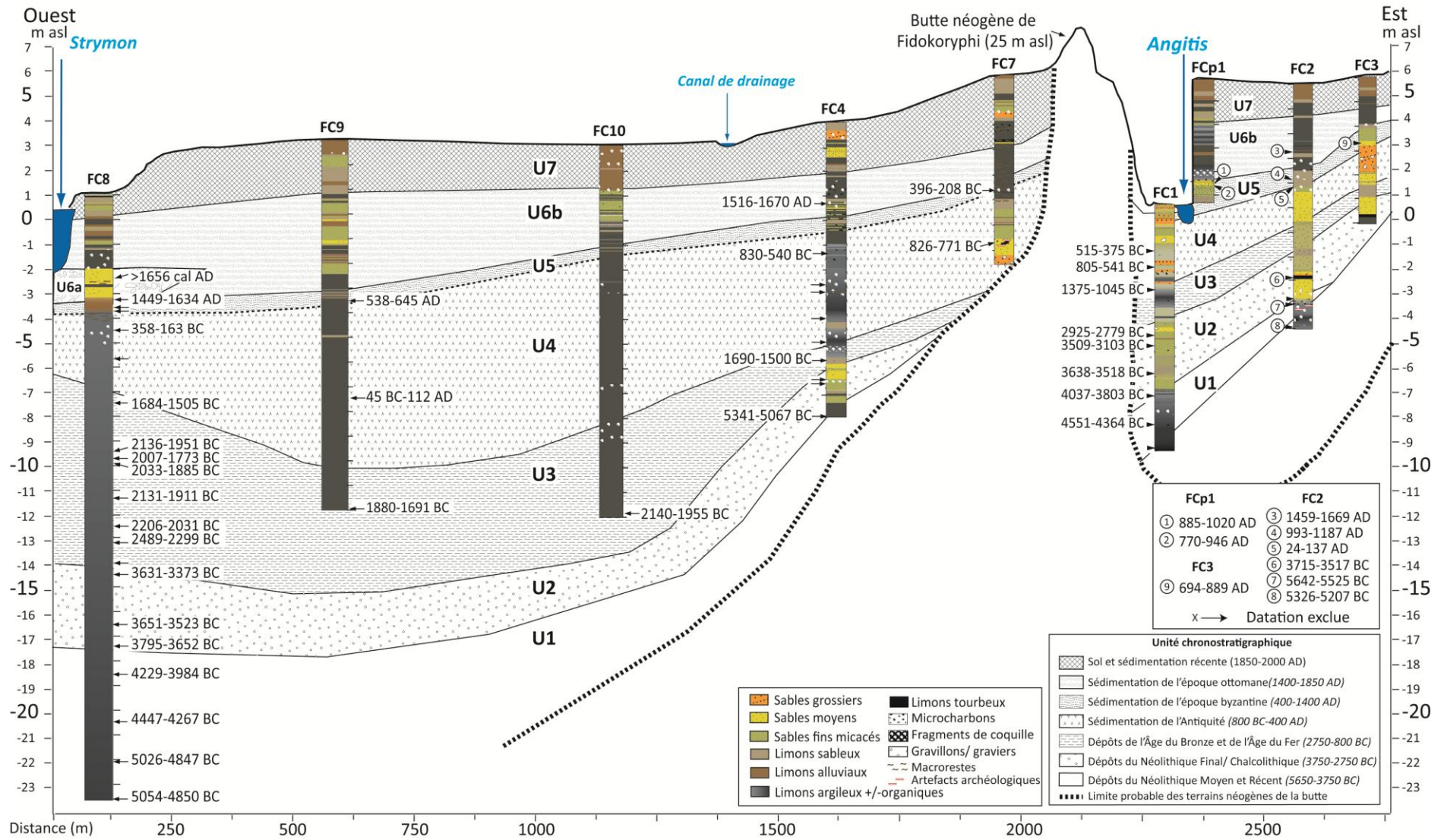


Figure 6.9 : *Transect de l'accumulation sédimentaire de la basse vallée du Strymon à Fidokoryphi.*

Les analyses menées sur les carottages de FC1, de FC4 et de FC8, détaillées par la suite, ont permis de comprendre les processus hydrosédimentaires lors de la mise en place de ces dépôts au cours des sept derniers millénaires.

6.1.1. Le carottage de FC1 aux abords de l'Angitis

Le carottage de FC1 est localisé dans le lit moyen de l'Angitis, rive droite, à une dizaine de mètre du lit mineur. Sur l'autre rive, une coupe stratigraphique de 5,60 m (FCp1) a pu être mise à jour suite à l'incision du cours d'eau. La base de la coupe FCp1 et le sommet du carottage de FC1 sont concordant d'après l'analyse des faciès sédimentaires qui est confirmée par des relevés topographiques précis. L'accumulation sédimentaire de ces deux séquences atteint quinze mètres. Elle est avant tout régie par la dynamique hydrologique de l'Angitis. Neuf datations ont été obtenues pour la séquence de FC1 et deux pour la séquence de FCp1 (Tab.6.2). La datation la plus profonde (994 cm) a été exclue du modèle d'âge-profondeur puisqu'elle est incohérente. Un modèle d'âge est réalisé pour FC1 afin d'estimer les rythmes d'aggradation sédimentaire (Fig.6.10) et d'estimer les limites chronologiques des unités chronostratigraphiques (Fig.6.11).

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
FCp1	451-463	Ly-2323(Poz)	Microcharbon	1091 ± 38	1071-928	885-1020 AD
FCp1	451-463	Dem-1116	Microcharbon	1179 ± 26	1180-1004	770-946 AD
FC1-2	190-192	Lyon-7187	Macroreste	2350 ± 30	2464-2324	515-375 BC
FC1-3	252-254	Erl-8790	Microcharbon	2545 ± 40	2754-2490	805-541 BC
FC1-4	345-345,5	Erl-8789	Microcharbon	2969 ± 43	3324-2994	1375-1045 BC
FC1-6	536-537	Lyon-6022	Bois	4270 ± 30	4874-4728	2925-2779 BC
FC1-6	568-568,5	Erl-8789	Microcharbon	4585 ± 46	5458-5052	3509-3103 BC
FC1-7	690-691	Lyon-6023	Bois	4775 ± 30	5591-5336	3638-3518 BC
FC1-8	780-782	Lyon-6392	Macroreste	5135 ± 35	5986-5752	3985-3808 BC
FC1-9	884-888	Erl-8789	Microcharbon	5663 ± 51	6601-6312	4551-4364 BC
<i>FC1-10</i>	<i>992-995</i>	<i>Lyon- 6393</i>	<i>Pollen</i>	<i>5095 ± 35</i>	<i>5917-5747</i>	<i>3968-3796 BC</i>

Tableau 6.2 : *Datations C14 réalisées sur le carottage de FC1 et la coupe stratigraphique de FCp1. En italique la datation exclue du modèle Age-profondeur.*

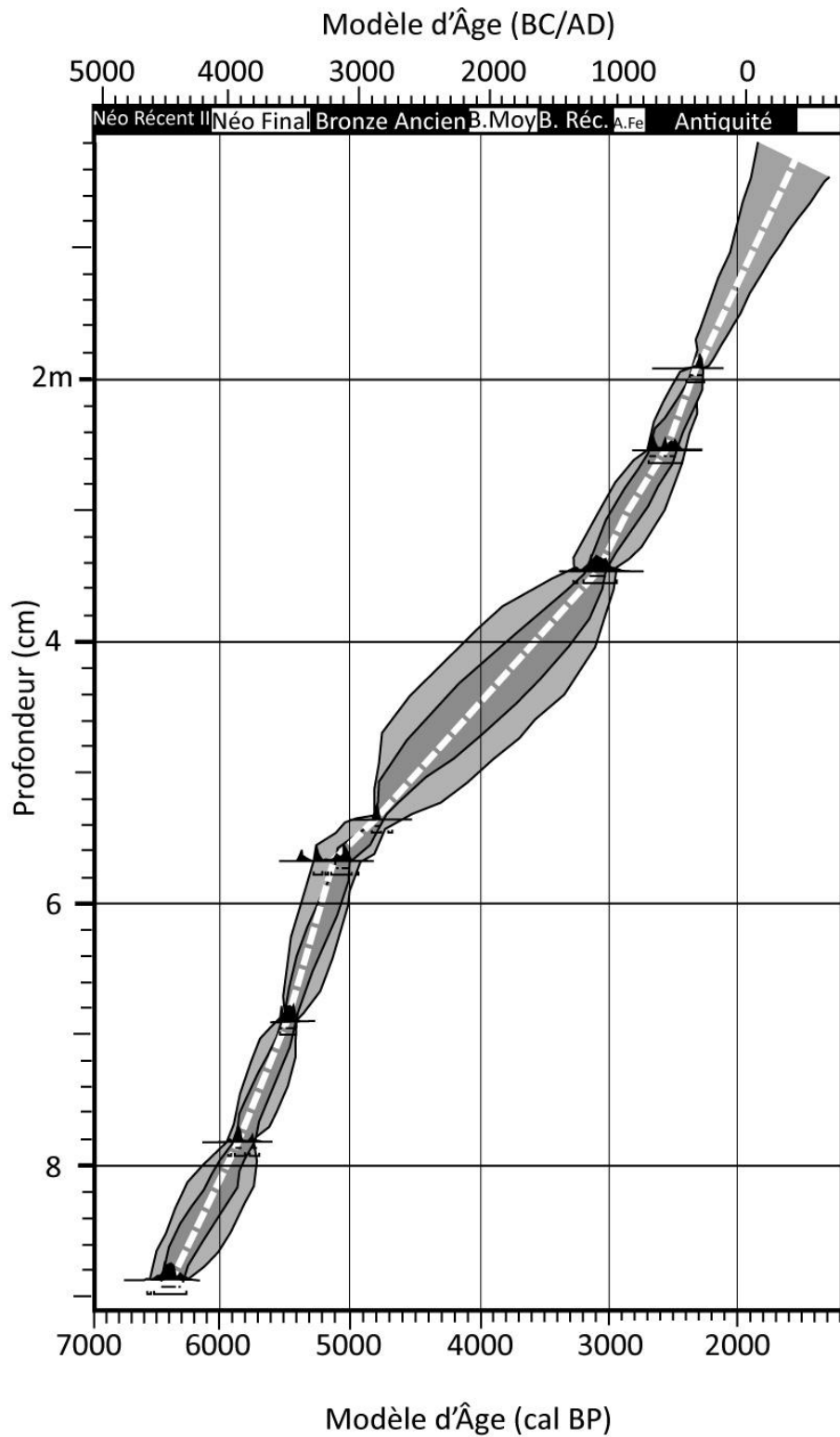


Figure 6.10 : *Modèle âge-profondeur de FC1, (Oxcal v4.2.3, Bronk Ramsey, 2013 ; Calibration IntCal 13 atmospheric curve, interpolation linéaire ; Reimer et al., 2013), d'après Lespez et al., 2016. La courbe grisée représente l'intervalle de confiance à 95%*

6.1.1.2. Analyses sédimentologiques

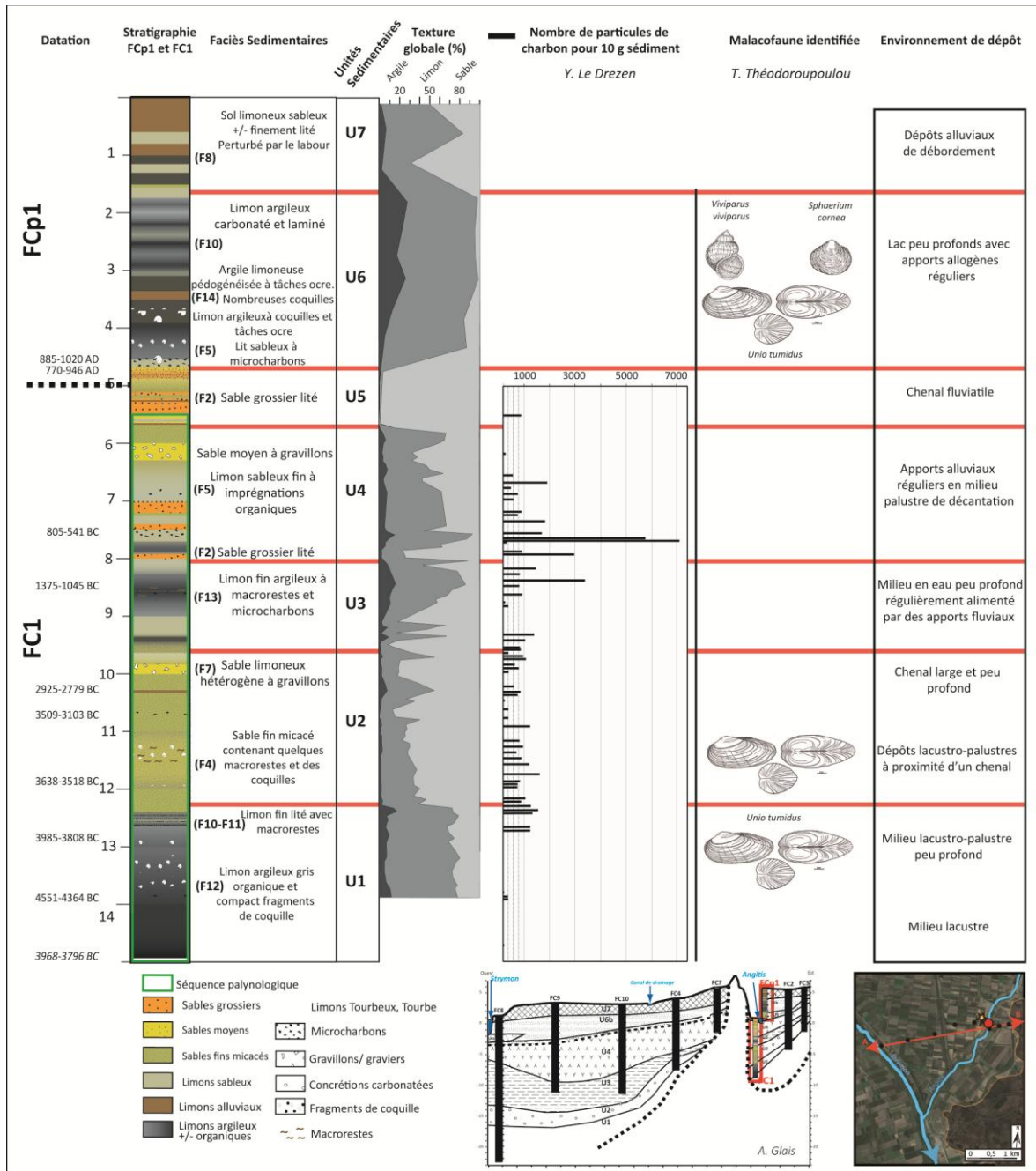


Figure 6.11 : Analyses sédimentologiques de FC1.

Unité 1 ; 1500 à 1250 cm ; ca. 7100-5730 cal BP/5150-3780 cal BC – Limon argileux compact à coquille.

Le remplissage de la première unité chronostratigraphique U1 débute vers 7100 cal BP (5150 cal BC) et se met en place jusqu'à 5730 cal BP (3780 cal BC) environ. Elle est composée de limon argileux compact et homogène ($M = 35-60 \mu m$) correspondant au faciès F12. La base de la séquence est plus sombre et plus organique tandis qu'entre 1400 et 1280 cm des coquilles de mollusque disposées horizontalement sont présentes. Elles

correspondent à des *Unio tumidus* qui sont des mollusques inféodés à des milieux de faible énergie en eau douce. Entre 1384 et 1388 cm, une passée de microcharbons a permis d'obtenir une datation (6601-6312 cal BP/4551-4364 cal BC). Dans les quinze centimètres supérieurs de l'unité, la sédimentation est constituée de limons fins laminés plus ou moins clair contenant des macrorestes et des particules charbonneuses. Cet horizon fait référence aux faciès **F10** et **F11**. Au cours de cette période, le nombre de particules charbonneuses demeure faible (< 250 particules/10g de sédiment). Il témoigne de la faiblesse des incendies localement et d'une pratique réduite du feu par les populations se succédant dans la basse vallée du Strymon. Le remplissage se fait dans des conditions de marge de zone humide où les apports fluviaux et colluviaux sont limités comme en témoigne les pourcentages de sable fin inférieurs à 25% sur toute l'unité.

Unité 2 ; 1250 à 965 cm ; ca. 5730-4200 cal BP/3780-2250 cal BC – Sable fin micacé.

La transition vers l'unité **U2** à 5730 cal BP (3780 cal BC) est marquée par une forte augmentation des pourcentages de sable (de 24 à 56%) au détriment des argiles qui ne persistent que de manière résiduelle (< 2%). La sédimentation de sable fin micacé est assez homogène sur près de deux mètres d'épaisseur dans un intervalle de temps d'environ cinq siècles et demi (soit un taux de sédimentation d'environ 3,4 mm/an). A l'exception d'une fine passée limono-sableuse (1033-1028 cm) la teneur en sable augmente progressivement sur la période (56-87%) tout comme la taille moyenne des particules (150-250 µm). La sédimentation correspond au faciès **F4** qui résulte de dépôt sableux en période de crues ou de phases d'accélération du détritisme, à la marge d'une zone humide (présence éparses d'*Unio tumidus*). Le mètre supérieur (1065-965 cm) correspond à une accumulation de sable plus ou moins limoneux, hétérogène et mal trié contenant une charge détritique de sable grossier voir de gravillons (**F7**). Les argiles atteignent parfois 7% ce qui témoigne de phases de sédimentation lente avec une énergie limitée comme peuvent l'être les épisodes de décrues. Cela suggère une succession d'épisodes détritiques associés à une variation du niveau d'eau de la zone humide (ponctuations ferromanganiques et d'oxydo-réduction). Sur l'ensemble de la séquence entre 20 et 150 particules charbonneuses sont charriées par gramme d'échantillon.

Unité 3 ; 965 à 800 cm ; ca. 4200-2900 cal BP/2250-950 cal BC – Sable limoneux à limon argilo-sableux.

La troisième unité (**U3**) est située chronologiquement entre 4200 et 2900 cal BP (2250-950 cal BC) d'après le modèle d'âge réalisé. Cette unité (965-800 cm) se met en place progressivement et sa sédimentation est plus homogène. Les pourcentages de limon passent de 17 à 68% tandis que les argiles dépassent ponctuellement 20%. La taille moyenne des sédiments limono-argileux compacts à macrorestes et microcharbons ne dépasse plus les 80 µm. La datation obtenue à 845 cm de profondeur (3324-2994 cal. BP/1375-1045 cal BC) indique des conditions d'un milieu en eau peu profonde alimenté

temporairement par des dépôts de débordement (F13) au cours de la fin du Bronze Récent.

Unité 4 ; 800 à 560 cm ; ca. 2900-1800 cal BP/950 cal BC-150 cal AD –Sable limoneux fin laminé à passées grossières contenant des microcharbons.

L'unité U4 correspond à une accumulation sédimentaire de 240 cm dans FC1 située entre 2900 et 1800 cal BP (950 cal BC-150 cal AD) correspondant culturellement à l'Âge de Fer puis au premier millénaire de l'Antiquité. Cette séquence interrompt l'unité inférieure par une phase détritique de sable grossier à gravillons (F2) dès 2800 cal BP (850 cal BC) très chargée en particules de charbons (jusqu'à 700 particules/g). L'horizon d'environ 20 cm qui surmonte ce dépôt grossier est beaucoup plus fin (limon argileux) et contient un grand nombre de microcharbons (datés de l'époque archaïque). Il marque le début d'une sédimentation de sable fin limoneux, laminé, avec des macrorestes abondants en position subhorizontale et des fragments de charbons (F5). La taille moyenne des sédiments varie entre 80 et 150 µm tandis que les proportions de limons se maintiennent entre 40 et 60% et ceux d'argile ne dépassent pas 11%. Le contexte de sédimentation est donc celui de marge d'un milieu palustre régulièrement alimenté par des défluviations du cours d'eau.

Unité 5 ; 560 à 480 cm ; ca. 1800-1150 cal BP/150-800 cal AD – Sable grossier lité.

La cinquième unité (U5) qui commence au cours de l'époque romaine vers 1800 cal BP (150 cal AD), marque à nouveau une rupture dans la sédimentation. Elle est constituée d'un sable moyen à grossier presque pur à stratification entrecroisée (F2). Ce type de dépôt exclusivement sableux témoigne de la présence d'un chenal fluvial au niveau du chenal actuel de l'Angitis au cours de la fin de l'Antiquité. Les sédiments accumulés lors d'un transport de forte énergie peuvent suggérer l'existence d'une érosion, d'un remaniement ou d'un hiatus sédimentaire de dépôts antérieurs plus fins.

Unité 6 ; 480 à 175 cm ; Postérieur à 1150-100 cal BP/800-1850 cal AD – Limon argileux compacts à nombreuses coquilles.

L'unité U6 débute à 480 cm de profondeur par un horizon (12 cm d'épaisseur) de sable fin laminé (M= 130-170 µm) rempli de microcharbons et de fragments de coquille qui est daté de l'époque byzantine. Ce dépôt est surmonté par un sédiment de limon argileux dense contenant des traces de pédogénéisation et d'oxydo-réduction indiquant un battement de la nappe phréatique (F14). De nombreuses coquilles sont également intégrées à la sédimentation (*Viviparus viviparus*, *Sphaeriul cornea* et *Unio tumidus*) indiquant un milieu temporairement en eau (douce). A partir de 300 cm de profondeur, la proportion d'argile dépasse 20 % et les sables ne sont présents qu'à des pourcentages inférieurs à 10%. La fin de cette accumulation est caractérisée par une alternance entre des

limons argileux grisâtre plus ou moins clairs (F10) indiquant des apports allogènes plus ou moins organiques réguliers menant à un atterrissement de la zone humide.

Unité 7 ; 175 à 0 cm ; > 100 cal BP / > 1850 cal AD ; probablement > 100 cal BP / > 1850 cal AD – Sol limoneux sableux finement lité.

La dernière unité (U7) correspond à la sédimentation récente de la fin de l'époque de domination ottomane jusqu'à nos jours. Elle est caractérisée par une sédimentation rythmée de couches sableuses fines et micacées et d'horizons limono-sableux plus fins (F8). Ces dépôts proviennent probablement de l'érosion et du transport des sédiments de bas de versants cultivés.

6.1.1.3. Le diagramme pollinique holocène de FC1

Les éventuels biais de l'information - La séquence analysée sur le carottage de FC1 repose sur 110 échantillons répartis sur 950 cm d'épaisseur. Celle-ci n'était que traitée partiellement dans l'article centré sur le 4^e millénaire cal BC (Lespez et al., 2016). La somme de base (minimum) lors des comptages est de 400 grains de pollens tandis qu'en moyenne 520 grains de pollens (SB) ont été identifiés. Malgré une conservation des grains inégale sur la séquence en fonction du type de sédiment dans lequel sont conservés les grains de pollens, la diversité taxonomique et la concentration pollinique sont très importantes (toujours supérieure à 25000 grains/g de sédiment ; Fig.6.12). Seule la palynozone la plus récente (LPAZ7) présente une surreprésentation de *Juniperus* type et de *Glomus cf. fasciculatum*. La troisième palynozone (LPAZ3) possède une concentration totale assez limitée au regard des autres périodes, mais la fiabilité des données n'est pas remise en cause compte tenu des valeurs absolues considérables qu'elle possède (150000-300000 grains/g).

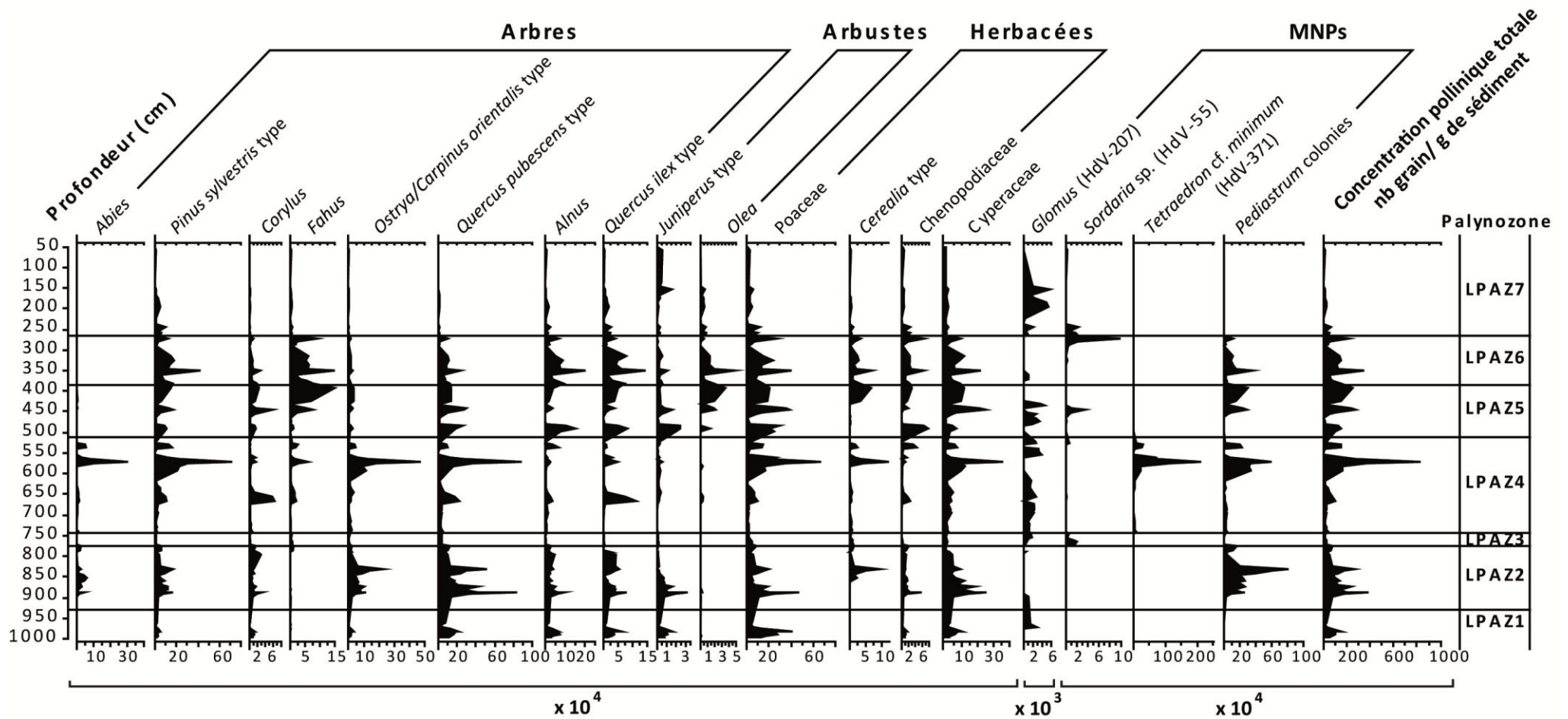


Figure 6.12 : *Diagramme des concentrations polliniques de la séquence de FC1. Les taxons observables sur le diagramme correspondent à des taxons représentatifs des divers groupements écologiques réalisés.*

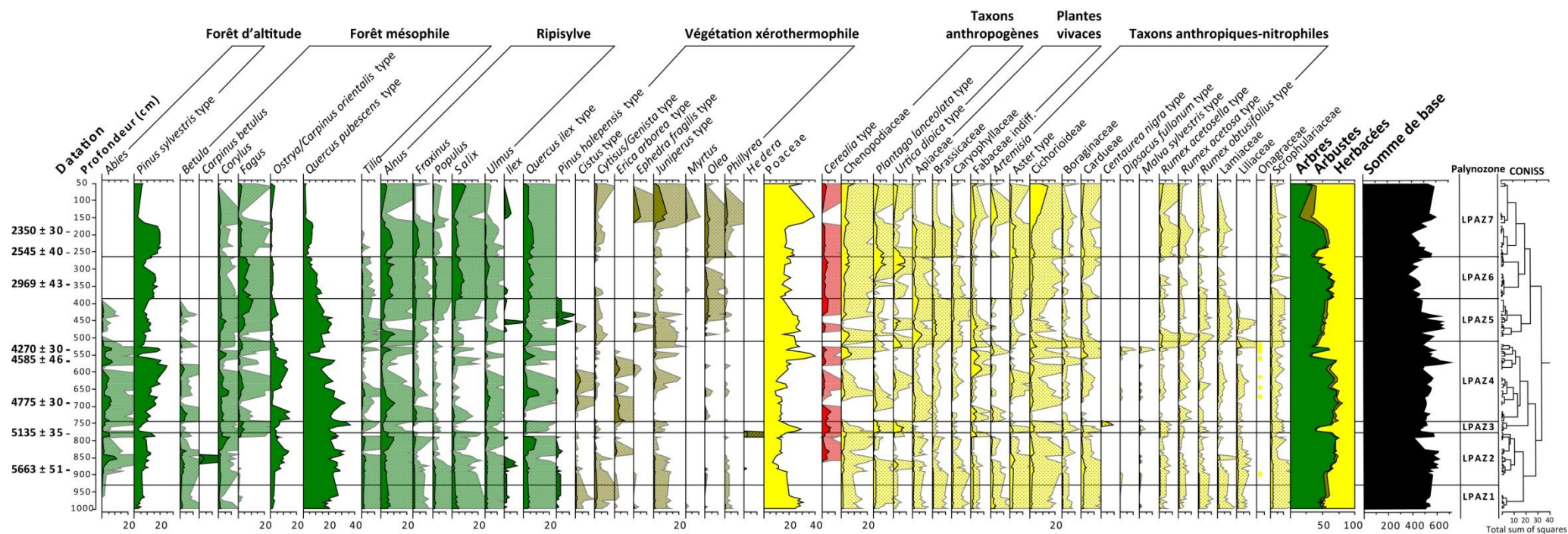


Figure 6.13 : Diagramme des pourcentages de taxons d'arbres, d'arbustes et d'herbacées en fonction de la somme de base, pour la séquence de FC1. Les courbes d'exagération (courbes plus claires) correspondent à un facteur x10 des courbes opaques. Les taxons ayant des pourcentages inférieurs à 1% sont représentés par des points lors de leur occurrence. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés.

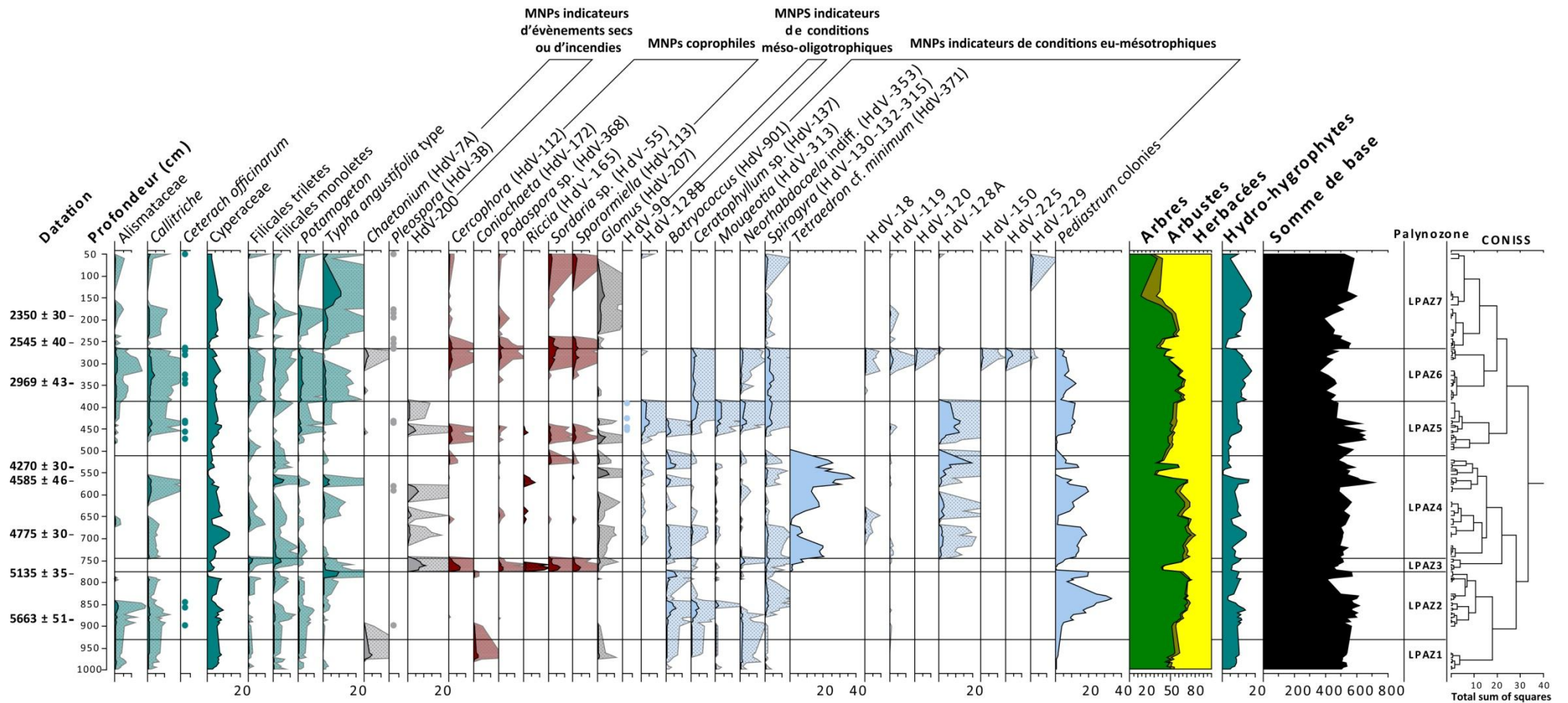


Figure 6.14 : *Diagramme des pourcentages de taxons d'hydro-hygrophytes et de microfossiles non polliniques (MNPs) exprimés en fonction de la somme de base, pour la séquence de FC1. Les courbes d'exagération (courbes plus claires) correspondent à un facteur x10 des courbes opaques. Les taxons ayant des pourcentages inférieurs à 1% sont représentés par des points lors de leur occurrence. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés.*

LPAZ1 ; 1000 à 930 cm ; ca. 7100-6800 cal BP/5150-4850 cal BC – Au sein de la première palynozone (LPAZ1), la proportion des taxons arboréens oscille entre 45,5 et 55,3% de la somme de base. Les formations végétales forestières sont dominées par des chênaies mixtes composées de chênes décidus qui représentent entre 16,3 et 26,8% contre 3 à 4,5% pour les chênes sempervirents. Les taxons d'altitude à l'instar de *Pinus sylvestris* type sont également présents à hauteur de 2 à 8,1%. Les autres taxons arboréens enregistrés de manière notable sont *Alnus* (4,3-7,6%), *Salix* (2,4-5%), *Ostrya/Carpinus orientalis* type (1,2-2,6%), *Populus* (1,5-2,4%) et *Betula* (0,7-2%). Ces espaces forestiers coexistent avec une couverture herbacée considérable, largement dominée par les graminées (19,6-30,4%) et différents taxons anthropiques-nitrophiles (*Aster* type, Cichorioideae, Cardueae ; Fig.6.13). Ces derniers, associés à la présence de MNPs coprophiles, peuvent correspondre avec un premier indicateur d'un impact anthropique ténu dans un contexte localisé au Néolithique Moyen. La proximité de la zone humide est attestée par la présence de taxons hydro-hygrophytes entre 5 et 10,6%.

Entre 7100 et 6800 cal BP (5150-4850 cal BC), l'environnement des pourtours de la zone humide est relativement boisé. Il se compose d'une ripisylve d'aulnes et de saules dans le fond de la dépression remplacée progressivement par une chênaie-charmaie sur les espaces de piémont, accompagnée d'une couverture arbustive assez limitée (Fig.6.13). Les pins sylvestres occupent l'essentiel de la couverture arborée d'altitude tandis que les espaces ouverts sont largement présents probablement sous forme de mosaïque dans la basse vallée et sur les hauteurs du Pangée. Malgré une occupation attestée dès la fin du Néolithique Moyen et le début du Néolithique Récent I, les indices d'anthropisation restent marginaux, sans trace de culture notamment.

LPAZ2 ; 930 à 776 cm ; ca. 6800-5980 cal BP/4850-4030 cal BC – La seconde palynozone (LPAZ2) enregistre une augmentation des espaces boisés qui atteignent près de 75% de la somme de base au détriment des herbacées, essentiellement des Poaceae (passage de 20 à 7%). Les espaces forestiers mixtes se densifient comme l'atteste le développement des taxons mésophiles tels que *Ostrya/Carpinus orientalis* type (13%) et *Carpinus betulus* (4,2%) tandis que les chênes décidus se maintiennent à des pourcentages avoisinant 25 à 30%. Vers 6300 cal BP (4350 cal BC), les conifères, localisés sur les hauts de versants, se développent (*Pinus sylvestris* type > 9% et *Abies* 11,2%). Cette progression peut être associée à un changement hydrologique majeur qui induit une diminution de l'ensemble des taxons d'herbacées, de la végétation xérothermophile et de la ripisylve. La transformation au sein du spectre pollinique est corrélée avec une très forte progression des MNPs indicateurs de conditions eu-mésotrophiques à l'instar des colonies de *Pediastrum* qui atteignent 34%. Cette évolution paysagère indique l'essor des milieux méso-eutrophes avec une extension des zones en eau libre. Ce constat est en accord avec les analyses sédimentologiques décrites précédemment pour la même période (U1). Simultanément, les premiers grains de pollens de céréales sont enregistrés de manière continue (0,7-5,7%) attestant du début des pratiques agricoles aux abords de la zone

humide au Néolithique Récent II, période contemporaine d'une occupation du site de Fidokoryphi.

Un second changement dans la composition du spectre pollinique est identifié vers 6100 cal BP (4150 cal BC). Ce changement se caractérise par une remontée du pourcentage des taxons de la ripisylve et en particulier des aulnes (de 2,4 à 10,1%), des chênes sempervirents (de 3 à 9,6%) et des noisetiers (de 0,7 à 8,4%). A l'inverse les sapins (1,7%) et les charmaies régressent fortement (de 13 à 4,2%). Les microfossiles indicateurs de conditions humides retrouvent des pourcentages similaires à ceux enregistrés avant la phase humide de 6300 cal BP (4350 cal BC). La fin de cette palynozone est également marquée par l'apparition d'espèces héliophiles telles que le hêtre (2,4%) sur les versants des massifs bordiers.

LPAZ3 ; 776 à 745 cm ; ca.5980-5800 cal BP/4030-3850 cal BC – La troisième palynozone (LPAZ3) s'étend sur environ 180 ans entre 5980 et 5800 cal BP (4030-3850 cal BC). Elle est marquée par la diminution abrupte de la couverture forestière arborée et arbustive (40%) à l'exception des hêtres (3-7,2%) et des chênes à feuillages caduques dont les pourcentages se maintiennent au dessus de 20% et atteignent même ponctuellement 36% vers 5750 cal BP (3800 cal BC). Cette régression des espaces forestiers est remplacée par l'augmentation des milieux ouverts composés de Poaceae (19-29%), de taxons anthropiques-nitrophiles (*Aster* type, Cichorioideae, Boraginaceae, Cardueae, *Rumex acetosa* type, etc.), de taxons anthropozoogènes (Chenopodiaceae, *Plantago lanceolata* type et *Urtica dioica* type) et de *Cerealia* type (2,3-4,3%). De plus, la corrélation avec les premiers pics du signal incendie et des MNPs coprophiles (*Sordaria* sp., *Sporormiella*, *Podospora*, *Riccia* et *Cercophora*) dès le début de la période confirment que ces transformations rapides de la végétation sont très probablement liées aux activités agropastorales (Figs.6.13 et 6.14). Ces pratiques ont pu se développer dans la basse vallée de l'Angitis suite au recul des espaces en eau identifié par la disparition dans le spectre pollinique de la quasi-totalité des colonies de *Pediastrum* et l'expansion des MNPs xérophiles (HdV-200 entre 8 et 11%) indiquant une dessiccation temporaire. La fin de cette palynozone coïncide d'un point de vue sédimentaire (dans FC1) avec la transition entre la première période occupée par un milieu palustre de faible énergie (U1) et une période d'intensification des apports détritiques sableux (U2). La présence et l'intensification de l'impact des populations sur le paysage a permis une extension des milieux ouverts dans les espaces de piémont et de vallée.

LPAZ4 ; 745 à 510 cm ; ca. 5800-4620 cal BP/3850-2670 cal BC – La quatrième palynozone débute avec le retour d'un paysage fermé et boisé (58-75,2%). Les taxons qui enregistrent les plus fortes progressions (*Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Ostrya/Carpinus orientalis* type et *Pinus sylvestris* type) compensent la diminution des pourcentages de *Quercus pubescens* type (< 23%) et de *Fagus* (1-2%). Les communautés végétales suggèrent donc la présence de chênaies mixtes dans la vallée et en pied de versant tandis que les forêts

d'altitude sont composées de conifères (sapin et pin), de bouleaux et de hêtres secondairement. Les espaces forestiers contiennent également une proportion plus importante de taxons arbustifs (*Cistus* type et *Erica arborea* type) signalant la persistance d'une végétation dégradée et pyrophile, en cohérence avec le maintien d'un fort signal incendie. Ce changement dans la composition du couvert végétal est concomitant avec une très forte augmentation des MNPs eu-mésotrophiques tels que *Tetraedron* cf. *minimum*, *Botryococcus* et *Pediastrum*, reflétant la présence permanente d'espace en eau dans la dépression. L'essor des milieux humides eu-mésotrophiques apparaît en adéquation avec l'interprétation sédimentaire qui indique une affirmation du dynamisme hydrologique. La forte proportion des microfossiles indicateurs de condition humide est brièvement interrompue autour de 5450 cal BP (3500 cal BC). Ce changement se répercute sur le cortège végétal par des augmentations rapides mais temporaires de taxons mésophiles et héliophiles à l'instar du noisetier (7,9%), du hêtre (4%) et des chênes sempervirents (11,9%). Une seconde période de transformation majeure est enregistrée entre 5200 et 4800 cal BP environ (3250-2850 cal BC). Elle est marquée par une nette réduction des pourcentages de pollens arboréens (*Abies*, *Pinus sylvestris* type, *Quercus pubescens* type et *Ostrya/Carpinus orientalis* type) qui n'affecte pas cependant les taxons méso-thermophiles et héliophiles (*Corylus*, *Fagus* et *Quercus ilex* type). Le spectre pollinique montre également une diminution des taxons hydro-hygrophytes et des MNPs indicateurs de conditions humides. En revanche *Cerealia* type (2-3%), les Chenopodiaceae (8%), les Fabaceae (6%), les Cichorioideae (4%) ou les Cardueae (5%) ont des pourcentages plus élevés que lors des précédentes périodes. Ces deux phases de changement climatiques rapides correspondent avec des phases plus sèches conduisant à une ouverture du paysage.

LPAZ5 ; 510 à 385 cm ; ca. 4620-3590 cal BP/2670-1640 cal BC – La cinquième palynozone (LPAZ5), établie entre 4620 et 3590 cal BP (2670-1640 cal BC), présente une relative continuité dans le ratio AP/NAP bien que les milieux boisés progressent légèrement (de 46 à 53%). Au cours des deux premiers siècles, les chênaies mixtes se développent tout comme la ripisylve. A l'inverse, le diagramme enregistre la disparition rapide des sapins et un faible pourcentage des pins dans l'espace montagnard. Vers 4200 cal BP (2250 cal BC) une chute abrupte des taxons de la ripisylve (< 3%), une diminution des chênes sempervirents (passage de 6 à 2%), une augmentation des chênes décidus (20-22%), du noisetier (3,7%) et le début d'une forte progression du hêtre suggèrent un changement profond dans la composition et la répartition des espaces forestiers. Au sein de la strate arbustive comme de la strate herbacée, aucune perturbation majeure n'est constatée. La permanence d'une présence anthropique est attestée par l'enregistrement de grains céréales, de taxons anthropiques-nitrophiles (5-8%) et anthropozoogènes (4-7%), la présence continue d'olivier (1,5-3%) ainsi que la présence de MNPs coprophiles et d'indicateurs de processus érosifs. Cette anthropisation n'affecte donc pas considérablement le couvert végétal des zones de piémont et de vallée. En

revanche ce changement est bien enregistré parmi les microfossiles non polliniques inféodés aux conditions hydrologiques. Le diagramme montre une diminution des conditions humides avec la disparition de plusieurs MNPs tels que *Tetraedron cf minimum* et *Botryococcus* (Fig.6.14). Malgré le maintien de certains microfossiles de condition eu-mésotrophique (HdV-128A) et l'apparition de MNPs de condition méso-oligotrophiques (HdV-128B et HdV 90), une contraction des espaces en eau libre est vraisemblable puisque la végétation d'hydro-hygrophytes et la ripisylve se développent tandis que les MNPs indicateurs de dessiccation sont de nouveau observés. A la fin de la palynozone, la chênaie-charmaie est progressivement substituée par une hêtraie à l'étage supraméditerranéen et par une yeuseraie et une chênaie mixte à l'étage mésoméditerranéen.

LPAZ6 ; 385 à 265 cm ; ca. 3590-2800 cal BP/1640-850 cal BC – La sixième palynozone (LPAZ6) qui se situe entre 3590 et 2800 cal BP (1640-850 cal BC) correspond culturellement au Bronze Récent et à l'Âge de Fer. La couverture végétale arborée diminue progressivement tout au long de la période (de 63 à 33%). Les taxons qui subissent la plus forte régression sont les chênes décidus (de 14 à 2%) et les pins de haute montagne (de 15 à 9%) tandis que les taxons héliophiles comme le hêtre ou thermophiles comme le chêne vert conservent entre 4 et 8% sur toute la période. La diminution de *Pediastrum* puis la disparition de tous les MNPs indicateurs d'espace en eau à la fin de la palynozone indiquent la mise en place de conditions plus sèches et la colonisation de ces espaces par la ripisylve (18-20%). Tout au long de la période, l'impact anthropique sur l'environnement proche de l'Angitis est attesté par des pourcentages stables de céréales (4%) et de taxons anthropiques-nitrophiles (6-7%). A partir de 2850 cal BP environ (900 cal BC), les taxons anthropozoogènes (*Chenopodiaceae*, *Plantago lanceolata* type et *Urtica dioica* type), les taxons anthropiques-nitrophiles et les MNPs coprophiles (*Sordaria* sp., *Sporormiella*, *Podospora* et *Cercophora*) augmentent subitement dans de fortes proportions. Ces indicateurs, associés au plus fort signal incendie enregistré sur toute la séquence témoignent d'un renforcement considérable de l'anthropisation et de son impact sur la composition du couvert végétal.

LPAZ7 ; 265 à 50 cm ; ca. 2800-1450 cal BP/ 850 cal BC-500 cal AD – La dernière palynozone (LPAZ7) commence vers 2800 cal BP (850 cal BC) soit au début de l'Antiquité. Une première phase d'environ 300 ans est caractérisée par un assez fort taux de recouvrement des taxons forestiers (50-56%). Néanmoins la dominance de la strate arborée s'explique principalement par le très fort pourcentage de *Pinus sylvestris* type (17,9-20,7%) en altitude, et de la ripisylve (*Alnus*, *Fraxinus* et *Salix* ; 10-18%) au fond de la dépression. Les forêts de versants sont réduites à des chênaies mixtes de chênes décidus (4-8%), de chênes sempervirents (6-8%) et de hêtres (1,5-3%). Les zones de bas de versant sont occupées par des milieux ouverts composés de graminées (16-20%), de nombreux taxons anthropiques-nitrophiles (e.g. *Aster* type, Cichorioideae, *Cardueae*, *Rumex acetosa*

type), de plantes vivaces (Apiaceae et Brassicaceae) et d'espèces cultivées telles que les *Cerealia* type (2-3%) et probablement les oliviers (2-3%). Le signal incendie demeure toujours relativement élevé et des MNPs indicateurs de processus érosifs sont enregistrés (*Glomus*: 1,3-2%) confirmant la gestion anthropique dans le maintien d'un paysage assez ouvert pour permettre les pratiques agraires. La disparition des indicateurs de condition humide marque probablement le début de l'assèchement de la zone humide.

La seconde phase de cette palynozone s'étend de l'époque classique à l'époque byzantine (2350-1450 cal BP/ 400 cal BC-500 cal AD). Le diagramme pollinique montre une chute brutale des pourcentages de *Pinus sylvestris* type (2-6%), de *Quercus pubescens* type (1,5-2,5%) et de *Quercus ilex* type (1,5-4%). Cette végétation sur les versants se transforme en une phrygane dégradée composée essentiellement de *Juniperus* type (5-10,5%), d'*Ephedra fragilis* type (3,5-5%), de *Phillyrea* (2%) et de *Cytisus/Genista* type (0,5-1,5%). La mise en valeur généralisée du paysage est attestée par la présence notable des taxons d'*Artemisia* (5%), de Chenopodiaceae (3-10%), de Cichorioideae (8-14%), de *Cerealia* type (2-3,5%) et d'*Olea* (2-3,5%) venant compléter le spectre pollinique dominé par les graminées (20-40%). Les seuls arbres dont les pourcentages sont significatifs sont les aulnes et les saules, situés dans la zone humide, sur des terrains difficilement exploitables du fait des crues et défluviations fréquentes, comme le suggère la sédimentation (U4).

6.1.2. Le carottage de FC4

Le carottage de FC4 est localisé actuellement dans la plaine alluviale du Strymon, 500 m à l'Ouest de la butte de Fidokoryphi. L'accumulation sédimentaire de cette séquence atteint douze mètres. Onze datations ont été obtenues sur toute la séquence dont sept ont été exclues des interprétations chronostratigraphiques (Tab.6.3). Le grand nombre de datations erronées ou douteuses (7) illustre la difficulté d'utilisation du radiocarbone dans un contexte fluvio-lacustre à la jonction entre plusieurs systèmes aux dynamiques différentes et aux remaniements sédimentaires probables par l'Angitis. Malgré la très bonne qualité de l'enregistrement (Fig.6.15.), c'est le seul carottage à présenter un tel taux d'échec dans les datations. Il est donc impossible de proposer un modèle âge-profondeur cohérent.

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
FC4-2	128-128,5	Lyon-7189	Microcharbon	> 45000	-	-
FC4-4	338-338,5	Erl- 15209	Microcharbon	264 ± 30	434-...	1516-1670 AD
FC4-6	526-528	Erl-15210	Sédiment organique	2573 ± 52	2779-2489	830-540 BC
FC4-7	663-665	Lyon-8119	Sédiment organique	1925 ± 30	1947-1817	4-134 AD
FC4-7	698-700	Erl- 15211	Bois	1383 ± 33	1350-1267	600-684 AD
FC4-8	798-800	Beta-273957	Sédiment organique	3800 ± 40	4401-4008	2405-2132 BC
FC4-9	897-899	Beta-274146	Sédiment organique	3900 ± 40	4430-4161	2481-2279 BC
FC4-10	968-970	Beta-273957	Sédiment organique	3310 ± 40	3636-3452	1687-1503 BC
FC4-10	1060-1062	Erl-15212	Macroreste	2211 ± 33	2226-2146	379-199 cal. BC
FC4-11	1073-1074	Ly-8114	Bois	2405 ± 35	2115-1925	734-397 cal. BC
FC4-12	1198-1200	Erl- 15213	Sédiment organique	6268 ± 48	7291-7018	5341-5067 BC

Tableau 6.3 : *Datations C14 réalisées sur le carottage de FC4. En italique les datations exclues.*

Unité 1; 1200 à 1133 cm; ca. 7200-6000 cal BP/5250-4050 cal BC – Limon argileux décarbonaté.

Le remplissage de la première unité chronostratigraphique **U1** débute au vers 7291-7018 cal BP (5341-5067 cal BC) et se met en place jusque vers 6000 cal BP (4050 cal BC) si on compare avec l'accumulation sédimentaire de FC1 et les corrélations possibles en terme de dynamique. L'U1 est composée de limon argileux compact, homogène ($M = 10-25 \mu\text{m}$) et très faiblement carbonaté (1,5-7,5%) correspondant au faciès **F15**. La base de la séquence est plus organique (5,8-9,1%), moins dense ($< 1 \text{ mg/cm}^3$) et plus fine ($< 18,5 \mu\text{m}$) tandis qu'à partir de 1160 cm les pourcentages de matière organique vont de 4,7 à 6,7%, la densité va de 1 à 3 mg/cm^3 et la médiane oscille entre 20 et $23,5 \mu\text{m}$. Ces variations sont synchrones avec une augmentation des proportions de sable passant de 1% à la base à 20% au sommet de l'unité. Cet horizon correspond avec une sédimentation lacustre de faible énergie progressivement alimentée en apports allogènes sableux suite au rapprochement d'un chenal d'écoulement.

Unité 2; 1133 à 977 cm; ca. 6000-4000 cal BP/4050-2050 cal BC – Sable fin à moyen laminé, plus ou moins limoneux contenant des macrorestes.

Les limites chronologiques de la deuxième unité (**U2**) sont difficiles à établir puisque les deux datations (2226-2146 cal BP/379-199 cal BC et 2115-1925 cal BP/734-397 cal BC) obtenues sur du bois et un macroreste, semblent plus récentes que la période de mise en place de l'accumulation. Ce sont les corrélations stratigraphiques avec les autres carottages (Fig.6.9) qui permettent d'émettre cette hypothèse. D'après les datations réalisées dans U1 et U3, il est probable que l'U2 corresponde à des dépôts accumulés entre 6000 et 4000 cal BP environ (ca. 4050-2050 cal BC), soit entre le Néolithique Final et le début du Bronze Moyen. Cette accumulation se caractérise par un dépôt sableux (21,2-77,5%) plus ou moins limoneux (21-72,8%), laminé, contenant des macrorestes et des fragments de coquilles. Entre 1133 et 1035 cm les grains de sable sont fins et assez bien triés (Médiane : $30-63 \mu\text{m}$) correspondant au faciès **F5**, tandis qu'entre 1035 et 977 cm la taille médiane du sédiment varie entre 69 et $259 \mu\text{m}$ et le tri des sédiments est plus faible (2-3), ce qui correspond au faciès **F3**. Lors de la première phase, les dépôts sont relativement denses ($1-4 \text{ mg/cm}^3$) mais possèdent une faible susceptibilité magnétique moyenne (29,9). A l'inverse, les dépôts sableux plus grossiers ont une densité $< 1,2 \text{ mg/cm}^3$ et une susceptibilité magnétique de 45. Sur l'ensemble de l'unité les taux de matière organique et de carbonates sont faibles puisqu'ils oscillent entre 1,3 et 6,5%. Ces sédiments stratifiés proviennent d'un transport fluvial d'énergie modérée et d'une sédimentation aux abords immédiats d'un chenal, comme le suggérait déjà le profil P1 de tomographie électrique (Fig.6.8). Le chenal d'écoulement de l'Angitis ou de l'une de ses défluviations a donc migré à l'ouest de la butte de Fidokoryphi à cette époque.

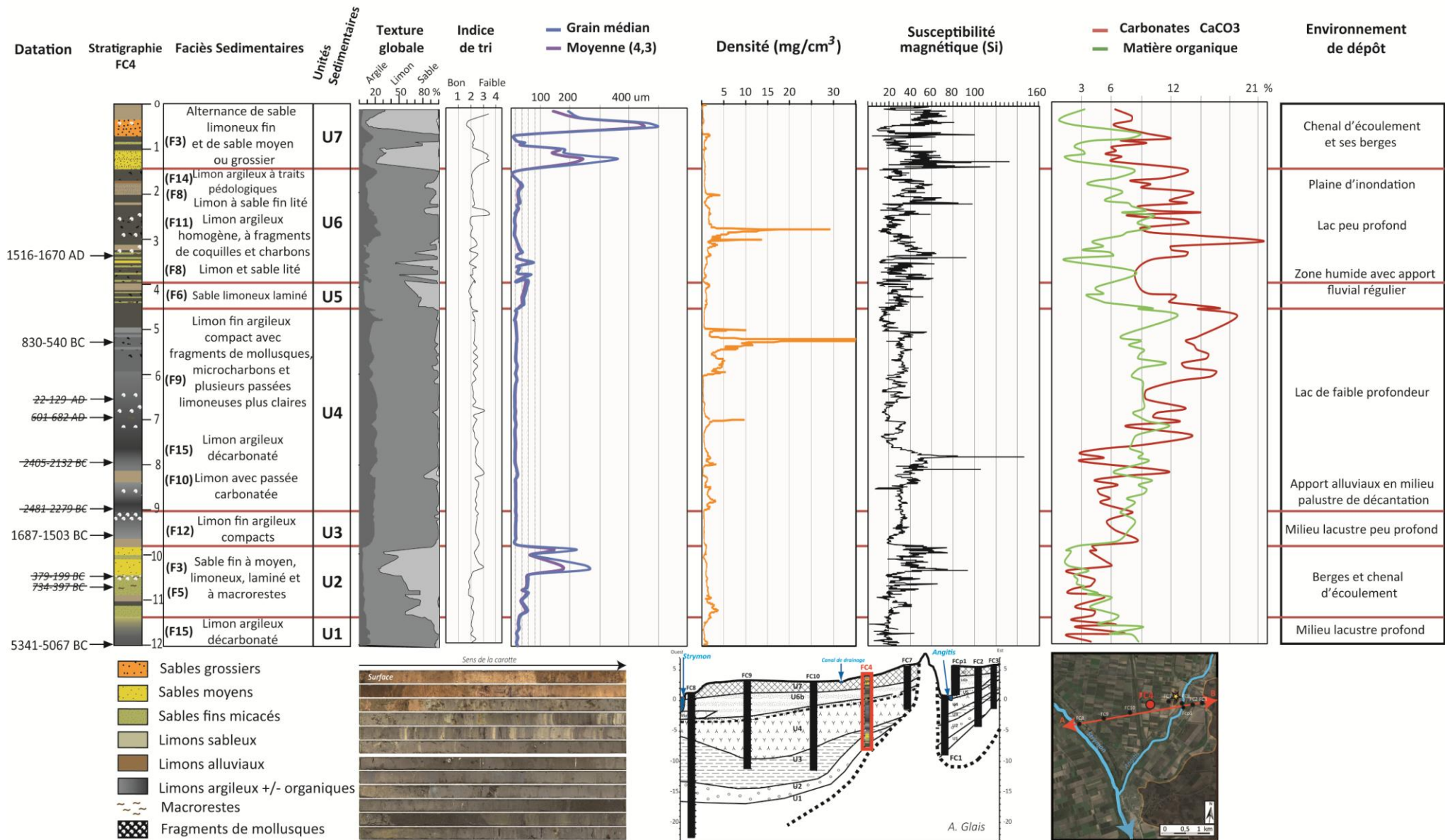


Figure 6.15 : Analyses sédimentologiques de FC4.

Unité 3 ; 977 à 900 cm ; ca. 4000-2900 cal BP/2050-950 cal BC – Limon fin argileux.

La troisième unité chronostratigraphique (U3) est datée par une datation et s'est mise en place approximativement au cours du Bronze Ancien et du début de l'Âge du Fer entre 4000 et 2900 cal BP (2050-950 cal BC). La sédimentation est limono argileuse (limon : 80-84% ; argile : 15-17%) très compacte avec une très faible proportion d'apports sableux (0,1-4,6%) et quelques fragments de coquille. Cela se traduit par une taille moyenne et médiane des particules peu variable entre 9 et 12 μm , une faible densité ($< 0,7 \text{ mg/cm}^3$) et une susceptibilité magnétique entre 18 et 39. Ces dépôts correspondent au faciès F12. Les pourcentages de matière organique et de carbonates sont plus importants que pour l'unité inférieure puisqu'ils sont compris entre 6,5 et 8,6%. La sédimentation de U3 marque la domination des processus de transport de faible énergie et probablement le retour de conditions palustro-lacustres. Cet état de la zone humide peut être dû à un éloignement du chenal d'écoulement et/ou à une remontée du niveau d'eau.

Unité 4 ; 900 à 454 cm ; ca. 2900-1900 cal BP/950 cal BC-50 cal AD – Limon argileux plus ou moins sableux et carbonaté.

L'unité U4 possède une épaisseur de 450 cm accumulée sur environ un millénaire (2900-1900 cal BP/950 cal BC-50 cal AD). La sédimentation est principalement limoneuse (73-89,5%) et argileuse (10 à 27%), le sable représentant moins de 9% de l'échantillon (à l'exception d'un pic à 16%). La taille des particules est relativement homogène sur l'ensemble de l'unité (7 à 20 μm) et l'indice de tri indique un dépôt « bien » à « normalement » classé. Entre 900 et 810 cm, la densité va de 5 à 32 mg/cm^3 , la susceptibilité de 8 à 50 et les pourcentages de matière organique vont de 6 à 9% tandis que les carbonates contenus atteignent épisodiquement 12%. Ce limon fin lité possédant de petite passée carbonatée correspond au faciès F10. Les 40 cm accumulés au-dessus possèdent la même texture mais le dépôt est décarbonaté (2-5%) et la susceptibilité magnétique est élevée (50 en moyenne avec deux pics dépassant 100). Ce dépôt se rapporte au faciès F15. La fin de l'unité (810-454 cm) correspond à un limon fin argileux compact avec des fragments de mollusque, des microcharbons et plusieurs passées limoneuses plus claires (F9). Cette sédimentation organique (7-12,2%) et carbonatée (10-17%) est relativement stable magnétiquement mais enregistre un important pic de densité ($> 30 \text{ mg/cm}^3$) vers 474 cm. L'unité U4 correspond donc avec un espace lacustre peu profond, alimenté ponctuellement par des pulsations hydrologiques qui n'affectent pas la dynamique sédimentaire de la sédimentation mais en modifient ses propriétés.

Unité 5 454 à 400 cm ; Non datée, probablement entre 1900-550 cal BP/50-1400 cal AD – Sable limoneux laminé.

L'unité U5 n'a pas pu être datée faute de matériel. Sa mise en place est interpolée entre 1900-550 cal BP/50-1400 cal AD à partir des datations obtenues dans les unités inférieure (U4 ; 2779-2489 cal BP/830-540 cal BC) et supérieure (U6 ; 434-280 cal BP/1516-

1670 cal AD). Elle est caractérisée par un sédiment limoneux (50-77%) et sableux (17,5-43%) dont les particules (40 à 60 μm) sont assez bien triées. Les 50 cm de sédimentation correspondent à une accumulation de laminations horizontales millimétriques (F6) dont les pourcentages en matière organique et en carbonates diminuent fortement vis-à-vis de l'unité précédente (respectivement 3,5 et 7,7%). L'U5 suggère une intensification des apports fluviaux indiquant la présence de crues régulières et de débordements récurrents.

Unité 6 ; 400 à 141 cm ; ca. 550-50 cal BP/1400-1900 cal AD – Limon argileux à sable lité et traits pédologiques.

L'unité U6 est constituée de sédiments accumulés à partir du début de la période d'occupation ottomane en Grèce du Nord vers 550 cal BP (1400 cal AD). Les dépôts sont relativement hétérogènes et alternent entre un limon carbonaté (> 12%) très peu organique (< 1,5%), un sable fin micacé (F8) et un limon argileux homogène contenant des fragments de coquilles et des microcharbons (F11). Ce dernier faciès coïncide avec un pic de densité (29,5 mg/cm^3) et une remontée du pourcentage de matière organique (9%). De 250 à 141 cm les dépôts sont à nouveau lités (F8) avant que les limons argileux ne soient affectés par le processus de pédogénèse (F14). L'accumulation sédimentaire s'est faite de façon régulière mais discontinue dans une zone humide peu profonde, progressivement asséchée et comblée par l'importante charge sédimentaire transportée par le cours d'eau.

Unité 7 ; 141-0 cm ; ca. 50 à -50 cal BP/1900-2000 cal AD – Sable limoneux fin à sable moyen.

La dernière unité chronostratigraphique (U7) correspond à une accumulation sédimentaire récente, au faciès de type F3, caractérisé par des sables (30-91%) fins à moyens (100-500 μm), de très faible densité (< 0,3 mg/cm^3), décarbonatés (< 3%) et moyennement organiques (6-8%). Leur indice de tri est très variable (de bien à mal trié) selon les événements. Cette unité est entrecoupée d'une passée limono argileuse (98-88 cm) témoignant de l'instabilité de la zone humide et d'apports fluviaux irréguliers.

6.1.3. Le carottage de FC8 aux abords du Strymon

6.1.3.1. Analyses sédimentologiques de FC8

Le carottage de FC8 est localisé actuellement dans le lit moyen du Strymon, rive gauche, à une dizaine de mètres du lit mineur. L'accumulation sédimentaire de cette séquence atteint vingt-quatre mètres cinquante. Vingt et une datations ont été obtenues, réparties sur toute la séquence dont cinq ont été exclues du modèle Âge-profondeur (Tab.6.4 ; Fig.6.16). Les analyses sédimentologiques effectuées (granulométrie, susceptibilité magnétique et perte au feu) sur le carottage de FC8 ont été réalisées sur l'intégralité de la séquence et sont représentées sur la figure 6.17 afin d'identifier les différentes unités chronostratigraphiques existantes.

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
FC8-314	314-314,5	Lyon-8112	Bois	175 ± 30	> 294	>1656 AD
FC8-422	422-424	Lyon-8113	Sédiment organique	365 ± 30	502-316	1449-1634 AD
<i>FC8-478</i>	<i>478-480</i>	<i>Poz-58677</i>	<i>Sédiment organique</i>	<i>5825 ± 30</i>	<i>6731-6547</i>	<i>4782-4598 BC</i>
<i>FC8-5 484</i>	<i>484-486</i>	<i>Lyon-7190</i>	<i>Sédiment organique</i>	<i>4630 ± 30</i>	<i>5464-5301</i>	<i>3515-3352 BC</i>
FC8-554	554-556	Lyon-8115	Sédiment organique	2175 ± 30	2310-2070	358-163 BC
<i>FC8 684-686</i>	<i>684-686</i>	<i>Poz-58620</i>	<i>Sédiment organique</i>	<i>4070 ± 35</i>	<i>4806-4437</i>	<i>2857-2488 BC</i>
FC8 850-852	850-852	Ly-8116	Sédiment organique	3310 ± 35	3615-3454	1666-1505 BC
<i>FC8 1048-1050</i>	<i>1048-1050</i>	<i>Ly-7191</i>	<i>Sédiment organique</i>	<i>3665 ± 30</i>	<i>4085-3905</i>	<i>2136-1951 BC</i>
FC8 1080-1082	1080-1082	Ly-8117	Sédiment organique	3550 ± 35	3960-3720	2007-1773 BC
FC8 1090-1100	1090-1100	Ly-8118	Sédiment organique	3605 ± 35	4067-3832	2033-1885 BC
FC8-7	1235-1236	SacA-30526	Sédiment organique	3635 ± 30	4080-3861	2131-1912 BC
FC8-8	1350-1352	Poz-58621	Sédiment organique	3715 ± 35	4155-3966	2206-2017 BC
FC8-8	1425-1426	SacA-30527	Sédiment organique	3925 ± 30	4438-4246	2489-2299 BC
<i>FC8-9</i>	<i>1515-1517</i>	<i>Poz-58622</i>	<i>Sédiment organique</i>	<i>6780 ± 40</i>	<i>7679-7577</i>	<i>5730-5628 BC</i>
FC8-9	1563-1564	SacA-30528	Sédiment organique	4710 ± 30	5580-5322	3631-3373 BC
FC8-10	1764-1763	SacA-30529	Sédiment organique	4805 ± 30	5600-5472	3651-3523 BC
FC8-10	1840-1841	Poz-58623	Sédiment organique	4950 ± 35	5744-5601	3795-3652 BC
FC8-11	1961-1962	SacA-30530	Sédiment organique	5260 ± 30	6178-5934	4229-3995 BC
FC8-12	2158-2159	SacA-30531	Sédiment organique	5500 ± 30	6396-6216	4447-4267 BC
FC8-13	2309-2310	SacA-30532	Sédiment organique	6045 ± 30	6974-6795	5025-4846 BC
FC8-13	2441-2442	SacA-30533	Sédiment organique	6065 ± 30	7003-6800	5054-4851 BC

Tableau 6.4 : Datations C14 réalisées sur le carottage de FC8. En italique les datations exclues du modèle Age-profondeur.

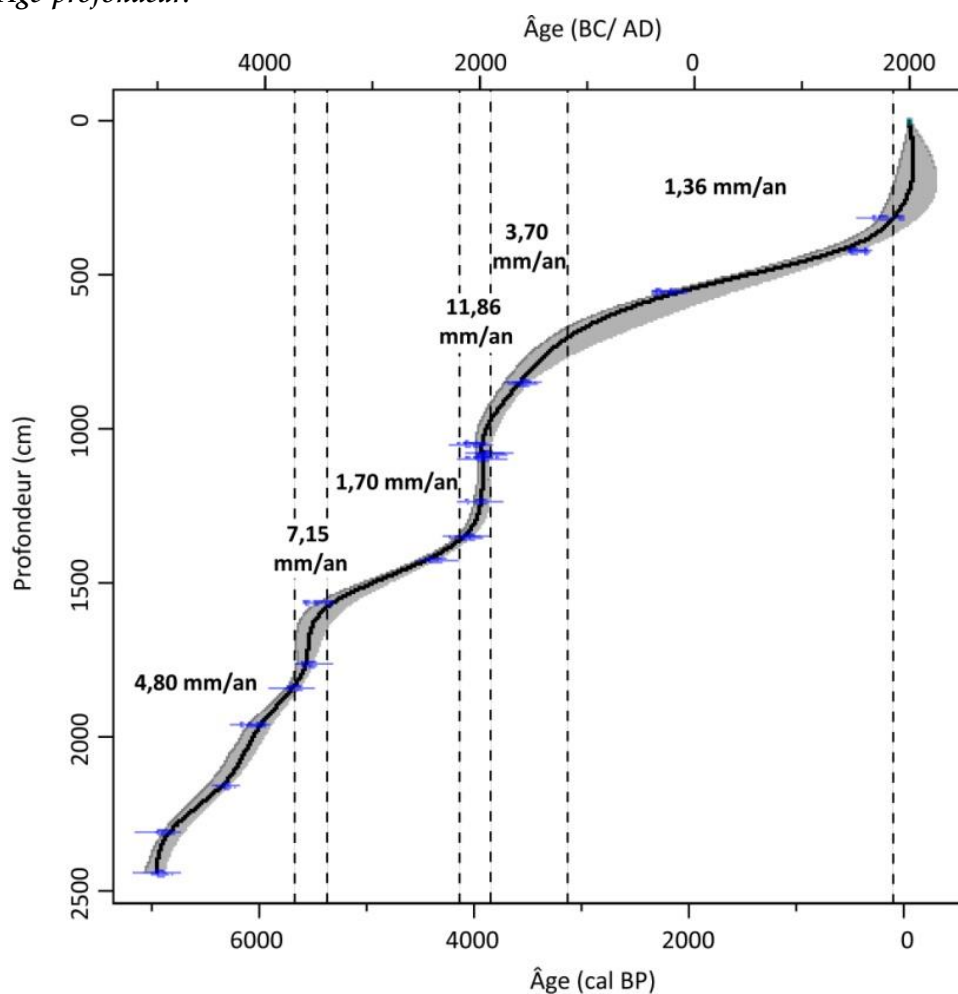


Figure 6.16 : Modèle âge-profondeur de FC8 (Calibration IntCal13.14c atmospheric curve, smooth spline avec $spar=0,3$, Reimer et al., 2013) réalisé à partir du programme Clam 2.2. (Blaauw, 2010) La courbe grisée représente l'intervalle de confiance à 95%.

Unité 1 ; 2450 à 1850 cm ; ca. 6950-5700 cal BP/ 5000-3750 cal BC – Limon fin argileux compact.

La première unité **U1** est située avec précision entre 6950 et 5700 cal BP (5000-3750 cal BC) grâce à cinq datations C14. La sédimentation très homogène est constituée de limon fin argileux compact bien trié (**F12**). Sur les 6 mètres de dépôt, les pourcentages de limon dominant très largement et n'oscillent qu'entre 73,5 et 82,6% tandis que les argiles comme les sables possèdent des pourcentages similaires variant de 7,1 à 16%. La valeur médiane de la sédimentation est très stable, correspondant à des limons fins (entre 9,1 et 16,70 μm). La sédimentation est assez organique (7-12,5%) et assez peu carbonatée (3,5-8,4%). Seule une diminution brutale et temporaire du pourcentage de matière organique (5,1%) corrélée avec un pic de carbonate (12,5%) vers 6660 cal BP (4650 cal BC) vient interrompre l'homogénéité de la sédimentation. Cette variation peut provenir d'une érosion des formations carbonatées du Néogène au cours du Néolithique Récent II. A partir de cette date, les valeurs de la taille moyenne des particules sont plus hautes et fluctuantes que précédemment (23,57 à 83,65 μm) et l'indice de tri est très légèrement moins bon. Dans l'ensemble ces dépôts correspondent à un milieu lacustre assez profond peu perturbé par des apports allogènes.

Unité 2 ; 1850 à 1550 cm ; ca.5700-5240 cal BP/3750-3290 cal BC – Limon fin argileux organique et compact.

La seconde unité (**U2**) correspond à une sédimentation mise en place entre 5700 et 5240 cal BP (3750-3290 cal BC). Ces dépôts sont toujours limono argileux (**F12**) dans des proportions comparables à l'unité précédente mais le taux d'accumulation y encore un peu plus important (environ 5 mm/an), la taille des particules redevient très homogène (moyenne = 21-40 μm et médiane = 9-12,7 μm) et les dépôts bien triés. Les pourcentages de matières organiques atteignent leur maximum autour de 13,4%. A la fin de l'unité, une chute des pourcentages de carbonates est enregistrée (de 12,4 à 6%). Le contexte de sédimentation est lacustre.

Unité 3 ; 1550 à 800 cm ; ca. 5240-3440 cal BP/3290-1490 cal BC – Limon argileux compact.

L'unité chronostratigraphique **U3** commence vers 5240 cal BP (3290 cal BC). Bien que le type de faciès sédimentaire (**F12**) ne semble pas changer fondamentalement par rapport à l'unité précédente, l'accumulation enregistre néanmoins une rupture comme l'indique conjointement la remontée rapide des pourcentages de carbonates (4,1 à 8,6 %), du ratio de susceptibilité magnétique entre haute et basse fréquence ($F_d > 5\%$) et la présence d'une datation erronée (7679-7577 cal BP/5730-5628 cal BC) qui indique une remise en suspension de dépôts plus anciens. Cette unité est caractérisée par une légère augmentation des pourcentages de sable dans un premier temps (13 à 16,4%) qui s'accroît nettement à partir de 3800 cal BP (1850 cal BC) passant de 11,6 à 41,3%). Le maximum de carbonates (16,7%) sur l'ensemble de la sédimentation de FC8 est enregistré

autour de 4340 cal BP (2390 cal BC) sans que les autres indicateurs ne montrent de changement particulier. Cette unité est également marquée par une diminution quasi continue des taux de matière organique passant de 10% au début de la séquence à moins de 4% vers 3440 cal BP (1490 cal BC). Seule une brève remontée de ce taux à 10% vers 4030 cal BP (2080 cal BC) conjointe à une chute brutale des carbonates (de 13,5 à 2,3%) et de la « fréquence dépendance » indique un changement majeur dans le processus de sédimentation. L'environnement de dépôt lacustre semble être de moins en moins profond au cours de la mise en place de cette unité.

Unité 4 ; 800 à 515 cm ; ca. 3440-1600 cal BP/1490 cal BC-350 cal AD – Limon argileux compact à fragments de coquille.

La quatrième unité (U4) s'est accumulée entre 3440 et 1600 cal BP environ (1490 cal BC-350 cal AD). La sédimentation est de nouveau très limoneuse bien triée (> 69,2%) et assez peu sableuse (< 20%). Le faciès sédimentaire dominant est toujours F12 mais il contient désormais des fragments de coquilles de mollusque. La quantité de matière organique augmente de nouveau allant de 4 jusqu'à 7,3%. Les valeurs de la susceptibilité magnétique basse fréquence (Xlf) indiquent une tendance à l'augmentation allant de 27,8 à 43.10⁻⁸ m³. Kg⁻¹ tandis que les pourcentages de carbonate fluctuent entre 4 et 10%. La sédimentation lacustre de faible énergie est donc de plus en plus soumise aux apports allogènes et témoignent probablement d'un rapprochement des marges de la zone humide comme peut également le souligner l'apparition de quelques macrorestes végétaux en haut de l'unité.

Unité 5 ; 515 à 425 cm ; ca. 1600-600 cal BP/350-1350 cal AD – Limon compact à macrorestes.

Malgré l'absence de datations cohérentes issues de l'unité chronostratigraphique U5 (Tab.6.4), le modèle âge profondeur est suffisamment robuste pour indiquer que la sédimentation ne débute pas avant l'époque romaine (ca. 1600 cal BP/350 cal AD). La sédimentation est essentiellement constituée de limon (71-80%) contenant du sable (9-20%) et des argiles (8-11%) indiquant la permanence d'un milieu en eau de faible énergie avec un dépôt par décantation (F11). Les ponctuations ocre observées et les fortes valeurs de la susceptibilité magnétique (Xlf= 45-67 .10⁻⁸ m³. Kg⁻¹ et FD% = 3-5%) indiquent un battement de la nappe phréatique et un milieu à la marge de la zone humide probablement en cours de pédogénéisation. Le faible taux de sédimentation (environ 0,75 mm/an) et les deux datations C14 erronées obtenues sur la matière organique totale suggèrent une remise en suspension et un transport vers l'aval des dépôts antérieurs fins facilement remobilisables en période de crue.

Unité 6a ; 425 à 302 cm ; ca.600-80 cal BP/1350-1870 cal AD – Sable fin à moyen micacé pur.

L'unité 6a correspond avec une accumulation sédimentaire mise en place entre 600 et 80 cal BP environ (1350-1870 cal AD) comme l'indiquent les deux datations réalisées aux deux extrémités de l'horizon (423 et 314 cm). Elle marque une importante rupture avec les 20 mètres de sédiment sous-jacents puisque les dépôts sont essentiellement sableux micacé (entre 41 et 91% ; F3). Cet horizon est interrompu uniquement entre 373 et 362 cm par une fine passée limoneuse (80%) finement sableuse (10,5%) et argileuse (9,5%) semblable aux dépôts lacustres antérieurs. Le sable fin à moyen est très bien trié avec des valeurs de médiane et de moyenne similaires entre 125 et 240 μm . Ces dépôts très faiblement organiques (< 2%) contiennent quelques fragments de coquille pulvérisés. Ils indiquent la proximité d'un chenal d'écoulement (Strymon) à forte capacité de transport et fort taux d'accumulation (environ 6,7 mm/an).

Unité 6b ; 302 à 100 cm ; Non datée, Postérieure à 80 cal BP/postérieure à 1870 cal AD – Limon argilo-sableux lité.

L'unité 6b qui surmonte les dépôts sableux débute probablement au cours de la fin du XIXe siècle vers 80 cal BP (1870 cal AD) par une sédimentation de limon argilo-sableux à fragments de mollusque et traits pédologiques (F14). Les sédiments de ce faciès contiennent une quantité de matière organique supérieure à 5,5% et celle des carbonates oscille entre 4,7 et 10,5%. Les conditions de dépôt sont celles d'un milieu palustre en eau peu profonde. Juste au dessus, la sédimentation est toujours dominée par les limons (52 à 84%) mais les proportions de sables sont parfois plus importantes (jusqu'à 45%). Les dépôts contiennent des microcharbons en paillette et se mettent en place sous forme de fines laminations millimétriques, soulignant la régularité des crues dans l'espace alluvial. Ils correspondent au faciès sédimentaire F10. Les proportions de carbonates et de matière organique diminuent légèrement (de 5 à 3% environ) tandis que des pics de susceptibilité magnétique témoignent d'une perturbation des sols à proximité (pédogénèse).

Unité 7 ; 100-0 cm ; Non daté, probablement contemporain – Alternance de sable fin et de limon sableux.

La dernière unité U7 correspond à l'accumulation sédimentaire récente qui pourrait correspondre avec les dépôts contemporains, en période de crue, depuis le drainage de la plaine. Elle est constituée d'une alternance de dépôts sableux fin et limono sableux (F8) dont la taille moyenne des particules varie entre 85 et 135 μm . Cet horizon enregistre les plus fortes valeurs de susceptibilité magnétique atteignant jusqu'à $150.10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{Kg}^{-1}$ en faible fréquence. Ces valeurs sont interprétées comme un assèchement du milieu. Le contexte de sédimentation correspond à celui d'une plaine alluviale, inondée régulièrement du fait de la proximité d'un chenal d'écoulement. Le pic de fréquence-dépendance (9%) correspond au début de l'unité à la présence de petites

particules super paramagnétiques qui peuvent se produire lors de la formation d'un sol (Dearing et al., 1996). Il est fort probable que ce dernier mètre de sédimentation se soit accumulé depuis les travaux de drainage de la zone humide dans les années 1930 et résulte directement des aménagements et de la chenalisation du Strymon.

6.1.3.2. Le diagramme pollinique holocène de FC8

Les éventuels biais de l'information - La séquence analysée sur le carottage de FC8 repose sur 98 échantillons répartis sur 2400 cm d'épaisseur. La somme de base (minimum) lors des comptages est de 490¹ grains de pollens tandis qu'en moyenne 516 grains de pollens (SB) ont été identifiés. La concentration moyenne sur l'ensemble du carottage est élevée (68235 grains/g), malgré une séparation assez nette entre les 1320 premiers centimètres et la fin de la séquence (Fig.6.18). Pour les échantillons situés entre 2450 et 1320 cm la concentration moyenne dépasse les 108000 grains/g tandis que pour les échantillons situés dans les 1320 cm supérieurs la concentration moyenne est d'environ 16200 grains/g. Néanmoins le bon état de conservation des grains de pollen et des microfossiles non polliniques, la diversité taxonomique élevée sur l'ensemble de la séquence² et la bonne correspondance entre les valeurs de concentration et de pourcentage pour chaque taxon ne remettent pas en cause la validité des résultats. Seul le hiatus sédimentaire identifié entre 500 et 450 cm environ d'après l'analyse sédimentologique doit être interprété avec précaution car les pollens comme les sédiments sont susceptibles de provenir de dépôts antérieurs remobilisés. Les deux datations erronées obtenues dans ce niveau et les petits pics de pourcentage des grains de pollens vésiculés (*Abies*, *Picea*, *Pinus sylvestris* type) dont le transport peut-être facilité invite à la prudence.

Description des palynozones

LPAZ1 ; 2450-2170 cm ; ca. 6950-6380 cal BP/5000-4430 cal BC – La première palynozone (LPAZ1) se situe entre 6950 et 6380 cal BP (5000-4430 cal BC). Le spectre pollinique qui la compose est largement dominé par les milieux forestiers (entre 69 et 82% de la somme de base) dont les principaux taxons enregistrés en continu sont *Quercus pubescens* type (14,2-30%), *Quercus ilex* type (2,5-13,3%), *Quercus suber* (1-4,4%), *Pinus sylvestris* type (8,8-17,7%), *Abies* (2-4,6%), *Ostrya/Carpinus orientalis* type (6,3-15,6%), *Carpinus betulus* (2,2-6,2%), *Corylus* (2,7-6,3%), *Tilia* (0,6-2,5%) et *Fagus* (< 1% ; Fig.6.19). La forte variabilité des pourcentages au cours des six siècles de la période indique une croissance des chênaies mixtes et décidues représentant près de la moitié des massifs forestiers, au détriment des

¹ A l'exception de l'échantillon situé 169 cm qui comporte une somme de base de 416 grains de pollens.

² La somme de base est constituée au minimum de 50 taxons différents dans chacun des échantillons.

autres espèces mésophiles. La ripisylve aux abords de la zone humide n'est que peu affectée par ces transformations sur les versants et se maintient entre 6 et 10% de la somme de base (*Alnus* : 2,3-5,1% ; *Salix* : 0,5-3,3% et *Ulmus* : 1,2-2,7%). Dans ces milieux fermés, la végétation arbustive est relativement limitée puisqu'elle n'atteint jamais 5% du spectre pollinique. La strate herbacée se compose essentiellement de graminées (7,2-14,2%) dont les seuls autres taxons présents en continu sont *Artemisia* (0,2-2,7%), Scrophulariaceae (0,2-3%) et les Chenopodiaceae (0,2-2,7% ; Fig.6.20) qui peuvent correspondre uniquement à la strate herbacée de sous bois.

Les taxons hydro-hygrophytes ne représentent que 2,3 à 6% du total tandis que les uniques microfossiles enregistrés en proportions significatives sont inféodés aux espaces en eau libre méso-oligotrophiques (*Pediastrum simplex* et *Anabaena* : 25-40%) ou eu-mésotrophiques (20-32%, *Pediastrum boryanum* essentiellement). La présence d'un lac assez profond dans le centre de la dépression est cohérente avec les analyses sédimentologiques réalisées (U1).

LPAZ2 ; 2170-1830 cm ; ca. 6380-5650 cal BP/4430-3700 cal BC – La seconde palynozone (LPAZ2) correspond culturellement au Néolithique Récent II et au Néolithique Final entre 6380-5650 cal BP (4430-3700 cal BC). Le couvert végétal est toujours dominé par les espaces boisées dont les proportions oscillent entre 64 et 84% tandis que les taxons arbustifs sont encore très faiblement représentés (1,1-3,4%). A l'instar de LPAZ1, la strate herbacée de LPAZ2 conserve une représentation comprise entre 12 et 29%, dominée par les graminées (7 à 14%). Dans la strate arboréenne, LPAZ2 enregistre une légère augmentation des sapins (de 5 à 7,8%), des hêtres (toujours > 1% et atteignant ponctuellement 3,5-4,5%), des chênes sempervirents (de 4,7 à 12,6%), l'apparition ponctuel de grains de pollens du châtaigner et la diminution des pourcentages de noisetiers qui ne dépassent plus 3,3%. Néanmoins c'est essentiellement au sein des indicateurs de zone humide que les changements vis-à-vis de la première palynozone sont les plus importants (Fig.6.21). Outre les plantes hydro-hygrophytes dont les pourcentages diminuent légèrement et fluctuent autour de 2%, le diagramme montre l'augmentation des MNPs de milieu en eau (*Anabaena*, *Botryococcus* et *Tetraedron* principalement) conjugué au maintien à des très fortes valeurs de *Pediastrum simplex* (> 15%) et *Pediastrum boryanum* (> 10%). Cela confirme la présence d'un espace lacustre jusqu'à la fin de l'unité chronostratigraphique U1 vers 1850 cm. Entre 1850 et 1830 cm (5700-5650 cal BP/3750-3700 cal BC), à la fin de LPAZ2, un changement rapide du spectre pollinique est enregistré. Il se caractérise par un pic des taxons forestiers de montagne (*Abies* : 14,2% et *Pinus sylvestris* type : 16,8%) et une chute des taxons thermophiles (*Quercus ilex* type : 2,2% et *Quercus suber* : 0,2%) pouvant indiquer une phase plus froide. De manière synchrone, les indicateurs de conditions méso-oligotrophes (*Anabaena* : 9,1% et *Pediastrum simplex* : 37,6%) atteignent des valeurs maximum, à l'inverse des MNPs indicateurs de conditions eu-mésotrophiques qui diminuent (*Tetraedron* : 8,7% et *Pediastrum boryanum* : 10,1%).

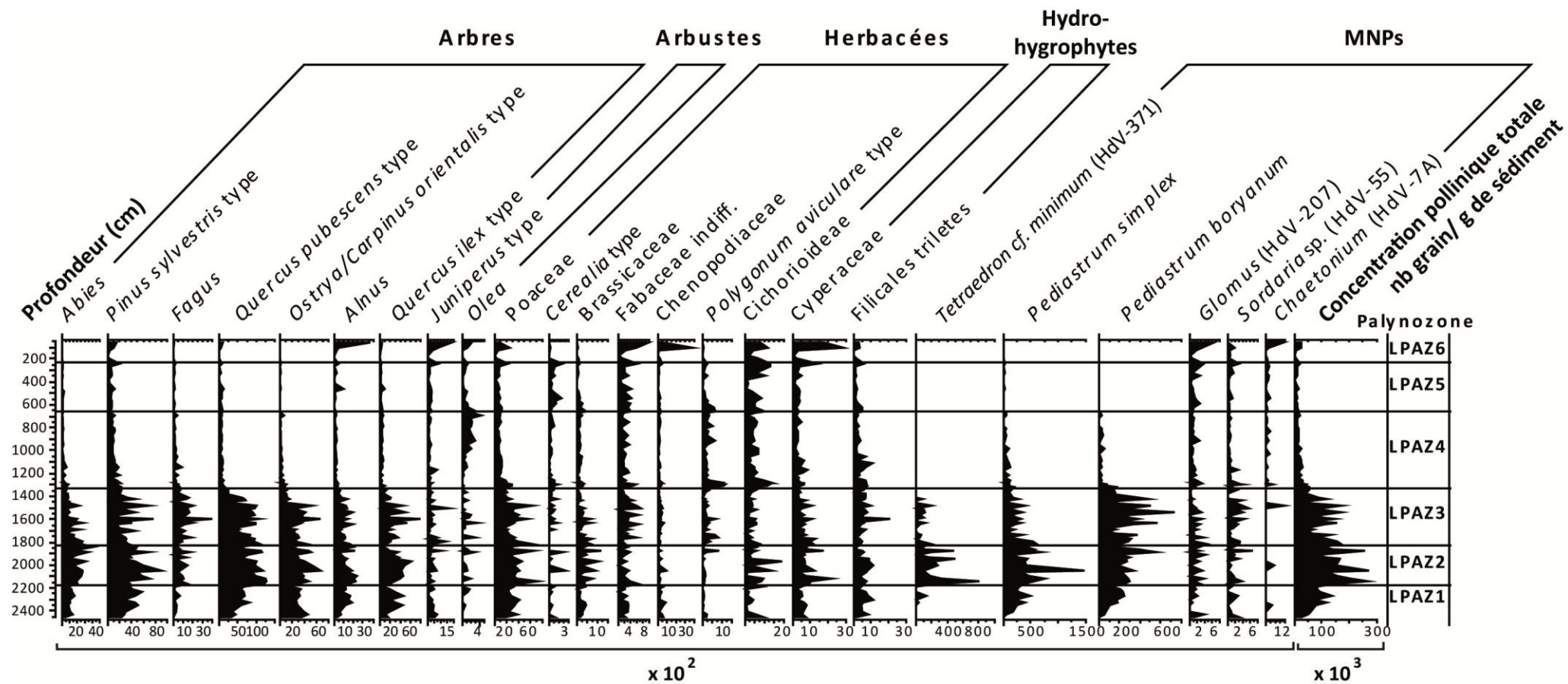


Figure 6.18 : Diagramme des concentrations polliniques de la séquence de FC8. Les taxons observables sur le diagramme correspondent à des taxons représentatifs des divers groupements écologiques réalisés.

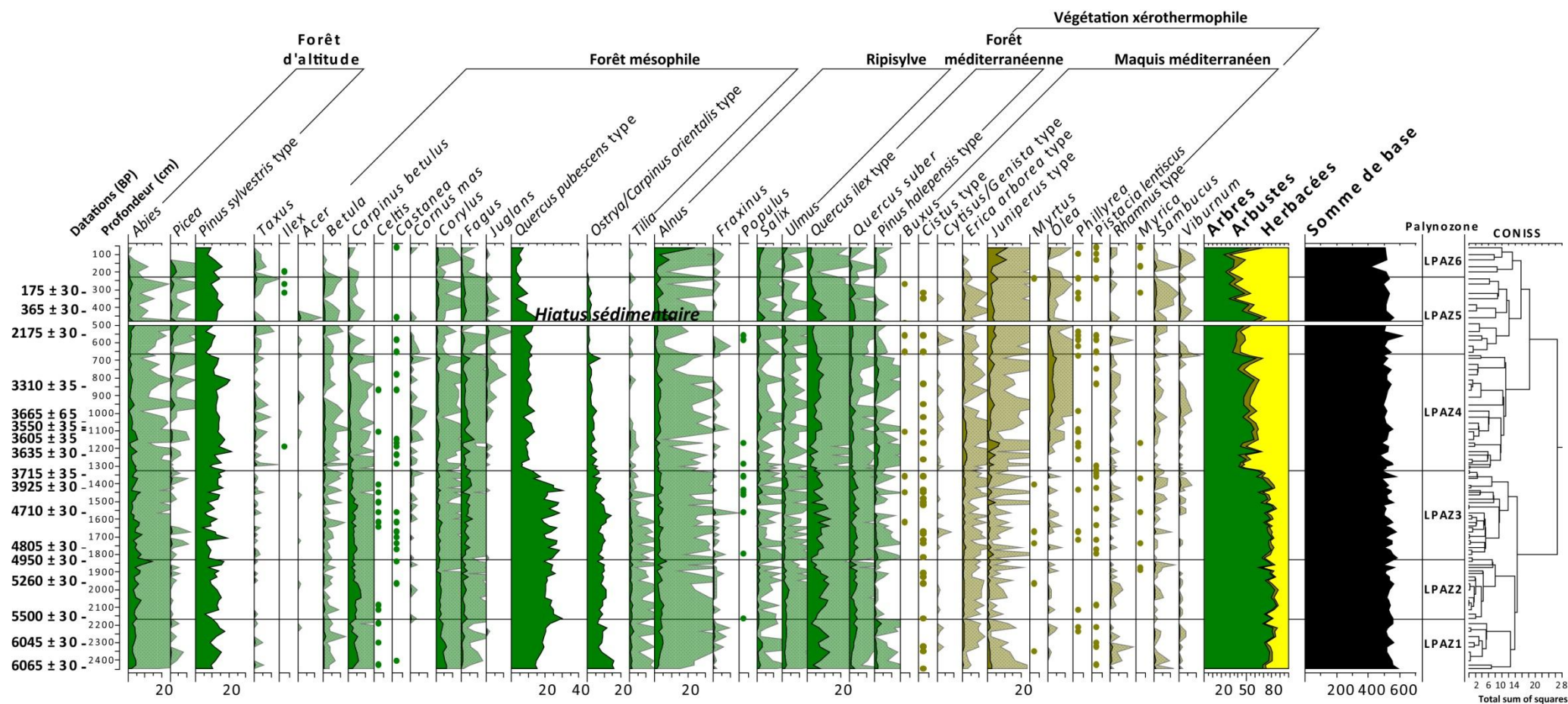


Figure 6.19 : Diagramme des pourcentages de taxons d'arbres et d'arbustes en fonction de la somme de base, pour la séquence de FC8. Les courbes d'exagération (courbes plus claires) correspondent à un facteur $\times 10$ des courbes opaques. Les taxons ayant des pourcentages inférieurs à 1% sont représentés par des points lors de leur occurrence. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés.

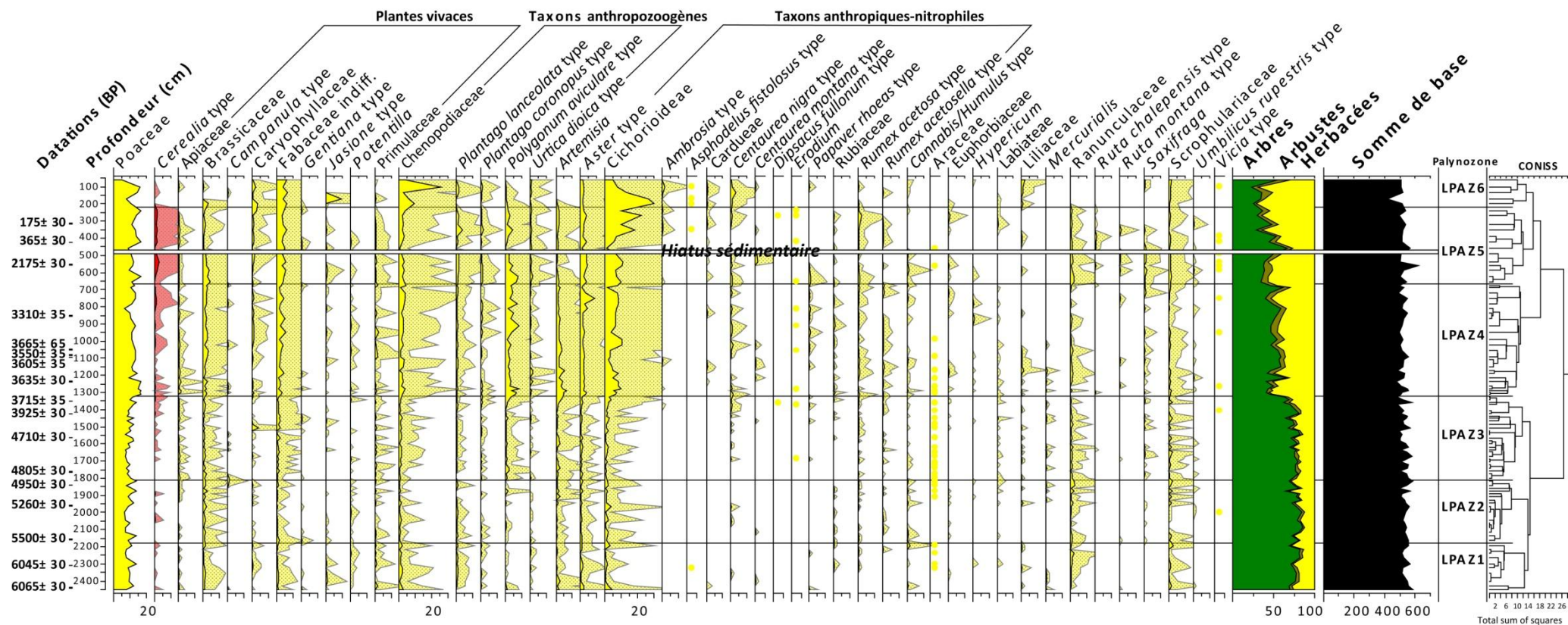


Figure 6.20 : Diagramme des pourcentages de taxons d'herbacées en fonction de la somme de base, pour la séquence de FC8. Les courbes d'exagération (courbes plus claires) correspondent à un facteur x10 des courbes opaques. Les taxons ayant des pourcentages inférieurs à 1% sont représentés par des points lors de leur occurrence. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés.

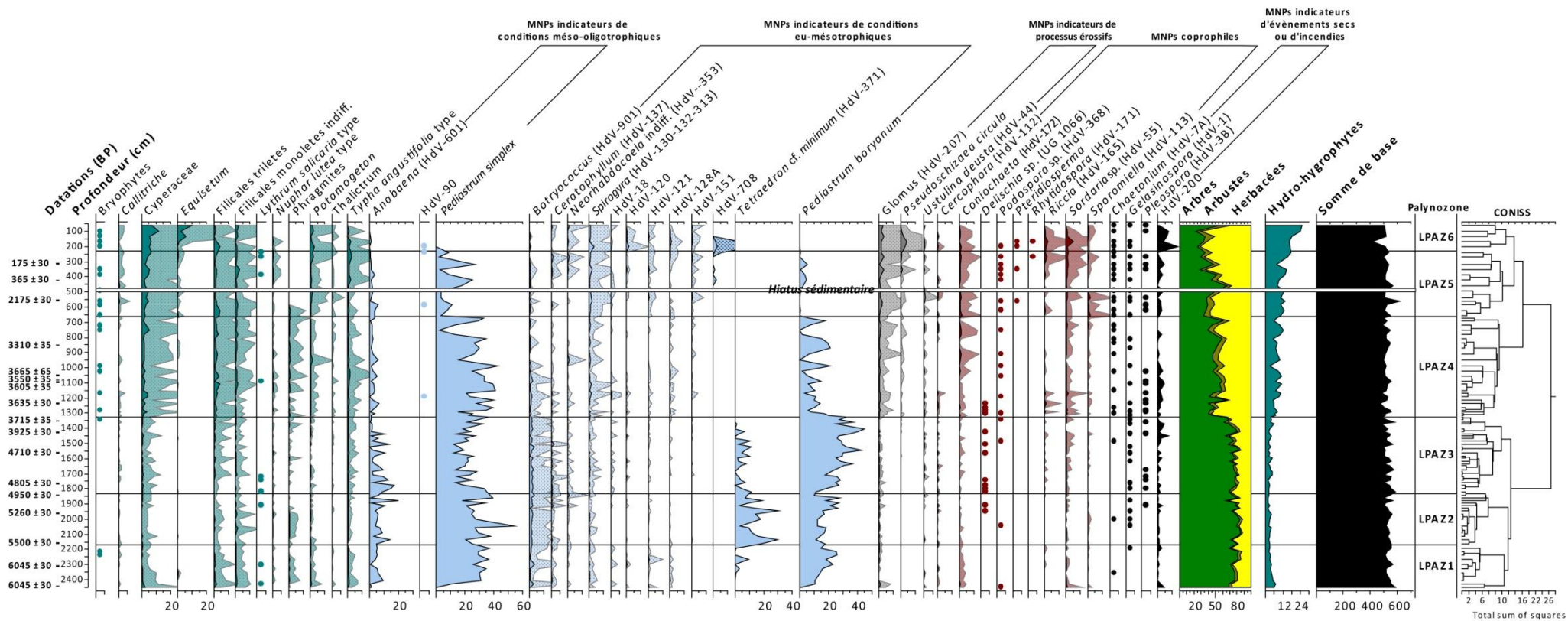


Figure 6.21 : Diagramme des pourcentages de taxons d'hydro-hygrophytes et de microfossiles non polliniques (MNPs) exprimés en fonction de la somme de base, pour la séquence de FC8. Les courbes d'exagération (courbes plus claires) correspondent à un facteur x10 des courbes opaques. Les taxons ayant des pourcentages inférieurs à 1% sont représentés par des points lors de leur occurrence. Les taxons ne possédant aucun échantillon avec un pourcentage supérieur à 0,5% ne sont pas représentés.

LPAZ3 ; 1830-1325 cm ; ca. 5650-4050 cal BP/3700-2100 cal BC – La troisième palynozone (LPAZ3) débute vers 5650 cal BP et se termine vers 4050 cal BP (3700-2100 cal BC). La composition générale du couvert végétal est similaire aux palynozones précédentes bien que la proportion des taxons arborés soit légèrement inférieure (74% en moyenne) permettant une légère expansion des taxons arbustifs (3,7% en moyenne) et herbacés (22,5% en moyenne). Les étages méso- et supraméditerranéen ainsi que les espaces de piémont du bassin versant restent néanmoins dominés par des chênaies mixtes composées de *Quercus pubescens* type (17,5-30,3%), *Ostrya/Carpinus orientalis* type (3,6-14,3%), *Quercus ilex* type (2,6-12,5%), *Quercus suber* (1,5-5,7%), *Carpinus betulus* (1-5,1%), *Corylus* (1-2,9%), *Tilia* (0,2-2%) et de l'occurrence de plus en plus fréquente de *Castanea* bien qu'à de faibles pourcentages (< 1% ; Fig.6.19). L'étage montagnard méditerranéen est constitué de forêt de conifères (*Abies* : 2-8% et *Pinus sylvestris* type : 4,2-18%) et de hêtraies (0,6-5,6%). La végétation arbustive est composée principalement d'*Erica arborea* type (0,5-2%) et de *Juniperus* type (0,5-3,8%) bien que la présence de *Pistacia lentiscus* (< 1%), de *Cistus* type (< 1%) et les premières occurrences de *Buxus* (< 1%) soient également enregistrées (Fig.6.19). La composition des taxons herbacés ne présente pas de changement particulier et reste dominée par les Poaceae (7,5-14% ; Fig.6.21).

Dans le cortège des microfossiles non polliniques la présence de coprophiles entre 0,5 et 2% (*Coniochaeta*, *Delistchia* sp., *Riccia* et *Sordaria* sp.) se fait de manière presque continue tandis que d'après les indicateurs d'humidité les conditions eu-mésotrophiques (25-50% ; *Pediastrum boryanum*, *Tetraedron*, *Botryococcus* et *Spirogyra*) deviennent prédominantes sur les conditions méso-oligotrophiques (12-33% ; *Pediastrum simplex* et *Anabaena*). Un changement de la représentation de ces indicateurs dans le spectre pollinique s'amorce vers 1410 cm (4300 cal BP/2350 cal BC) jusqu'à la fin de la palynozone à 1325 cm (4050 cal BP/2100 cal BC). Ce changement s'illustre par une diminution des pourcentages de *Pediastrum boryanum* (de 44,7 à 28%) et d'*Anabaena* (de 10,7 à 1%), la disparition de *Tetraedron* et l'augmentation des proportions de *Pediastrum simplex* (19 à 36,8%). Au cours de cette période de deux siècles et demi, les pourcentages de taxons hydro-hygrophytes passent de 2,3 à 4,2%. Ce changement affecte également le couvert végétal arboré à travers le déclin des pourcentages de chênes décidus (de 25 à 12,4%), de chênes vert (de 8,9 à 3,9%) et de chênes liège (de 5,1 à 2,7%), de charmes (de 7,5 à 4,5%), du charme houblon (de 4 à 2,1%), du hêtre (de 6,4 à 4,2%), du tilleul (de 1,7 à 0,4%) tandis que les pinèdes (16,6 à 18,1%) et la ripisylve (9,1%) ne semblent pas perturbées. Le diagramme pollinique (Fig.6.21) montre que la diminution du couvert forestier mésophile et thermophile permet une ouverture paysagère sur les bas de versants qu'atteste la progression de nombreux taxons herbacés à l'instar des Chenopodiaceae, de *Polygonum aviculare* type, d'*Artemisia* et des Cichorioideae bien que leur pourcentage respectif n'atteigne pas plus de 5%. Des grains de pollens de *Cerealia* type sont également enregistrés de manière continue mais dans de faibles pourcentages (0,2-0,8%).

LPAZ4 ; 1325-665 cm ; ca. 4050-2680 cal BP/2100-730 cal BC – Le début de la quatrième palynozone (LPAZ4) vers 4050 cal BP (2100 cal BC) marque une rupture au sein du cortège pollinique de FC8. La végétation arborée ne domine plus le spectre pollinique, passant de 63,3 (à la fin de LPAZ3) à 40,5% (Fig.6.19). Les taxons qui enregistrent la plus forte régression sont les chênes à feuillages caduques qui ne dépassent plus 13,8 % de la somme de base. De même, les proportions de charmes-houblons (6,6-1,2%) et de sapins (4,9-0,8%) se réduisent et les tilleuls disparaissent pratiquement. À l'inverse, certains taxons apparaissent dans le spectre pollinique (*Juglans* ; 0,2-1,2%) ou se développent (*Picea* : 0,4-2,6%, *Pinus halepensis* type : 0,2-2,8% et *Quercus ilex* type : 1,5-9,6%) tandis que des taxons héliophiles (*Fagus* et *Corylus*) ou de ripisylve (*Alnus*, *Salix* et *Ulmus*) restent dans des proportions stables. Ces évolutions au sein des espaces forestiers témoignent d'une diversification taxonomiques et d'une progression des espèces xérophiles. Au début de la période les taxons arbustifs conservent un pourcentage peu élevé autour de 3,5% avant de progresser à partir de 1215 cm (ca. 3930 cal BP/1980 cal BC) et d'osciller entre 5,2 et 9,7% sur toute la palynozone. L'augmentation du pourcentage des taxons de *Juniperus* type (1-7,4%) et la présence croissante d'*Olea* (de 0 jusqu'à 5%) indiquent un remplacement progressif des forêts mésophiles par une végétation thermo-méditerranéenne. Ces modifications dans la répartition des espèces ligneuses sont synchrones avec la forte augmentation des proportions de la végétation herbacée (de 33 à 56,3%). Contrairement aux périodes précédentes, les Poaceae (12-16%) ne sont plus majoritaires. Les progressions les plus significatives proviennent des taxons de plantes vivaces (Brassicaceae, Caryophyllaceae et Fabaceae), des taxons anthropozoogènes (Chenopodiaceae, *Plantago lanceolata* type, et *Polygonum aviculare* type), des taxons anthropiques-nitrophiles (*Aster* type et Cichorioideae), d'*Artemisia* et des taxons cultivés à l'instar de *Cerealia* type (0-1,5%). Associés à l'enregistrement de processus érosifs continus (*Glomus* : 0,2-1,7% et *Pseudoschizaea circula* : 0-0,4%), à l'augmentation des MNPs coprophiles (*Coniochaeta*, *Podospora*, *Sordaria* sp.) et aux MNPs xérophiles (*Chaetonium*, *Gelasinospora*, *Pleospora* et HdV-200), tous ces indicateurs suggèrent l'existence d'un fort impact anthropique sur le paysage soumis à la pression agro-pastorale. Ce forçage se caractérise par l'ouverture d'espaces pâturés et cultivés dans la basse vallée et la dégradation de la végétation de piémont et de bas de versant parallèlement à la dégradation des espaces lacustres.

Vers 751 cm (3070 cal BP/1120 cal BC), un changement rapide affecte essentiellement les indicateurs d'humidité en faisant pratiquement disparaître (temporairement) les colonies de *Pediastrum* (*P. simplex* : 2,4% et *P. boryanum* : 0,1%) de façon concomitante avec une augmentation du pourcentage de taxons hydro-hygrophytes (de 4,9 à 12,1% ; Fig.6.21). Cet épisode est probablement lié à une période plus sèche engendrant un assèchement temporaire de la zone humide. Cela coïnciderait avec la transition entre les unités sédimentaires U3 et U4 qui suggèrent la proximité de marge palustre à la périphérie d'un espace lacustre peu profond. Cet épisode est suivi vers 700 cm (ca. 2800 cal BP/850 cal BC) par un retour aux conditions hydrologiques préalables à la

perturbation ainsi qu'un bref pic de plusieurs taxons mésophiles arboréens (*Carpinus betulus*, *Fagus* et *Ostrya/Carpinus orientalis* type).

LPAZ5 ; 665-230 cm ; ca. 2680-50 cal BP/730 cal BC-1900 cal AD – La cinquième palynozone (LPAZ5) commence vers 2680 cal BP (730 cal BC) soit au début de l'Antiquité et s'achève vers 50 cal BP (1900 cal AD) lors de l'époque de domination ottomane. Elle est marquée par une proportion de taxons arborés inférieure à 50% (33-47,6%) si l'on exclu l'intervalle 500-450 cm pour des raisons de remaniement sédimentaire, évoqué précédemment à cause des datations exclues (U5). La végétation arbustive dominée par *Juniperus* type (1,8-5,1%), *Erica arborea* type (0,3-1,8%) et *Olea* (0,4-3,1%) atteint de 7,8 à 9,5% de la somme de base. La dynamique d'ouverture paysagère initiée lors de LPAZ4 s'accroît et la plupart des taxons mésophiles de versant régressent (*Quercus pubescens* : 10,8-3,6% ; *Ostrya/Carpinus orientalis* type < 2,5% ; *Carpinus betulus* < 1%) tandis que les conifères d'altitude se maintiennent entre 9 et 19%. La proportion des taxons d'herbacées confirme que l'anthropisation est de plus en plus prégnante (*Cerealia* type: 0,4-3,2% ; taxons anthropiques-nitrophiles : 4-30% ; taxons anthropozoogènes : 3-12% ; plantes vivaces : 4,5-10%). Cela est corroboré par les indicateurs MNPs xérophiles (0,7-1,8%) et les MNPs coprophiles (0,6-5,6% ; Fig.6.21). D'un point de vue hydrologique, la diminution puis la disparition des colonies de *Pediastrum* à la fin de la période est concomitant avec l'augmentation du pourcentage des taxons hydro-hygrophytes (de 10,6 à 16%) et des indicateurs de processus érosifs (de 0,6 à 3,8%) ; Cela suggère un atterrissement progressif, avec des apports fluviaux allogènes et un battement de la nappe phréatique favorable à l'implantation des taxons de zone humide sur ses marges, comme l'indiquaient préalablement les analyses sédimentologiques. La progression des pourcentages de la ripisylve (*Alnus*, *Salix* et *Ulmus*) après la phase de hiatus peut-être interprété dans ce sens.

LPAZ6 ; 230-25 cm ; ca. 50 à -50 cal BP /1900-2000 cal AD – La dernière palynozone (LPAZ6) se situe au cours des 100 dernières années. Elle est caractérisée par une très importante diminution de tous les taxons du couvert forestier de versant et une forte croissance du pourcentage des taxons de la ripisylve (*Alnus* : 3,7-24,3% ; *Salix* : 1,7-4,3%, *Ulmus* : 0,2-2,8%) indiquant un assèchement de la zone humide, colonisé par des strates arborées post-pionnières et une déforestation des versants. Les bas de versants sont recouverts d'une végétation arbustive (9,3-15,4%) de type phrygane ou de forêt thermoméditerranéenne lorsque les chênaies mixtes ou les yeuseraies sont maintenues. Le centre de la dépression bien qu'asséché est probablement régulièrement inondé puisque les MNPs de conditions eu-mésotrophiques existent toujours entre 5 et 10% du total. De même la proportion des unités pionnières herbacées hygrophytes persiste entre 16,4 et 25,1% (*Cyperaceae* : 5,3-12,2% et *Equisetum* : 0,5-10,2%). Ces espaces de la basse vallée du Strymon sont régulièrement alimentés en sédiment d'après les pourcentages maximum de MNPs indicateurs d'érosion enregistrés (3,2-5,9%) et les correspondances avec l'unité

chronostratigraphique U7. Ils sont également devenus accessibles au pâturage par le bétail (MNPs coprophiles : 2-9,7%).

6.3. Evolution paléoenvironnementale de la basse vallée du Strymon d'après le transect de Fidokoryphi

Phase 1 ; ca. 7600-5700 cal BP/5650-3750 cal BC – La première phase enregistrée correspond à une sédimentation fine et organique de milieu lacustre (U1) dans la partie occidentale du transect tandis que la partie orientale correspond aux espaces de marges lacustro-palustres. **La zone humide occupait ainsi l'ensemble de la basse vallée du Strymon sous la forme d'une vaste étendue d'eau douce. La profondeur d'eau à l'endroit de FC8 était probablement plurimétrique, compte tenu des très faibles proportions de taxons d'hydro-hygrophytes enregistrés et de la différence d'altitude d'environ 20 mètres au début de la période (ca. 7000 cal BP/5050 cal BC), entre les niveaux supérieurs de l'unité à l'est et à l'ouest du transect.** Compte tenu de la morphologie du bassin lacustre (plurikilométriques, à faible pente et peu encaissé), la subsidence et la compaction, accentuées au centre du bassin (FC8), semblent insuffisantes pour expliquer à elles seules cette amplitude (Bennett et Buck, 2016). Le niveau d'eau se situait à environ 3 mètres sous le niveau actuel de la mer (bsl) vers 6000 cal BP (4050 cal BC) tandis qu'il était d'environ de 5 m bsl à cette époque d'après le modèle de Lambeck et Purcell (2005) en accord avec les observations réalisées sur l'île de Lemnos au Nord de la mer Egée (Pavlopoulos et al., 2013). La remontée progressive du niveau de la mer peut expliquer la remontée du niveau des nappes dans la basse vallée et jouer un rôle déterminant dans le maintien d'un espace lacustre à travers le blocage des eaux de surface. Ces conditions favorisent également le colmatage sédimentaire de la dépression. Les taux d'accumulation enregistrés au centre de la dépression (FC8) sont d'environ 4,6 mm/an. Sur la partie orientale du transect, le carottage de FC2 comporte des traits pédologiques affirmés (F14) qui suggèrent la mise en place d'un paléosol de type vertique sur la marge orientale de la zone humide, peu après la rétraction de l'espace en eau. C'est dans cet espace que se sont localement installées des populations dès le début du Néolithique Récent comme en témoigne le contenu archéologique du paléosol. **C'est autour de 6350 cal BP (4400 cal BC) que le spectre pollinique à proximité de la butte de Fidokoryphi (FC1) enregistre les premiers indicateurs d'un impact anthropique localisé sur le couvert végétal (LPAZ1).** L'environnement autour de la zone humide reste dominé par une ripisylve à laquelle succède une chênaie mixte assez dense dans les espaces de piémont et les bas de versants (LPAZ1 et LPAZ2 de FC1 et FC8). Les forêts de conifères occupent les hauts de versants des massifs du bassin versant. **Une pulsation climatique humide est enregistrée vers 6300 cal BP (4350 cal BC) d'après les spectres polliniques sans quelle ne soit corrélée avec un changement majeur au sein de la sédimentation.** Les hêtraies sont déjà présentes régionalement dès le début de la séquence et se

développent localement à partir de 5900 cal BP (3950 cal BC). **Sur les marges orientales (FC1 et FC2), la fin de la phase vers 5800-5700 cal BP (3850-3750 cal BC) marque localement une affirmation des conséquences de l'anthropisation sur le paysage et une période relativement sèche pendant quelques décennies.** Elle se traduit par un retrait rapide des espaces forestiers au profit d'espaces pâturés ouverts suite à l'intensification de l'usage du feu et d'une pression agropastorale croissante, contemporaine d'une paludification voire d'un atterrissement des marges lacustres. En revanche, cette modification paysagère n'est pas clairement identifiée dans le spectre pollinique de FC8 (LPAZ1).

Phase 2; ca. 5700-4700 cal BP/3750-2750 cal BC – La deuxième phase de sédimentation (U2) se développe sur un millénaire environ entre 5700 et 4700 cal BP (3750-2750 cal BC) entre la période de transition du Néolithique Final et le Bronze Ancien I. La partie occidentale du transect s'inscrit toujours dans un contexte de sédimentation lacustre. Dans la partie orientale du transect, le développement des environnements lacustro-palustres est brutalement interrompu par des apports fluviaux notables de part et d'autre de la butte de Fidokoryphi. Les faciès sédimentaires sableux déposés lors de cette phase (F3, F4 ou F5), indiquent **une recrudescence de la dynamique fluviale de l'Angitis et une accélération du détritisme** sur tous les carottages (FC4, FC1, FC2 et FC3). Le taux de sédimentation est d'environ 2,85 mm/an aux abords de l'Angitis tandis qu'il serait d'environ 3 mm/an dans la partie occidentale (FC8). Néanmoins, il est fort probable que les 3 m de sédimentation aux abords du Strymon ne correspondent pas à une accumulation régulière et continue sur 1000 ans. Les datations indiquent une phase d'accumulation intense entre 5700 et 5400 cal BP (3750-3450 cal BC) correspondant à un taux d'accumulation d'environ 10 mm/an. La datation inversée obtenue à 1515 cm sur FC8 (7679-7577 cal BP/5730-5628 cal BC) suggère également qu'une phase de remise en suspension des particules fines et témoignent peut être d'un événement de plus forte énergie. Les données polliniques de FC1 et FC8 confirment ces observations. A l'échelle régionale (FC8), au début de LPAZ3, la variabilité des pourcentages de taxons arborés et le passage de conditions méso-oligotrophiques vers des conditions eu-mésotrophiques témoignent d'une pulsation plus sèche, d'une instabilité de structure paysagère et d'une augmentation des apports sédimentaires (Figs.6.19 et 6.21). L'enregistrement de FC1 révèle lui aussi une profonde mutation du spectre pollinique avec une augmentation du niveau des nappes concomitant avec l'accélération des flux hydrosédimentaires, suivi par une brève période sèche vers 5400 cal BP (3450 cal BC). **Une phase d'instabilité et un changement majeur du fonctionnement hydrologique de la zone humide sont donc observés entre 5600 et 5400 cal BP (3650-3450 cal BC).** La fin de cette phase (5300-4700 cal BP/3350-2750 cal BC) est ponctuée par une ouverture rapide et temporaire du paysage centrée sur 5100-4900 cal BP (3150-2950 cal BC), uniquement perceptible sur les marges de la zone humide (FC1 : LPAZ4). Cet épisode induit une baisse du niveau de la nappe

phréatique et une accélération des processus érosifs comme le révèlent les passées sableuses plus grossières dans FC4 et FC1.

Phase 3 ; 4700-2750 cal BP/ 2750-800 cal BC – La troisième phase de sédimentation (U3) se développe sur 750 cm d'épaisseur au niveau du Strymon (FC8) et moins de 270 cm à proximité de l'Angitis (FC1) entre 4700 et 2900 cal BP (2750-950 cal BC) environ. Cette phase s'étend du début du Bronze Ancien II jusqu'à la fin de l'Âge du Fer. La sédimentation redevient plus fine sur tout le transect témoignant d'apports fluviaux moins importants. D'après les datations obtenues dans FC8, à la base de FC9 et de FC10, il existe un affaissement de la partie superficielle du remplissage sur FC9 d'environ 3 à 4 mètres par rapport à FC8. Il est possible qu'il témoigne d'une subsidence persistante au centre de la vallée mais elle peut également indiquer un tassement plus important des dépôts au centre de la dépression où le substrat semble moins proéminent par rapport à FC8 et FC10 d'après le profil géophysique P1 (Fig.6.8). Les milieux lacustres perdurent au centre de la basse vallée du Strymon et s'étendent même sur les marges orientales (FC4 et FC1). Cela correspond probablement à la phase d'extension maximale de la zone humide. **À partir de 4350 cal BP (2400 cal BC), les données polliniques indiquent une affirmation progressive de conditions sèches qui culmine de manière abrupte entre 4200 et 4000 cal BP (2250-2050 cal BC ; FC1 : LPAZ5 et FC8 : transition LPAZ3-LPAZ4).** Sur les marges de la zone humide (FC1), ce changement climatique rapide induit une disparition temporaire des indicateurs de milieu lacustro-palustre (MNPs de milieu en eau et ripisylve) et une importante redistribution des ensembles forestiers (eg. disparition des sapinières, des yeuseraies et des charmaies remplacées par des hêtraies et des chênaies décidues). Sur FC8, la rupture est encore plus significative dans les données sédimentologiques et au sein du spectre pollinique. Les baisses rapides et synchrones des valeurs de la susceptibilité magnétique, des quantités de carbonates, des proportions de la végétation forestière ou des indicateurs de milieu en eau soulignent tous cette transformation. Bien que **le centre de la dépression reste lacustre, la rétraction de la zone humide est brutale, avec des marges en cours d'atterrissement colonisées par une végétation basse hydro-hygrophytes pionnière et une ripisylve dense. Tous les espaces boisés de versants régressent à l'exception des forêts de conifères en domaine montagneux.** Après ce changement des conditions hydrologiques, les indices d'anthropisation s'affirment dans le bassin versant à travers une ouverture du paysage forestier, une intensification des pratiques agropastorales et des processus érosifs. La pression anthropique culmine à la fin de la période (2750 cal BP/800 cal BC) marquant la transition vers l'Antiquité. Elle se distingue par des pratiques telles que le déboisement par le feu, la culture de certains taxons (e.g. *Olea*, *Cerealia* type) et le développement de l'élevage dans des proportions inédites jusqu'ici.

Phase 4 ; ca. 2750-1800 cal BP/800 cal BC-150 cal AD – La quatrième phase intervient au début de l'époque archaïque et s'achève à la fin de l'époque hellénistique. **La**

dynamique d'atterrissement amorcée lors de la phase précédente s'amplifie sur l'ensemble de la basse vallée. Elle conduit progressivement au comblement sédimentaire de la dépression et à la diminution de la profondeur en eau. L'U4 qui s'est mise en place pendant cette phase montre une forte variabilité latérale des faciès. Alors que sur FC3 (F2), FC2 (F3) et FC1 (F2 puis F5) la sédimentation correspond à un environnement fluvial marqué par la régularité des apports détritiques, elle est invariablement lacustre sur FC8, FC9 et FC10 (F12). Les deux carottages intermédiaires (FC4 et FC7) présentent eux des dynamiques variables. Dans FC4, l'environnement est celui d'un espace lacustre peu profond à faible apport allogène. Les faciès qui composent cette unité évoluent, alternant entre un limon sableux carbonaté (F9), un limon argileux décarbonaté (F15) et un limon fin argileux lité à microcharbons et fragments de coquilles. Dans le carottage de FC7 au pied de la butte de Fidokoryphi, l'alternance des faciès F5, F7 et F8 nécessitant une capacité de transport importante (au moins épisodiquement), indique qu'un écoulement fluvial à l'ouest de la butte venait alimentait les marges d'un milieu devenu palustre et régulièrement exondé. Au début de cette phase, dans les carottages FC7 et FC1, **les fragments de céramiques et d'os (poisson) retrouvés ainsi que la quantité considérable de microcharbons présents, datés de la même époque (2775-2720 cal BP/828-766 cal BC et 2754-2490 cal BP/805-541 cal BC) suggèrent que les populations ont fréquenté les rivages de la zone humide et ont favorisé l'érosion par leurs activités.** La réactivation du système fluvial est couplée avec une augmentation de la contribution colluviale en provenance des piémonts (FC3) et de la butte de Fidokoryphi (FC7 et FC1). Ce constat est concordant avec les données paléobiologiques de FC1 et FC8. Les paysages végétaux, depuis les abords de la dépression jusqu'aux espaces forestiers de versant, sont très fortement soumis au défrichage et au pâturage tandis que les espaces de piémont et de vallée sont mis en valeur par l'agriculture. A partir de cette époque, tous les cortèges végétaux (LPAZ7 dans FC1 et LPAZ5 dans FC8) attestent d'une intensification de l'anthropisation quelque soit le milieu. **Les hêtraies aux étages supraméditerranéen et montagnard régressent pour la première fois de manière significative et définitive depuis l'enregistrement des premiers indices d'anthropisation au Néolithique Récent.** La dégradation des espaces forestiers les plus proches (FC1) s'accroît encore un peu plus à partir de 2300 cal BP (350 cal BC) environ. Cette nouvelle étape dans le remplacement des forêts par une phrygane arbustive dégradée est concomitante avec la phase de colonisation régionale par les populations grecques.

Phase 5 ; ca. 1800-550 cal BP/150-1400 cal AD – Le début de la phase 5, estimé à 1800 cal BP (150 cal AD), n'est pas bien défini chronologiquement faute de datation entre 1994-1865 cal BP (45 cal BC-112 cal AD) et 1412-1303 cal BP (540-644 cal AD) obtenues dans FC9. La limite avec l'unité inférieure est tronquée sur tous les carottages de la partie occidentale lacustre du transect (FC8, FC9, FC10 et FC4). **Cette interruption entre la période romaine et le début de l'époque byzantine semble correspondre à une nouvelle**

activation des systèmes fluviaux et peut-être au drainage partiel de la dépression palustro-lacustre. La cinquième phase est donc caractérisée au préalable par une remise en suspension des sédiments les plus fins et leur évacuation avant que se mette de nouveau en place une accumulation. Cette dernière est constituée de sédiments limoneux qui apparaissent rythmés et souvent carbonatés (F8, F10 et F11), correspondent à des faciès marneux lacustro-palustres. En revanche, dans les espaces de marge, l'émersion est récurrente et les dépôts sont de plus en plus sableux (FC4, FC1 et FCp1). Cette unité sédimentaire (U5) correspond à la première période où les espaces lacustres sont directement affectés par des processus fluviaux de forte énergie. Ces processus interrompent l'accumulation qui devient fluvio-lacustre, légèrement sableuse, quelque soit la position dans la zone humide. Cela témoigne d'un fort hydrodynamisme régional et d'une influence des défluviations de l'Angitis jusqu'au centre de la dépression. Le hiatus sédimentaire ne permet pas d'obtenir des informations paléobiologiques précises au cours des 4 premiers siècles de la période. **Vers 1100 cal BP (850 cal AD) les sédiments redeviennent plus homogènes et organiques sur les marges de la zone humide (FC7 et FC2) tandis qu'à l'ouest du transect (FC8) les apports fluviaux sont légèrement plus présents (F11) indiquant un renforcement de la dynamique fluviale et/ou un rapprochement du chenal du Strymon.**

Phase 6 ; ca. 550-100 cal BP/1400-1850 cal AD – La sédimentation mise en place au cours de la sixième phase (U6a et U6b) est concordante avec les dépôts antérieurs. Néanmoins sur l'ensemble du transect, on observe **un nouveau développement des milieux humides de faible énergie, marqués par une double extension de part et d'autre de la butte de Fidokoryphi.** Les espaces palustres saisonnièrement asséchés s'épanouissent sur les parties distales du piémont et au pied de la butte tandis que la partie occidentale du transect est fluvio-lacustre comme en témoigne le rapprochement du chenal du Strymon (U6a). **La sédimentation devient beaucoup plus carbonatée aux marges que pendant les périodes précédentes témoignant de l'apport régulier de MES issues de l'érosion des formations néogènes carbonatées de piémont encadrant les vallées du Strymon et de l'Angitis.** La rétraction des étendues lacustro-palustres **s'accélère brutalement au cours de l'époque ottomane, à partir du XVI^{ème} siècle par colmatage des zones humides suite à une accumulation sédimentaire très rapide.** Les sédiments fluviaux plus ou moins grossiers (F5, F6, F7 et F8) atterrissent les marges de la dépression et la proximité du Strymon. Ces séquences fluviales viennent régulièrement s'intercaler dans les formations lacustres et palustres à l'instar de FC9. Bien qu'immergé régulièrement, la disparition des indicateurs paléobiologiques de milieu en eau, l'expansion des stades pionniers de la végétation (roselières) ainsi que l'augmentation des espaces occupés par une strate herbacée nitrophile (LPAZ6 dans FC8) suggère que cet espace pouvait être temporairement traversé par les populations. **L'atterrissement de la basse vallée du Strymon est déjà largement affirmé à cette époque, ce que**

L'intensification du pastoralisme, des processus érosifs et l'absence de couvert végétal sur les versants accélèrent.

Phase 7 ; ca. 100 cal BP à nos jours/1850-2000 cal AD – Au cours des 150 dernières années que constitue la phase 7, les chenaux du Strymon et de l'Angitis déposent une alternance d'horizons de sable fin à moyen micacé, de limon sableux ou de limon organique (F3, F5 et F8). Les conditions hydrologiques correspondent à une zone humide palustre, partiellement végétalisée, en phase d'atterrissement mais régulièrement inondée en période de crue et soumises aux battements de la nappe phréatique. Les nombreuses défluviations de l'Angitis ont facilité l'accumulation d'une grande quantité de sédiment dans toute la plaine alluviale. Les défluviations n'ont pas été contraintes ni par la topographie de la dépression complètement aplanie ni par la couverture végétale des versants et des piémonts toujours très réduite, tandis que le développement d'une ripisylve arborée assez dense a au contraire favorisé la rétention sédimentaire dans la dépression. L'épaisseur des dépôts est conséquente (> 2 m) sur la plupart des sondages (FC9, FC4, FC7 et FCp1), correspondant à un taux d'accumulation de plus de 13 mm/an. Ce taux d'accumulation est probablement beaucoup plus important pour la période précédant les travaux de drainage. Après la réincision artificielle du Strymon et de l'Angitis au début des années 1930, les chenaux d'écoulement sont les seuls à venir alimenter les espaces à proximité (FC8 et FC1) avec de nouveaux dépôts sédimentaires fluviaux de débordement.

6.4. Le transect de Kryoneri

Le transect de Kryoneri traverse la basse vallée du Strymon à l'aval de l'ancienne dépression lacustre de Myrkinos-Amphipolis à environ 10 km en aval de la butte de Fidokoryphi. Les carottages ont été établis au pied du site d'habitat de Kryoneri (Néolithique Récent et Bronze Ancien ; Malamidou, 2016) de part et d'autre du Strymon, dans une plaine alluviale large d'environ 1 km, bordée par des terrains néogènes. Les investigations se sont appuyées sur 4 carottages (KC1 à 4) qui ont fait l'objet d'observations détaillées et de 5 datations par la méthode du radiocarbone (AMS ; Tab.6.5). Les analyses encore partielles ne permettent pas une restitution aussi précise qu'à Fidokoryphi de l'évolution de l'environnement. Elles ont néanmoins permis d'identifier la succession de 4 phases sédimentaires (Fig.6.22).

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
KC3-7	652-654	Erl-12816	Sédiment organique	721 ± 50	737-559	1214-1390 AD
KC3-8	763-765	Ly-6030	Sédiment organique	3810 ± 30	4347-4090	2340-2143 BC
KC3-9	897-900	Erl-12817	Sédiment organique	4350 ± 57	5264-4828	3107-2879 BC
KC3-10	997-1000	Ly-6031	Sédiment organique	4395 ± 30	5213- 4860	3094-2916 BC
KC4-5	432-434	Ly-7194	Sédiment organique	5005 ± 30	5889-5653	3934-3706 BC

Tableau 6.5 : *Inventaire des datations disponibles sur le transect de Kryoneri.*

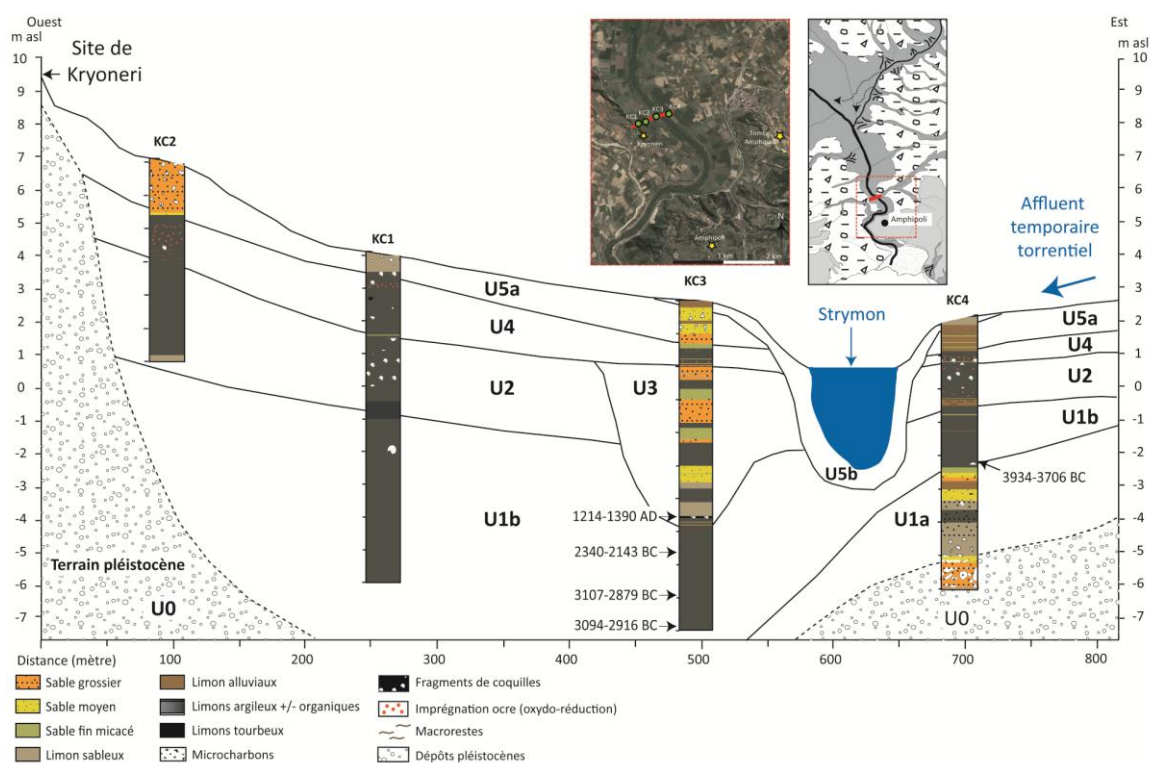


Figure 6.22 : Transect du remplissage de la basse vallée du Strymon à Kryoneri.

U0 ; Non datée, probablement pléistocène - La phase U0 dont les limites sont assez mal définies correspond à un horizon de débris grossiers peu émoussés et hétérométriques dans une matrice limoneuse ocre-brune. Ces dépôts sont attribuables aux vastes épandages du Pléistocène, délimitant la plaine alluviale du Strymon.

U1a ; Ante 5900 cal BP / < 3950 cal BC - La phase U1a se compose de sable limoneux hétérogène à forte charge détritique sous forme de gravillons de micaschiste et de quartz. La mise en place de ces dépôts correspondant au faciès F7, uniquement observable sur KC4 résulte probablement des pulsations hydrosédimentaires provenant de l'exutoire d'un torrent temporaire de montagne incisé dans le versant du Pangée. Les traits de pédogénèse observés dans la sédimentation colluviale de FC4 indiquent que les dépôts forment le premier paléosol holocène.

U1b ; ca. 5900-4000 cal BP / 3950-2050 cal BC - Les datations obtenues que KC3 et KC4 permettent de situer chronologiquement cette phase sédimentaire entre 3900-2000 cal BP environ (3950-2050 cal BC) soit lors de la phase de transition du Néolithique Final puis tout au long de l'Âge du Bronze. Il s'agit de limon argileux compact et homogène de type F12 déposé dans un espace lacustro-palustre.

U2 ; Non datée ; Post 4000 cal BP / > 2050 cal BC - L'unité U2 n'a pas été datée directement mais correspond à une accumulation postérieure et non tronquée par rapport

à l'unité inférieure (U1). Le dépôt est limono-argileux à nombreuses coquilles d'*Unio Tumidus*, sans structure pédologique (F12), sur les trois carottages où on peut l'observer (KC1, KC2 et KC4). La sédimentation correspond à des dépôts lacustres à l'instar de ceux observés aux abords de Fidokoryphi à la même époque. La délimitation supérieure de la sédimentation correspond à une couche pluri centimétrique de limon sableux observable dans KC1 et KC4 de part et d'autre du Strymon autour de 1 à 1,50 m asl. Ce dépôt de sable fin à moyen micacé contenant des macrorestes (F5) indique une baisse du niveau d'eau du lac, une contraction de la zone humide et le développement d'un environnement palustre avec le développement d'une végétation hydro-hygrophyte pionnière sur les marges. Ce dépôt pourrait correspondre à celui de la fin de la phase 4 sur le transect de Fidokoryphi, daté d'environ 1800 cal BP (150 cal BC).

U3 ; Post 4000 cal BP / > 2050 cal BC – Les limites chronologiques de cette phase sont difficiles à établir de manière absolue en l'absence de datations et leur interprétation repose en partie sur les corrélations chronostratigraphiques réalisées avec les résultats de Fidokoryphi. La sédimentation détritique d'environ 5 mètres d'épaisseur observable uniquement dans KC3, suggère une période de forte incision par le Strymon avant le développement des dépôts à partir de la fin de l'époque byzantine (737-559 cal BP / 1214-1390 cal AD). Cette incision du chenal du Strymon dans les dépôts lacustres, antérieure à 750 cal BP (1200 cal AD), témoigne de la très forte capacité de transport du cours d'eau et du transfert d'un volume considérable. L'accumulation qui a progressivement comblé le chenal est constituée d'une alternance de sable grossier stratifié (F2), de sable fin micacé et de limon plus ou moins organique (F8). Comme à Fidokoryphi (phase 5), cette période conduit à un remaniement des dépôts antérieurs et donc un hiatus sédimentaire de plusieurs siècles entre l'époque hellénistique et l'époque de domination Byzantine (ca. 2150-550 cal BP / 200 cal BC-1400 cal AD). L'U3 correspond à une formation fluviale indiquant le développement d'écoulements dynamiques au sein d'une plaine d'inondation en voie d'atterrissement.

U4 ; ca. 550-100 cal BP / 1400-1850 cal AD – La phase de sédimentation d'U4 correspond de nouveau avec un dépôt limono-argileux organique et compact (F12), sur l'ensemble du transect. L'accumulation contient également de nombreux fragments de coquille ainsi que des microcharbons (KC1) et des macrorestes sur les espaces de marges (KC2). Cette accumulation de particules fines se fait dans un milieu fluvio-lacustre de faible énergie soumis régulièrement aux variations du niveau d'eau comme l'indiquent les ponctuations ferromanganiques ocre observables au sommet de chaque carottage.

U5a ; ca. 100 à -50 cal BP / 1850-2000 cal AD – La phase U5a est une accumulation sédimentaire à la granulométrie irrégulière allant du sable grossier à gravillons (F2) dans KC2 à limon stratifié plus ou moins sableux (F9) dans KC4. L'origine de ces dépôts est variable selon les sondages. Pour KC2, KC1 et probablement pour certaines passées de KC3, il s'agit d'un colluvionnement de versant favorisé par les pratiques agropastorales

tandis que la proximité du cours d'eau et le litage très fin observé dans KC4 indiquent des dépôts de débordement.

U5b ; Post aménagement de 20 cal BP / >1930 cal AD – La phase **U5a** correspond à l'accumulation fluviale récente, de chenal, de berge et de débordement de part et d'autre du chenal d'écoulement du Strymon. Depuis les années 1930, le cours d'eau est totalement chenalisé et possède une zone d'expansion de crue variant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres, colonisée par une roselière (stade pionnier) ou par des formations post pionnières arbustives et arborées (saulaies et peupleraies) piégeant la majorité des sédiments.

Pour ce transect, les connaissances restent fragmentaires et relativement mal datées, rendant difficile une interprétation des temporalités du couplage érosion-aggradation. Néanmoins, les données disponibles confirment l'extension des milieux fluvio-lacustres vers l'aval au minimum entre 5000 et 4000 cal BP (3050-2050 cal BC). Cette sédimentation lacustre comble progressivement le fond de vallée et s'interrompt brutalement par une incision forte du chenal du Strymon qui n'est datée que de manière relative.

Conclusion

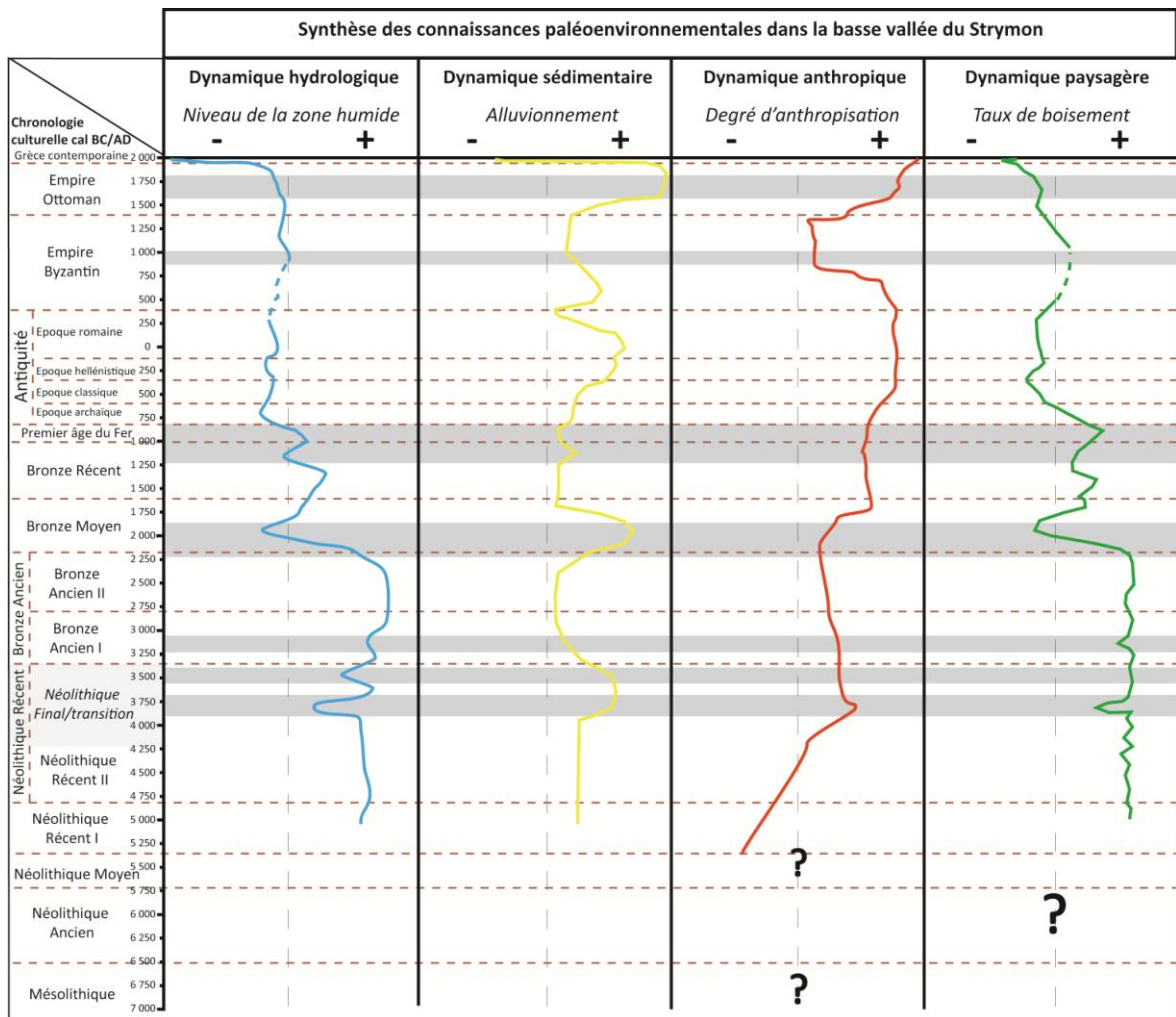


Figure 6.23 : Synthèse des connaissances paléoenvironnementales dans la basse vallée du Strymon d'après les dynamiques hydrosédimentaires, les indicateurs hydrologiques (faciès sédimentaires, représentations des hydro-hygrophytes et des MNPs de milieu humide), les taux d'accumulation et les analyses sédimentologiques sur FC1, FC4 et FC8, les données archéo-historiques couplées aux indices d'anthropisation des diagrammes polliniques (FC1 et FC8) et le ratio AP/NAP du diagramme pollinique de FC8. Les périodes représentées en gris correspondent à des changements climatiques et/ou hydrologiques enregistrés dans la basse vallée du Strymon.

Principaux enseignements de l'étude de la basse vallée du Strymon synthétisés sur la figure 6.23:

- Une vaste étendue lacustro-palustre occupait le centre de la dépression à la base des enregistrements analysés, dès le début du 7^{ème} millénaire cal BP. Les conditions environnementales indiquent un paysage très densément boisé dominé par une végétation de forêt tempérée dominée par les chênaies mixtes ;
- Une phase d'instabilité climatique est enregistrée entre 6000 et 5000 cal BP. Elle se caractérise par une forte variabilité de la structure paysagère et notamment des espaces forestiers. Cette période est ponctuée par trois pulsations climatiques plus sèches vers 5900-5650 cal BP (3950-3700 cal BC, 5500-5400 cal BP (3550-3450 cal BC) et 5200-5000 cal BP (3250-3050 cal BC) ;
- La présence anthropique aux marges de la zone humide est démontrée par les données archéologiques et sédimentaires dès le début des séquences sédimentaires, au Néolithique Récent autour de 7200 cal BP (5250 cal BC), tandis que les données polliniques à l'est du transect (FC1) enregistrent le début des activités de culture des céréales vers 6350 cal BP (4400 cal BC). En revanche, sur le diagramme pollinique de FC8, au centre de la dépression, le signal d'une activité agricole n'est clairement attesté de façon continue qu'à partir de 4000 cal BP (2050 cal BC) ;
- L'extension maximale de l'espace lacustro-palustre de la basse vallée du Strymon a lieu entre 5000 et 4200 cal BP environ (3050-2250 cal BC) ;
- À partir de 4300 cal BP (2350 cal BC) une profonde modification des conditions hydrologiques (pulsation plus sèche) engendre un net recul des milieux en eau, une diminution du couvert forestier, une accélération des taux d'accumulation et la généralisation des indices d'anthropisation à l'échelle régionale ;
- Les deux inflexions dans l'évolution des taux de sédimentation observées à FC8 vers 5800-5650 cal BP et 4100-3900 cal BP (3850-3700 cal BC et 2150-1950 cal BC) indiquent au moins deux changements majeurs dans le fonctionnement hydrosédimentaire de la zone humide.
- À partir de 3800 cal BP (1850 cal BC), malgré une tendance climatique globalement plus sèche qu'au cours de l'Holocène Moyen et la réduction des vitesses d'accumulation, le comblement de la basse vallée du Strymon s'amorce comme en témoigne la présence d'un espace lacustro-palustre de moins en moins profond. Le renforcement de la saisonnalité des précipitations mais surtout l'anthropisation du paysage (ouverture du milieu et préparation des sols) favorisent le transfert sédimentaire vers la zone humide ;

- Vers 2800 cal BP (850 cal BC), au début de l'Antiquité, l'intensification des activités agropastorales est observée sur l'ensemble du transect. Elle se caractérise par une augmentation des espaces cultivées, de la pression pastorale et du défrichement par le feu qui engendre un nouveau recul des milieux forestiers. Le fonctionnement de la zone humide se subdivise en deux avec, à l'ouest un espace lacustro-palustre peu profond et à l'est un environnement de plaine alluviale dominé par les apports fluviaux ;
- Une phase de détritisme intense est enregistrée dès le début de l'époque ottomane vers 550 cal BP (1400 cal AD). Après une période de remise en suspension et d'érosion des dépôts accumulés au cours des siècles précédents, l'atterrissement de la vallée du Strymon s'accélère. La sédimentation est contrastée sur tout le transect (dépôts d'énergie très variables latéralement) et tributaire des variations hydrologiques récurrentes. La dynamique hydrosédimentaire dominante est fluvio-lacustre pour la partie occidentale à fluvio-palustre pour la partie orientale du transect. Des défluviations parcourent la basse vallée du Strymon après le retrait des espaces en eau. Les entrées sédimentaires vers la zone humide sont conséquentes et s'expliquent par une érosion généralisée des sols du bassin versant, qui fait suite à la mise en valeur agricole des espaces de piémonts et au pastoralisme sur les versants. Le comblement progressif de la dépression se fait donc bien avant la mise en place d'un programme d'assèchement, au cours du siècle dernier (20 cal BP/1930 cal AD).



Troisième partie **Reconstruction des
dynamiques socio-environnementales au
cours de l'Holocène**

Chapitre 7. Changements environnementaux et néolithisation

Introduction

Les enregistrements paléobiologiques et sédimentologiques obtenus pour la première moitié de l'Holocène (12000 et 7000 cal BP soit 10050-5050 cal BC) sont restreints à la fenêtre d'étude de Dikili Tash. À cette échelle, la combinaison des données archéologiques et paléoenvironnementales fournit l'occasion d'analyser les interactions Sociétés-Environnement du Mésolithique au Néolithique Ancien. Afin de comprendre le poids des forçages qui ont contribué à la transformation des conditions environnementales, il est fondamental de confronter ces résultats avec les enregistrements régionaux disponibles. Nous examinerons dans un premier temps (1) les conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques préalables à l'installation du peuplement de Dikili Tash, avant d'aborder (2) la diffusion de la culture néolithique à l'échelle régionale, puis (3) d'examiner sa confrontation face à un événement climatique abrupt. Enfin, l'étude des conséquences environnementales de la permanence et de l'intensification du peuplement au cours du Néolithique Moyen et Récent (7750-5750 cal. BP, 5800-3800 cal BC) permettra d'aborder les conséquences des pratiques agropastorales sur les milieux de l'Holocène moyen.

7.1. La fin du Pléistocène et le début de l'Holocène : conséquences environnementales des changements climatiques

7.1.1. La fin du Pléistocène (ca. 20000-11400 cal BP/ 18050-9450 cal BC), vers un reboisement régional discontinu

Dans le vallon de Dikili Tash comme dans la majorité des enregistrements polliniques régionaux, la végétation fini-pléistocène (post 20000 cal BP/ 18050 cal BC) correspond à des steppes herbeuses ouvertes (e.g. Wijmstra, 1969 ; Turner and Greig, 1975 ; Digerfeldt et al., 2000 ; Lawson et al., 2004 ; Kotthoff et al., 2008a ; Müller et al., 2011 ; Panagiotopoulos et al., 2013), bien que localement l'espèce dominante ne soit pas *Artemisia* (Figs.7.1 et 7.2).

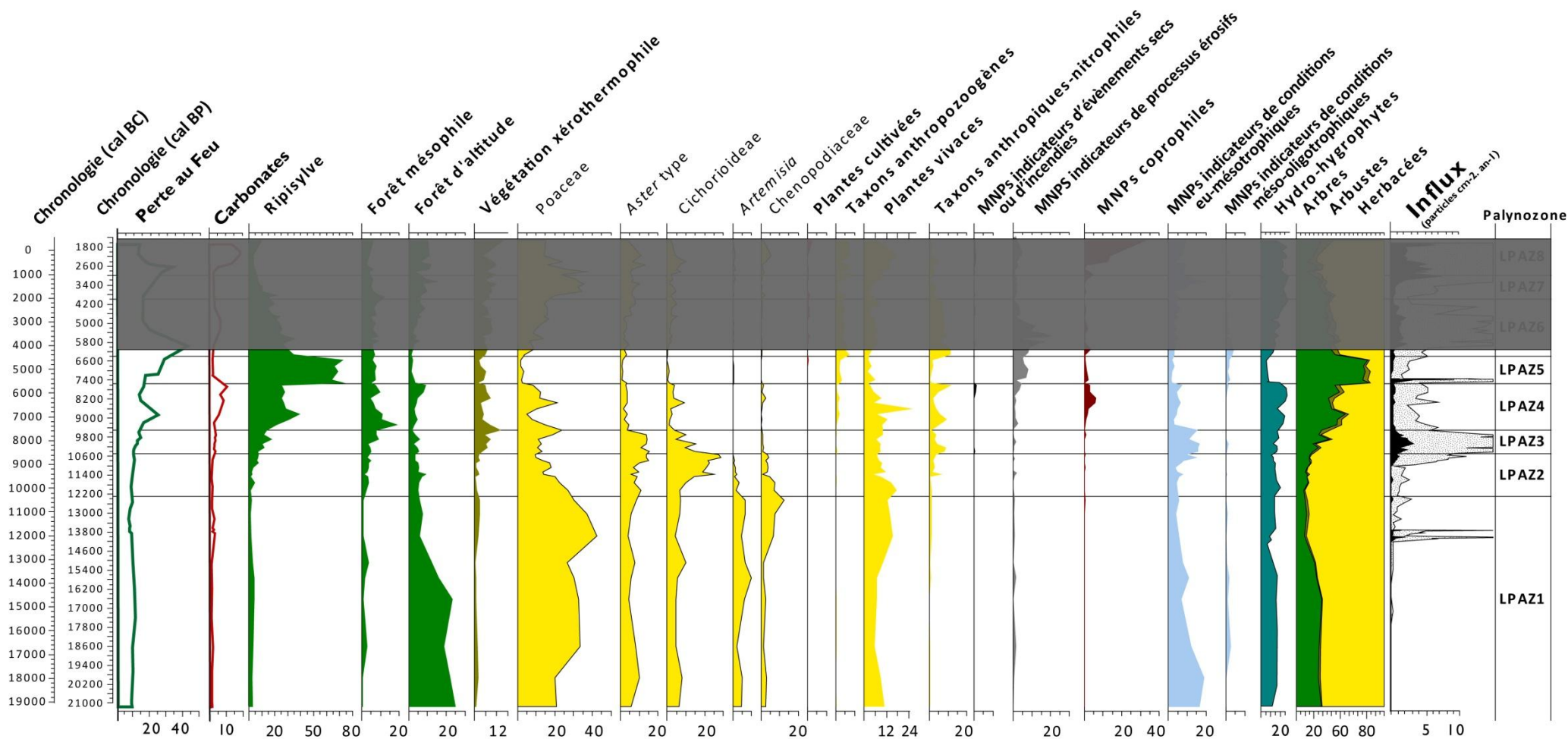


Figure 7.1 : Diagramme palynologique synthétique de Dik4 du Pléistocène à l'Holocène Moyen.

Ces milieux ouverts sont associés à quelques espaces forestiers, essentiellement constitués de conifères. Les conditions climatiques froides qui prévalent à cette époque ne permettent pas un développement des taxons arbustifs et arborés au feuillage caduc à l'exception de rares et brèves périodes où la domination générale des steppes sèches est un peu moins marquée. Ce type de changement, vraisemblablement en lien avec une amélioration climatique de courte durée, est observé à Tenaghi-Philippon vers 16000-15000 cal BP (*ca.* 14050-13050 cal BC ; Wijmstra, 1969 ; Pross et al., 2015) et de manière plus tenue sur les marges du marais (Dik4) où l'on observe une légère augmentation des noisetiers, des saules, des bouleaux ou des aulnes. Cette croissance de la biomasse peut expliquer le premier pic important du signal incendie dans le vallon de Dikili Tash vers 13700 cal BP (*ca.* 11750 cal BC) malgré un taux de boisement encore faible. En Épire, le développement des forêts plus thermophiles-hygrophiles est observé à la fin du Pléistocène (Gerasimidis et al., 2009). Il se trouve centré chronologiquement sur la période appelée Allerød dans la terminologie nord-européenne, soit entre 13700-12700 cal BP environ (*ca.* 11750-10750 cal BC ; Lawson et al., 2004). Une tendance similaire d'augmentation des espaces forestiers de résineux est également attestée à proximité de la Macédoine orientale, dans les enregistrements d'altitude des lacs Prespa (850 m asl ; Panagiotopoulos et al., 2013), ou Maliq en Albanie (818 m asl. ; Bordon, et al. 2009), des lacs de haute altitude du sud de la Bulgarie Sedmo Rilsko (2095 m asl; Bozilova et Tonkov, 2000) et Dalgoto (2310 m asl. ; Stefanova et Ammann, 2003) ainsi qu'au lac de Yeniçaga Gölü au nord-ouest de l'Anatolie (990 m asl ; Bottema et al., 1993). L'interstade du Bølling/Allerød paraît marqué par une baisse des températures hivernales et des précipitations (Dormoy et al., 2009) mais comme l'ont exprimé P.C. Tzedakis et ses collaborateurs (2004) et I. Lawson et son équipe (2004), il est complexe. Dans le bassin égéen, les diagrammes polliniques montrent des évolutions contrastées et n'enregistrent donc pas une dynamique régionale commune. Chaque site répond différemment aux changements climatiques en fonction de sa localisation. Chaque séquence est fortement dépendante de la fragmentation topographique des Balkans et du littoral égéen, de la proximité et de la diversité des aires de refuges ainsi que des caractéristiques locales du site.

La transition vers le Dryas Récent (*ca.* 12500-11700 cal BP/ 10550-9750 cal BC) est marquée par une détérioration des conditions climatiques : diminution des températures et aridification du climat (Combourieu-Nebout et al., 2009 ; Dormoy et al., 2009 ; Kotthoff et al., 2011). Ce changement correspond, en Méditerranée orientale, comme en Méditerranée occidentale (Dormoy et al., 2009) et en Albanie (Bordon et al., 2009), à une augmentation de l'humidité estivale et une sécheresse hivernale marquée. L'analyse fine de cette période au Nord de l'Égée (Dormoy et al., 2009) et au centre des Balkans (Bordon et al., 2009) indique la présence de trois phases climatiques distinctes, en accord avec les données provenant des carottages groenlandais (GRIP et NGRIP ; Björck et al., 1998 ; Rasmussen et al., 2006). Elles se situent entre 12600-12400 cal BP (*ca.* 10650-10450 cal BC), 12400-12200 cal BP (*ca.* 10450-10250 cal BC) et 12200-11700 cal BP (*ca.* 10250-9750 cal BC).

La période intermédiaire montre une augmentation des températures de plusieurs degrés par rapport aux périodes qui l'encadrent. Les deux phases froides du Dryas Récent se caractérisent par une extension de la végétation steppique dans le diagramme de Tenaghi-Philippon (Wijmstra, 1969 ; Müller et al., 2011). Ailleurs en Grèce du Nord on observe une rapide réduction du couvert forestier au feuillage décidu tandis que les pinèdes se développent parfois légèrement (Bottema, 1980 ; Willis, 1994 ; Kouli et Dermitzakis, 2008 ; Gerasimidis et al., 2009). Néanmoins, à l'image du constat réalisé pour le Bølling-Allerød, les résultats obtenus sur les marges du marais de Tenaghi-Philippon (Dik4) ne révèlent pas de changements majeurs. Dans les sédiments marins du carottage SL152 au nord de l'Égée (Kotthoff et al., 2008a), le Dryas Récent est caractérisé par une forte augmentation des pourcentages d'*Artemisia*, de Chenopodiaceae et surtout d'*Ephedra distachya* type. Malgré la proximité géographique, l'absence de cette espèce dans les spectres palynologiques terrestres de la région étudiée est probablement due à ses affinités écologiques. En effet, c'est une plante mieux adaptée aux régions littorales qu'aux conditions terrestres sous influence continentale de notre terrain d'étude. Par ailleurs, les faibles pourcentages de pollen arboréens enregistrés (autour de 15% à Dik4) et leur faible variabilité au cours du Tardiglaciaire peuvent s'expliquer par la position du site localisé dans un espace largement ouvert topographiquement mais sans doute éloigné des espaces considérés comme des refuges écologiques potentiels en particulier pour les arbres décidus. Ces derniers sont souvent de petite dimension et correspondent par exemple à de petits vallons encaissés et protégés, à l'amont de bassins versants, comme cela a pu être le cas pour le hêtre sur le Pangée (Magri et al., 2006 ; Papageorgiou et al., 2008,2014). De même, l'aire collectrice de la pluie pollinique enregistrée dans la séquence de Dik4 est probablement assez limitée, comme le montre par la suite la prédominance de la ripisylve dans l'enregistrement pollinique, et comme cela a pu être évoqué pour expliquer les résultats d'autres études (Lawson et al., 2004). Le facteur altitudinal peut également jouer un rôle déterminant dans la résilience des espèces. À titre de comparaison, autour du lac Prespa, les arbres de basse altitude sont relativement peu affectés par le Dryas Récent tandis que les pins du domaine montagnard diminuent fortement (Panagiotopoulos et al., 2013). Un constat identique est observé en Bulgarie dans les hauts massifs du Rila et de Pirin (> 2000 m asl. ; Atanassova et Stefanova, 2003 ; Stefanova et al., 2006a ; Tonkov et al., 2011) où la végétation est très réactive aux changements climatiques. C'est en revanche bien différent dans le massif du Rhodope à des altitudes plus basses (800-2000 m asl ; Bozilova et al., 2011) où l'impact du climat apparaît modéré sur les sites étudiés ainsi que dans la plaine thrace bulgare où aucun changement conséquent de la structure paysagère n'est enregistré au Dryas Récent (Connor et al., 2013). Les conditions climatiques sèches et froides ne semblent pas avoir été le principal facteur limitant l'expansion des espèces arborées en plaine (Connor et al., 2013). La distance aux zones refuges, les conditions hydro-pédologiques locales et les limites de l'étagement végétal sont donc à prendre en compte dans le degré de sensibilité des enregistrements polliniques aux changements climatiques.

Alors que l'hypothèse d'une migration des taxons arboréens tempérés, depuis les refuges écologiques balkaniques vers le nord de l'Europe, est fréquemment proposée (Huntley and Birks, 1983 ; Bennett et al., 1991 ; Willis, 1992a, 1994 ; Tzedakis, 1993), le début et la vitesse de leur expansion sont toujours sujet de discussion. L'expansion de ces nouvelles forêts est identifiée dans le sud des Balkans dès la fin du Dryas Récent (Bottema, 1980 ; Willis, 1994) tandis que les archives marines indiquent qu'elle s'amorce quelques siècles plus tôt encore sur la frange Nord de l'Égée, entre 12600 et 11700 cal BP (ca. 10650-9750 cal BC ; Kotthoff et al., 2011). En revanche, plus à l'est, au nord des montagnes du Rhodopes (sud-est de la Bulgarie), la fin du Dryas Récent coïncide avec une phase climatique marquée par le renforcement de la continentalité et la diminution de l'humidité (Filipova-Marinova, 2003a ; Connor et al., 2013). Cette période plus sèche ne favorise pas le développement forestier dans ces régions et serait liée à l'augmentation de l'insolation estivale (Wright et al., 2003 ; Stefanova et al., 2006b ; Tzedakis, 2007 ; Leng et al., 2013). Le changement observé à Dik4 comme à SL152 (Kotthoff et al., 2008a) correspond davantage aux enregistrements du sud et du sud-ouest des Balkans.

7.1.2. Les conditions paléoenvironnementales holocènes préalables à l'implantation des premiers peuplements néolithiques

Le début de l'Holocène en Grèce du Nord (ca. 11700 cal BP/9750 cal BC) est associé à une augmentation globale des températures et des précipitations (e.g. Kuhnt et al., 2007 ; Kotthoff et al., 2008a ; Dormoy et al., 2009 ; Triantaphyllou et al., 2009a, 2009b ; Digerfeldt et al., 2007 ; Vogel et al., 2010a ; Kotthoff et al., 2011 ; Peyron et al., 2011 ; Aufgebauer et al., 2012 ; Francke et al., 2013 ; Cvetkoska et al., 2014) ainsi qu'une affirmation de la saisonnalité (e.g. Dormoy et al., 2009 ; Magny et al., 2011b, 2012b ; Peyron et al., 2011, 2016). Parallèlement, autour de 11700 cal BP (ca. 9750 cal BC), la croissance des milieux boisés est enregistrée dans la plupart des diagrammes polliniques (e.g. mer Egée, lac Kopais, tourbière de Nisi Fen, lac Xinias et marais de Tenaghi-Philippon) (Greig and Turner, 1974 ; Turner et Greig, 1975 ; Digerfeldt et al., 2000 ; Lawson et al., 2005 ; Kotthoff et al., 2008a). Dans la région étudiée (SL152, Kohtoff et al., 2011 ; Tenaghi-Philippon, Pross et al., 2009 ; Dik4), le début de l'Holocène se caractérise d'abord par l'essor des forêts de conifères dominées par *Pinus sylvestris* type (Wijmstra, 1969). Le développement progressif des milieux forestiers correspond ensuite à des forêts mésophiles, de ripisylve et une végétation xérophile. À Dik4 (LPAZ2), les arbres décidus sont localement représentés avec des noisetiers, des tilleuls, des aulnes, des saules et des chênes. Ils s'accompagnent d'une régression des graminées, d'*Artemisia* et des Chenopodiaceae remplacés par des taxons non steppiques tels que *Centaurea nigra* type et Cichorioideae, indiquant le retour à des conditions plus humides. Cela a également été observé dans d'autres enregistrements du nord de la Grèce (Kouli, 2015) où la présence importante des Cichorioideae et des rudérales dans les spectres polliniques n'est pas interprétée comme un indice du pâturage (Mercuri et al., 2013a) mais comme le résultat d'un processus

taphonomique (Bottema, 1982 ; Pavlopoulos et al., 2010 ; Florenzano et al., 2015). En amont du vallon (Dik12 ; Fig.7.2) l'amélioration climatique se traduit par une augmentation des taxons hydro-hygrophytes et une augmentation de la sédimentation carbonatée qui suggèrent une remontée du niveau de la nappe phréatique et des apports hydrologiques de l'exurgence. Cela concorde avec l'expansion des chênes décidus dans le centre du marais de Tenaghi-Philippon, interprétée comme une augmentation de l'humidité disponible et l'existence d'hiver moins froid (Müller et al., 2011). La transition vers l'Holocène est également détectable dans les changements de la sédimentation du marais dès les premiers siècles de la période (11700 cal BP/ 9750 cal BC). On observe en effet une augmentation du taux d'accumulation à Dik4, passant de 0,1 à 0,22 mm/an. Ce taux d'accumulation est encore plus marqué au centre du marais sur le carottage de TP4 situé à proximité de l'emplacement du carottage de Philippi 3 (Greig et Turner, 1974 ; Fig.7.3). Il passe de 0,14 mm/an à la fin du Pléistocène à 0,55 mm/an au cours des premiers millénaires de l'Holocène. Cette période de forte sédimentation s'étend sur une période plus longue qu'à Dik4 (ca. 12000-7100 cal BP/10050-5150 cal BC). Cette augmentation de l'accumulation sédimentaire s'explique par l'augmentation des flux hydrologiques dans le bassin versant ainsi que l'absence d'un couvert végétal dense protégeant les sols de l'érosion sur les versants et les parties apicales des piémonts. L'accélération des écoulements observée dès le début de l'Holocène favorise une mobilisation de matériel fin en suspension alors qu'une augmentation de la sédimentation organique est constatée dans les zones humides pendant la phase de reboisement (Fig.7.1. ; Dik4-LPAZ3). La reconquête végétale contribue également à la forte progression du signal incendie. Ce dernier traduit une augmentation de la biomasse disponible dont la combustion est probablement favorisée, malgré l'augmentation globale de l'humidité disponible, par la saisonnalité marquée des précipitations (Müller et al., 2011 ; Peyron et al., 2011).

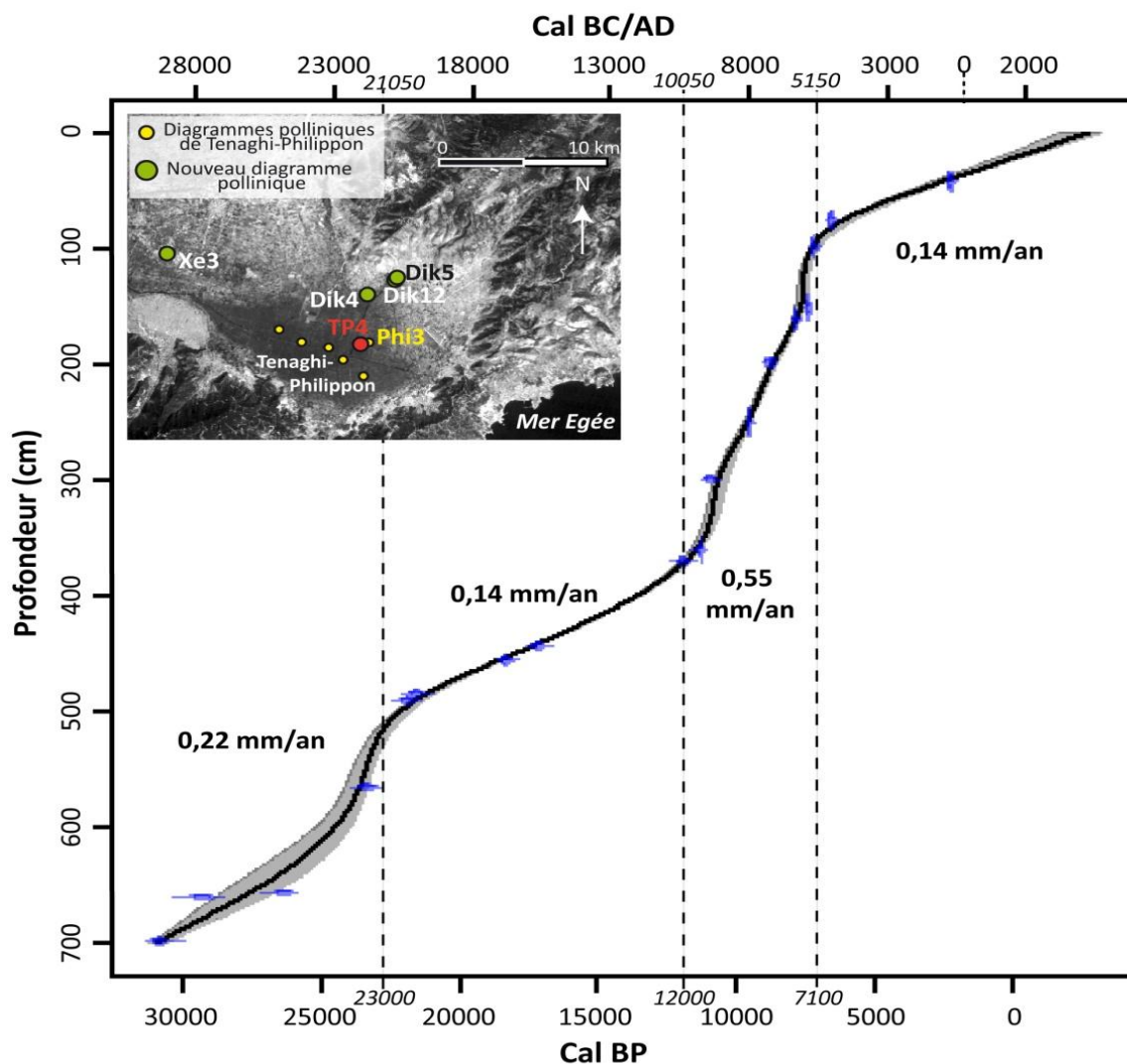


Figure 7.3 : Modèle âge-profondeur du carottage de TP4 au centre de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon réalisé à l'aide du programme Clam 2.2. et d'un modèle de lissage de type « smooth spline [type=4] with spar = 0.3 ». À titre indicatif, les taux d'accumulation sédimentaire moyens sont estimés pour chaque période.

Sur les marges du marais de Tenaghi-Philippon (Dik4) les conditions humides et chaudes amorcées dès le début de l'Holocène n'ont de répercussions sur le couvert végétal que vers 10500 cal BP (*ca.* 8550 cal BC). Elles entraînent alors une croissance de toute la végétation arbustive et arborée, à l'exception des forêts de conifères, et une remontée des indicateurs de milieux eu-mésotrophiques (Fig.7.1 ; Dik4-LPAZ3). Cette expansion a été favorisée par la croissance des précipitations, en particulier au cours de la saison végétative (Peyron et al., 2011). Au Nord de l'Égée (SL152 ; Kotthoff et al., 2008a) et au centre du marais (Wijmstra, 1969), le constat est similaire avec un développement de la végétation arborée au cours de ce qui constitue une seconde phase d'expansion forestière après 10600 cal BP (*ca.* 8650 cal BC). Le délai entre le début de l'Holocène et le développement des milieux forestiers est également attesté ailleurs en Méditerranée (Lawson et al., 2004 ; Magny et al., 2011b, 2013 ; Desprat et al., 2013). Le reboisement du

nord de la Grèce se situe donc dans une situation intermédiaire entre la reforestation rapide enregistrée en Grèce occidentale et celle différée, encore plus tardive, observée au sud de la Grèce et en Anatolie. Le rythme du développement forestier dans la région égéenne semble donc suivre deux gradients (Lespez, 2007). En Grèce occidentale, à l'image des enregistrements du lac Ioannina, la reforestation s'amorce largement dès le Dryas Récent (*ca.* 12800 cal BP/ 10850 cal BC ; Lawson et al., 2004 ; Jahns, 2005). C'est une tendance semblable qui est observée dans la tourbière de Nisi avec une reforestation très rapide avant le début de l'Holocène vers 12100 cal BP/ 10150 cal BC ; Lawson et al., 2005). À l'inverse, dans certaines régions plus affectées par les déficits hydrologiques, à l'instar de la Crète, l'expansion complète des forêts n'est effective que vers 8300 cal BP (6350 cal BC ; Bottema et Sarpaki, 2003). On retrouve ce même retard de diffusion vers le nord, au sud-est de la mer Noire où le reboisement total n'est effectif qu'à partir de 8000 cal BP (6050 cal BC ; Marinova et al., 2012 ; Shumilovskikh et al., 2012). Le décalage temporel dans le reboisement entre l'ouest de la Grèce et le reste de l'espace égéen peut s'expliquer par des facteurs abiotiques (Gerasimidis et al., 2009), en particulier les précipitations plus importantes à proximité de la mer Ionienne, suite à l'évaporation importante au-dessus des mers Tyrrhénienne et Adriatique (Kotthoff et al., 2008b). L'obstacle orographique, pour les courants atmosphériques dominants d'ouest, que constituent les Hellénides favorise également un fort gradient ouest-est des précipitations. Ainsi aujourd'hui, le littoral ionien reçoit 11000 mm/an alors que le marais de Tenaghi-Philippon situé à la même latitude n'en reçoit qu'environ 600 mm/an en moyenne. La proximité de nombreuses aires refuges situées dans le centre des Balkans peut également être évoquée.

Après cette seconde phase de l'expansion forestière, les diagrammes polliniques de Tenaghi-Philippon (Wijmstra, 1969 ; Greig et Turner, 1974 ; Müller et al., 2011) révèlent que l'environnement régional correspond à des forêts denses. Elles correspondent à des chênaies mixtes dominées par des chênes décidus, mais qui deviennent de plus en plus diversifiées avec le temps comme en témoigne l'augmentation des proportions de chênes sempervirents, de tilleuls, d'ormes et de graminées. Ces forêts ne sont donc pas totalement fermées et permettent progressivement le développement d'autres espèces comme l'attestent l'apparition et le développement de nombreux taxons entre 10400 et 8800 cal BP (8450-6850 cal BC ; Dik4-LPAZ4). D'après K.J. Willis (1994), l'expansion des forêts décidues dans les Balkans est dominée par les chênes à feuillage caduc en Grèce et plutôt par des forêts mixtes de chênes, d'ormes et de tilleuls en Bulgarie. Les informations locales fournies par Dik12 montrent des similarités avec les communautés végétales enregistrées en Bulgarie et confirment la position intermédiaire de la Macédoine orientale à l'échelle des Balkans au cours de la reforestation qui caractérise le début de l'Holocène.

Durant cette phase d'expansion forestière, un RCC d'échelle centennale, enregistré régionalement entre 9450 et 9200 cal BP (*ca.* 7500-7250 cal BC ; Kotthoff et al., 2008b), a ponctué le climat tempéré humide qui prévalait en Méditerranée orientale. Sur le diagramme pollinique de Dik4 (Fig.7.1. ; début de LPAZ4) comme sur la séquence

d'Adabag en Anatolie (Bottema et Woldring, 1984), on observe un pic des espèces ligneuses xérophiles et des graminées suivi d'un pic des chênes décidus. Conjuguées à une baisse brutale des indices de conditions humides, ces modifications suggèrent une réponse des enregistrements polliniques à un passage vers des conditions plus sèches centré sur 9200 cal BP (7250 cal BC) (Fleitmann et al., 2008). Il est également clairement identifié au Nord de l'Égée (Kotthoff et al., 2008b).

Lors de l'installation des premiers peuplements néolithiques vers 8400 cal BP (6450 cal BC), l'environnement régional correspondait donc à un milieu régional caractérisé par des forêts décidues dominées par les chênes (Wijmstra, 1969 ; Greig et Turner, 1974 ; Pross et al., 2009 ; Müller et al., 2011). Les résultats obtenus à l'aval du vallon (Dik4-LPAZ5) montrent toutefois que les paysages rencontrés par les premières communautés néolithiques étaient plus diversifiés que pourraient le suggérer les seuls diagrammes du centre du marais. Une forêt mixte d'arbres au feuillage caduc devait bel et bien occuper les piémonts aux sols épais et certains versants de l'étage mésoméditerranéen mais aux marges du marais, une végétation rivulaire dominait la strate arborée. Cette dernière était accompagnée de plantes hydro-hygrophytes aux abords des étendues d'eau libre (au moins saisonnièrement) et pouvait persister au centre du marais. De plus, au moins localement comme aux environs du futur site de Dikili Tash, les espaces de bas de versant aux sols peu développés et à faible réserve hydrique correspondaient à des milieux plus ouverts composés de graminées, de plantes herbacées vivaces, de rudérales et d'Asteraceae alors que les chênes verts, les genévriers et les pins devaient recouvrir une partie des versants les plus raides développés sur les marbres lorsque les sols sont peu développés et à faible réserve hydrique.

7.2. La diffusion de la culture néolithique à l'échelle régionale

7.2.1. La Néolithisation et son implantation en Macédoine orientale

L'occupation des régions nord-Egéenne par des populations mésolithiques a pu avoir des répercussions sur l'environnement et certaines espèces (animales ou végétales) par le biais de la cueillette, la chasse ou la pêche (Willcox, 2011). Néanmoins, la très faible densité des peuplements et leur relative mobilité n'ont pas permis d'enregistrer des changements environnementaux majeurs et pour l'instant aucune recherche conduite à l'échelle régionale autour des sites mésolithiques fouillés n'a mis en évidence de tels changements. Ce sont bel et bien les pratiques agropastorales qui vont transformer ce rapport Sociétés-Environnement. Le début du « Néolithique » et de la « néolithisation » marquent dans le monde méditerranéen, comme ailleurs en Europe, un changement socioculturel majeur ayant des répercussions directes sur les interactions Sociétés-Environnement. Le passage des sociétés mésolithiques vers les sociétés néolithiques peut être considéré comme une « révolution » (Childe, 1929) résultant de deux éléments

majeurs : (1) la sédentarisation des populations et les conséquences socioculturelles que cela engendre (2) la domestication des plantes et des animaux. Ce processus dont la chronologie varie d'une région à l'autre est toujours l'objet de débats, alimentés régulièrement par la production de modèles de diffusion des « cultures néolithiques » à travers l'Europe (e.g. Guilaine, 2000b, 2001 ; Perlès, 2001 ; Gkiasta et al., 2003 ; Willcox, 2005 ; Rasse, 2008 ; Berger et Guilaine, 2009 ; Lemmen et al., 2014 ; Weninger et al., 2014). Dans les schémas de diffusion, le nord de la Grèce est considéré comme l'un des ponts, *via* les territoires insulaires égéens et/ou l'Anatolie, entre l'Europe et le Proche-Orient où est initiée la transition néolithique (Tringham, 2000). Malgré l'existence de relations complexes entre les populations locales et migrantes qui contribue à la diffusion de ces cultures, les observations disponibles incitent à concevoir la néolithisation comme une diffusion culturelle appuyée sur le déplacement de populations plutôt que comme un processus indigène à chaque région (Perlès, 2001 ; Kotsakis, 2014b). Il faut noter que le morcellement géographique du bassin égéen n'a pas empêché cette diffusion culturelle caractérisée par des déplacements de populations, des échanges de connaissances ou de matériel.

7.2.1.1. La position et l'environnement de Dikili Tash

Dans le cas de Dikili Tash comme pour tous les sites néolithiques, la première question est de savoir quelles sont les caractéristiques qui ont incité les premières communautés à s'y implanter durablement. D'un point de vue géographique, les prédispositions du site de Dikili Tash ont déjà fait l'objet de discussions (Lespez et Dalongeville, 1998 ; Lespez et al., 2000, 2008, 2013) et ont permis de relever trois caractéristiques majeures :

- La localisation du tell sur la partie distale d'un cône de déjection pléistocène située à la charnière de trois unités morpho-pédologiques offre des terroirs différents ;
- La proximité d'une exsurgence permanente ;
- Une position de contrôle territorial qui s'est affirmée progressivement avec la construction du tell.

La topographie et l'environnement du site sur lequel s'est mis en place l'habitat peuvent être désormais précisés suite aux carottages intra et hors-site réalisés ainsi qu'aux analyses menées ces dernières années. Le substrat pléistocène sur lequel s'est développé le paléosol vierge se situe entre 4 à 5 mètres au-dessus des étendues marécageuses du vallon dont le talweg devait se situer probablement plus à l'est (plus éloigné de l'habitat qu'il n'apparaît aujourd'hui). Ce paléosol s'est développé sur une pente douce orientée nord-ouest/sud-est (en direction du vallon) correspondant à la pente naturelle du cône de déjection pléistocène. Les artefacts archéologiques (matériel lithique, os, charbons, terre cuite) retrouvés directement à la surface du paléosol sont situés principalement sur les

parties est et nord-est du futur tell, c'est-à-dire sur les espaces les plus proches de la résurgence et du vallon humide. Sur le tell, ces niveaux ont été datés entre 8450 et 8250 cal BP (6500-6300 cal BC) et sont contemporains des trois datations les plus anciennes (8365-8190 cal BP/6415-6241 cal BC ; 8416-8203 cal BP/6467-6254 cal BC et 8424-8354 cal BP/6475-6405 cal BC) obtenues dans le vallon (carottages Dik10-Dik12) sur un paléosol identique et comprenant également des artefacts archéologiques. Cela pose donc la question de l'extension de l'habitat et de la localisation précise des activités lors de la première implantation. Ces nouvelles données suggèrent la possibilité de revoir les limites de l'habitat pour les périodes les plus anciennes de l'occupation et sa correspondance avec la zone archéologique protégée et fouillée.

La source et la petite étendue marécageuse (mare) au nord-est du site ne devaient pas s'étendre sur une grande superficie ni restreindre l'accès au site. L'écoulement qui draine le vallon depuis l'exurgence se trouvait au maximum à un niveau de 3 à 3,50 mètres en dessous du niveau de surface actuel. Cela signifie que l'encaissement du vallon n'était guère plus marqué qu'actuellement et que la pente du vallon en direction du marais de Tenaghi-Philippon était déjà très faible (< 1%). Cela induit une sensibilité des espaces immédiatement au pied du site d'habitat face aux remontées de la nappe phréatique comme le confirment les faciès sédimentaires observés dans le vallon. Contrairement aux informations issues du centre du marais qui stipulent un environnement boisé très fermé, les milieux situés dans un rayon d'environ 2 km autour de l'habitat étaient relativement ouverts (Fig.7.1 et 7.2). Les populations avaient donc une position légèrement dominante. Ces terrains étaient peut-être également plus faciles à défricher et partiellement ouverts. Cet environnement demeurerait pourtant vulnérable à la fluctuation du niveau de la mare et du marais. Le choix de s'établir sur une légère éminence topographique, même de faible altitude, peut résulter de cette contrainte comme cela est constaté en Anatolie (Groenhuijzen et al., 2015 ; Stock et al., 2015). Dans un contexte hydrologique assez contrasté saisonnièrement (Peyron et al., 2016), cette position fournit un accès aux ressources des zones humides tout en offrant une sécurité face aux crues, aux écoulements torrentiels ou aux inondations comme semblent le révéler de nombreux sites à travers les Balkans (Renfrew et al., 1986; Filipovic et al., 2014; Schneider et al., 2014; Stock et al., 2015). Le choix de s'implanter à Dikili Tash répond donc à des critères fondamentaux pour la survie et le développement des populations mais les attraits écologiques et environnementaux du site ne correspondent probablement pas à un modèle unique à l'échelle régionale comme le montre la diversité de la localisation des sites néolithiques (Lespez, 2011). Il révèle plutôt une bonne capacité d'adaptation et de mise en valeur de l'environnement dans lequel les communautés ont décidé de s'établir, sans pour autant présumer de leur pérennité.

L'impact anthropique sur le paysage au cours du Néolithique Ancien se caractérise par une déforestation très localisée et limitée à un rayon de quelques kilomètres autour de l'habitat. Ce défrichement permet l'expansion de formations forestières secondaires et de plantes anthropozoogènes. Il favorise également une augmentation des processus érosifs

résultant des pratiques agropastorales comme cela a été constaté dans d'autres régions du bassin méditerranéen (e.g. López-Sáez et López-Merino 2007 ; Mercuri, 2014 ; Orengo et al., 2014 ; Revelles, 2016). Les faibles valeurs du signal incendie au cours de cette période suggèrent que la pratique du brûlis n'était que peu ou pas utilisée. Le recul des espaces forestiers n'est donc pas le seul aspect susceptible d'indiquer l'anthropisation du milieu sur un spectre pollinique. Comme le montre le diagramme de Dik12, les milieux ouverts localement peuvent permettre la mise en culture et le développement de l'élevage, mais une fois abandonnés, ils peuvent également être rapidement recolonisés par des espèces héliophiles à croissance rapide comme les noisetiers, les genévriers ou les pins. Ainsi, les perturbations subies par les espaces forestiers favorisent l'expansion d'arbres et d'arbustes héliophiles si les espaces défrichés ne sont plus mis en valeur pendant plusieurs années. Dans les spectres polliniques, le ratio AP/NAP peut ainsi être relativement stable ou ne subir qu'une légère diminution des taxons arborés sans que l'anthropisation du paysage ne puisse être remise en cause.

7.2.2. La diffusion de la culture néolithique à l'échelle régionale et son impact environnemental

La progression vers l'Europe de la néolithisation se fait ensuite de façon graduelle, irrégulière et complexe. À l'instar de la domestication des céréales et des légumineuses qui caractérise cette culture, l'acquisition des pratiques s'est faite en discontinu, sur plusieurs siècles, et à partir de foyers distincts (Willcox, 2005). De la même manière, l'élevage n'a pas « accompagné » partout et simultanément la diffusion de l'agriculture puisque la domestication des ovins, caprins et bovins n'intervient parfois qu'un millénaire plus tard comme c'est le cas en Anatolie (Vigne, 2009). Malgré le fort accroissement démographique qui accompagne la néolithisation, ses conséquences sur l'environnement ne se retrouvent pas subitement ni au même endroit, ni au même moment (Bocquet-Appel, 2009 ; Vigne, 2009). La mise en place d'écosystèmes anthropiques est donc progressive à l'échelle régionale.

À Dikili Tash, les enregistrements indiquent assez clairement que la culture des céréales a accompagné les premiers peuplements (Fig.7.2). Cette précocité de la sédentarisation et de la culture des céréales en Macédoine orientale correspond aux temporalités enregistrées au nord-ouest de l'Anatolie (Ozdogan, 2011 ; Weninger et al., 2014). Concernant l'élevage, le constat est plus ambigu. La concentration des indicateurs coprophiles vers 8300 cal BP (6350 cal BC ; Fig.7.1) suggèrent qu'un nombre assez important d'animaux (sauvages ou domestiqués) devait fréquenter au même moment les marges du marais. Cette image de l'anthropisation pourrait correspondre au modèle de développement agricole néolithique proposé par P. Halstead (2000). Celui-ci envisage le développement d'une agriculture variée, relativement intense, combinant céréales et légumineuses, dans les espaces proches de l'habitat et un cheptel composite fréquentant des espaces plus éloignés. Néanmoins, en l'absence de signaux d'élevage à proximité

immédiate du site de peuplement, il est impossible d'affirmer que cette pratique était concomitante de la culture des céréales à Dikili Tash. Seules les fouilles archéologiques des niveaux les plus anciens du tell pourront confirmer ou infirmer cette hypothèse. Plus généralement, il apparaît clairement que l'impact environnemental est localement significatif mais que les conséquences paysagères régionales sont mineures expliquant l'absence d'indices d'anthropisation dans les autres diagrammes polliniques de l'aire d'étude (e.g. Wijnstra, 1969 ; Greig et Turner, 1974 ; Pross et al., 2009).

7.3. Les populations du début du Néolithique face à un évènement climatique abrupt

Les causes du déclenchement de la néolithisation ont souvent été recherchées dans l'adaptation des populations à une pression externe (e.g. Bar Yosef et Meadows, 1995 ; Price, 2000 ; Bar Yosef, 2006 ; Staubwasser et Weiss, 2006 ; Weninger et al., 2006, 2009). L'une des principales raisons évoquées pour le monde égéen provient de l'existence à peu près synchrone de la néolithisation et d'un changement climatique global observé vers 8200 cal BP (6250 cal BC). Ce dernier a été enregistré de manière assez nette dans les archives paléoenvironnementales globales. La coïncidence entre le RCC global et la néolithisation dans le sud-est de la Méditerranée a ensuite stimulé les recherches. Les conséquences sociales de cet évènement climatique sont toujours au centre d'un vif débat au sein de la communauté scientifique (e.g. Bar-Yosef et Meadows, 1995 ; Wirtz et Lemmen, 2003 ; Berger et Guilaine, 2009 ; Willcox et al., 2009 ; Weninger et al., 2006, 2009, 2014 ; Berger et al., 2016). Nous allons essayer de réfléchir sur les quatre types de réponses sociales aux changements climatiques rapides évoqués dans le chapitre 1¹. À l'est de la Méditerranée, la période centrée sur 8200 cal BP (6250 cal BC) correspond au déclin du nombre de (grands) sites après le « Néolithique Pré-Poterie B » (PPNB), dans le Levant en particulier (e.g. Jericho), et au début de nouveaux peuplements vers l'ouest (Migowski et al., 2006; Staubwasser et Weiss, 2006; Weiss et Bradley, 2001; Weninger et al., 2009). Pour certains (Weninger et al., 2006; 2009, 2014), la diffusion néolithique à travers l'Anatolie et vers l'Europe serait liée à cet évènement climatique. Sans remettre en cause l'influence climatique sur certains aspects de l'environnement régional, d'autres (Berger et Guilaine, 2009 ; Pross et al., 2009 ; Ozdogan, 2011) soulignent que l'occupation néolithique est plus ancienne que l'évènement climatique dans les régions du sud-est de l'Europe comme la Thrace et la Macédoine (Budja, 2007 ; Ghilardi et al., 2012 ; Düring, 2013 ; Lespez et al., 2013). Enfin, certaines études de synthèse indiquent qu'il n'existe pas de preuve d'un effondrement simultané à grandes échelles, contemporains de migrations pour la période concernée même dans son acceptation large (8600-8000 cla. BP ; Berger et al., 2016 ; Flohr

¹ (1) effondrement ou déclin des sociétés, (2) migrations massives, (3) adaptation ou (4) absences de conséquences sociales.

et al., 2016). Nous allons discuter les données obtenues dans la plaine de Philippos-Drama et à Dikili Tash afin de faire le bilan de ce qu'il est possible sur les interactions Climat/Société pour cette période.

7.3.1. L'enregistrement régional du « 8200 cal BP »/ « 6250 cal BC »

7.3.1.1. Caractérisation du RCC « 8200 cal BP » en Méditerranée orientale

À l'échelle globale, la période climatique comprise entre 9000 et 8000 cal BP a connu un changement climatique centré sur 8200 cal BP (6250 cal BC) communément appelé événement « 8.2 ka cal BP » (e.g. Alley et al., 1997 ; Alley et Ágústsdóttir, 2005 ; Peyron et al., 2009 ; Pross et al., 2009 ; Schemmel et al., 2016 ; Flohr et al., 2016). Ce changement correspond à un refroidissement global des températures d'environ 4°C au Groenland (Alley et al., 1997 ; Johnsen et al., 2001 ; Teller et al., 2002 ; Thomas et al., 2007) tandis que son impact sur les précipitations est moins clair (Pross et al., 2009). D'après J. Guiot et R. Cheddadi (2004), le RCC de 8.2 est de nature similaire aux conditions climatiques enregistrées pendant le Dryas Récent mais sur une durée moins longue (300-400 ans). Cet événement est enregistré à l'échelle globale y compris dans le bassin méditerranéen (e.g. Magny et al., 2003 ; 2006, 2013 ; Peyron et al., 2009, 2011 ; Pross et al., 2009 ; Francke et al., 2013 ; Schemmel et al., 2016 ; Flohr et al., 2016) et notamment à Tenaghi-Philippou (Fig.7.4, Müller et al., 2011 ; Peyron et al., 2011 ; Pross et al., 2009, 2015 ; cf. *infra*). D'un point de vue de la végétation, le RCC de 8.2 induit souvent en Europe, et dans le bassin méditerranéen en particulier, une expansion rapide des espèces végétales xérophytes et une réduction de la couverture forestière mésophile (Tinner et Lotter, 2001 ; López Sáez et al., 2008). Le fonctionnement de ce RCC coïncide également avec la domination plus marquée des forêts de conifères en altitude et en particulier des sapins (Willis, 1994 ; Panagiotopoulos et al., 2013 ; Tonkov et al., 2013). Cette tendance régionale souligne la prédominance du rôle du climat plutôt que les conséquences du début des activités agropastorales (Berger et Guilaine, 2009).

En Méditerranée orientale, les précipitations ont diminué comme les températures, suggérant une aridification, particulièrement accentuée en hiver (Bordon et al., 2009 ; Peyron et al., 2009 ; Pross et al., 2009 ; Geraga et al., 2010 ; Francke et al., 2013 ; Schemmel et al., 2016). Le RCC de 8.2 marque également une interruption dans la formation de sapropel (Kotthoff et al., 2008b ; Schmiedl et al., 2010 ; Siani et al., 2012). Le signal climatique résultant du « 8.2 » est plus exacerbé dans cette partie du bassin méditerranéen caractérisée par des modèles saisonniers inversés (hivers secs et étés humides) par rapport au centre du bassin (Peyron et al., 2011). À Tenaghi-Philippou, les précipitations estivales proviennent d'une intensification des processus climatiques thermo-convectifs qui favorisent les apports hydrologiques ponctuels et intenses. Ils permettent notamment le maintien d'un haut niveau des nappes phréatiques dans ce bassin intramontagnard (Pross et al., 2009).

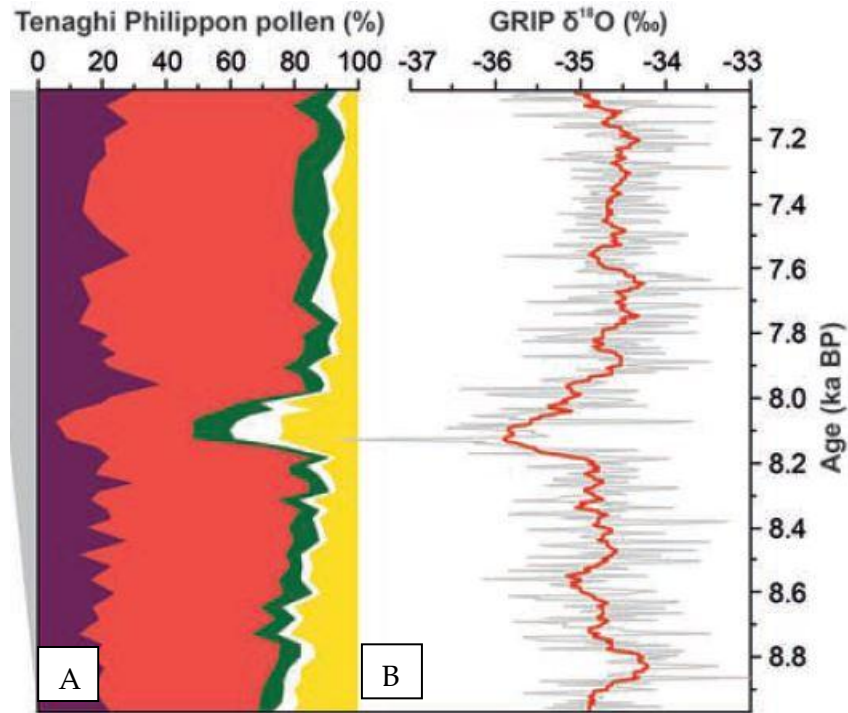


Figure 7.4 : *Comparaison des enregistrements paléoclimatiques en Méditerranée et au Groenland lors de l'évènement de 8200 cal BC (Pross et al., 2015). (A) : Diagramme pollinique synthétique de Tenaghi-Philippon ; Violet : taxons méditerranéens persistants ; Rouge : taxons arboréens tempérés ; Vert : autres taxons arboréens ; Jaune : taxons steppiques ; Blanc : autres herbacées. (B) : $\delta^{18}\text{O}$ du carottage groenlandais de GRIP (Dansgaard et al., 1993).*

Les répercussions de cette pulsation climatique se traduisent également par des disparités à l'échelle infrarégionale. Par exemple, à Tenaghi-Philippon, la diminution des températures est beaucoup plus marquée qu'au nord de la mer Egée (Dormoy et al., 2009 ; Pross et al., 2009 ; Peyron et al., 2011). La tendance générale à la continentalisation climatique de la Méditerranée orientale ne se traduit donc pas concrètement par une aridité accrue, mais plutôt par une transformation des saisonnalités. Les travaux menés sur les données paléohydrologiques soulignent d'ailleurs la pluralité des réponses à cet épisode dans les Balkans (Berger et Guilaine, 2009). En Bulgarie, le Danube connaît une succession de crues de forte intensité (Bonsall et al., 2002, 2015) tout comme en Thessalie, où les crues débordantes sont également plus nombreuses (van Andel et al., 1995). Dans les espaces lacustres d'altitude de Prespa (Panagiotopoulos et al., 2013) et de Dojran (Zhang et al., 2014) l'augmentation de l'activité fluviale et de l'érosion est également observée.

7.3.1.2. Temporalité du RCC « 8200 cal BP »

Ce changement climatique est observé sur un intervalle de 100-150 ans dans les archives polaires GISP2-GRIP (Thomas et al., 2007), mais sa durée semble plus longue dans de nombreux enregistrements marins et continentaux (e.g. Rohling et al., 2002 ;

Fleitmann et al., 2009 ; Pross et al., 2009). En Méditerranée orientale, l'intervalle concerné se situe entre 8600 et 8000 cal BP (6650-6050 cal BC). Cette période correspondrait à une extension récurrente de l'anticyclone sibérien à travers l'Asie (Rohling et Pälike, 2005 ; Weninger et al., 2014) entraînant des températures plus froides et sèches (Rohling et al., 2002 ; Bar-Matthews et al., 2003 ; Fletcher et Zielhofer, 2013). La question d'une bi- ou tripartition de l'évènement est également source de débat (Weninger et al., 2014 ; Berger et al., 2016 ; Flohr et al., 2016). Pour le nord-est du bassin méditerranéen (Berger et al., 2016), une première phase de changement climatique serait enregistrée entre 8500-8200 cal BP (6550-6250 cal BC) amplifiée ensuite pendant la deuxième phase située à 8200-8050 cal BP (6250-6100 cal BC) par l'évènement en baie d'Hudson et suivie d'une troisième phase entre 8050 et 7900 cal BP (6100-5950 cal BC).

Néanmoins, ces discontinuités ne suffisent pas à remettre en cause le fait que les premières communautés néolithiques étaient déjà bien établies avant ce RCC comme l'attestent avec précision les données archéologiques et les datations entre 8450 et 8200 cal BP (6500-6250 cal BC) à Dikili Tash (Lespez et al., 2013 ; Maniatis, 2014) et dans de nombreux sites du pourtour égéen (Fig.7.5). Cela renforce l'hypothèse selon laquelle le processus de néolithisation résulte de transformations complexes et progressives qui sont, en Grèce du Nord, plus précoces que ne l'avaient estimés plusieurs modèles de diffusion en Grèce (Perlès, 2001 ; Weninger et al., 2006, 2009 ; Velichko et al., 2009).

7.3.2. Les conséquences environnementales et sociales du RCC de 8.2 à Dikili Tash

7.3.2.1. Hiatus sédimentaire et troncature, quelles significations ?

Les preuves d'un impact du RCC sur les sites contemporains sont nombreuses dans l'espace égéen. Parmi les sites occupés depuis le Mésolithique, certains comme Theopetra (Karkanas, 2001), Franchti (Farrand, 2003) ou Sidari (Berger et Guilaine, 2009 ; Berger et al., 2016), ou depuis le Néolithique Ancien, certains comme Nea Nikomideia (Ghilardi et al., 2012), présentent des discontinuités stratigraphiques (troncatures) datées autour de 8200 cal BP (6250 cal BC) (Fig.7.5).

On retrouve ce type de discontinuité à Dikili Tash dans les carottages intra-site (Lespez et al., 2013). Les datations AMS du Néolithique Ancien montrent l'existence de trois phases temporelles distinctes dans l'installation et/ou la relocalisation des peuplements sur le site. La première se situe dans l'intervalle 8450-8150 cal BP (6500-6200 cal BC), la seconde phase de peuplement est comprise entre 8150 et 8050 cal BP (6200-6100 cal BC) et la troisième est postérieure à 8050 cal BP (6100 cal BC).

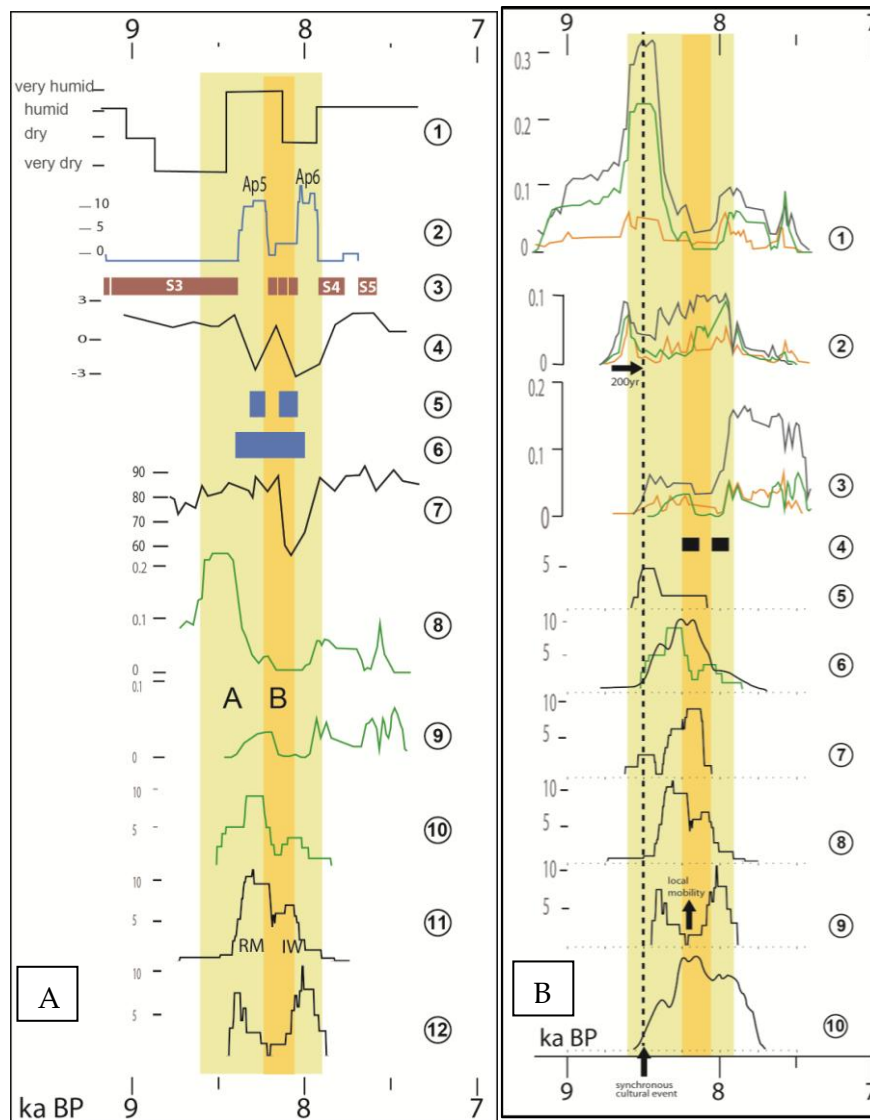


Figure 7.5 : Comparaison des modèles hydroclimatiques d'Anatolie et du nord de la Grèce et de la chronologie des principaux sites archéologiques régionaux (Berger et al., 2016, modifié).

A/ Indicateurs paléohydrologiques et densité de probabilité des sites archéologiques par micro-région - 1 : plaine endoréique d'Anatolie centrale (Berger et al., 2016) ; 2 : aggradation fluvio-colluviale/ravinement à Sidari (Berger et al., 2016) ; 3 : formation pédologique de Sidari (Berger et al., 2016) ; 4 : données polliniques du lac Maliq pour le mois le plus froid (Albanie ; Bordon et al., 2009) ; 5 : dépôts oncolithiques de Dikili Tash (Lespez et al., 2013) ; 6 : phase de détritisme du lac Dojran (Zhang et al., 2014) ; 7 : courbe des pollens arborés de Tenaghi-Philippon (%), (Pross et al., 2009) ; 8 : sites du Néolithique Récent anatolien (n=123) ; 9 : Turquie du nord-ouest (n=83) ; 10 : Nea Nikomedeia (12 datations ; Pyke et al., 1996) ; 11 : Sidari (12 charbons ; Berger et al., en prep.) ; 12 : Dikili Tash (11 datations sur charbons : Lespez et al., 2013).

B/ Comparaison des dynamiques temporelles de la néolithisation de l'Anatolie à Corfu : 1 : Anatolie centrale (n=285 ; d'après Flohr et al., 2016) ; 2 : Anatolie occidentale (n=64 ; d'après Flohr et al., 2016) ; 3 : Turquie du nord-ouest (n=136 ; d'après Flohr et al., 2016) ; 4 : période d'abandon du tell de Sabi Abyad (Syrie ; Weninger et al., 2014) ; 5 : Paliambala (5 datations, d'après Karamitrou-Mentessidi et al., 2013) ; 6 : Nea Nikomedeia (16 datations ; Weninger et al., 2006) ; 7 : Mavropigi-Filosairi (12 datations ; d'après Karamitrou-Mentessidi et al., 2013) ; 8 : Sidari (15 datations ; Berger et al., en prep.) ; 9 : Dikili Tash (11 datations ; Lespez et al., 2013) ; 10 : Achilleion (44 datations ; Weninger et al., 2006).

Parallèlement, les enregistrements sédimentaires révèlent des discontinuités stratigraphiques notables. En effet, deux phases montrent des horizons de limon et sable oncolithiques riches en artefacts archéologiques reposant sur le paléosol ou interrompant la sédimentation purement anthropogène (Lespez et al., 2013, 2017). Elles se développent globalement entre 8450-7950 cal BP (6400-6000 cal BC ; Fig.7.6) et indiquent une élévation du niveau de la mare de Dikili Tash correspondant à une augmentation au moins saisonnière des nappes phréatiques. Sur C3, ces formations palustres sont interrompues par le développement d'un horizon anthropogène suggérant une tripartition de l'événement hydrologique avec une courte phase de rémission centrée sur 8.2 ka cal. BP. Cet épisode hydrologique est concomitant du maximum des espèces hydro-hygrophytes dans le vallon accompagnant plus généralement la remontée du niveau de la nappe sur les marges de la zone humide. Ce constat d'un haut niveau des nappes semble pourtant contradictoire avec les données climatiques régionales montrant une aridification du climat centré sur 8.2 ka cal BP. Néanmoins, il est possible que la continentalité climatique affirmée de la région ait favorisé les phénomènes thermo-convectifs et les précipitations intenses en périodes estivales. Ainsi O. Peyron et son équipe (2011) suggèrent que l'évènement de 8.2 ka cal BP a accentué les précipitations estivales de 75 mm par an environ et réduit la température hivernale de 2°C. La baisse générale des températures a pu également différer la fonte des neiges sur les massifs environnants, contribuant à alimenter les zones humides plus tardivement et sur une plus longue période, maintenant un haut niveau des eaux, moins soumises à l'évaporation estivale. Par conséquent l'évolution climatique régionale restituée par la modélisation des données polliniques de Ténaghi-Philippon n'est pas forcément en contradiction avec les données paléohydrologiques obtenues localement en marge du marais. La comparaison révèle la complexité des fonctionnements hydrologiques y compris dans des espaces de dimensions restreintes et invite à prendre garde à des généralisations hâtives.

Les répercussions sur l'habitat de ces modifications hydrologiques sont difficiles à saisir. Il est certain que le changement hydrologique a dû contraindre le développement du peuplement à cet emplacement comme cela a pu être observé à Néa Nikomédia (Ghilardi et al., 2012). Mais le maintien des enregistrements de l'occupation sur C10 suggère un déplacement de l'habitat sur plusieurs dizaines de mètres vers l'ouest, là où l'altitude est légèrement supérieure (50-100 cm) afin de se protéger de la remontée des nappes. Ainsi, la phase archéologique intermédiaire est la moins bien renseignée chronologiquement (Fig.7.5, A-12) mais cela s'explique d'abord parce qu'un seul carottage a fourni des horizons anthropogènes datables de cette période et les données disponibles ne permettent pas de dire si cela correspond à une contraction de l'habitat ou à un simple déplacement « les pieds plus au sec » (Fig. 7.6). Après 8000 cal BP (6050 cal BC), les archives sédimentaires enregistrent le retour à un niveau de la nappe plus bas, similaire à la période pré 8.2. Cette phase permet une extension des zones occupées sur le site et une construction progressive du tell.

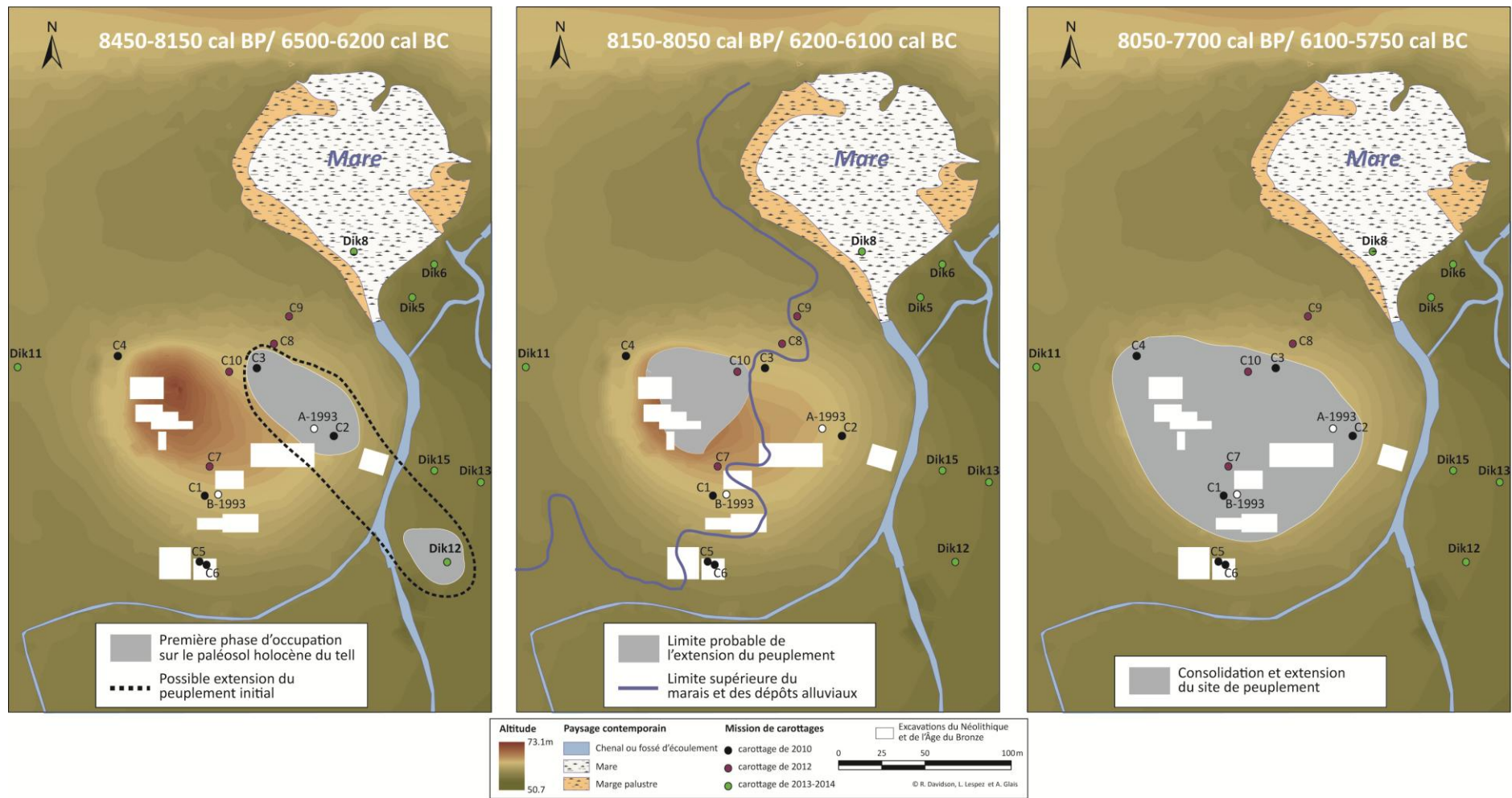


Figure 7.6 : Évolution de l'extension du peuplement au Néolithique Ancien (8500-7700 cal BP/ 6550-5750 cal BC). (Berger et al, 2016 ; Lespez et al., 2017).

7.3.2.2. Transformations des environnements végétaux et des conditions de subsistance ?

Comme pour Tenaghi-Philippon (e.g. Dormoy et al., 2009 ; Pross et al., 2009) et pour la mer Egée (Kotthoff et al., 2008b), les enregistrements obtenus en marge du marais indiquent une tendance à la diminution des espèces forestières vers 8350 cal BP (6400 BC). À proximité de Dikili Tash, dans les spectres polliniques, l'amplitude du changement n'est pas aussi marquée. Dans le cas de Dik12, le diagramme pollinique ne montre aucun signe de changement du cortège végétal susceptible d'avoir pour facteur de contrôle un épisode climatique. L'anthropisation très marquée dès 8400 cal BP (6450 BC) est le seul forçage visible aux abords du tell, responsable des modifications paysagères (culture des céréales et léger recul forestier) et sédimentologiques (colluvions riches en artéfacts archéologiques et indices d'érosion). A l'aval du vallon (Dik4), le spectre pollinique enregistre une diminution des forêts mésophiles au profit des espèces xérophiles et une interruption de la croissance des aulnes, tandis qu'au sein de la strate herbacée, des pics de Chenopodiaceae, de Cichorioideae et de Poaceae sont observés vers 8200 cal BP (6250 cal BC). Bien que modérés, ces changements sont en accord avec la tendance régionale de la végétation traduite par les autres diagrammes polliniques disponibles. Cependant, la présence d'un premier pic assez marqué de champignons coprophiles à la même période rend la distinction entre forçage anthropique et forçage climatique très incertaine. En effet, ces valeurs peuvent être associées avec la présence accentuée de faune sauvage ou d'un cheptel associé aux activités pastorales aux alentours de Dikili Tash (López-Sáez et López-Merino 2007 ; Kouli and Dermitzakis, 2008 ; van Geel et al., 2011). L'absence d'enregistrement pollinique clair du RCC de 8.2 dans les environs de Dikili Tash ne signifie pas pour autant son absence. Néanmoins, dans un espace où les conditions climatiques et leurs répercussions du RCC de 8.2 sont bien connues, les résultats de Dikili Tash interrogent. Deux hypothèses, probablement compatibles, peuvent être formulées. La première proviendrait de l'existence d'un problème taphonomique caractérisant les archives sédimentaires du vallon de Dikili Tash. Ces archives proviennent d'une surface collectrice de petite dimension favorisant un enregistrement local, fortement dépendant de la résilience des espèces végétales qui s'y développent et qui ne sont pas forcément représentatives de la dynamique hydrologique et végétale régionale. Dans la seconde hypothèse, l'atténuation du signal climatique sur le cortège végétal s'explique par sa « confusion » avec certains indicateurs d'anthropisation qui se sont développés avant le pic du changement climatique enregistré localement vers 8200 cal BP (6250 cal BC). Les indices d'anthropisation présents un à deux siècles avant le début du signal climatique enregistré à Tenaghi masquent ou se confondent avec les conséquences du 8.2 sur la végétation. De la même manière, les dépôts colluvio-alluviaux assez épais, observés aux abords du tell (Dik15, Dik13, Dik12 et même Dik3) et liés aux premières activités agricoles anthropiques attestées sur le tell, ont peut-être été stimulés

par le signal hydrologique (précipitations convectives estivales) rendant le bassin versant plus sensible aux changements climatiques relativement modestes.

La question des répercussions possibles du RCC sur les pratiques agropastorales aux abords du site est donc complexe. Si la remontée du niveau phréatique a probablement limité les terrains disponibles pour l'élevage et les activités agricoles, on peut raisonnablement penser que ce ne sont probablement pas les espaces les plus hydromorphes qui étaient affectés à la culture et que les effets de ces changements locaux furent limités. Il en fut en revanche autrement pour les changements climatiques comme la diminution des températures hivernales (en période non végétative) et l'accentuation des précipitations estivales qui ont pu avoir un impact sur les plantes cultivées. Cependant, les conditions enregistrées lors du 8.2 devaient être assez semblables à celles présentes plus au nord (Bulgarie) où l'agriculture est également attestée dès le Néolithique Ancien et se développent même dans le sud de la Bulgarie et dans la moyenne vallée du Strymon vers 8.2 ka BP sur les sites de Kovacevo, Cavdar, Galabnik, Karanovo, Azmak, Stara Zagora (Reingruber et Thissen 2005; Higham et al. 2011). Ainsi, même si les conséquences environnementales de l'oscillation centrée sur 8200 cal BP (6250 cal BC) restent encore assez floues dans la région étudiée, les indices disponibles amènent à relativiser les conséquences déterminantes qu'auraient pu avoir ce RCC sur les sociétés du Néolithique ancien dans cette partie du sud des Balkans.

7.4. Conséquences paléoenvironnementales de la permanence et de l'intensification du peuplement au cours du Néolithique Moyen et Récent

Dans le cadre régional de la plaine de Philippos-Drama, Dikili Tash s'inscrit dans un ensemble d'au minimum 25 sites connus au Néolithique Récent (*ca.* 7450-5850 cal BP/ 5500-3900 cal BC ; Koukouli-Chryssanthaki et al., 2008). La permanence du peuplement à Dikili Tash depuis le Néolithique Ancien interroge sur les atouts topographiques, pédologiques et hydrologiques du site et de son environnement, qui pourraient être des facteurs clés dans la relative pérennité des peuplements. Cette question se pose évidemment pour l'ensemble des sites néolithiques régionaux pour lequel seule la présence d'une ressource en eau accessible semble être un dénominateur commun dans l'état des connaissances actuelles.

7.4.1. Les sites de peuplement au cours du Néolithique

En Macédoine orientale (Grèce) comme dans le reste du sud-est de l'Europe, la plupart des sites de peuplements identifiés jusqu'à présent sont des tells. Ce constat reflète autant le modèle de peuplement préhistorique que l'orientation des recherches archéologiques (Gaul, 1948 ; Grammenos, 1997 ; Bailey, 2000 ; Hofmann et al., 2012). Ces

dernières ont montré la coexistence de deux types de peuplements au nord de la Grèce : les « tells » considérés comme les sites typiques du Néolithique au Proche-Orient, en Anatolie et en Grèce (e.g. Sherratt, 1983 ; Halstead, 1989 ; Kotsakis, 1999) et les sites « plats » possédant généralement une plus grande superficie (e.g. Andreou et Kotsakis, 1994 ; Grammenos, 1997). La très forte représentation des tells dans les sites néolithiques régionaux connus à ce jour ne correspond peut-être pas pour autant à la réalité des implantations de l'époque (Fig.7.7). L'ampleur de la sédimentation récente des basses vallées a pu dissimuler des sites plats sur les marges fluctuantes des espaces palustres, lacustres ou fluviales, à l'instar du site de Kourovo trouvé en prospection pédestre dans les années 1990 en Macédoine orientale (Lespez *in* Koukouli-Chryssanthaki et al., 2008), comme cela est plus généralement démontré dans le monde méditerranéen (Berger et Guilaine, 2009 ; Berger, 2011) et dans l'espace thessalien (Perlès, 2001). De même, la stabilisation de la remontée du niveau de la mer au cours de l'Holocène Moyen vers 6000 cal BP a pu conduire à des changements géographiques majeurs à la fois sur le littoral (Lykousis et al., 2005 ; Ghilardi et al., 2012 ; Gkouma et Karkanias, 2016) mais également le long des cours d'eau. Cela a pu favoriser la migration latérale des chenaux et l'inondation récurrente des plaines alluviales voire même leur mise en eau comme le montre l'étude de la basse vallée du Strymon, pouvant enfouir certains sites situés initialement le long des cours d'eau.

Les interrogations autour du choix du type de site de peuplement sont toujours débattues en Grèce. La perception du tell comme le signe d'un peuplement plus important et pérenne dans le temps que les sites plats (e.g. Childe, 1957 ; Sherratt, 1983 ; Chapman, 1991 ; Perlès, 2001) a été remise en cause par de nombreux exemples à travers les Balkans (e.g. Parkinson et Gyucha, 2012). L'hypothèse d'un déterminant climatique a également été proposée pour expliquer cette répartition (Rosenstock, 2006). Les tells seraient davantage présents dans des milieux où les précipitations n'excèdent pas 600 mm/an et où la température moyenne annuelle oscille entre 6 et 10°C. Néanmoins, cette affirmation est discutable puisque les tells comme les sites plats peuvent se côtoyer à une échelle régionale sans qu'il existe un gradient climatique à ce niveau scalaire. Il est donc vraisemblable que les deux types d'habitats coexistent dans de nombreux environnements régionaux comme dans la plaine de Philippos-Drama. Le contexte pédologique a également été évoqué tout comme le choix du matériel de construction (bois, pisé, terre, etc.) pour tenter d'expliquer les choix des communautés et leurs effets dans la durée. Comme pour les précédentes hypothèses, l'enchevêtrement des techniques ou l'absence d'information archéologique sur le type de construction semblent écarter l'exclusivité d'une telle explication (Rosenstock, 2006). Finalement, dans l'état actuel des connaissances, il est impossible d'évoquer un phénomène unique dans la mise en place des tells en Méditerranée orientale et dans les Balkans. Certains auteurs soulignent que l'émergence de ces sites correspond avec des populations dont la taille est croissante et importante alors qu'émerge une différenciation sociale (Hofmann, 2012 ; Parkinson et Gyucha, 2012). Au bilan, un certain consensus s'est établi autour de la complexité des

facteurs et de la prédominance des choix culturels pour expliquer la formation et la pérennité de ces formes de peuplement (e.g. Chapman, 1989 ; Rosenstock, 2009 ; Hofmann, 2012).

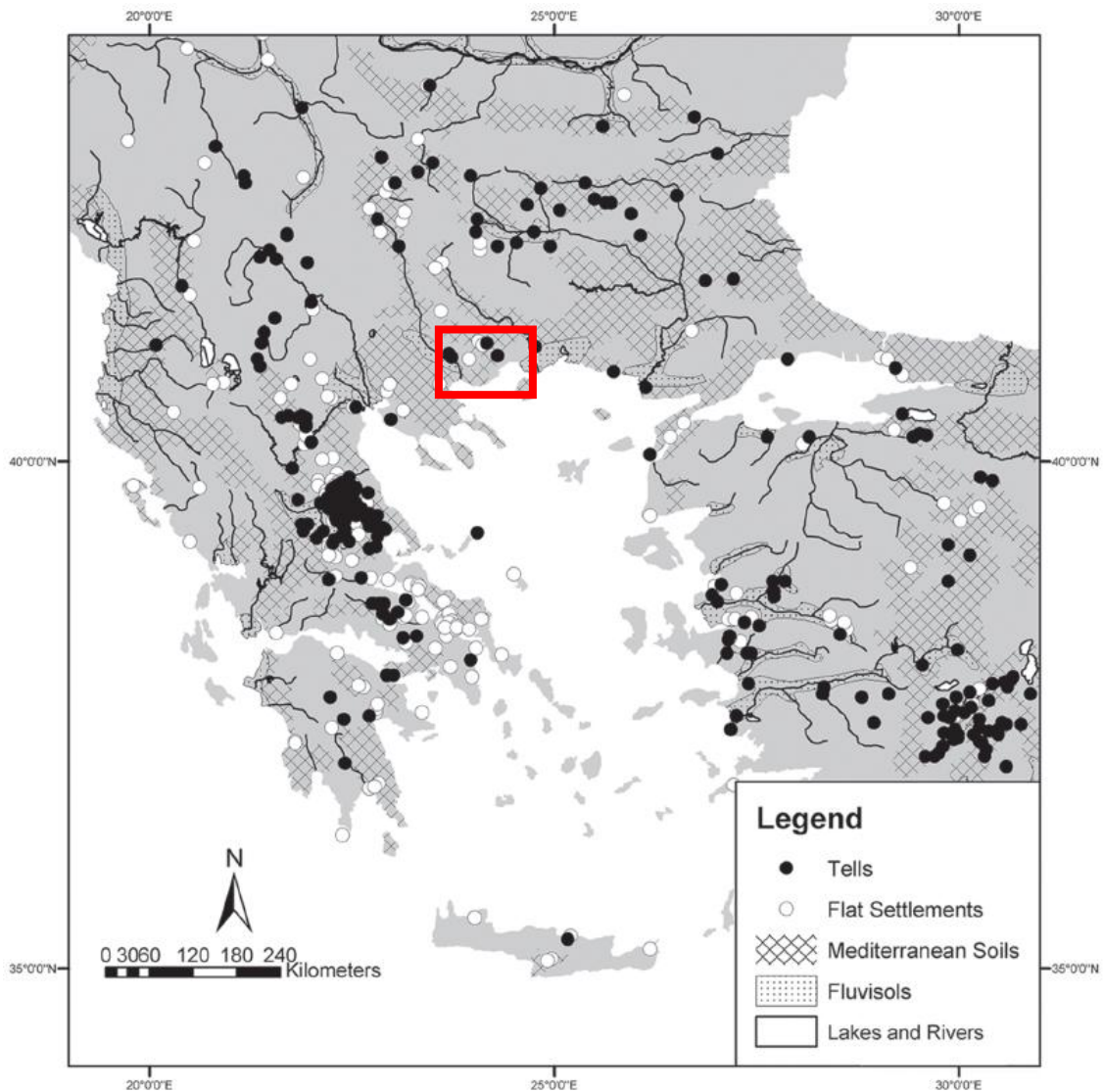


Figure 7.7 : Sites de peuplement dans les Balkans et en Anatolie occidentale (Rosenstock, 2006). Le cadre rouge correspond à l'aire d'étude de ce travail.

7.4.2. Le Néolithique Moyen : des indices ténus d'anthropisation

D'après les données archéologiques, le site de Dikili Tash conserve approximativement la même extension au cours des 6^e et le 5^e millénaire cal BC (ca. 8000-6000 cal BP ; Darcque et al., 2014 ; Tsirtsoni, 2016). Le site est toujours le seul dont l'occupation est attestée pour le Néolithique Moyen (7650-7300 cal BP/5700-5350 cal BC) au sein de la plaine de Philippos-Drama et de la basse vallée du Strymon (Lespez et al., 2013). Les sites archéologiques les plus proches connus pour cette période se situent sur le littoral nord-Égéen entre les fleuves Nestos et Evros (Thrace grecque) à quelques centaines

de kilomètres à l'est (Ammerman et al., 2008) et à Kovacevo dans la partie amont (Bulgarie) du bassin versant du Strymon (Marinova et Thiébaud, 2008). Les seules données paléoenvironnementales nouvelles pour cette période sont issues des analyses palynologiques et sédimentologiques de Dik4 synthétisées sur la figure 7.1 (LPAZ5). Aux marges du marais de Tenaghi-Philippon, les données polliniques montrent une fermeture rapide du milieu par une ripisylve très dense (aulnaie) et une forêt mésophile qui s'accompagne au centre du marais par une faible diminution du niveau d'eau (Greig et Turner, 1974). Cette configuration paysagère masque presque totalement les marqueurs d'anthropisation malgré l'enregistrement d'un important signal incendie vers 7600 cal BP (5650 cal BC) qui pourrait indiquer une volonté de maintenir un paysage semi-ouvert de la part des populations (López-Sáez et al., 2000 ; López-Sáez and López-Merino, 2007) ou simplement refléter la forte augmentation de biomasse ou une oscillation climatique plus sèche. Seuls les indicateurs coprophiles de pastoralisme persistent aux abords du marais et témoignent de la permanence des activités agropastorales en direction de la zone humide. À la même époque, on retrouve un spectre pollinique similaire suggérant un pastoralisme encore plus accentué aux abords du lac du Kastoria à proximité du site de Dispilio en Macédoine occidentale (Kouli, 2015). Étonnamment, sur ce site, les enregistrements de champignons coprophiles sont plus abondants à l'extérieur du site qu'à proximité immédiate. Si on considère que le type de champignon coprophile prédominant (*Sordaria* sp.) est sous-représenté dans les diagrammes polliniques (van Geel et al., 2003), cela suppose que le bétail est tenu de préférence, au moins saisonnièrement, à proximité des espaces palustres. La dynamique colluviale enregistrée au pied du tell constitue une preuve de la permanence de l'habitat attesté par les carottages intra-site. Cette dynamique locale, à l'amont du vallon, est sans doute à mettre en relation avec les forts indices de processus érosifs enregistrés aux marges du marais (Fig.7.1 Dik4-LPAZ5) ainsi qu'avec les plus forts taux d'accumulation enregistrés dans le marais entre 7500 et 7000 cal BP environ (ca. 5550-5050 cal BC ; > 0,6 mm/an ; Fig.7.3). Ces apports allogènes ont pu favoriser l'atterrissement des marges du marais et donc le développement des unités post pionnières arborescentes dominées par les aulnes enregistré à Dik4.

7.4.3. L'intensification du peuplement et ses conséquences paléoenvironnementales au Néolithique Récent

7.4.3.1. Une anthropisation du paysage à l'échelle régionale

Entre 7500 et 6500 cal BP (5550-4550 cal BC), les enregistrements paléoenvironnementaux des abords de Dikili Tash ne présentent aucun changement paysager majeur malgré le passage entre le Néolithique Moyen et le Néolithique Récent situé vers 7300 cal BP (5350 cal BC). Les enregistrements de Dik12 et de Dik4 ne permettent pas d'obtenir une image représentative de la dynamique paysagère. Dans le premier cas, le colluvionnement du tell brouille l'enregistrement sédimentaire puisque les dépôts anthropogènes proviennent

directement de l'érosion du tell. Dans le second cas, la fermeture du paysage par les aulnes et la forte production pollinique de ce taxon masquent et filtrent les indicateurs de changement d'échelle extra locale. Les premiers enregistrements polliniques disponibles dans la basse vallée du Strymon interviennent à partir de 7000 cal BP (5050 cal BC ; Fig.7.8 et 7.9). Comme à Tenaghi-Philippon (Greig et Turner, 1974) et d'autres sites du nord de la Grèce (Bottema, 1974 ; Willis, 1994), ils indiquent un paysage régional fortement boisé, dominé par les chênaies mixtes et les forêts à feuillages caducs. La base vallée du Strymon est occupée par un vaste espace lacustre (Achinos). Le carottage de FC1 révèle un couvert végétal régional semblable au spectre de FC8 sur la période 7000-6500 cal BP (5050-6550 cal BC). Néanmoins, sa position à la marge du lac, probablement au niveau du rivage, est attestée par les indicateurs polliniques locaux tels que les MNPs de milieu en eau qui sont moins présents dans FC1 que dans FC8 alors qu'à l'inverse les espèces hydrophytes, la ripisylve et les graminées dans une moindre mesure y sont plus développées.

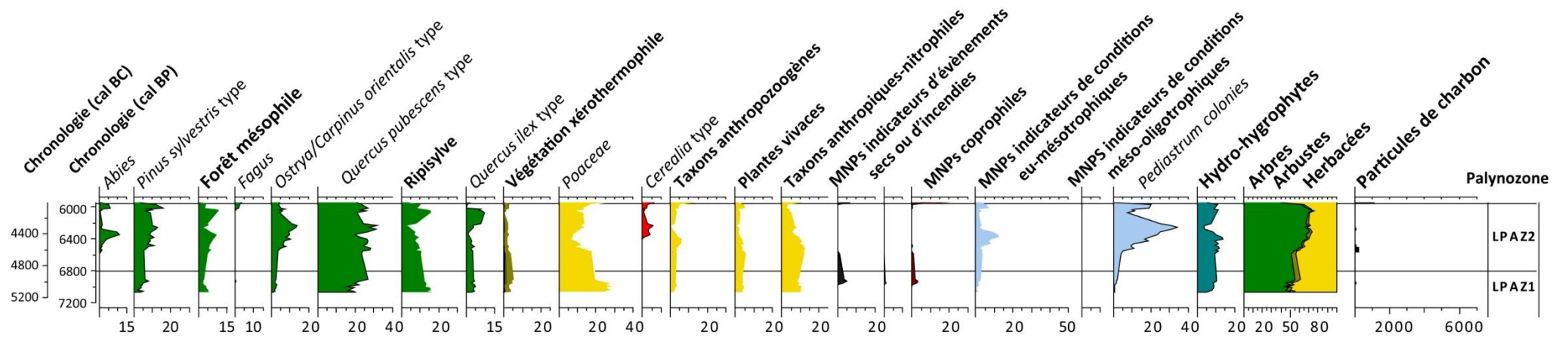


Figure 7.8 : Diagramme pollinique synthétique de FC1 entre 7100 et 6000 cal BP (5150-4050 cal BC) correspondant au Néolithique Récent dans la région.

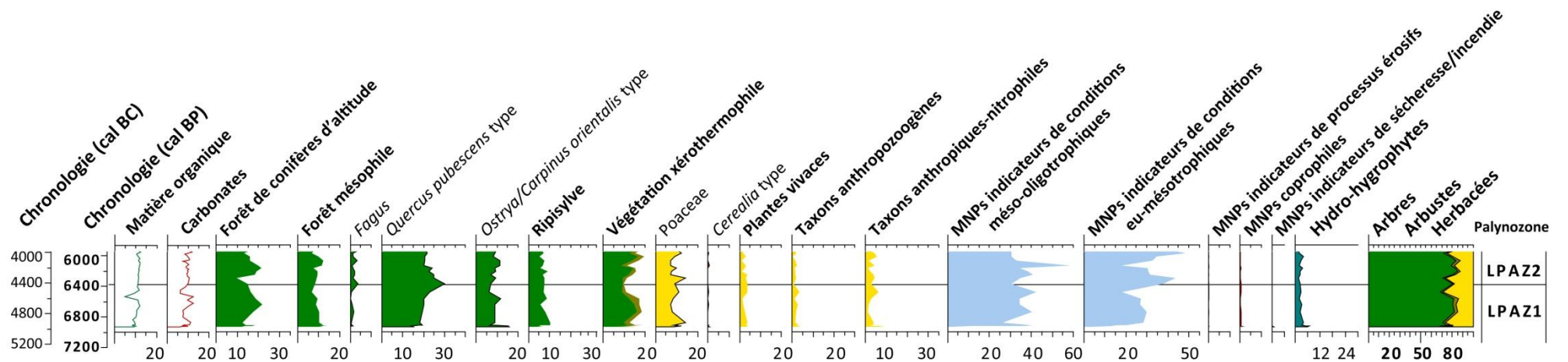


Figure 7.9 : Diagramme pollinique synthétique de FC8 entre 7000 et 6000 cal BP (5050-4050 cal BC) correspondant au Néolithique Récent dans la région.

Ce n'est qu'au cours du Néolithique Récent II vers 6450-6300 cal BP (4500-4350 cal BC) qu'un impact considérable de l'anthropisation du paysage est détecté et de manière synchrone dans les deux fenêtres d'étude et sans corrélation avec un épisode climatique qui serait attesté régionalement (Figs.7.1 et 7.8 ; Peyron et al., 2011, 2016 ; Kotthoff et al., 2008b). À Dikili Tash cela se traduit par une chute brutale de la ripisylve au profit d'une croissance des plantes herbacées vivaces, anthropozoogènes, anthropiques-nitrophiles et des graminées plus largement tandis que la première occurrence des céréales est observée dans le diagramme pollinique de Dik4. L'ouverture du milieu s'accompagne d'une progression des phénomènes érosifs, du signal incendie et dans une moindre mesure de la végétation arbustive méditerranéenne. L'usage du feu est attesté de manière locale. Il a sans doute été utilisé dans le défrichage du vallon aux marges du marais comme en témoigne la succession d'épisodes contenant des pics de gros microcharbons à partir de 6500 cal BP (4550 cal BC ; Fig.4.25). Le rôle du feu dans les modifications paysagères est aussi observé à Dispilio en Macédoine centrale (Kouli et Dermitzakis, 2008). Parallèlement, les études anthracologiques réalisées dans les niveaux de destruction (Ntinou, 2002) montrent que les pins sylvestres et les sapins, très représentés dans la strate arborée, sont affectés car leurs troncs servent dans la construction des habitats. À Dikili Tash comme sur les rives du lac Achinos, en l'absence de changement paléoenvironnemental et hydrologique régional, l'utilisation de la végétation riveraine et d'espèces mésophiles, est très probable comme cela a été observé à Vinça (Filipovic et al., 2014) ou ailleurs dans les Balkans (Marinova et al., 2012).

Le délai observé entre la culture des céréales à Dikili Tash, dès le début du Néolithique Ancien en marge de l'habitat, et son enregistrement à l'aval du vallon deux millénaires plus tard peut avoir plusieurs explications. Il peut dépendre de la localisation des cultures qui ont pu être longtemps situées de préférence sur les sols épais et non hydromorphes localisés sur les zones de piémont en amont du vallon. Compte tenu de la faible capacité de dispersion des pollens de céréales et de sa faible productivité (Berglund, 1985 ; Diot, 1992), son enregistrement dans Dik4 n'a pu se produire que lorsque les espaces furent plus ouverts ou que les cultures se sont développées vers l'aval. Autre hypothèse suggérée à l'échelle régionale, la domestication attestée par l'évolution morphologique des espèces de céréales, n'intervient que plusieurs siècles après le début de leur culture, comme c'est le cas en Anatolie (Willcox et al., 2008 ; Willcox, 2011), ce qui peut induire un retard dans développement et dans son extension spatiale. Dans la vallée du Strymon, le signal est différent puisque le principal indicateur d'anthropisation provient justement de la présence des céréales à des pourcentages significatifs (> 5%) sur le carottage FC1 indiquant une culture de proximité. Le reste du cortège végétal est peu impacté avant 6000 cal BP (4050 cal BC).

Bien que les signaux d'anthropisation soient enregistrés à l'aval du vallon de Dikili Tash et non au centre du marais (Greig et Turner, 1974 ; Pross et al., 2009) et qu'ils ne soient enregistrés que sur les rives et non dans le centre de la vallée du Strymon, il ne s'agit pas de simples phénomènes locaux enregistrés autour de sites isolés. En effet, la

généralisation des peuplements du Néolithique Récent dans les plaines de Philippes-Drama et du Strymon est attestée par les données archéologiques (Koukouli-Chryssanthaki et al., 2008 ; Fig.7.10). L'amplification de la pression anthropique sur le couvert végétal est observée plus largement en Méditerranée (e.g. Mercuri et al., 2010 ; Sadori et al., 2010 ; Weiberg et al., 2016), en Macédoine (Kouli et Dermitzakis, 2008) et à Ioannina (Lawson et al., 2004) quelques siècles plus tard (ca. 6000 cal BP/4050 cal BC). Elle est généralement caractérisée par un recul important des espèces arborées et l'expansion de nombreux indicateurs secondaires associés aux pratiques agropastorales (*Plantago lanceolata* type, *Rumex acetosa* type, *Polygonum aviculare* type, *Aster* type, *Artemisia*, etc. ; Behre, 1981 ; Bottema, 1982 ; Bottema et Woldring, 1990 ; Gerasimidis, 2000 ; Marinova et al., 2012). En effet, au sud des Balkans, la plupart des sites archéologiques fouillés présentent une relative homogénéité dans l'usage des ressources végétales sauvages, dans la composition des plantes cultivées et dans le type d'adventice associé aux terres agricoles (Marinova, 2009). Cette observation de l'impact anthropique sur l'environnement à l'échelle régionale intervient plus de 2500 ans avant sa précédente identification dans le marais de Tenaghi-Philippon (Greig et Turner, 1974). Cela interroge sur la pertinence d'utiliser la palynologie à partir de sondages réalisés au centre de vaste zone humide (e.g. FC8 et Tenaghi-Philippon) dans le but de discuter des conséquences, souvent complexes, des processus culturels telle que la diffusion néolithique ou de la complexité des mosaïques paysagères régionales.

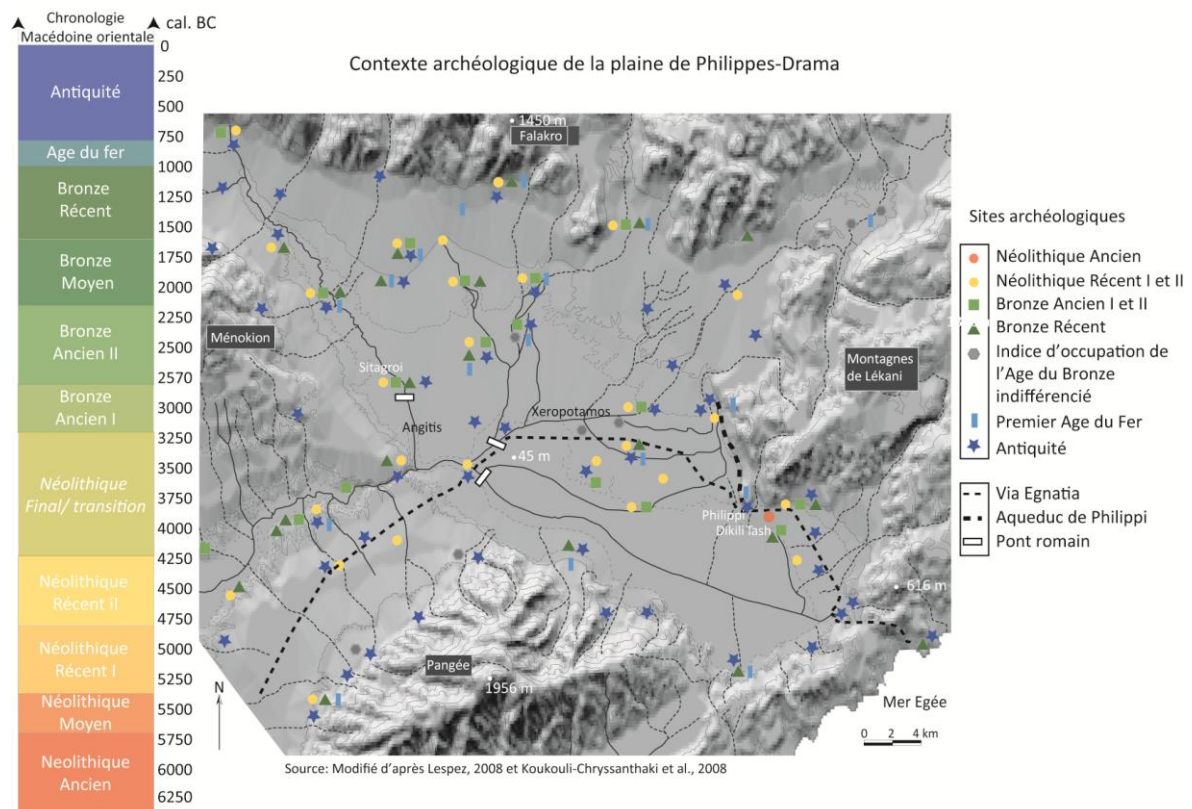


Figure 7.10 : Carte du contexte archéologique holocène de la plaine de Philippes-Drama (modifiée d'après Koukouli-Chryssanthaki et al., 2008 ; Lespez, 2008). Voir agrandissement sur la figure 2.43.

7.4.3.2. La diversification des activités et des conséquences paléoenvironnementales

Les données récentes acquises sur et autour du site archéologique de Dikili Tash (Darcque et Tsirtsoni, 2010 ; Germain-Vallée et al., 2011 ; Lespez et al., 2013 ; Maniatis et al., 2014 ; Pagnoux et al., 2015 ; Valamoti, 2015 ; Garnier et Valamoti, 2016 ; Glais et al., 2016a, accepté ; Tsirtsoni, 2016) permettent non seulement de progresser dans la connaissance des prémices du néolithique en Europe mais également d'amorcer la discussion sur les conséquences de la néolithisation de l'échelle locale à l'échelle régionale. Les recherches sur la terre crue ou « terre à bâtir » et les analyses céramologiques ont permis de mieux cerner les connaissances et les usages des sols à proximité de l'habitat (Tsirtsoni, 1998 ; Maniatis et Tsirtsoni, 2002 ; Prévost-Dermarkar, 2003 ; Darcque et al., 2007 ; Germain-Vallée et al., 2011). Les analyses archéobotaniques et archéozoologiques menées systématiquement lors des fouilles intra-sites des secteurs néolithiques offrent quant à elles un corpus d'informations complet sur les ressources utilisées (e.g. Valamoti, 2004, 2007, 2015 ; Valamoti et al., 2007, 2008 ; Garnier et Valamoti, 2016). Les recherches paléoenvironnementales viennent compléter ce tableau en tentant de localiser et d'estimer l'emprise environnementale des activités pratiquées aux alentours. La bonne connaissance des stratégies de sélection des matériaux de construction et de la maîtrise des caractéristiques physico-chimiques des sols a permis d'initier la réflexion sur l'organisation et la gestion des terroirs (cultures, activités d'élevage, etc. ; Lespez, 2012a).

Désormais, les résultats de l'approche palynologique multiscalaire conduite dans le vallon (Dik12 et Dik4) apportent un éclairage nouveau sur l'organisation spatiale des activités. Ils suggèrent que la culture des céréales a été cantonnée à la partie amont du vallon au Néolithique Ancien, sans doute sur les cônes de déjection qui bordent le vallon. Les sols bruns rubéfiés limono-argileux sont favorables à la culture des céréales et du blé en particulier tandis que les légumineuses s'accommodent mieux des sols plus argileux et humifères du vallon (Lespez, 2012a). À partir du Néolithique Récent II, la culture des céréales s'est diversifiée et les terres cultivées se sont étendues vers l'aval. Ce constat est en accord avec l'identification de nombreuses récoltes stockées sur le site de Dikili, comprenant du petit épeautre (*Triticum monococcum*), de l'orge (*Hordeum vulgare* var. *nudum*), des lentilles (*Lens culinaris*), de l'ervilier (*Vicia ervilia*), des gesses communes (*Lathyrus sativus*) et du lin (*Linum usitatissimum*) (Valamoti, 2004, 2015). À l'exception de l'amidonnier ou épeautre de Tartarie (*Triticum dicoccum*), des pois chiches (*Cicer arietinum*) et des pois (*Pisum sativum*), cet ensemble végétal correspond au « crop package » défini pour le Proche-Orient (Zohary, 1996). Ce spectre des plantes-ressources est en cohérence avec les données obtenues au nord-ouest de l'Anatolie, à Illipinar (Cappers, 2008) et Aktopraklik (Budd et al., 2013). Les données archéobotaniques montrent qu'au Néolithique Récent les activités agropastorales et agricoles sont toujours complétées par la pratique de la chasse et de la cueillette (Valamoti, 2015). Les fruits sauvages, les noix, les noisettes, les châtaignes (etc.), sont trouvés en abondance dans les niveaux archéologiques

du tell. Ils montrent le très large spectre de plantes sauvages récoltées et la diversification croissante du régime alimentaire et des ressources de collecte (Valamoti, 2015). Malgré la dichotomie et les débats dans la littérature entre ressources « domestiquées » ou « sauvages » (Hodder, 1990), les activités de subsistance sont loin d'être exclues par les premiers agriculteurs. Elles peuvent avoir une contribution importante dans le régime alimentaire et le système symbolique des communautés néolithiques (Valamoti, 2015). Ainsi des grains de raisins en grande quantité et datés de 6410-3950 cal BP (4460-4000 cal BC) ont été trouvés sur le tell dans une habitation (Valamoti et al., 2007) et leur morphologie suggère qu'ils proviennent de vignes sauvages (Mangafa et Kotsakis, 1996). Les recherches montrent par ailleurs qu'il s'agit de la plus ancienne fabrication de vin sur le pourtour égéen datant au moins de 6250 cal BP (4300 cal BC ; Valamoti et al., 2007 ; Valamoti, 2015 ; Garnier et Valamoti, 2016), précédant d'un millénaire la première preuve de vinification jusque-là établie en Méditerranée orientale (McGovern, 2003). Des restes d'arbre fruitier tel que le poirier à feuilles d'amandier (*Pyrus amygdaliformis*) indiquent également la présence d'un milieu forestier ouvert, probablement sous forme de patches défrichés mais arborés et gérés à proximité du tell voire même au sein des espaces cultivés puisque la production de fruits à consommer nécessite des sols bien drainés et un ensoleillement important. Ces espaces et leur gestion semblent correspondre avec l'idée de champs sous forme de « jardins » en auréoles composites à proximité immédiate du peuplement à l'instar de ce qui a été proposé à Dispilio (Mangafa, 2002). Malheureusement, l'absence de données polliniques au pied du tell ne nous permet pas de proposer un modèle de l'organisation, de la gestion et de la localisation précise de ces écosystèmes agro-forestiers au Néolithique Récent. Les données obtenues en aval du vallon semblent en effet trop éloignées et les occurrences rares et ponctuelles de taxons tels que *Juglans*, *Vitis* voire *Pyrus* type sont trop peu significatives pour être interprétées avec fiabilité. Cela indique tout de même que l'extension de ces milieux était limitée aux espaces proches du tell.

Concernant l'élevage, il a prospéré à des distances bien plus importantes du site, non seulement en direction des piémonts et des versants mais également vers les marges des zones humides comme le prouvent les données obtenues à Dik4 et FC1. La distinction entre les deux pratiques est particulièrement affirmée pour les peuplements de type « tell » plus exigus et à l'habitat groupé. Les champs et les zones de pâtures se situent dans un environnement plus distant de l'habitat que pour les sites plats où elles peuvent être incorporées à l'espace de peuplement (Andreou et Kotsakis, 1994). Les données archéozoologiques indiquent que la faune domestique est dominée à cette époque par les porcs et les bovins, bien adaptés aux conditions marécageuses du vallon et du marais (Jullien, 1992). Les espèces qui complètent le cheptel sont les ovins et les caprins, constituant un schéma bien connu de la composition du bétail en Macédoine et dans les Balkans (Jullien, 1992 ; Malamidou, 2016). Des recherches récentes ont néanmoins montré que la composition et la taille des cheptels diffèrent d'un site à l'autre au cours du Néolithique en Grèce du Nord et qu'il n'existe pas d'homogénéité régionale particulière

(Kazantzis et Albarella, 2016). Ainsi, à Sitagroi, dont la quantité de bétail analysé est considérée comme la plus importante dans la région d'étude, la composition est dominée par les bovins et les ovins tandis que la proportion des sangliers chassés est aussi importante que celle des cochons domestiqués. Il n'en demeure pas moins qu'une distinction régionale est suggérée entre les pratiques pastorales saisonnières des sites plats et celle des tells (Valamoti, 2007). Dans le premier cas les troupeaux se déplacent entre la fin du printemps et le début de l'automne assez loin de l'habitat. Dans le second cas, les troupeaux sont présents autour des tells au cours des mois d'estive. Cette différence dans la pratique de l'élevage implique des modes de vie sensiblement différents et des répercussions distinctes sur l'environnement.

Toutes les informations obtenues localement sur les pratiques agropastorales, leur diversité et leur complémentarité vont à contrecourant de l'hypothèse initiale qui affirmait que les agriculteurs néolithiques exploitaient les sols les plus légers et non les sols lourds et riches des parties distales des cônes de déjection ou des marges du marais (Bintliff, 1977). Bien qu'il ne soit pas possible de cartographier avec précision les champs cultivés au cours du Néolithique Récent, la forte représentation des plantes rudérales, des plantes anthropiques-nitrophiles ou anthropozoogènes dans les assemblages polliniques, indique que les pratiques agricoles ont créé une mosaïque d'unités paysagères largement anthropisée. Elles combinent des paysages ouverts pâturés, des terres en jachère et des espaces forestiers secondaires résiduels, plus ou moins entretenus et pâturés. Cela suggère que la pression anthropique est localisée et graduelle, s'exerçant depuis la zone d'habitat vers l'extérieur comme cela est observé ailleurs au sud des Balkans (Marinova, 2009). Cette observation s'applique très vraisemblablement à des espaces étendus puisque la densité des habitats est grande pour le Néolithique Récent en Macédoine orientale. Elle atteste d'une croissance démographique sans précédent qui affirme la marque des pratiques agropastorales dans le paysage jusqu'aux abords des zones humides. Cela implique une transformation de la végétation autour de chaque site, bien que cette transformation paysagère ne soit pas encore enregistrée dans les diagrammes polliniques du centre du marais de Tenaghi-Philippon (Greig et Turner, 1974) ou du centre du lac Achinos (FC8). Cela pose à nouveau la question de la représentativité spatiale des données polliniques dans des contextes précocement transformés par l'anthropisation.

Conclusion

La comparaison des données sédimentologiques intra-site et hors-site a permis d'estimer l'intensité et l'ampleur de l'impact anthropique au cours de la néolithisation à Dikili Tash. Ces données sont complétées par les analyses polliniques situées à des distances croissantes de l'habitat qui permettent d'interpréter la dynamique du paysage régional soumis aux changements climatiques et aux premières conséquences de l'anthropisation au début de l'Holocène. Dans les premières phases du Néolithique

Ancien, la mise en culture n'est avérée qu'à proximité du site de Dikili Tash, relativisant l'impact des premiers agriculteurs sur le paysage régional. Cela peut expliquer le retard temporel important des enregistrements palynologiques issus de grands pièges sédimentaires. Ces derniers qui ne perçoivent l'anthropisation qu'à partir du moment où elle est suffisamment intense et que son extension spatiale est importante. En revanche, ils ne peuvent généralement pas répondre aux interrogations sur la simple dualité « présence/absence » d'habitat d'agriculteurs et/ou de pasteurs dans la région. L'approche paléoenvironnementale multiscalaire permet d'appréhender la complexité des interactions dans un espace géographique d'échelle régionale. Cela permet de s'émanciper des interprétations généralisantes sur la diffusion du Néolithique. Dans ce sens, on observe en Macédoine orientale, qu'hormis la nécessité d'un accès à l'eau, le choix d'implantation des premières communautés néolithiques ne répond pas à un schéma uniforme et standardisé d'un « type » de site ou d'environnement. Au contraire, la néolithisation montre une bonne connaissance et une mise en valeur des ressources disponibles. L'exemple de Dikili Tash révèle plusieurs aspects des interactions Sociétés-Environnement encore mal connus. Tout d'abord, l'implantation s'est faite dans un paysage qui était certes, boisé à l'échelle régionale, mais qui offrait déjà des espaces en partie ouverts et dont les terres arables étaient facilement valorisables (terroirs diversifiés, etc.). Cette implantation précoce s'est répercutée sur le paysage par une pression anthropique très localisée, qui ne se matérialise pas par une rupture de la dynamique paysagère régionale. Enfin, la pérennité des populations, installées dès 8400 cal BP (6450 cal BC) à Dikili Tash, face au RCC de 8.2 montre la capacité de résilience des sociétés néolithiques. La mobilité des populations à Dikili Tash, tout au moins d'une partie d'entre elles, s'est cantonnée à une relocalisation de l'habitat et une accommodation aux nouvelles conditions. Il n'y a donc pas eu de rupture de l'occupation ni de changement du modèle de fonctionnement agropastoral lors du RCC de 8.2 à Dikili Tash. Tout au plus, les populations ont vu le rendement de leur production diminuer et la composition des espèces sauvages complétant leur régime alimentaire se modifier (fruits, plantes, etc.). La complexité des conséquences de cet épisode climatique appelle à la prudence dans la caractérisation des répercussions environnementales et dans l'interprétation des conséquences potentielles pour les sociétés des RCC. Ainsi, les théories catastrophistes proposant un modèle déterministe défini par un forçage externe sur des populations, se traduisant par des crises ou des migrations, ne trouvent pas d'écho dans notre espace d'étude. La compréhension de la néolithisation ne peut pas se limiter à une approche qui reproduit indifféremment la reproduction/diffusion spatiale sans tenir compte des spécificités géographiques et culturelles locales.

La néolithisation implique de nouvelles stratégies d'occupation et de gestion environnementales adaptées aux nécessités de la sédentarisation du peuplement. La récurrence et la concentration des activités agropastorales et sociales au sens large (i.e. production céramique, échange, etc.) restructurent l'organisation du territoire autour de site d'habitat. Elles se traduisent par une complexification voire une diversification de la

mosaïque paysagère qui se limite dans un premier temps à l'échelle locale. Cette gestion des terres agricoles, témoignant d'une bonne maîtrise agronomique avec un probable système de rotation et d'assolement sous forme de cultivars. À partir du Néolithique Récent, l'augmentation du nombre d'habitats est attestée à l'échelle régionale. Pourtant, comme pour les périodes précédentes, la pression anthropique sur le paysage se matérialise avant tout à proximité des lieux de vie des populations. Néanmoins, la densification des habitats dans la région, distants de quelques kilomètres les uns des autres accentue progressivement leur impact sur le paysage. Le rayon d'action et d'enregistrement de la pression anthropique s'étend autour de tous les sites, sans que les archives régionales n'enregistrent clairement cette mutation. S'il est peu probable que la pression foncière ait joué un rôle dans le choix du modèle de fonctionnement agricole des communautés, la polyculture associée à la récolte de ressources sauvages et à l'élevage a permis une très bonne adaptation des communautés face aux changements. Cela remet donc en cause la conception de communautés néolithiques ayant des pratiques standardisées et peu résilientes, facilitant une réaction homogène à l'échelle régionale lors des perturbations auxquelles elles sont soumises.

Chapitre 8. Les crises de l'Âge du Bronze et de l'Âge du Fer

Introduction

L'étude des dynamiques hydrosédimentaires et du couvert végétal lors de la première partie de l'Holocène a permis d'identifier les premiers indicateurs d'une anthropisation du paysage principalement à partir du Néolithique Récent. Cette anthropisation s'est progressivement affirmée et diversifiée dans l'espace égéen. La transition entre le Néolithique Final et le Bronze Ancien, au cours du 4^e millénaire cal BC (6000-5000 cal BP), marque une rupture socioculturelle importante. L'absence d'enregistrements archéologiques continus et la diminution du nombre de sites connus au cours de ce « millénaire perdu » comme l'a qualifié Z. Tirstoni (2016) ainsi que la disparition ou à l'inverse le maintien de certains traits culturels lors de la période suivante (Bronze ancien) interrogent les chercheurs et ont conduit au développement de nombreux débats comme nous l'avons relaté dans la première partie (Chapitre 1 ; 1.3 et 1.4). Le(s) RCC(s) qui émaille(nt) la période de l'Holocène Moyen ont-ils eu des répercussions sociales et/ou environnementales au nord de l'Égée ? Existe-t-il un forçage interne ou externe responsable de l'effondrement du nombre de sites archéologiques connus dans le sud des Balkans et à l'échelle régionale ? L'objectif de ce chapitre est donc d'abord de mieux comprendre l'organisation paysagère aux échelles locales et régionales et les éventuelles discontinuités environnementales afin de proposer une réflexion sur les transformations et les continuités au cours de l'Holocène Moyen et le début de l'Holocène Récent. Nous avons pris le parti de multiplier les fenêtres d'observation afin d'éviter que notre perception des interactions Sociétés-Environnement ne soit réduite à une image simplifiée d'une réalité peut-être plus complexe.

Cette partie est consacrée aux dynamiques paysagères au cours des trois millénaires qui séparent la fin du Néolithique de l'Antiquité (*ca.* 5900-2750 cal BP/3950-800 cal BC) et qui correspondent à l'Âge du Bronze et à l'Âge du Fer. La faiblesse relative des données archéologiques pour cette période doit être notée mais elle n'indique pas pour autant une raréfaction des interactions socio-environnementales, ni un déclin du peuplement et des activités humaines dans la région (Koukoulou-Chryssanthali, 1998 ; Lespez, 2008). Il s'agit donc également d'aborder la question des interactions

société/environnement à partir des données paléoenvironnementales. Toutes les fenêtres d'étude ont fourni des séquences sédimentaires contemporaines de cette période et il s'agit donc pour nous de la période, paradoxalement, la plus riche d'information. Nous examinerons dans un premier temps (1) les conditions paléoenvironnementales lors de la transition entre le Néolithique Final et le Bronze Ancien, avant d'aborder (2) les répercussions paysagères du peuplement de l'Âge du Bronze et leurs interactions éventuelles avec les RCCs enregistrés à l'échelle globale et dans le monde méditerranéen et enfin (3) l'intensification des transformations d'origine anthropiques au cours de l'Âge du Fer.

8.1. La transition du Néolithique à l'Âge du Bronze, rupture socioculturelle et transformation progressive des paysages

8.1.1. Le Néolithique Final/Chalcolithique (5900-5200 cal BP/3950-3250 cal BC) ; rupture ou transition ?

8.1.1.1. Tendances climatique et instabilité hydro-climatique du 4^e millénaire BC

Dans la vallée du Strymon, vers 6000 cal BP (4050 cal BC), le milieu lacustre se situait entre 4 à 5 mètres en dessous du niveau contemporain de la mer tandis que le niveau de la mer était également cinq mètres plus bas qu'aujourd'hui d'après le modèle de Lambeck et Purcell (2005), en accord avec les enregistrements du nord de l'Égée à Lemnos (Pavlopoulos et al., 2013 ; Chalkioti, 2016) et aux Cyclades (Mourtzas et Kolaiti, 2016). La remontée du niveau du lac d'Achinos semble donc se caler sur celle du niveau marin à l'aval qui favorise l'accumulation des eaux douces à l'amont des gorges d'Amphipolis et la sédimentation forcée. Ces observations semblent confirmer la relative stabilité tectonique de la basse vallée du Strymon depuis le milieu de l'Holocène. D'ailleurs, la diminution des taux d'accumulation après 5300-5200 cal BP (3350-3250 cal BC), enregistrée aux abords de l'Angitis (FC1) et dans le lac Achinos (FC8), peut sans doute s'expliquer par le ralentissement contemporain de l'élévation du niveau de la mer qui n'est alors plus très loin de son niveau actuel (Lambeck et Purcell, 2005 ; Pavlopoulos et al., 2013 ; Vacchi et al., 2014).

L'augmentation du niveau des nappes génère dans la basse vallée du Strymon une extension des milieux lacustres qui s'accompagne dans sa partie orientale, encore non envahie par les milieux lacustres, d'une forte décharge détritique associée à un transport fluvial actif capable de mobiliser des sédiments sableux. Les milieux lacustro-palustres avec leur sédimentation de faible énergie et leurs marges palustres cèdent donc localement et ponctuellement leur place à des milieux fluvio-palustres et fluvio-lacustres au fonctionnement plus dynamique vers la fin du 4^e millénaire cal BC (6000-5800 cal BP). L'extension de la zone humide est également enregistrée en marge du marais de Tenaghi-

Philippon, ce qui signifie que la remontée marine n'est pas le seul facteur du haut niveau des eaux. Cette période est donc caractérisée par une balance hydrologique positive à l'échelle régionale. Après la période d'intense peuplement au Néolithique Récent bien connue par de nombreuses fouilles, la diminution des indices d'occupation et l'abandon de nombreux sites à l'échelle régionale dès 5950 cal BP (4000 cal BC ; par exemple Dimitra, Kryonéri, Sitagroi), n'encouragent pas à mettre en relation l'accentuation du détritisme enregistrée dans le bassin de l'Angitis vers 6000-5800 cal BP (5950-5750 cal BC) avec les transformations de l'occupation régionale. De même, aucun signe de détritisme n'est enregistré sur le cône alluvial du Xéropotamos qui traverse la plaine de Drama ou à l'amont de l'Angitis (Lespez, 2003). La fourniture sédimentaire ne provient donc sans doute pas d'une érosion généralisée issue de la mise en valeur agricole des piémonts ou des bas de versants. Les sédiments restent sans doute piégés sur les versants et dans les parties intermédiaires des bassins versants comme l'avait suggéré L. Lespez (2007). La décharge détritique enregistrée dans la basse vallée du Strymon témoigne en premier lieu d'un changement hydrologique à l'échelle du bassin versant qui favorise les transferts sédimentaires.

Cette pulsation correspond au début d'un RCC enregistré à l'échelle globale entre 6000 et 5000 cal BP (4000-3000 cal BC ; Mayewski et al., 2004) et à la seconde moitié d'une phase humide débutée vers 6500 cal BP (4550 cal BC) et observée ailleurs en Méditerranée (e.g. Lawson et al., 2004 ; Digerfeldt et al., 2007 ; Magny et al., 2011a, 2013 ; Francke et al., 2013 ; Cvetkoska et al., 2014 ; Fig.8.1). Cette tendance climatique générale est ponctuée par plusieurs pulsations climatiques plus sèches dont la première est enregistrée par les spectres polliniques autour de 5900-5600 cal BP (3950-3650 cal BC). Elle reflète une certaine instabilité climatique de l'Holocène Moyen à l'échelle régionale. Cette phase plus sèche est largement identifiée en Méditerranée orientale (Figs.8.2 et 8.3 ; e.g. Lawson et al., 2004 ; Lamy et al., 2006 ; Eastwood et al., 2007 ; Kotthoff et al., 2008a, 2008b ; Dormoy et al., 2009 ; Bar-Matthews et Ayalon, 2011 ; Zanchetta et al., 2014). Elle correspond également avec le début d'une période de baisse des températures dans le sud de l'Égée, interprétée comme une incursion des masses d'air froides de l'hémisphère Nord (Rohling et al., 2002 ; Marino et al., 2009). Cette pulsation est caractérisée par un pic des pollens de forêts d'altitude, la régression simultanée des espèces xérophiles et la diminution de la teneur en carbonates des sédiments à la fin de la zone FC8-LPAZ2 (Fig.8.3). Il est possible que cela corresponde avec un abaissement de la limite supérieure forestière et donc une descente des espèces de montagnes. À l'inverse, les conditions deviennent défavorables à plusieurs taxons thermophiles tels que *Quercus ilex* type ou *Q. suber*. Cela suggère que la diminution des températures est un facteur plus limitant que les variations hydrologiques. Régionalement, cette période correspond à des hivers plus secs dans un contexte de flux zonal plus prononcé (Zanchetta et al., 2014) qui est associé à une phase de NAO positive (Magny et al., 2013). Un événement aux conséquences semblables sur le cortège pollinique est enregistré vers 5450 cal BP (3500 cal BC) dans la basse vallée du Strymon (Figs. 8.2 et 8.3) bien que sa temporalité et son intensité soient moins prononcées

que pour l'épisode précédent. Le recul rapide des indicateurs de conditions humides, de la majorité des espèces arborées et arbustives ainsi que de la teneur en carbonates est significatif. Seuls les *Quercus pubescens* type et *Q. ilex* type dominant les zones de piémont se développent, en profitant de la rétractation des milieux en eau pour coloniser les abords des zones humides et affirmer leur présence à proximité du lieu d'enregistrement. Une troisième pulsation climatique est observée entre 5200 et 5000 cal BP (3250-3050 cal BC) sur FC1 et de manière moins nette sur FC8. Elle est également bien identifiée dans de nombreuses archives du bassin méditerranéen (e.g. Cullen et deMenocal, 2000 ; Carrion, 2002 ; Magny et al., 2006 ; Straubwasser et Weiss, 2006; Bar-Matthews et Ayalon, 2011 ; Kuzucuoglu et al., 2011 ; Roberts et al., 2011) . L'incursion des masses d'air froides des hautes latitudes et une phase de NAO positive sont également évoquées comme les facteurs du forçage climatique (e.g. Zanchetta et al., 2014). Ce forçage se caractérise sur FC1 par une chute rapide des taxons hydro-hygrophytes, de *Pinus sylvestris* type, d'*Abies* et de *Quercus pubescens* type au profit des espaces ouverts à graminées et des maquis à *Quercus ilex* type. La forte diminution du couvert végétal forestier facilite ainsi les processus érosifs comme le montrent les MNPs. Compte tenu des apports terrigènes plus importants enregistrés au nord de la mer Égée (Triantaphyllou et al., 2014) et du ralentissement simultané de l'élévation du niveau de la mer (Lambeck et Purcell, 2005 ; Pavlopoulos et al., 2013 ; Vacchi et al., 2014), il est possible que le matériel sédimentaire soit plus facilement exporté vers l'embouchure, expliquant l'absence d'augmentation des taux d'accumulation en domaine continental.

L'instabilité climatique entre 6000 et 5200 cal BP (4050-3250 cal BC), observée à l'échelle globale (Mayewski et al., 2004), se traduit donc dans les diagrammes polliniques de la basse vallée du Strymon par une forte variabilité des espèces ligneuses et en particulier de *Quercus pubescens* type, des forêts de conifères ou des espèces xérophiles. Trois fluctuations du spectre pollinique correspondent avec des épisodes climatiques plus secs et froids connus à l'échelle méditerranéenne. Cette réaction des écosystèmes régionaux aux variations climatiques globales concorde avec les fortes variations de l'insolation à la même époque (Steinilber et al., 2009) et à l'inversion des valeurs des insolutions hivernales et estivales (Berger et Loutre 2001).

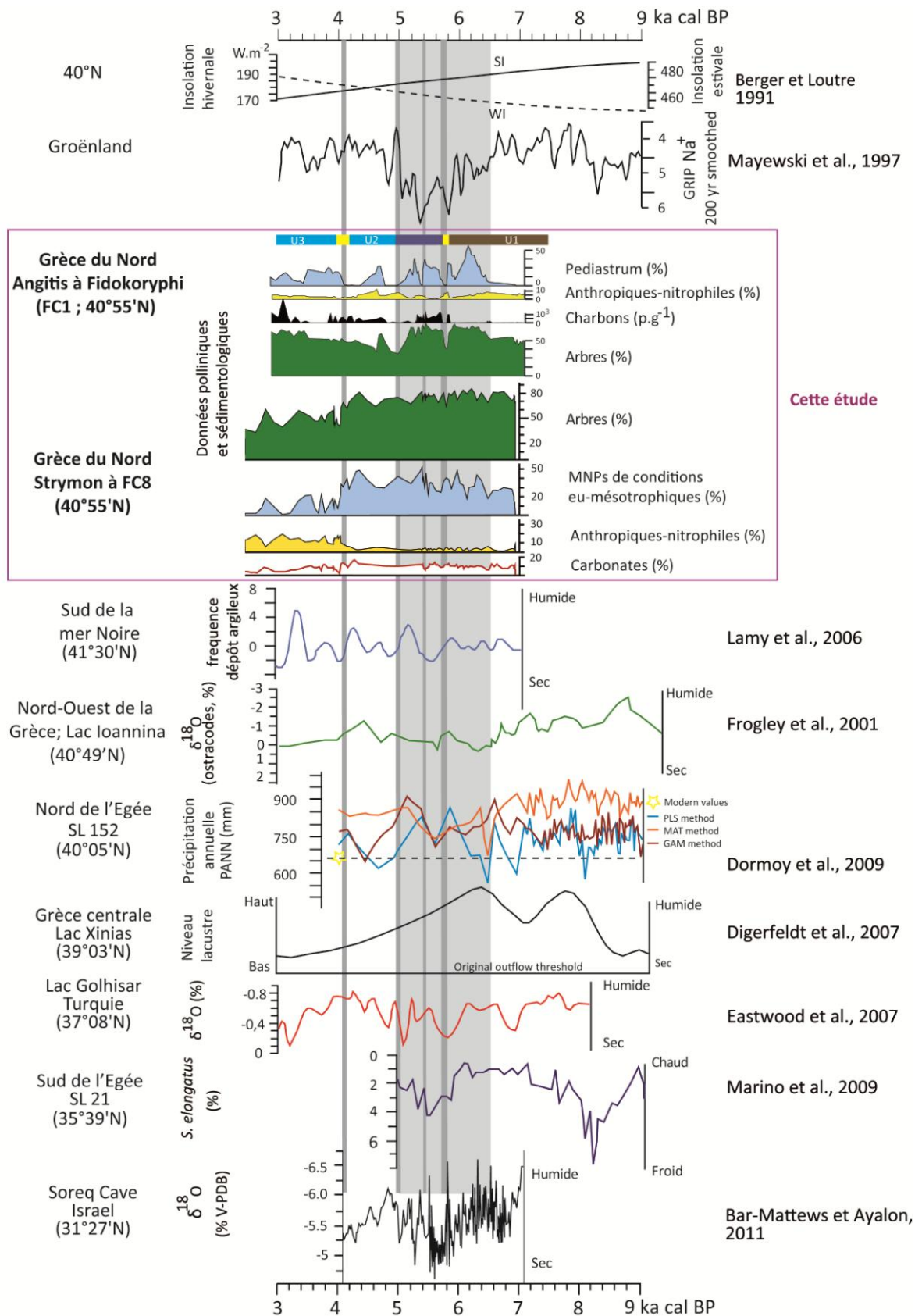


Figure 8.1 : Comparaison entre les changements environnementaux enregistrés en Égée et dans la région méditerranéenne. Les périodes et phases de RCCs sont représentées en gris et déterminées d'après Zanchetta et al., 2014. Modifié d'après Lespez et al., 2016.

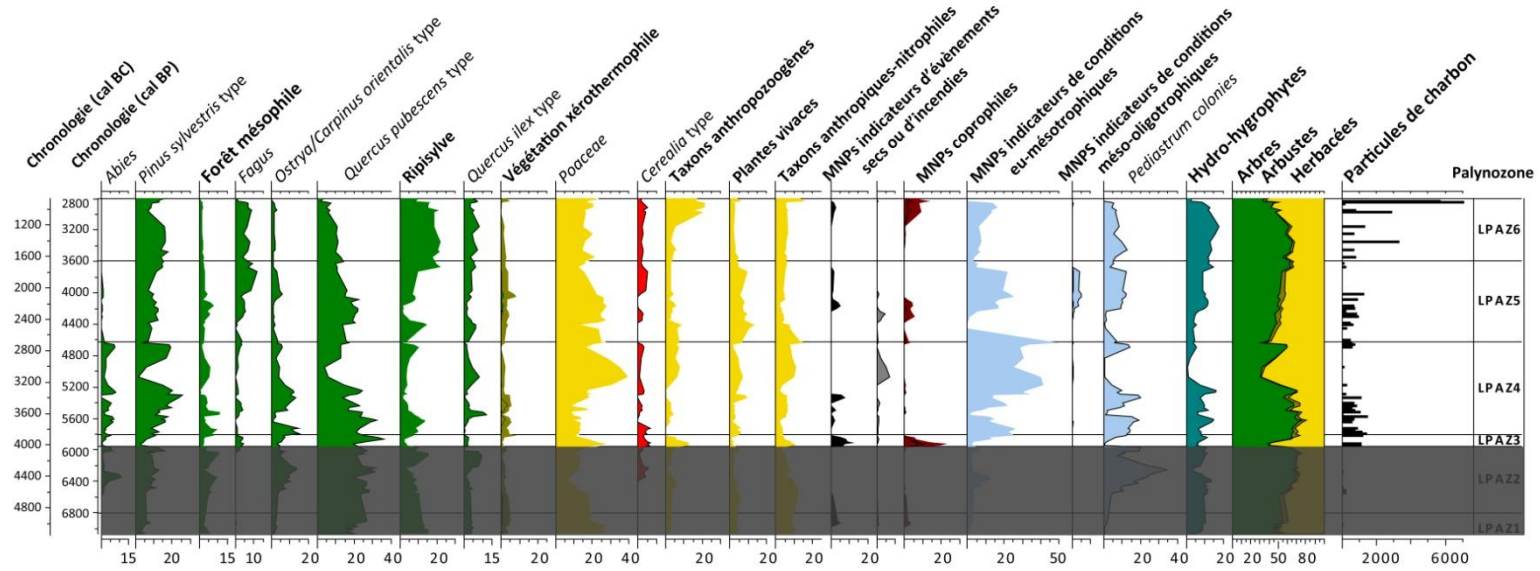


Figure 8.2 : *Diagramme pollinique synthétique de FC1 pour la période entre 6000 et 2800 cal BP (4050-850 cal BC).*

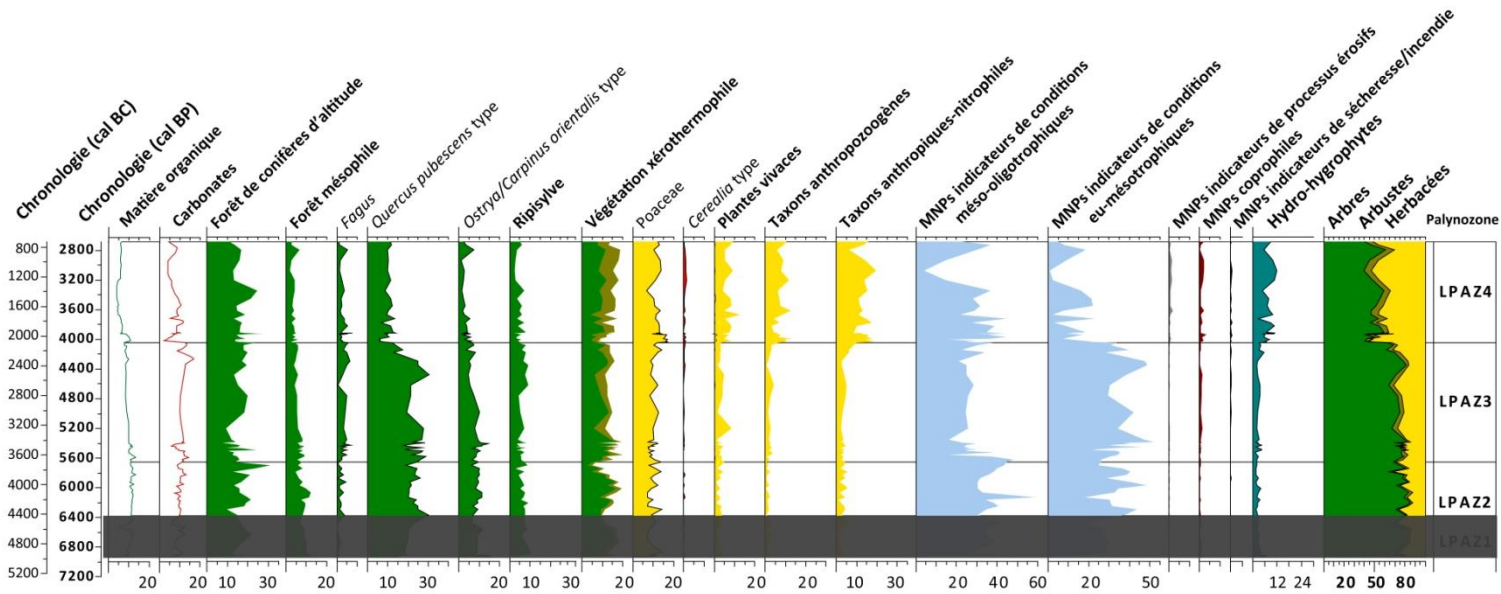


Figure 8.3 : *Diagramme pollinique synthétique de FC8 pour la période entre 6000 et 2800 cal BP (4050-850 cal BC).*

Contrairement aux données produites dans le marais de Tenaghi-Philippon, qui n'enregistrent pas clairement la variabilité climatique de cette période ni les trois périodes sèches, certes moins prononcées que le 8.2 ka cal BP (Greig et Turner, 1974 ; Pross et al., 2007), les sondages de FC1 et FC8 semblent plus sensibles aux variations climatiques de l'Holocène Moyen. L'enregistrement de brèves pulsations est d'abord rendu possible grâce à la très haute résolution qu'offrent des carottages étudiés pour lesquels un échantillon est analysé en moyenne tous les 25 ans pour FC1 et tous les 30 ans pour FC8. Cette résolution s'explique par l'importante dilatation des séquences, notamment entre 5800 et 5400 cal BP (3850-3450 cal BC). Dans le lac Achinos (FC8), pour ces quatre siècles le taux d'accumulation est de 7,15 mm/an en moyenne contre 4,80 mm/an pour le millénaire précédent et 1,70 mm/an pour le millénaire suivant. À l'inverse, les taux de sédimentation du centre du marais de Tenaghi-Philippon (Greig et Turner, 1974 ; Pross et al., 2007 ; TP4, cf. chapitre 7, Fig.7.3 pour les taux d'accumulation) comme pour ses marges (Dik4, cf. chapitre 4 Fig.4.23) n'enregistrent pas de changement notable à cette période et restent très faibles.

Ce constat soulève plusieurs interrogations concernant les séquences qui font « référence » dans la reconstitution climatique régionale. La première hypothèse qui pourrait expliquer cette différence des enregistrements polliniques est relative au type d'archive sédimentaire, palustre à Tenaghi-Philippon et fluvio-lacustre dans la vallée du Strymon. Dans le premier cas, les apports polliniques sont, *a priori*, davantage issus de retombées atmosphériques puisque le ruissellement y est faible tandis que dans la basse vallée du Strymon les retombées polliniques sont essentiellement issues d'apports fluviatiles. Afin de discriminer avec exactitude l'influence de ce paramètre, la mesure des sources polliniques adéquates relatives à chaque séquence doit être envisagée. Néanmoins, la comparaison du diagramme pollinique obtenu sur FC8 avec celui de Tenaghi-Philippon (Greig et Turner, 1974) ne montre aucune différence significative dans la composition et les proportions des espèces, témoignant dans les deux cas d'un enregistrement similaire qui peut être qualifié de régional. Il ne semble donc pas que les réponses hétérogènes des deux bassins face aux forçages climatiques régionaux s'expliquent par le type ou l'origine des apports des grains de pollen. Une deuxième hypothèse serait d'évoquer les changements paléoenvironnementaux qui auraient pu être propres à chaque bassin versant. Comme nous l'avons déjà souligné (chapitre 2), les conditions climatiques sont légèrement distinctes dans les deux espaces de référence. Le marais de Tenaghi Philippon est situé à une distance du littoral n'excédant jamais 60 km alors que le bassin du Strymon (dont Tenaghi-Philippon est un sous-bassin) s'étend vers le nord en Bulgarie et se trouve plus affecté par les influences climatiques continentales. Néanmoins cette hypothèse semble également peu probable. En effet, le diagramme pollinique FC1, obtenu dans la basse vallée du Strymon, enregistre lui aussi les pulsations climatiques qui caractérisent l'Holocène Moyen alors qu'il provient de l'analyse d'un carottage réalisé aux bords de l'Angitis qui draine la plaine de Philippes-Drama et donc le marais de Tenaghi-Philippon. Finalement, l'hypothèse qui semble devoir être retenue

pour expliquer les différences observées est que, les enregistrements polliniques disponibles pour Tenaghi-Philippou ne possèdent pas une résolution suffisante pour enregistrer avec précision les RCCs au cours de l'Holocène Moyen et Récent (7950-1950 cal BP/6000-0 cal BC). Ainsi, dans les travaux de Greig et Turner (1974), un échantillon représente un intervalle d'environ 240 ans en moyenne, ce qui est insuffisant pour enregistrer des pulsations aux temporalités pluri-décennales à centennales. Il serait donc nécessaire de proposer une nouvelle séquence pollinique holocène de référence à Tenaghi-Philippou à plus haute résolution intégrant notamment de nouveaux indicateurs hydrologiques tels que les MNPs.

8.1.1.2. Lacunes et discontinuités de l'occupation humaine

À partir de 6000 cal BP (4050 cal BC), alors que le contexte hydroclimatique évolue, le nombre de sites archéologiques connus dans les Balkans amorce déjà un net recul (Maniatis, 2014 ; Tsirtsoni, 2016). Aucun site archéologique daté dans la basse vallée du Strymon et dans le bassin de l'Angitis ne persiste après 6000 cal BP (4050 cal BC ; e.g. Sitagroi, Fidokoryphi, Dimitra, Kryonéri ; Grammenos, 1997 ; Malamidou, 2016 ; Tsirtsoni, 2016). Malgré les incertitudes archéologiques pour cette période sur le peuplement, les analyses paléoenvironnementales enregistrent toujours des signes d'anthropisation. Entre 5800 et 5700 cal BP (3850-3750 cal BC) un maintien des pollens de céréales au-delà de 5% de la somme de base est enregistré à FC1 (Fig.8.2. ; LPAZ3), et atteste, comme au cours des quatre à cinq siècles précédents, des pratiques agricoles à proximité du lac Achinos. La culture des céréales est accompagnée par des indices de pastoralisme. Ainsi, on enregistre un très haut niveau pour les MNPs coprophiles, la forte présence des taxons anthropiques-nitrophiles et anthropozoogènes, ainsi qu'une augmentation soudaine et importante des indicateurs d'incendie et du signal incendie. Le recul de la ripisylve, des chênaies mixtes et des forêts de montagnes est certes facilité par le changement climatique situé entre 5900 et 5800 cal BP (3950-3850 cal BC), néanmoins il n'explique pas à lui seul l'enregistrement des activités agricoles sur les marges de la zone humide pendant environ 800 ans. Tout au plus, ce RCC favorise leur visibilité dans le spectre pollinique. La présence de nombreuses particules de charbons n'est pas simplement une réponse aux conditions plus sèches des RCCs car la quantité de particules se maintient à un niveau important pendant tout le Chalcolithique (6000-5200 cal BP/ 4050-3250 cal BC) quelles que soient les conditions hydrologiques et la fluctuation des niveaux du lac. Malgré l'abandon du site de Fidokoryphi au début du Chalcolithique, la diminution des champignons coprophiles et des taxons anthropozoogènes après 5800 cal BP (3850 cal BC), les autres indicateurs d'anthropisation (céréales, particules charbonneuses et taxons anthropiques-nitrophiles) persistent au cours des six siècles suivant le RCC, attestant d'activités humaines à proximité du lac d'Achinos. En revanche, au sein même du lac à FC8 (Fig. 8.3. ; LPAZ3), aucun indicateur d'anthropisation n'est présent dans des proportions suffisantes pour affirmer le maintien du peuplement. Ces informations régionales sont en

accord avec les données archéologiques et celles du spectre pollinique du centre du marais de Tenaghi-Philippon (Greig et Turner, 1974) n'indiquent pas non plus une anthropisation notable des paysages. Dans ces deux diagrammes, l'absence de signal anthropique au cours du Néolithique comme au cours du Chalcolithique écarte l'idée d'un changement paysager régional. Néanmoins, les spectres polliniques n'indiquent pas pour autant un recul de l'emprise humaine sur le paysage, ils suggèrent simplement une relative continuité environnementale comme sur les marges du lac d'Achinos. La récurrence des incendies d'origine anthropique, a pu favoriser le maintien de fenêtres paysagères ouvertes au sein des espaces forestiers.

Sur les marges du marais de Tenaghi-Philippon (Fig.8.4. ; Dik4 LPAZ6), le constat est plus complexe. L'abandon du tell par les populations néolithiques, enregistré vers 5950 cal BP (4000 cal BC) et identifié par un niveau de destruction (Lespez et al., 2013), n'implique pas la disparition des signaux anthropiques comme au bord du lac d'Achinos. Au cours du Chalcolithique, les graminées, les Cichorioideae, les taxons anthropozoogènes, anthropiques-nitrophiles, les indicateurs de processus érosifs et le signal incendie augmentent ou se maintiennent dans des proportions semblables au Néolithique Récent. De plus la première occurrence des plantes cultivées (>1%) est enregistrée vers 5550 cal BP (3600 cal BC). Parallèlement, la méconnaissance des causes ayant provoqué la destruction du site ne facilite pas l'interprétation de cet abandon. Il est possible que l'incendie qui a détruit les habitations fouillées soit accidentel, à cause de la proximité entre le lieu de vie et le lieu de stockage des récoltes facilement inflammables par exemple (Valamoti, 2007). Cet incendie peut également résulter d'un acte malveillant de mise à feu des récoltes à cause de tensions entre populations ou faire suite à des tensions internes, comme cela est suggéré pour plusieurs incendies d'habitations néolithiques dans les Balkans (Tringham et Krstic, 1990 ; Valamoti, 2007). Par ailleurs, deux datations AMS [6150-3950 cal BP (4200-4000 cal BC) et 5650-5550 cal BP (3700-3600 cal BC)] qui correspondent à une phase très avancée du Néolithique viennent d'être obtenues sur le site (Darcque et al., en prep.). Réalisées sur des ossements contenus dans deux fosses contenant également des fragments en terre à bâtir et des vases complets (Darcque et al., 2014 ; en prep.), elles suggèrent une occupation du site plus tardive que prévue et pour une période d'occupation qui n'était pas connue, bien que des fragments de céramique récupérés dans les secteurs 2 et 6 (*cf.* chapitre 4 ; Fig.4.3) en suggérait déjà l'existence (Darcque et al., 2014). Jusqu'à présent, des occupations datant de cette période n'ont été identifiées que sur l'île de Thasos, au sud (Koukouli-Chryssanthaki et Papadopoulos, 2016), et dans les montagnes du Rhodopes, au nord (Boyadziev, 1998 ; Tsirtsoni, 2016). La transition entre le Néolithique et l'Âge du Bronze à Dikili Tash ne connaît donc pas un hiatus de 900 ans environ comme cela été présumé (Maniatis et al., 2014) et la mutation est probablement plus progressive que ce qui était envisagé. C'est un argument de plus pour remettre en cause certaines théories pour lesquelles la rupture de ces occupations du Chalcolithique s'est faite brutalement (Todorova, 1978, 1995 ; Boyadziev, 1995, 1998) comme nous l'avons évoqué précédemment.

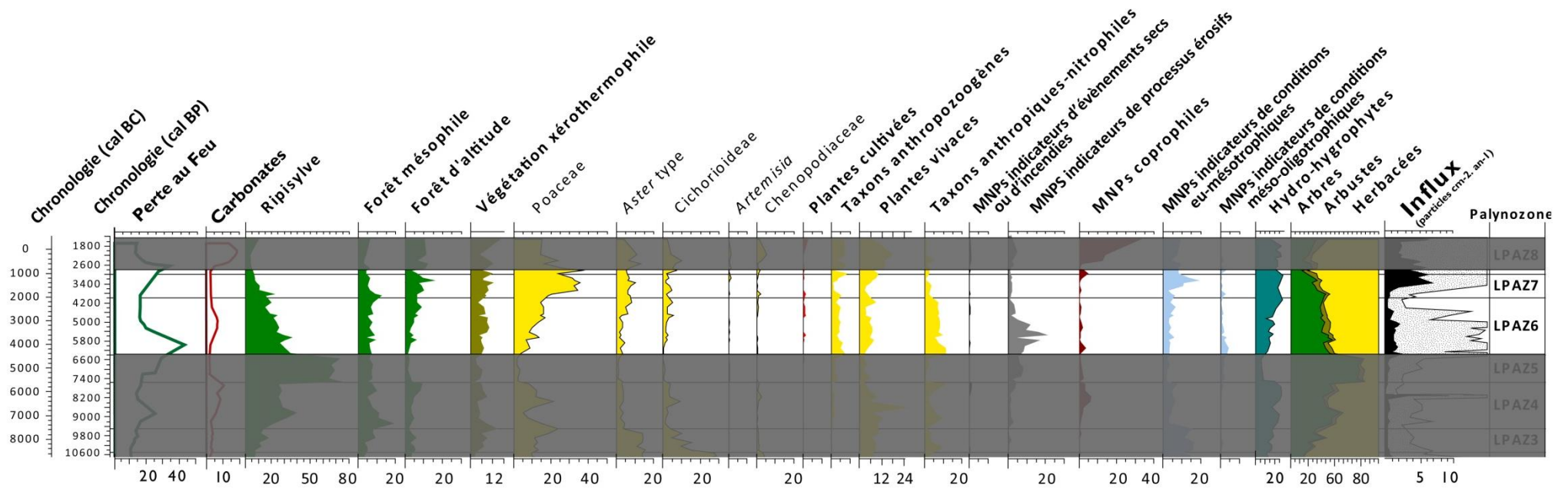


Figure 8.4 : Diagramme pollinique synthétique de Dik4 entre 6000 et 2800 cal BP (4050-850 cal BC) correspondant dans la région au Néolithique Final/Chalcolithique, à l'Âge de Bronze et à l'Âge de Fer.

8.1.2. Continuité environnementale et adaptation des populations

L'ensemble des données paléoenvironnementales disponibles montre une extension des espaces palustres et lacustres contemporaine d'un accroissement du détritisme dans les parties aval des bassins versants au début du 4^e millénaire BC. Il est certain que ces changements ont dû affecter les populations localement comme dans la basse vallée du Strymon où les plaines alluviales cultivables se sont contractées. Certains sites, comme Kryonéri ont pu voir une partie de leur terroir agricole passer sous les eaux alors que d'autres comme Fidokoryphi se sont trouvés durablement isolés au milieu d'un espace lacustro-palustre. Ces transformations sont favorables au déplacement des populations dans la basse vallée du Strymon mais ne semblent pas avoir menacé les habitats de la plaine de Philippe-Drama qui, comme Dikili Tash, occupent préférentiellement les espaces de piémont. Il est possible en revanche que ces populations aient dû faire face à des contraintes climatiques et hydrologiques importantes comme le montrent les décharges détritiques du début du 4^e millénaire BC et les épisodes de sécheresse de durée centennale enregistrés dans la basse vallée du Strymon. Malheureusement l'absence de données polliniques à haute résolution à Tenaghi-Philippon n'a pas encore permis de modéliser le régime et la saisonnalité des précipitations après 6400 cal BP (4450 cal BC ; Peyron et al., 2011) et de définir ainsi la dynamique hydrologique du Chalcolithique au Bronze Ancien. Néanmoins, si on se réfère aux données enregistrées au nord de la mer Égée, la technique des analogues modernes (MAT ; Guiot, 1990) révèlent un très fort contraste saisonnier entre les précipitations hivernales et estivales pour la période 6000-5200 cal BP (4050-3250 cal BC ; Dormoy et al., 2009). Les précipitations estivales sont les plus faibles estimées depuis le début de l'Holocène et ne dépassent pas 50 mm tandis qu'à l'inverse les précipitations hivernales s'accroissent et atteignent 300 mm à la fin de la période. D'après ce modèle proposé par Dormoy et al. (2009), les températures du mois le plus froid sont relativement stables sur tout l'Holocène (*ca.* 4-4,5°C) tandis que celles du mois le plus chaud sont inférieures d'au minimum 3°C par rapport aux six millénaires précédents.

Ces résultats indiquent principalement un risque pour la disponibilité en eau sur les cultures pendant la saison végétative. Cela a pu avoir des conséquences pour les sols peu épais des versants développés sur les marbres ou sur les formations néogènes carbonatés comme autour de la basse vallée du Strymon. Néanmoins la croissance parallèle des zones humides montre la persistance d'espaces possédant des sols à forte réserve hydrique comme au centre de la plaine de Philippe-Drama ou sur les marges septentrionales et orientales du lac d'Achinos car elles ne sont pas contraintes par le relief. Cela explique peut-être que les activités agricoles soient toujours enregistrées sur les marges du lac d'Achinos (FC1) et du marais de Tenaghi-Philippon (Dik4). Les populations restantes auraient alors déplacé leur habitat pour se rapprocher des espaces aux sols les plus humides. L'irrégularité des précipitations saisonnières peut également expliquer l'existence d'évènements hydrologiques de forte intensité susceptibles de perturber les

activités anthropiques à proximité des zones humides. Pour cela il est nécessaire de se représenter les conséquences de crues de fortes énergies voire torrentielles, comme l'atteste la sédimentologie des abords de l'Angitis, sur des terrains, au moins partiellement cultivés, pour comprendre les conséquences que cela peut avoir sur l'organisation et les pratiques des populations. En effet, si la diversification des ressources est un gage de sécurité alimentaire et de résilience, la vulnérabilité aux extrêmes hydrologiques des parcelles les plus productives et les plus proches de la zone d'habitat est aussi à prendre en considération. Au-delà de l'aspect strictement économique, il paraît évident que ces événements peuvent avoir des répercussions sociales. Il est possible que l'insécurité hydrologique se soit répercutée sur les comportements des communautés et sur leurs choix agronomiques. Toutefois, les données polliniques excluent l'idée d'une rupture régionale dans l'anthropisation du paysage. Contrairement à ce qui est observé au sud-ouest de la Bulgarie où aucune indication de la pression humaine n'est enregistrée entre 5700 et 5100 cal BP (3750-3150 cal BC ; Marinova et al., 2012), les indicateurs polliniques d'anthropisation dans la basse vallée du Strymon comme dans la plaine de Philippos-Drama ne disparaissent pas complètement. Leur permanence et la constance du signal incendie confirme le maintien d'une présence anthropique dans l'espace régional. L'absence de sites archéologiques pour cette période interroge néanmoins sur la localisation et la forme des habitats. Il est fort probable que les populations se sont déplacées sur de faibles distances en privilégiant des espaces moins vulnérables aux mutations de l'environnement et aux événements hydrologiques extrêmes (Lespez et al., 2016). Comme l'avait noté G. Willcox (2005) à propos des changements climatiques survenus au Proche-Orient au début de la néolithisation, il suffit souvent de se déplacer de peu pour trouver de nouvelles conditions environnementales sans remettre en cause les pratiques et les connaissances du milieu. Il est vraisemblable que les populations ne se sont pas trop éloignées, en se relocalisant sur les parties médianes ou supérieures des piémonts qui bordent les dépressions de Tenaghi-Philippon et du lac d'Achinos. Cette hypothèse semble cohérente avec un usage accru du feu autour de Dikili Tash comme à proximité de Fidokoryphi, peut-être pour ouvrir de nouveaux espaces aux activités agropastorales. Dès le début du Chalcolithique, les clairières créées par l'utilisation du feu ont pu par exemple permettre l'extension des taxons herbacés pâturés tout comme elles ont pu favoriser l'expansion des espèces compétitives comme *Fagus* (Fig.8.2 ;FC1-LPAZ3).

L'apparition et le développement des hêtres dans la séquence de FC1 vers 6000 cal BP (4050 cal BC) se font rapidement et à des pourcentages importants (2-5%). Leur présence était déjà attestée régionalement d'après la séquence de FC8 et plus au nord en Bulgarie (Marinova et Tonkov, 2012) ou au lac Dojran (Athanasiadis et al., 2000). On peut supposer que son enregistrement dans FC1 correspond à un impact anthropique localisé sur le versant nord du Pangée puisque la présence de hêtraies n'est enregistrée à Tenaghi-Philippon situé 50 km plus à l'est qu'à partir de 4450 cal BP (2500 cal BC ; Greig et Turner, 1974) tandis que les environs de Dikili Tash, dominés par les montagnes de Lékani moins élevées, n'enregistrent pas ce type de formation végétale. Le

développement de ce taxon peut également avoir bénéficié de conditions plus froides, pour « descendre » des étages montagnard et supraméditerranéen du Pangée. Les hêtraies sont ainsi venues concurrencer les espèces de forêts mésophiles qui montrent une courbe d'évolution opposée avec celle de *Fagus*.

Les données polliniques et géomorphologiques montrent donc une relative continuité environnementale au cours du Chalcolithique. Elles concordent avec les données archéologiques récentes qui attestent d'abandons non synchrones des sites de peuplement régionaux entre 5950 et 5250 cal BP (4000-3300 cal BC ; Tsirtsoni, 2016) dont les causes ne sont probablement pas, sauf exception localisée comme le site de Fidokoryphi, uniquement d'ordre environnemental. Les instabilités climatiques, enregistrées à l'échelle centennale, bien réelles, peuvent avoir incité et favorisé une adaptation des populations, sans remettre en cause leur fonctionnement socioculturel initial. Comme cela est suggéré pour la Bulgarie (Leshtakov, 2006), il est possible que des changements du mode de subsistance aient facilité le développement de groupes assez mobiles, pratiquant l'agropastoralisme et évoluant dans de nouveaux espaces à partir de nouveaux sites d'habitat. Cela serait en accord avec l'augmentation du signal incendie et le développement d'un maquis arbustif. La diminution du nombre de sites mais la permanence des activités invite avant tout à rechercher dans les contextes régionaux des marqueurs d'une éventuelle réorganisation spatiale. Dans le nord de la Grèce, il est nécessaire de multiplier les prospections archéologiques et d'étendre les analyses paléoenvironnementales aux espaces montagnards ou plus simplement de bas de versant pour pouvoir trancher entre un déplacement local de l'habitat ou une migration contrainte de plus forte ampleur.

Le principal résultat des investigations paléoenvironnementales conduites sur la transition entre le Néolithique récent et le Bronze ancien est que le peuplement de la région par des populations agropastorales s'est maintenu même s'il n'en existe pas de preuves archéologiques indubitables aujourd'hui. Les données obtenues suggèrent que les causes des transformations du peuplement doivent également être recherchées dans des processus sociaux que nos résultats ne peuvent proposer. Plus fondamentalement, comme nous l'avons signalé plus haut, les données obtenues ne permettent pas de trancher sur le rôle des transformations environnementales qu'elles mettent en évidence, et sur celui des processus sociaux dans cette réorganisation spatiale du peuplement. Le manque de données archéologiques ne permet pas aujourd'hui de traiter cet aspect de la question. Malgré les progrès réalisés, la question des interactions entre Société et Environnement reste ouverte pour cette période.

8.2. L'Âge du Bronze : accentuation et diversification de l'anthropisation des paysages soumises à des changements climatiques aux répercussions complexes

8.2.1. L'évolution graduelle des milieux et la permanence des signaux anthropiques au Bronze Ancien (5200-4000 cal BP/3250-2050 cal BC)

8.2.1.1. L'identification de l'anthropisation à l'échelle régionale

À partir de 5250 cal BP (3300 cal BC) et le début de l'Âge du Bronze, à l'instar du site de Dikili Tash, la plupart des tells sont de nouveau occupés (Darcque et al., 2014 ; Maniatis et al., 2014). Le schéma du peuplement du Bronze ancien est très proche de celui observé au Néolithique Récent II (Koukouli-Chrysanthaki, 1998). Cela conduit à un nouveau chapitre de l'anthropisation du paysage.

À l'exception de rares séquences polliniques, adjacentes à des sites archéologiques antérieurs à l'Âge du Bronze comme Dikili Tash, Fidokoryphi et Dispilio (Kouli, 2015) en Macédoine, les premières preuves d'un changement paysager d'origine anthropique dans les enregistrements polliniques régionaux, interviennent vers 5150 cal BP (3200 cal BC) à Ioannina (Lawson et al., 2004) et vers 5000 cal BP (3050 cal BC) à Nisi (Lawson et al., 2005). Pour les autres sites de références du nord de la Grèce, la détection de l'impact des sociétés agropastorales intervient plus tard, vers 4500 cal BP (2550 cal BC) à Giannitsa (Bottema, 1974) et au lac Maliq (Albanie, Denèfle et al., 2000), vers 1850 cal BP (1900 cal BC) à Tenaghi-Philippon (Greig et Turner, 1974), ou entre 3500 et 3000 cal BP (1550-1050 cal BC) à Dojran (Athanasiadis et al., 2000), Gramousti et Rezina (Willis, 1994) et Edessa (Bottema, 1974). Dans tous les cas, l'anthropisation du paysage apparaît de manière différée dans les spectres polliniques par rapport à l'implantation de l'agriculture dans la région attestée par l'archéologie et les analyses archéobotaniques conduites intra-site. Ce décalage peut s'expliquer par deux situations : soit la séquence est prélevée dans un espace où la source pollinique adéquate dilue le signal pollinique de l'anthropisation, soit la séquence est extraite d'un environnement situé loin des espaces fréquentés par les sociétés agropastorales comme le domaine montagnard par exemple. Cette phase d'enregistrement généralisé des signaux anthropiques n'est donc pas synchrone régionalement. D'ailleurs, l'enregistrement des impacts des pratiques agropastorales sur le paysage est plus précoce en Grèce centrale comme au lac Voulkaria, vers 5500 cal BP (3550 cal BC ; Jahns, 2005), au lac Kopais, entre 6200 et 5500 cal BP (4250-3550 cal BC ; Greig et Turner, 1974) bien qu'au lac Xinias, celui-ci ne soit mis en évidence que vers 4000 cal BP (2050 cal BC ; Bottema, 1979 ; Digerfeldt et al., 2007), dans une chronologie proche de ce qui a été mis en évidence dans les Balkans de manière générale (Willis, 1994). Au sud-ouest de la Bulgarie, comme dans la région étudiée, les premiers indicateurs d'anthropisation (primaires et secondaires) sont observés précocement sur plusieurs sites

entre 7500 et 7000 cal BP (5550-5050 cal BC) mais ils se généralisent seulement à partir de 3350 cal BP (1400 ca BC ; Marinova et al., 2012).

Dans la basse vallée du Strymon, le signe d'une anthropisation d'ampleur « régionale », est enregistré sur FC8 vers 4300 cal BP (2350 cal BC ; Fig.8.3., LPAZ3). Les indicateurs de l'impact anthropique sur le paysage sont caractérisés par une présence continue des céréales (0,3-1%), par une forte diminution des chênaies occupant les piémonts et les bas de versant, par une progression des maquis, par l'augmentation des indices d'érosion, par l'intensification du pastoralisme et par la domination des plantes herbacées anthropozoogènes, anthropiques-nitrophiles et vivaces dans les milieux ouverts. Bien que le renforcement des activités agropastorales soit bel et bien attesté dans tout le terrain d'étude, ces premiers indices d'une anthropisation d'échelle régionale n'indiquent pas une déforestation généralisée puisque les taxons arboréens représentent toujours plus de 62% de la somme de base. L'identification de l'anthropisation à cette échelle pose question sur l'intensité de la pression exercée par les sociétés du Bronze Ancien sur l'environnement car les fouilles archéologiques y sont moins nombreuses que pour le Néolithique Récent. Il est probable que l'enregistrement ne relève pas uniquement du degré de forçage des populations sur l'environnement mais soit facilité par des changements dans les conditions hydrosédimentaires qui ont modifié l'aspect des zones humides. La rétractation des milieux lacustro-palustres, observable sur les marges du lac Achinos (FC1) a pu favoriser un retour de la fréquentation des marges de la dépression en particulier en période estivale et faciliter ainsi l'expression de l'anthropisation sur le paysage en réduisant la distance entre les milieux perturbés et le site d'enregistrement.

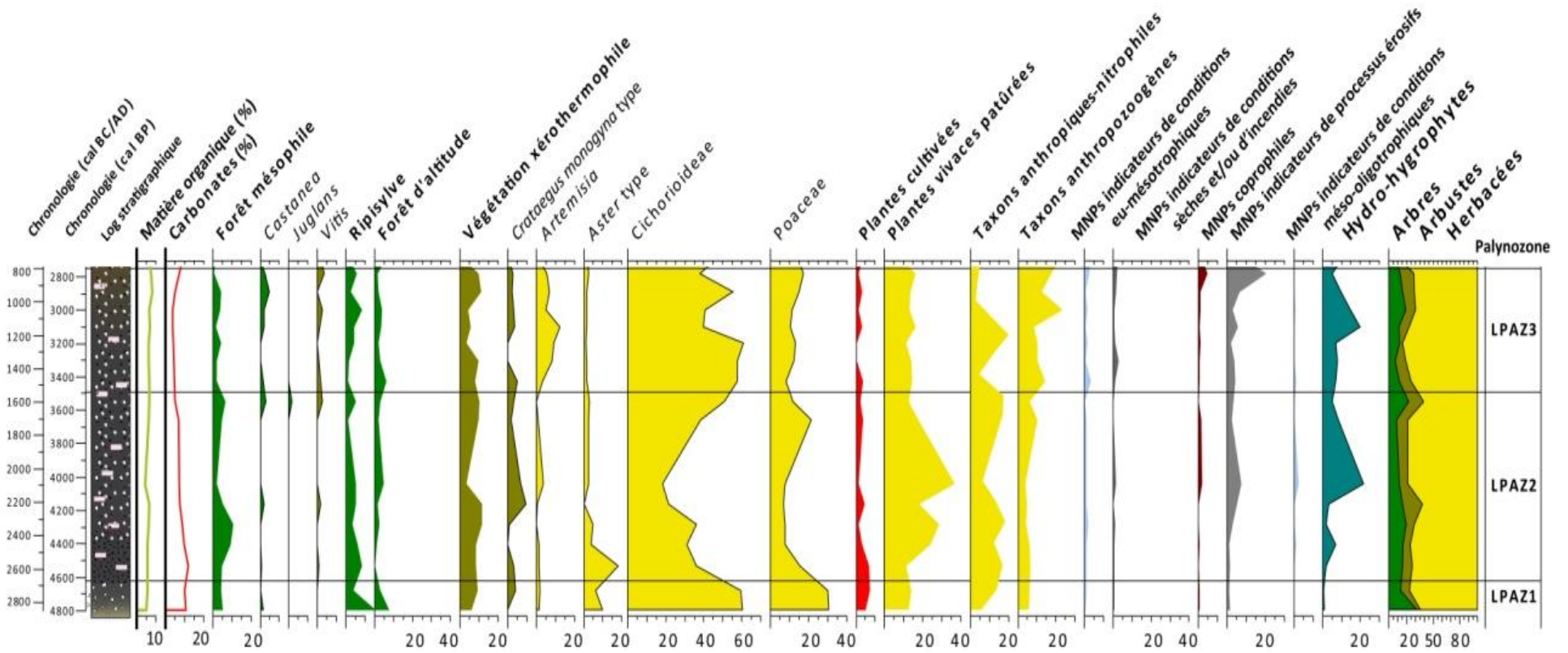


Figure 8.5 : Diagramme pollinique synthétique de Dik5 entre 4800 et 2800 cal BP (2850-850 cal BC) correspondant dans la région à l'Âge du Bronze et l'Âge du Fer.

8.2.1.2. Une anthropisation enregistrée localement dès le début du Bronze Ancien

Aux échelles locales, à proximité voire au pied des sites archéologiques à nouveau habités ou fréquentés (FC1, Dik4 et Dik5 ; Fig.8.5 LPAZ1 et 2), le couvert forestier est réduit comme l'indique le pourcentage de pollens arboréens, partout inférieur à 50% (< 20% au pied du tell de Dikili Tash) et l'agriculture est attestée dès le début du Bronze Ancien à proximité de tous les sites.

Dans le vallon de Dikili Tash (Dik4), la végétation arborée continue de décroître, la ripisylve en particulier, dont le recul n'est que partiellement compensé par la légère progression des forêts d'altitude. À partir de 4850 cal BP (2900 cal BC), le retour de la présence des Chenopodiaceae, l'augmentation des Poaceae, d'*Aster* type et du signal incendie, ainsi que le maintien à des pourcentages importants des taxons anthropiques-nitrophiles et anthropozoogènes signalent un renforcement de l'impact des populations. À la même période, au pied du tell (Dik5), le spectre pollinique montre une dynamique paysagère similaire dans un milieu encore plus ouvert avec une forte densité d'activités agropastorales. L'intensification du signal anthropique correspond à la transition entre le Bronze Ancien I et le Bronze Ancien II. Cela ne remet pas en cause la présence antérieure du peuplement et de son impact sur le paysage dès la première phase du Bronze Ancien, comme l'attestent les données archéologiques (Darcque et al., 2014) mais aussi les données polliniques de Dik4 ou comme le suggèrent les pourcentages élevés d'espèces cultivées ou herbacées à la base de Dik5. L'enregistrement du signal anthropique à Dik5, seulement à partir de 4800 cal BP (2850 cal BC) résulte avant tout de la nature des archives sédimentaires. La courte phase plus humide identifiée entre 4800-4700 cal BP (2850-2750 cal BC), attestée plus généralement en Méditerranée orientale (e.g. Bar-Matthews et Ayalon, 2011 ; Triantaphyllou et al., 2014), a favorisé la remontée du niveau de la mare de Dikili Tash. Les répercussions locales de ce changement sont favorables au maintien d'un milieu en eau de façon prolongée permettant la meilleure conservation des grains de pollen par rapport aux sédiments fluviaux précédents. Cet exemple montre que les fluctuations climatiques ne sont pas (toujours) synonymes de changement dans la dynamique d'anthropisation mais qu'elles peuvent néanmoins favoriser ou masquer son enregistrement dans les archives sédimentaires.

8.2.1.3. Diversification des pratiques : un schéma régional ou des choix individuels ?

Les données archéobotaniques provenant des quelques sites fouillés, incluant Dikili Tash (Treuil et al., 2008), Sitagroi (Renfrew et Slater, 2003) et Dimitra (Grammenos, 1997), montrent une utilisation de plus en plus importante du blé au détriment de l'orge à l'Âge du Bronze. Le millet très peu présent pour la période néolithique, a joué un rôle beaucoup plus important au cours du Bronze Récent (Marinova, 2009), tandis que les cultures de légumineuses et de lentilles conservent un rôle prépondérant parmi les plantes cultivées depuis le Néolithique Récent (Marinova et Valamoti, 2014). De

nombreuses espèces récoltées pour leurs graines riches en huile ont également été identifiées sur les sites de l'Âge du Bronze grec à l'inverse des sites bulgares. On retrouve notamment des espèces telles que le pavot (*Papaver somniferum* subsp. *somniferum*), des crucifères (*Brassica* sp.), la caméline, (*Camelina* sp.) ou *Lallemantia* suggérant une diversification des cultures et de leur usage pour en extraire de l'huile (Jones et Valamoti, 2005). Dans les données polliniques de Dik4, les valeurs maximales des taxons anthropiques-nitrophiles au Bronze Ancien sont associées avec la présence de ces cultures, bien qu'on ne puisse déterminer avec précision l'espèce exacte. Les deux premiers taxons sont inclus dans les « anthropiques-nitrophiles » tandis que les deux suivants appartiennent aux groupements des « plantes vivaces ». Au cours du Bronze Ancien, les deux groupements varient respectivement entre 4 et 9% de la somme de base (Fig.8.2. ; LPAZ6). Bien que ces groupements soient présents dès le début de l'Holocène sur toutes les séquences polliniques, leur augmentation dès le début de l'Âge du Bronze s'associe à la réinstallation des populations et au retour des pratiques anthropiques à proximité des zones humides. Ainsi on observe entre la séquence de Dik4 et la séquence de Dik5 (Fig.8.5 ; LPAZ1 et LPAZ2), un gradient dans l'ouverture du paysage et dans les proportions d'indices d'anthropisation. À Dik5, en plus de la présence continue des plantes cultivées (1-5%) et d'un milieu dominé par la strate herbacée à plus de 70%, les proportions de plantes vivaces augmentent de 13 à 28% et les taxons anthropiques-nitrophiles de 6,5 à 18,5% au cours du Bronze Ancien (4800-4200 cal BP/2850-2250 cal BC). Dans la strate arbustive et arborée, la vigne et l'olivier, qui sont des espèces emblématiques de la domestication des espèces sauvages par les sociétés méditerranéennes, apparaissent dans les spectres polliniques. La vigne et la vinification du raisin ont déjà été évoquées à Dikili Tash dans le chapitre précédent suite à sa mise en évidence dès le Néolithique Récent mais n'avait pas été observé dans le cortège pollinique. Pour l'Âge du Bronze, la question de la « viticulture » ou de la simple cueillette reste non résolue par les diagrammes polliniques, bien que les données archéobotaniques suggèrent que les grains possèdent des morphologies de plantes domestiquées, rendant l'hypothèse de cette culture plausible (Marinova and Valamoti, 2014; Valamoti, 2015). La présence de l'olivier est elle aussi étroitement associée aux échanges culturels dans le bassin méditerranéen (e.g. van Zeist, 1980 ; Zohary et Hopf, 2000 ; Kaniewski et al., 2012 ; Kouli 2012; Weiberg et al., 2016). Au sud de la Grèce, d'après les découvertes archéobotaniques et les enregistrements polliniques, la présence de l'olivier commence au Néolithique Final et se développe au cours de l'Âge du Bronze (Bottema et Sarpaki, 2003 ; Kouli, 2012). En Grèce du Nord, bien que le climat ne soit pas favorable à sa culture, les premières occurrences d'*Olea* sont enregistrées vers 5100 cal BP (3150 cal BC) à Dik4 et dépasse 1% de la somme de base vers 4850 cal BP (2900 cal BC) soit peu de temps après l'apparition des céréales à cette distance du tell, au début du Bronze Ancien II. En revanche, les données du centre du marais n'enregistrent la présence des oliviers qu'un millénaire plus tard (Greig et Turner, 1974) tout comme dans la vallée du Strymon (FC1 et FC8), où les pollens d'*Olea* sont présents de façon continue (1-3,5%) à

partir de 3950 cal BP (2000 cal BC). À l'embouchure du Strymon, malgré une chronologie mal établie sur la période de son apparition, sa culture est attestée au Bronze Récent par des pourcentages avoisinant 30% (Atherdeen et al., 2000).

L'apparition de nouvelles espèces au sein d'un éventail de plus en plus large de plantes domestiquées par les sociétés du Bronze Ancien est cohérente avec la diversification de la mosaïque paysagère. Les assemblages végétaux de plus en plus complexes et diversifiés (d'après les spectres polliniques et les données archéobotaniques) suggèrent que les populations ne se limitent pas à la gestion agropastorale des milieux mise en évidence au Néolithique Récent. En effet, l'enregistrement de l'olivier à des pourcentages extrêmement variables et selon un calendrier échelonné sur plusieurs siècles dans un rayon d'à peine 50 km sous-entendent des choix et une sélection de la part des populations. Il est peu probable que les microclimats et la diversité des situations géographiques au sein des bassins du Strymon et de Philippes-Drama soient les seuls responsables de la répartition d'espèces qui ne sont pas endémiques. Cela enseigne peut-être, comme le soulignent les données archéologiques, que les échanges socio-économiques se sont renforcés autour du bassin égéen amenant à des choix agronomiques différents.

En comparaison avec les sites néolithiques, les sites du Bronze Ancien sont moins nombreux et plus petits en Macédoine orientale tandis que les techniques poursuivent la tradition néolithique, mais montrent également des innovations (Koukouli-Chryssanthaki, 1993 ; Andreou, 2010). Dans le domaine de la métallurgie, le cuivre, déjà utilisé aux périodes précédentes, est associé à l'étain pour permettre l'apparition d'objet en Bronze. Néanmoins, les sources de production sont assez limitées en Macédoine, à l'image du cuivre dont les gisements au Nord de l'Égée sont principalement situés en Chalcidique, dans le Rhodopes et en Troade au nord-ouest de l'Anatolie (Valamoti et Jones, 2010). Les analyses menées sur les métaux de Sitagroi montrent qu'au cours du Bronze Ancien le cuivre est originaire d'Égée mais également des régions bulgare et anatolienne (Stos, 2003). Comme pour la céramique, les échanges et l'influence des groupes culturels voisins (Balkans du Nord-ouest, Europe centrale, Thessalie, Asie Mineure, etc.) sont considérables (Koukouli-Chryssanthaki, 1993 ; Andreou, 2010). Au-delà des aspects strictement matériels, il est vraisemblable que la diversification des plantes cultivées et l'introduction de nouvelles espèces exogènes (e.g. *Juglans*, *Lallemantia* ; Valamoti et Jones, 2010) résultent de ces échanges de part et d'autre de l'Égée et des massifs montagneux balkaniques. Les transferts de connaissances et de pratiques agraires sont moins connus que les échanges de production plus classiques aux traits culturels discernables comme la céramique, les bijoux, l'outillage ou l'habitat. Il ne demeure pas moins probable qu'ils ont suivi les mêmes processus.

Malgré les similarités culturelles entretenues par les échanges, il apparaît assez évident qu'il n'existe pas au Bronze Ancien, un modèle agricole uniforme à travers le sud de l'Europe, la Grèce et la Bulgarie en particulier, mais plutôt des différences régionales notables (Marinova et Valamoti, 2014). À titre d'exemple, pour le sud-ouest de la Bulgarie

la composition des céréales cultivées n'est pas identique à celle du nord de la Grèce (Marinova et al., 2012 ; Marinova et Valamoti, 2014). De même la diversité des pratiques s'illustre dans l'utilisation du feu pour l'ouverture et le maintien de parcelles cultivées et/ou pâturées. La synthèse des données provenant de Thrace bulgare située à quelques centaines de kilomètres au nord-est de notre secteur d'étude (Connor et al., 2013), montre que le signal incendie s'est amplement développé entre 5500 et 4000 cal BP (3550-2050 cal BC), correspondant au modèle observé plus largement en Méditerranée orientale (Vannière et al., 2011). À Dik4 et à FC1, non seulement les phases d'intensification du signal sont différées par rapport à cette tendance régionale mais ces deux séquences sont elles-mêmes asynchrones. À Dik4, les fortes fréquences du signal incendie s'interrompent vers 4600 cal BP (2650 cal BC) alors qu'elles se renforcent dans le bassin du Strymon à cette période. Ainsi, l'analyse des usages du feu met en évidence des phases d'intensification de l'anthropisation asynchrone à l'échelle du sud des Balkans pour des espaces de configuration géographique proche. Ces données doivent donc être utilisées avec précaution, au moins à partir du Bronze Ancien, où son usage est probablement associé à des activités anthropiques indépendantes à l'échelle régionale (Vannière et al., 2016). Le décalage entre les différents enregistrements du signal anthropique en Macédoine orientale, suggère une réinstallation des communautés agropastorales de l'Âge du Bronze mais selon des modalités et des pratiques en grande partie indépendantes d'une région à l'autre.

8.2.2. Changement climatique et conséquences environnementales autour du RCC de 4200-3800 cal BP (2250-1850 cal BC)

Après 4450 cal BP (2500 cal BC) l'aridité s'affirme progressivement aux latitudes tropicales et affecte le bassin méditerranéen (e.g. Bar-Matthews et al., 1999 ; Magny et al., 2013). Cette évolution est accentuée par une anomalie climatique centrée sur 4200 cal BP (2250 cal BC), qui crée des conditions plus froides et sèches à travers la plupart des régions de l'hémisphère nord (Mayewski et al., 2004). La complexité des réajustements hydrologiques explique que la temporalité exacte de cette période de transition, située entre 4300 et 3800 cal BP (2350-1850 cal BC), soit toujours débattue (Magny et al., 2009 ; Wanner et al., 2008, 2011) et que son enregistrement fasse parfois défaut (e.g. Combourieu-Nebout, 2009; Dormoy et al., 2009; Fleitmann et al., 2003 ; 2009). L'établissement progressif de conditions sèches en Méditerranée orientale depuis 4400 cal BP (2450 cal BC) peut compliquer la reconnaissance du 4.2 ka cal BP en tant que RCC distinct de la tendance climatique générale à l'assèchement qui marque la transition entre l'Holocène Moyen et l'Holocène Récent (Finné et al., 2011). En mer Égée, la pulsation climatique est enregistrée de manière plus ou moins claire et correspond soit à la fin brusque d'une période climatique plus humide de plusieurs centaines voire milliers d'années entre 5400 et 4300 cal BP (3450-2350 cal BC ; Kuhnt et al., 2007 ; Magny et al., 2009, 2013 ; Triantaphyllou et al., 2009b, 2014), soit à une brève pulsation climatique

(Ehrmann et al., 2007 ; Kotthoff et al., 2008b). Au bilan, il semble que ce RCC constitue une oscillation climatique majeure qui interrompt une phase climatique globalement plus chaude et humide initiée vers 5500 cal BP (3550 cal BC) qui marque la transition entre l'Holocène Moyen et l'Holocène Récent.

Ce changement climatique fait suite à la diminution progressive de l'insolation (particulièrement en été) aux latitudes moyennes et septentrionales (Magny et al., 2013), résultant principalement de la variation des facteurs orbitaux (Berger et Loutre, 1991). Cela entraîne un réajustement du fonctionnement atmosphérique caractérisé par un déplacement vers le sud de la ZCIT et un affaiblissement de l'influence des moussons africaine et asiatique en Méditerranée (Gasse, 2000 ; Drysdale et al., 2006 ; Staubwasser et Weiss, 2006 ; Kotthoff et al., 2008a), concomitant avec une réduction des flux d'Ouest (NAO négative) et une expansion de l'anticyclone sibérien vers le sud (Lamy et al., 2006). Au nord de l'Afrique comme au Proche-Orient, une phase de sécheresse sévère traduit ce réajustement (Gasse et Van Campo, 1994 ; Gasse, 2000). En Méditerranée centrale, les enregistrements indiquent un refroidissement important correspondant à une diminution des températures estivales et hivernales d'environ 2°C (Peyron et al., 2013 ; Gambin et al., 2016), tandis que les changements du régime de précipitation sont contrastés de part et d'autre du 40°N : tendance à la sécheresse au Sud et à l'humidité au Nord (Magny et al., 2013). Parmi les conséquences hydrologiques observées, une variation du niveau des lacs est enregistrée en Méditerranée centrale avec une remontée au nord du 40°N et une baisse au sud (Magny et al., 2011b, 2013 ; Sadori et al., 2011 ; Desprat et al., 2013). Plus à l'est, une modification du fonctionnement hydrologique est attestée pour les lacs de Prespa et d'Ohrid (Wagner et al., 2009 ; Vogel et al., 2010a). De même, le RCC de 4.2 ka cal BP est concomitant avec la diminution des écoulements de la mer Noire vers la mer Égée, ce qui induit une augmentation de sa salinité (Sperling et al., 2003 ; Kuhnt et al., 2007). À ce modèle de répartition spatiale des changements climatiques se surimpose une variation temporelle de l'évènement « 4.2 » qui se décompose en une oscillation tripartite (Magny et al., 2009). La phase de sécheresse la plus prononcée entre 4100-3950 cal BP (2150-2000 cal BC) est encadrée par deux phases plus humides entre 4300-4100 cal BP (2350-2150 cal BC) et 3950-3850 cal BP (2000-1900 cal BC). Pour R. Jung et B.P. Weninger (2015), la plus forte intensité du changement climatique a lieu vers 4110 cal BP (2160 cal BC) en Méditerranée centrale et en Égée.

Bien que notre secteur d'étude se situe entre les latitudes 40 et 41°N, le fonctionnement hydrologique observé correspond à la tendance enregistrée au sud du 40°N en Méditerranée centrale. Cette observation est en accord avec le modèle climatique de la Méditerranée orientale, caractérisé par une période de sécheresse prononcée (e.g. Roberts et al., 2001, 2011 ; Bar-Matthews et al., 2003 ; Eastwood et al., 2007).

- À Dik5, malgré une résolution limitée (5 échantillons entre 4500-3500 cal BP/2550-1550 cal BC), deux phases distinctes sont observables dans le diagramme pollinique (Fig.8.5. ; LPAZ2). Entre 4250 et 4100 cal BP (2300-2150 cal BC) une phase plus sèche

est caractérisée par le minimum des taxons hydro-hygrophyles, une régression des forêts mésophiles, des Cichorioideae, des *Aster* type et des plantes vivaces, tandis que l'on observe le développement des plantes xérothermophiles, de *Crataegus monogyna* type et l'augmentation des processus érosifs. À cette première phase succède un épisode plus humide (4100-3700 cal BP/2150-1750 cal BC), marqué essentiellement par une forte progression de taxons hydro-hygrophyles, le développement des forêts d'altitude et l'apparition des indicateurs de conditions méso-oligotrophiques dans la mare ;

- À Dik4 (5 échantillons entre 4500-3500 cal BP/2550-1550 cal BC), un changement s'opère vers environ 4000 cal BP (2050 cal BC) et marque la transition entre LPAZ6 et LPAZ7 (Fig.8.4). La période pré 4000 cal BP (2050 cal BC) enregistre une augmentation des forêts mésophiles, des plantes vivaces, des *Aster* type et des taxons hydro-hygrophyles tandis que la végétation xérothermophiles régresse. À l'inverse, à partir de 4000 cal BP (2050 cal BC) des conditions plus sèches sont enregistrées sur environ deux siècles. Elles sont définies par une régression des forêts mésophiles, des plantes vivaces et des hydro-hygrophyles de manière moins marquée. À l'inverse, on constate une très forte progression des Poaceae, du pourcentage de la matière organique, de la végétation xérothermophile et le retour, bien que discontinu, d'espèces steppiques telles qu'*Artemisia* ou les Chenopodiaceae. Ces transformations correspondent avec une passée de limon plus ocre à agrégats qui montre le développement d'un paléosol indiquant un abaissement du niveau de la nappe phréatique et le développement de milieu hors d'eau sur les marges du marais de Tenaghi-Philippon. Cette réponse semble en contradiction avec les observations de Dik5 mais c'est sans doute principalement la faiblesse du cadre chronologique et la faible résolution des données qui expliquent cette discordance. La chronologie des changements reste à préciser dans la plaine de Philippes-Drama ;
- Les données de FC1 (15 échantillons en un millénaire) permettent une analyse plus précise. L'enregistrement d'un épisode sec correspondant au RCC de 4.2 ka cal BP est fortement marqué entre 4350 et 4050 cal BP environ (2400-2100 cal BC). Cette période se caractérise par la disparition des indicateurs de milieu en eau correspondant à une rétractation de la zone humide et une mise hors d'eau des marges du lac d'Achinos, favorisant, dans un premier temps, le développement de la ripisylve. Au sein de la strate arborée, les forêts mésophiles, *Fagus* et *Ostrya/Carpinus orientalis* type régressent tandis que les proportions de *Quercus ilex* type augmentent. Dans un second temps, l'assèchement de la zone humide permet le remplacement de la ripisylve par les autres espèces à feuillages caduques. À partir de 4050 cal BP jusqu'à 3900 cal BP environ (1950 cal BC), les conditions climatiques redeviennent plus humides comme l'atteste le retour rapide d'un espace fluviolacustre à FC1. Il se caractérise par une très forte présence des indicateurs de milieu en eau libre, une augmentation des espèces hydro-hygrophyles et le recul des chênaies ;

Les enregistrements montrent tous un réajustement des cortèges végétaux et du fonctionnement hydrosédimentaire des zones humides pendant la période située entre 4400 et 3600 cal BP (2450-1650 cal BC). Ils confortent l'idée d'un changement climatique d'échelle régionale. Pourtant, la chronologie de l'évènement pose question puisqu'elle n'est pas identique sur l'ensemble des séquences et ne peut pas être appréciée de manière identique dans tous nos diagrammes. Compte tenu de sa très bonne résolution (environ 6 mètres de sédimentation entre 4500-3500 cal BP/2550-1550 cal BC et 25 échantillons analysés), le carottage de FC8 va servir de séquence de référence régionale pour l'examen de ce RCC. Son analyse permet de discuter des fluctuations hydrosédimentaires à haute résolution puisque cette séquence est la seule dont la chronologie et la précision des données palynologiques permettent une analyse à l'échelle centennale voire décennale de l'évènement. Comme c'est le cas en Méditerranée centrale (Magny et al., 2009, 2013), le RCC se décompose en trois phases distinctes :

- La première, identifiée entre 4350 et 4100 cal BP (2400-2150 cal BC), correspond à une phase d'aridification progressive probablement associée à une baisse des températures. Elle se caractérise par une diminution importante des chênaies caduques remplacées sur les piémonts et les bas de versants par des hêtraies, des forêts de conifères et une végétation xérothermophile méditerranéenne en accord avec l'enregistrement de Tenaghi-Philippou (Greig et Turner, 1974). La régression des espaces lacustres eu-mésotrophiques permet la colonisation des marges par des hydro-hygrophytes, par la végétation rivulaire et par les graminées essentiellement ;
- La deuxième phase (4100-3950 cal BP/2150-2000 cal BC) correspondant à la transition entre LPAZ3 et LPAZ4 (Fig.8.3) est synchronisée avec celle observée en Méditerranée centrale (Magny et al., 2009). Elle correspond à une phase de sécheresse prononcée, marquée par une diminution brutale et de forte amplitude des indices de milieu en eau, indiquant un abaissement du niveau du lac Achinos. Cet abaissement du niveau d'eau est concomitant avec une progression des plantes hydro-hygrophytes colonisant les milieux peu profonds et des taxons herbacés sur les espaces de marges. À l'inverse, les espaces forestiers régressent subitement et les forêts caducifoliées sont particulièrement affectées. Les diminutions soudaines de la susceptibilité magnétique, du contenu en carbonates et de la matière organique confirment l'intensité des changements hydroclimatiques. Ces variations, caractéristiques d'une aridité accentuée, sont comparables aux enregistrements obtenus au lac Orhid (Wagner et al., 2009 ; Vogel et al., 2010a) et au lac Dojran, à l'ouest du secteur d'étude, ainsi qu'au lac de Van (Wick et al., 2003), à Soreq au Proche-Orient (Bar-Matthews et al., 1999) et au lac Zeribar (Iran ; Stevens et al., 2001) à l'est du bassin méditerranéen. Elles confirment le caractère global des transformations hydroclimatiques associées à cet épisode ;
- La dernière phase du RCC se situe entre 3950 et 3750 cal BP (2000-1800 cal BC) et correspond à un retour de conditions plus humides et un redéveloppement des espèces ligneuses. Toutefois le taux de recouvrement des espaces boisés n'atteint pas celui

préalable à la pulsation climatique. L'évènement de « 4.2 » constitue bel et bien un seuil climatique qui marque le début de l'Holocène Récent dans le bassin méditerranéen. L'identification du RCC, déjà observé dans certaines analyses sédimentologiques régionales, n'avait encore jamais été caractérisée dans les spectres polliniques de Méditerranée orientale. Dans les archives sédimentaires du lac Achinos, la pulsation aride entre 4100-3950 cal BP (2150-2000 cal BC) ne dure que plusieurs décennies mais semble avoir modifié durablement le fonctionnement hydrologique de la basse vallée du Strymon. Ce modèle semble donc en contradiction avec un retour des précipitations au niveau antérieur à la phase aride (Weiss, 2012) et permet de rejeter son interprétation comme une brève phase de changement climatique rapide.

8.2.3. Répercussions sociales du RCC de 4200-3800 cal BP (2250-1850 cal BC)

L'épisode sec et froid centré sur 4200 cal BP (2250 cal BC) est considéré en Mésopotamie comme une « méga-sécheresse » marquée par la réduction d'environ 30% des précipitations (Bar-Matthews et al., 1999 ; Cullen et al., 2000 ; Wick et al., 2003). Pour certains auteurs, le changement aurait induit la chute de l'ancien royaume d'Égypte et l'effondrement de l'Empire Akkadien en affectant les systèmes agricoles irrigués et contraignant les communautés à adopter le nomadisme pastoral et l'agriculture extensive (e.g. Weiss et al., 1993 ; Gasse et van Campo, 1994 ; Gasse, 2000). Environ 74% des sites connus avant le RCC et 93% des surfaces habitées auraient été abandonnés (Ristvet et Weiss, 2005). Ainsi, pour ces auteurs, l'aridification apparaît déterminante dans les processus de migration, de réorganisation et/ou de transition culturelle qui coïncident avec le passage du Bronze Ancien au Bronze Moyen, au Proche-Orient et en Méditerranée orientale (e.g., Weiss et al., 1993 ; deMenocal, 2001 ; Cullen et al., 2000 ; Arz et al., 2006 ; Weninger et al., 2006, 2009 ; Weninger and Clare, 2011 ; Wiener, 2014). Les observations réalisées dans la plaine de Philippos-Drama et dans la basse vallée du Strymon témoignent à nouveau de réponses plus complexes des interactions Société-Environnement face au changement climatique.

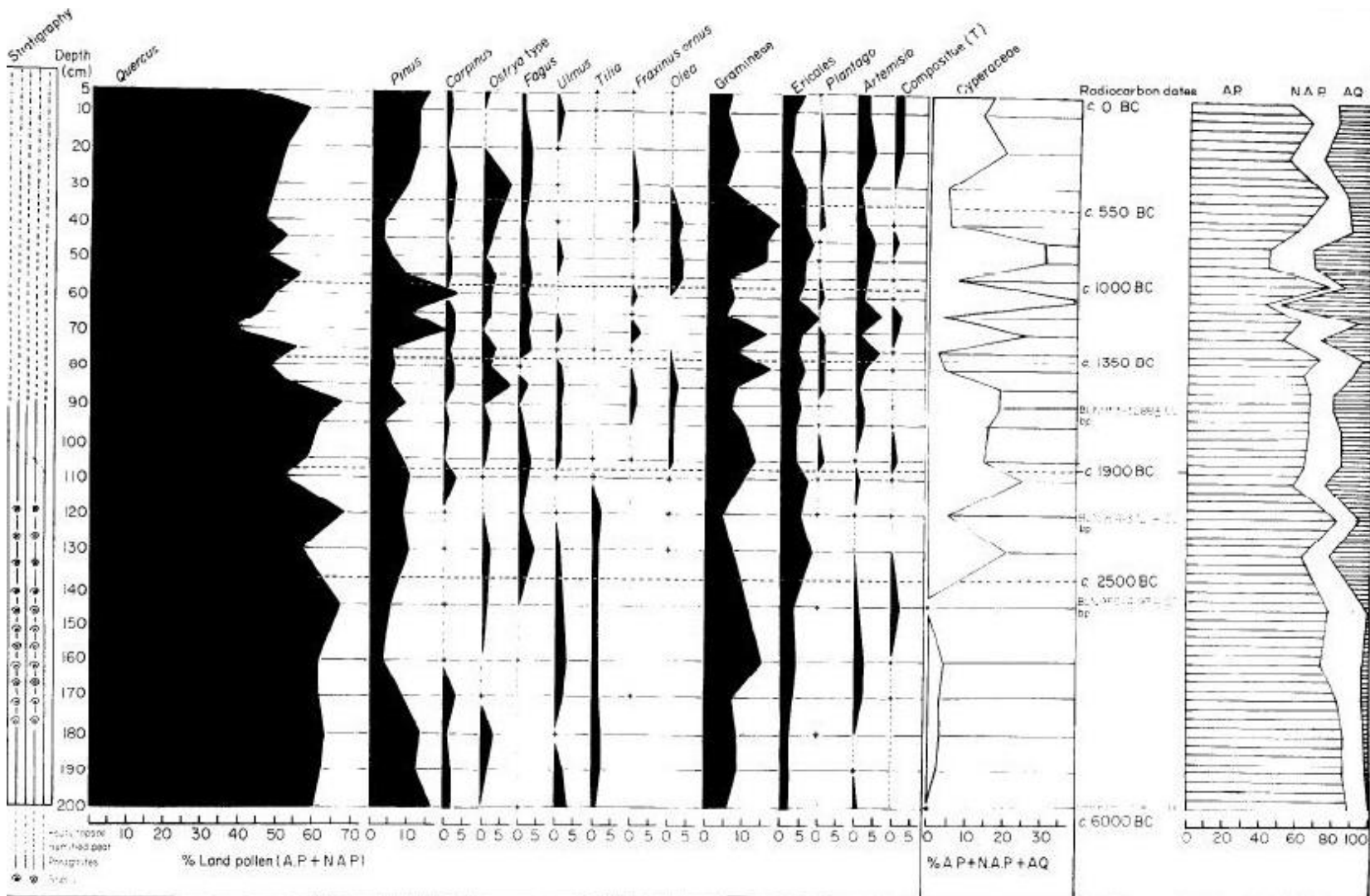


Figure 8.6 : Diagramme pollinique du centre du marais de Tenaghi-Philippon d'après Greig et Turner, 1974.

Dans le vallon de Dikili Tash, les enregistrements provenant de la mare au pied du tell (Dik5) montrent une permanence des indices d'anthropisation avant, pendant et après l'évènement de 4200 cal BP. Néanmoins, on distingue un léger retrait des pourcentages de plantes cultivées et des taxons anthropiques-nitrophiles à partir de 4100 cal BP (2150 cal BC) pouvant indiquer un recul de l'intensité des activités agricoles. L'augmentation des MNPs coprophiles, des processus érosifs, des taxons anthropozoogènes et des plantes vivaces permet de rejeter l'idée d'un abandon de la fréquentation du site. Les espaces avoisinants ont pu être partiellement en friche mais ont continué d'être pâturés par le bétail. En aval dans le vallon (Dik4), un net recul de la pression anthropique est observé entre 3850 et 3400 cal BP (1900-1450 cal BC). Il est caractérisé par la disparition des plantes cultivées et une régression importante des taxons anthropozoogènes, anthropiques-nitrophiles et des plantes vivaces tandis que le signal incendie est maintenu à un niveau très bas. Cela confirme la tendance observée à proximité du tell où le desserrement de la contrainte anthropique est identifié bien que les espaces boisés continuent de décliner (à l'exception des conifères et des taxons adaptés aux conditions climatiques méditerranéennes). L'absence de niveau d'occupation à Dikili Tash datée du Bronze Moyen (3950-3550 cal BP/2000-1600 cal BC) peut expliquer le remplacement des taxons herbacés inféodés aux pratiques agropastorales par des graminées essentiellement. Les données archéologiques, lacunaires pour cette période, ne permettent pas d'estimer clairement l'organisation du peuplement à l'échelle régionale. Les connaissances éparses suggèrent uniquement une transition « en douceur » du Bronze Ancien vers le Bronze Récent, sans destruction et sans interruption dans le développement culturel, marqué par des échanges importants avec la Chalcidique, vers le sud, et l'ouest de l'Anatolie (Heurtley 1939 ; Koukouli-Chryssanthaki, 1993 ; Andreou, 2010).

À l'opposé des changements environnementaux décrits pour les alentours de Dikili Tash, J.R.A Greig et J. Turner (1974) affirment que le centre du marais de Tenaghi-Philippon enregistre les premières répercussions des impacts anthropiques sur l'environnement entre 3850 et 3300 cal BP (1900-1350 cal BC) avec la présence continue d'*Olea* (1,5-3%) considéré comme « cultivé », de *Plantago* type, l'augmentation d'*Artemisia*, la disparition de *Tilia* et le retrait de *Quercus* indifférencié à partir de 3550 cal BP environ (1600 cal BC). Ces interprétations méritent d'être rediscutées à partir des informations obtenues dans le centre de la plaine de Philippos-Drama à Xe3 (Fig.8.7. ; LPAZ2), dans un contexte également non influencé par la proximité immédiate d'une zone d'habitat. La dernière phase du RCC de 4.2 ka cal BP, plus humide (Peyron et al., 2016), a permis un reboisement du centre de la dépression à partir de 3800 cal BP (1850 cal BC) et jusque vers 3300 cal BP (1350 cal BC) tandis que les activités pastorales ont bénéficié d'un marais saisonnièrement asséché pour fréquenter la dépression. Cette pratique est attestée à Xe3 par la présence de MNPs coprophiles et de taxons anthropozoogènes, tout comme à Tenaghi-Philippon avec la présence de *Plantago* type notamment. La diminution des espaces forestiers dans les siècles suivants n'apparaît pas ni à Xe3 ni dans le vallon de

Dikili Tash comme une réponse à une intensification de l'anthropisation régionale comme le suggèrent J.R.A. Greig et J. Turner (1974 ; Fig.8.6.). D'après les résultats obtenus, ce recul forestier provient davantage de changements des conditions hydrologiques. Les précipitations conséquentes en périodes estivales (Peyron et al., 2016) ont certainement favorisé une remontée du niveau du marais comme en témoignent les importants pourcentages de taxons hydro-hygrophytes et la régression plus tardive de la ripisylve par rapport au reste de la végétation arborée. Les indices d'anthropisation dans le diagramme pollinique de Tenaghi-Philippon sont insuffisamment caractérisés¹ pour prétendre qu'il existait « une exploitation des forêts » à partir de la diminution d'*Ulmus* et de *Tilia*, espèces connues « pour être sélectionnées par les communautés du nord de l'Europe » (Turner, 1962). De même, l'interprétation de la culture de l'olivier semble incertaine à Tenaghi-Philippon puisqu'on retrouve également dans le vallon de Dikili Tash une progression des pourcentages de ce taxon, variant de 0,8 à 1,5% entre 3850 et 3400 cal BP (1900-1450 cal BC), alors que la culture de céréales s'interrompt et que l'occupation du site n'est pas archéologiquement attestée. S'il est possible que les populations aient modifié localement l'environnement au sud-est du marais, le premier « signal anthropique » enregistré sur le diagramme de Tenaghi-Philippon ne peut pas être généralisé à l'échelle de la plaine de Philippos-Drama, comme le prouvent les données récemment acquises sur ses marges, dans des milieux pourtant plus accessibles aux populations.

¹ Absence de signal incendie, d'accélération de l'érosion et d'autres indicateurs d'anthropisation.

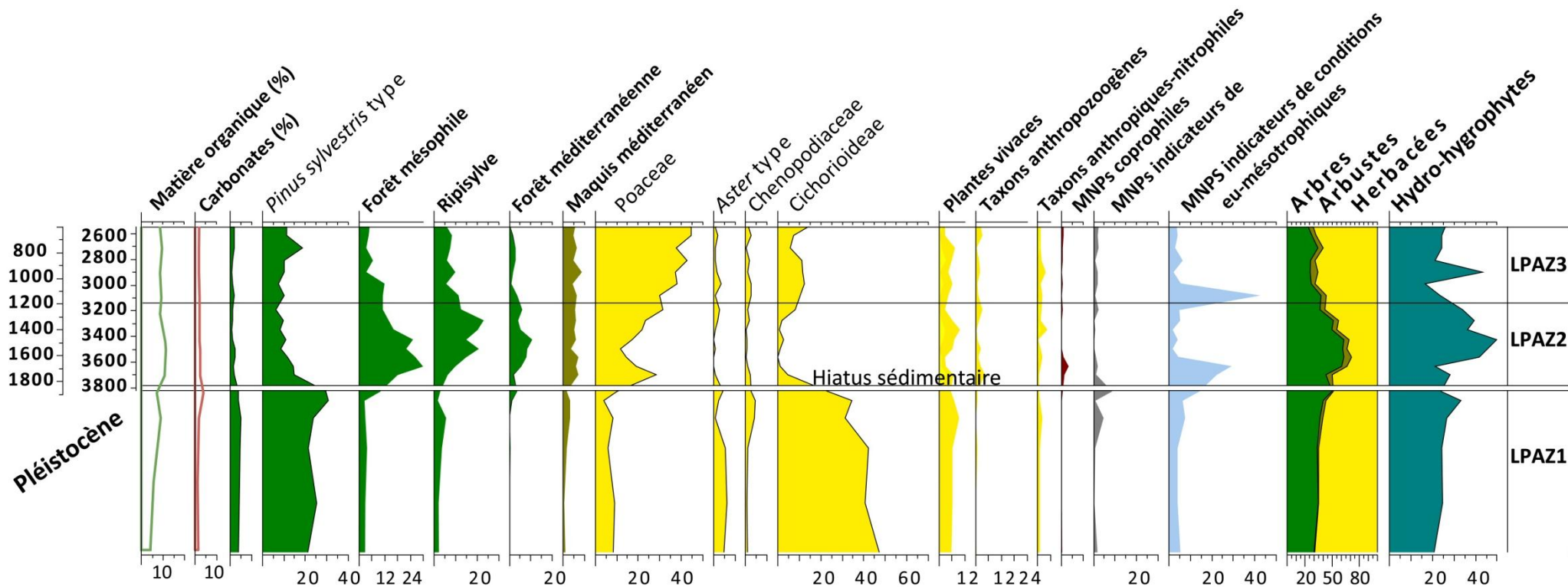


Figure 8.7 : Diagramme pollinique synthétique de Xe3 entre 3800 et 2600 cal BP (1850-650 cal BC) correspondant dans la région à l'Âge du Bronze, à l'Âge du Fer et au début de l'Antiquité.

Dans la basse vallée du Strymon l'évolution de l'anthropisation au cours du RCC « 4.2 » est sensiblement différente. D'après la séquence de FC1 les indices d'anthropisation sont relativement discontinus. Au cours de la première phase du RCC² entre 4350 et 4100 cal BP (2400-2150 cal BC), les marges du lac Achinos sont exondées, les plantes cultivées, les indices d'érosion, de pastoralisme et de la pratique du feu sont enregistrés de manière significative tandis que les espèces mésophiles et héliophiles à l'instar du hêtre semblent avantagées. En revanche les taxons herbacées anthropozoogènes, anthropiques-nitrophiles et les plantes vivaces régressent par rapport à la période précédente. Au cours de la deuxième phase entre 4100 et 3950 cal BP (2150-2000 cal BC), les céréales cultivées et les indicateurs de l'érosion ne sont plus enregistrés à l'inverse des MNPs coprophiles et des indices de feu. Enfin au cours de la phase plus humide du RCC, entre 3950 et 3750 cal BP (2000-1800 cal BC), les taxons anthropozoogènes et anthropiques-nitrophiles se maintiennent à des pourcentages assez bas mais les céréales atteignent des pourcentages élevés et continus attestant de culture à proximité de l'Angitis au Bronze Moyen contrairement à ce qui a été mis en évidence aux marges septentrionale et orientale du marais de Tenaghi-Philippon.

Les données obtenues à FC8 montrent que la période sèche est concomitante d'une intense phase d'anthropisation du paysage. Dès le début de la phase intermédiaire la plus aride vers 4100 cal BP (2150 cal BC), tous les indicateurs d'agropastoralisme se développent subitement. Les céréales représentent rapidement 1% de la somme de base et se maintiennent de façon continue pendant plusieurs siècles, les plantes vivaces, les taxons anthropozoogènes et anthropiques-nitrophiles atteignent des pourcentages deux à trois fois supérieurs à ceux précédant l'évènement. De même, le développement des champignons coprophiles indique une accentuation du pastoralisme. La végétation arbustive de maquis se développe sur les versants et les processus érosifs associés à un fort taux d'accumulation sont enregistrés pour la première fois au centre du lac. En Méditerranée centrale (Magny et al., 2009, 2013), comme au lac Dojran (Francke et al., 2013) situé à moins de 100 km au nord de FC8, une augmentation de l'érosion est aussi enregistrée entre 3950 et 3800 cal BP (2000-1850 cal BC). La diminution de la couverture forestière à cause de la sécheresse accentue la fragilité des sols méditerranéens et leur sensibilité à l'érosion. Les processus érosifs peuvent également être favorisés par la déforestation anthropique (pâturage de versant, besoin de matériaux, etc.), puisque les analyses polliniques du lac Dojran (Athanasiadis et al., 2000) comme d'autres provenant des montagnes au sud-ouest de la Bulgarie, en amont du bassin versant du Strymon (Marinova et al., 2012), indiquent pour la première fois la présence de peuplement permanent. Plus à l'ouest, les transformations de l'environnement sont également enregistrées au lac Prespa (Aufgebauer et al., 2012 ; Panagiotopoulos et al., 2013) et au lac Ohrid (Wagner et al., 2009 ; Vogel et al., 2010a). L'intensification du signal anthropique

² D'après la division tripartite du 4.2 en phases climatiques successives à FC8 et en Méditerranée centrale (Magny et al., 2009, 2013).

dans l'évolution environnementale peut s'expliquer par plusieurs facteurs qui peuvent s'être combinés :

- Un **déplacement des activités afin de s'adapter aux nouvelles conditions hydrologiques modifiant l'organisation de l'occupation des sols**. Dans un espace de plaine en pente très faible où d'importantes surfaces arables sont mises hors d'eau, cela se concrétise par la mise en culture de nouveaux espaces plus proches de certaines zones humides ou vers des altitudes plus élevées pour conserver le modèle agronomique préexistant. Ce changement de mise en valeur de sol à nu peut jouer un rôle considérable dans l'érosion et les transferts sédimentaires ou polliniques par voie fluviale.
- Un **rapprochement des espaces soumis aux forçages anthropiques des archives sédimentaires analysées**. Compte tenu de la baisse importante du niveau du lac, les activités se sont rapprochées des lieux de sondage au centre des zones humides, facilitant ainsi une meilleure représentation de pollens à faible production pollinique et faible dispersion tel que *Cerealia* type.
- Une **ouverture des milieux boisés et en particulier des ripisylves qui ne jouent plus autant leur rôle de filtre pollinique**.
- Une **augmentation du nombre de sites ou un développement des activités dans le bassin versant**.

À partir du Bronze Moyen, l'existence de modèles d'évolution paysagère distincts entre le bassin de Philippos-Drama et celui du Strymon, suggère une évolution différente du peuplement dans les deux espaces. Le climat plus sec a pu entraîner ou favoriser une transformation et une relocalisation des activités agricoles. L'intensification et la continuité des pratiques agropastorales sont à interpréter comme une période de développement socio-économique régional. L'aridité climatique enregistrée autour de 4200 cal BP (2250 cal BC), asséchant à la marge des grandes zones humides régionales, comme à Fidokoryphi et à Dikili Tash, a pu conduire les populations à chercher des terrains plus fertiles vers le centre des dépressions. La baisse du niveau de la nappe phréatique a sûrement rendu accessible des espaces autrefois soumis aux fluctuations saisonnières des niveaux d'eau. Le déplacement des terrains cultivés s'est probablement opéré en direction des espaces en eau, à l'inverse du modèle décrit pour le Chalcolithique (éloignement des zones humides). Dans la basse vallée du Strymon, la situation géographique locale (vaste plaine alluviale à proximité du littoral) et régionale (transition entre l'Anatolie et les Balkans), le fonctionnement fluvio-lacustre de la zone humide, l'ouverture du milieu en réponse à l'aridité et la multiplication des pressions anthropiques constituent des conditions favorables au développement du signal anthropique. L'absence d'informations archéologiques est le principal frein à la compréhension plus précise de la résilience des sociétés face au changement climatique et à ses répercussions environnementales. En effet, il est impossible de savoir (1) si le

changement climatique a permis la détection d'une anthropisation qui semble se maintenir à un degré constant, (2) si les sociétés se sont adaptées à l'aridification du milieu en déstabilisant la mosaïque paysagère par un changement de l'occupation des sols, par une remontée vers le nord, vers les espaces montagnards, par une descente vers les zones humides ou (3) s'il y a eu une phase de croissance du peuplement et une augmentation de la pression anthropique favorisant l'instabilité du paysage. En tout état de cause, il semble probable que le peu de sites archéologiques connus à ce jour dans la région reflète davantage un défaut de prospection ou de diagnostic plutôt que leur absence véritable. Dès lors, les informations archéologiques régionales sont encore trop sporadiques pour permettre de discuter avec précision des interactions environnement/société lors du RCC de « 4200 cal BP ». Néanmoins, les données disponibles en Macédoine orientale et le lien de causalité entre une diminution des précipitations et un effondrement politico-économique de sociétés dépendantes de la céréaliculture, largement évoqués en Méditerranée orientale (Weiss et al., 1993 ; Cullen et al., 2000 ; Staubwasser et al., 2003 ; Drysdale et al., 2006 ; Arz et al., 2006 ; Straubwasser et Weiss 2006 ; Kaniewski et al., 2013), ne sont à ce jour attestés par aucun élément tangible.

8.2.4. Une transition culturelle Bronze Moyen/Bronze Récent mal établie, aux répercussions environnementales importantes

Entre 3950 et 3550 cal BP (2000-1600 cal BC), malgré le déplacement des activités agropastorales vers les zones humides, la composition du couvert végétal, dans le marais de Tenaghi-Philippon (Greig et Turner, 1974) comme sur le cône alluvial du Xéropotamos (Xe3-LPAZ2) ou dans la vallée du Strymon (FC1-LPAZ6 ; FC8-LPAZ4), indique un taux de boisement encore conséquent (45-55%) et ne subit pas de défrichement massif. La végétation forestière est dominée par les chênaies, la ripisylve et de nombreuses espèces à feuillage caduc. Ces milieux proposent des conditions favorables pour la faune sauvage encore largement représentées dans les données archéozoologiques de Dikili Tash (Darcque et al., 2009) et de Vinça (Orton, 2012). Parmi la faune domestique, la dominance des porcs et des bovins sur les ovins et les caprins à Dikili Tash correspond au modèle observé en Macédoine et au sud des Balkans (Jullien, 1992).

La transition culturelle entre le Bronze Moyen et le Bronze Récent, vers 3550 cal BP (1600 cal BC), est graduelle et souvent difficile à caractériser et à dater avec précision (Andreou, 2010). La Macédoine et la Thrace appartiennent à une vaste aire culturelle qui comprend plus largement le sud des Balkans (Treuil et al., 2008). Contrairement à ce qui a été observé dans le reste du monde égéen (Treuil et al., 2008), les données archéologiques indiquent une densité de peuplement moins importante que lors des périodes précédentes (Koukouli-Chryssantakhi et al., 2008), particulièrement dans la plaine de Philippos-Drama où peu de sites peuvent être attribués à cette période (Kalamonas, Sykia, Kourovo, Polystylo ; Figs.7.10 et 2.43).

Néanmoins, dès le début du Bronze Récent on observe dans la vallée du Strymon un recul progressif des espaces forestiers et en particulier des espèces mésophiles tels qu'*Ostrya/Carpinus orientalis* type, *Quercus pubescens* type, en accord avec les enregistrements obtenus au centre du marais de Tenaghi-Philippon (Greig et Turner, 1974). En opposition avec cette tendance, le maintien voire la croissance de *Fagus*, dans la basse vallée Strymon comme dans à Tenaghi-Philippon illustre, malgré sa faible dispersion pollinique, la compétitivité écologique de ce taxon vis-à-vis des autres espèces. Le dynamisme des hêtraies bénéficie sans doute de la pression pastorale sur les versants comme dans les espaces d'altitude comme le notent Marinova et al. (2012) en Bulgarie, en particulier dans les milieux montagnards. La faible représentation des MNPs coprophiles dans les spectres polliniques de Dik4, Dik5, Xe3 et FC1 au cours du Bronze Moyen et Récent (3950-2950 cal BP/2000-1000 cal BC), indique que cette pression pastorale ne s'est pas concentrée dans le fond de la dépression, mais plutôt sur les massifs montagneux. Cela correspond aux données archéozoologiques qui indiquent une dépendance accrue des populations vis-à-vis de l'élevage des moutons et des chèvres (Koukouli-Chryssanthaki, 1993). Ces cheptels, mieux adaptés aux versants plutôt qu'aux zones humides suggèrent une modification des espaces pastoraux. Cela explique peut-être le fait que la pression pastorale ne soit pas mieux enregistrée dans les zones humides, tandis que le signal incendie, très marqué à Dik4 comme à FC1 pourrait indiquer une ouverture et/ou un entretien des milieux sur les versants. Parallèlement, beaucoup de nouveaux sites archéologiques mis en évidence en Macédoine orientale sont situés sur les parties apicales des cônes alluviaux, les zones de piémonts ou les massifs montagneux voisins (Koukouli-Chrysanthali et al., 2008 ; Lespez et al., 2008). Ils possèdent des emplacements défensifs naturellement fortifiés et indiquent une transformation importante de l'organisation du peuplement. Ce constat est compatible avec les transformations suggérées des modes de mise en valeur des sols à l'échelle régionale.

Comme au cours des périodes précédentes, les populations du Bronze Récent pratiquent toujours une économie mixte associant agriculture et pastoralisme. Néanmoins les macrorestes et les données polliniques témoignent de l'apparition de nouvelles espèces (Koukouli-Chryssanthaki, 1993 ; Marinova et Valamoti, 2014). Parmi les taxons les plus largement diffusés, les noyers ou les châtaigniers colonisent une partie de l'espace balkanique (Bottema et Woldring, 1990) tandis que la vigne et l'olivier et, dans une moindre mesure, les figuiers sont de plus en plus présents autour des zones d'habitats. L'origine et la temporalité de leur domestication demeurent incertaines bien que des données moléculaires récentes ont permis de préciser certaines hypothèses (e.g. *Olea* : Kaniewski et al., 2012 ; *Juglans* : Aradhya et al., 2007 ; *Castanea* : Conedera et al., 2004). D'un point de vue général, ces études montrent que la distribution géographique et la diversité génétique de ces espèces ont été davantage influencées par les activités anthropiques que par les migrations et les colonisations naturelles. Par exemple, *Juglans* est un taxon d'origine asiatique qui n'est pas indigène au pourtour égéen et a probablement été introduit depuis le nord-est anatolien et le Caucase (Zohary et Hopf,

2000). Le châtaigner était déjà présent au cours du Tardiglaciaire (Wijmstra, 1969 ; Bottema, 1974 ; Filipovitch, 1977) mais ne s'est répandu localement que grâce aux niches créées par les perturbations anthropiques (Gerasimidis, 2000) et à sa bonne adaptation à la sécheresse qui a favorisé sa colonisation du bassin méditerranéen (Krebs et al., 2004). La présence de ces espèces dans les diagrammes polliniques n'est pas anecdotique. Elle montre l'évolution de l'environnement vers des « paysages culturels » (Mercuri et al., 2012.). Cette conception est généralement acceptée, comme en témoigne l'intégration de ces taxons dans les groupements « d'indicateurs polliniques d'anthropisation » (e.g. Bottema et Woldring, 1990). Néanmoins, leur présence se limite souvent aux contextes d'habitat ou à proximité immédiate comme c'est le cas à Dik5, ce qui doit faire relativiser leur représentation dans les transformations paysagères. Dans les spectres polliniques, cette diversification s'affirme dès le début du Bronze Récent vers 1550 cal BP (1600 cal BC) avec une présence récurrente et souvent continue de *Juglans* et d'*Olea*, comme l'indiquent les diagrammes de FC8, Dik4, Dik5 et d'Eion dans le delta du Strymon (> 30% pour *Olea* ; Atherden et al., 2000) ou du lac Dojran (Athanasiadis et al., 2000) tandis que *Vitis* et *Castanea* sont uniquement enregistrés de manière résiduelle et discontinue. La multiplication des enregistrements de ces taxons atteste que les modifications environnementales ne se limitent plus uniquement aux espaces entourant les habitats. L'introduction et l'entretien de nouvelles espèces arborées colonisant les paysages de Macédoine orientale caractérisent l'instauration d'une mosaïque paysagère pleinement soumise aux processus socioculturels.

Parmi ces processus les échanges et le commerce vont s'accroître dans le bassin égéen et se répercuter sur les interactions société-environnement. Les recherches archéologiques indiquent que l'influence culturelle et économique de la Grèce méridionale est beaucoup plus forte au Bronze Récent que lors des périodes précédentes (Koukouli-Chryssantakhi, 1993 ; Andreou, 2010). Cela se caractérise à Dikili Tash par la découverte d'objets sur le sommet du tell qui attestent d'échanges récurrents avec le monde mycénien vers 3500 cal BP (1550 cal BC ; Koukouli-Chryssantakhi, 1993). Cette présence n'est pas isolée puisqu'elle est également attestée dans le couloir du Strymon, aux abords du lac Dojran vers 3300-3150 cal BP (1350-1200 cal BC). La première raison des contacts et des échanges avec le monde mycénien provient de la présence en Macédoine de ressources de grandes valeurs tels que l'or ou le cuivre (Hammond, 1972 ; Vavelidis et Andreou, 2008) dont des gisements ont été identifiés en particulier à Alistrati entre la plaine de Philippos-Drama et la basse vallée du Strymon et sur le Pangée (Unger, 1987 ; Vavelidis et Andreou, 2008). L'intérêt des mycéniens se porte également sur les vastes chênaies, qui vont être exploitées pour l'usage du bois. En Macédoine centrale, on sait que ces ressources étaient transportées *via* l'Axios (environ 100 km à l'ouest de FC8) pour alimenter les chantiers navals (Athanasiadis et al., 2000). Ainsi, la Macédoine devient un carrefour des influences culturelles de l'Europe centrale et du monde égéen, à travers les voies de communication que constituent les grands fleuves, à l'instar du Strymon. La fondation d'un port à son embouchure (Eion) et la découverte de matériel de culture

mycénienne en sont la preuve (Atherden et al., 2000). L'hétérogénéité des réponses environnementales au cours de l'Âge du Bronze, malgré une présence anthropique attestée résulte donc probablement de changements dans les lieux de fréquentation, la relocalisation des habitats et par conséquent des pratiques anthropiques qui restent à analyser.

8.2.5. Changement climatique et changements sociaux à la transition Bronze Récent-Âge du Fer (3200-2800 cal BP/1250-850 cal BC)

À la fin de l'Âge du Bronze, la couverture végétale est toujours relativement dense et boisée à l'échelle régionale, bien qu'elle soit de plus en plus fragmentée par les pratiques anthropiques. Ce contexte géographique de plus en plus diversifié est soumis à un nouveau RCC centré sur 3200-3000 cal BP (1250-1050 cal BC ; Mayewski et al., 2004) qui correspond dans le bassin méditerranéen à une nouvelle phase d'aridification (e.g. Magny et al., 2009 ; Finné et al., 2011 ; Roberts et al., 2011 ; Drake, 2012 ; Kaniewski et al., 2013). Il correspond à un changement des températures de surface en Adriatique et en mer Ionienne ainsi qu'à une diminution des assemblages de dinokystes et de foraminifères inféodés aux eaux chaudes dans les mers Adriatique et Égée (Fig. 8.6). Dans la basse vallée du Strymon, ce RCC induit une baisse du niveau du lac Achinos. Cette aridification doit toutefois être nuancée car elle s'accompagne d'épisodes hydrologiques intenses et de fluctuations importantes des niveaux d'eau dans les zones humides. L'existence de pics importants des MNPs de conditions eu-mésotrophiques à Dik4 et à Xe3 témoigne en effet d'une élévation du niveau de la nappe et d'espaces en eau libre au sein du marais de Tenaghi-Philippou (Greig et Turner, 1974) et sur ses marges. De même, les changements de faciès sédimentaires marqués par l'hydromorphie à l'aval du cône alluvial du Xéropotamos vont dans le même sens. L'explication probable des changements hydrologiques à l'échelon régional provient de la « méditerranéisation » progressive du climat en Égée, caractérisée par des précipitations hivernales plus intenses et une sécheresse estivale exacerbée (Kuhnt et al., 2008). Ces conditions climatiques vont favoriser la végétation héliophile et sclérophylle, et des espèces principalement arbustives, typiques du climat méditerranéen contemporain. Les conditions hydrologiques, contrastées saisonnièrement, sont d'autant plus favorables aux formations végétales xérophiles qu'elles impliquent un stress hydrique là où la capacité de la réserve utile des sols est faible (versants calcaires ou de marbre). Par ailleurs, la progression de la végétation arbustive, essentiellement observée à FC8 à partir du Bronze Récent (Fig. 8.3 ; LPAZ4), est vraisemblablement une réponse à l'accroissement concomitant du pastoralisme.

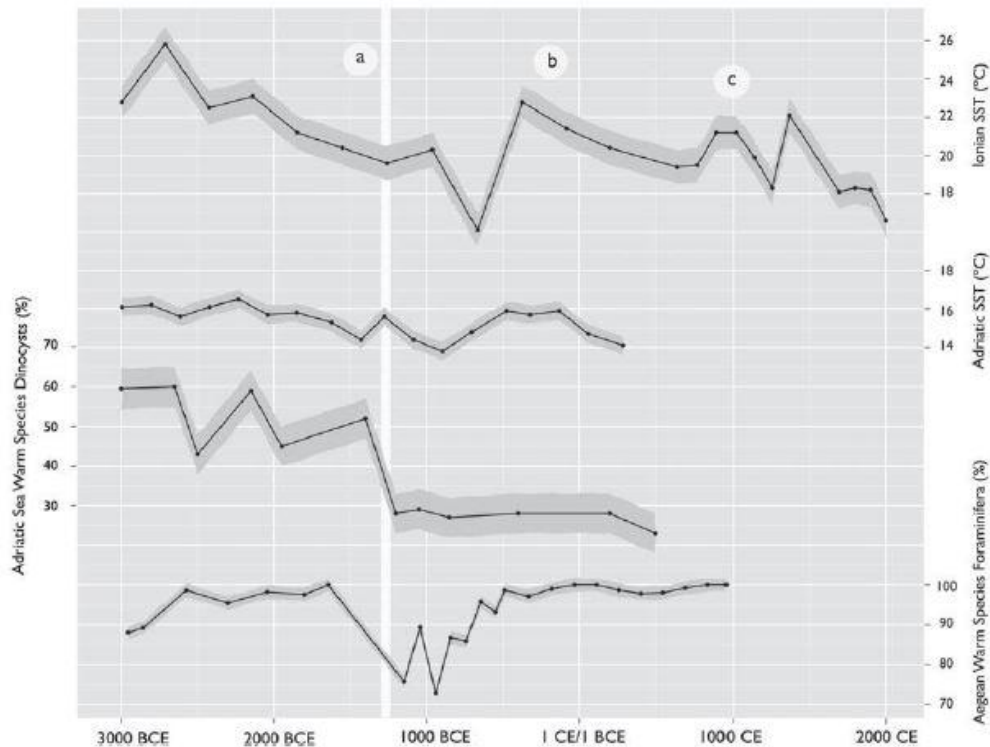


Figure 8.8 : *Fluctuations des températures marines de surface (SST) en Méditerranée orientale, indiquées par les alkénones, les dinokystes et les foraminifères entre 4950 et aujourd'hui (3000 cal BC-2000 cal AD) ; extrait de Drake, 2012, réalisé à partir des enregistrements de Emeis et al. (2000), Sangiorni et al., (2003) et Rohling et al., (2002). Les courbes en gris foncé représentent l'intervalle de confiance de 95%.*

Dans la basse vallée du Strymon, les indicateurs d'anthropisation sont plus marqués que dans la plaine de Philippes-Drama. Ils correspondent à une forte représentation des taxons anthropogéniques, des taxons anthropozoogènes, des champignons coprophiles, des processus érosifs, au maintien à un pourcentage important des grains de céréales et à la régression du couvert forestier. Dans la plaine de Philippes-Drama, ces indicateurs sont présents de manière discontinue parallèlement à la légère diminution du nombre de sites d'habitats par rapport à l'Âge du Bronze Ancien (Koukouli-Chryssanthaki et al., 2008 ; Figs. 7.10 et 2.43). Parmi la distribution des sites connus, on observe une préférence plus marquée pour des emplacements en bas de versants, telles que les parties apicales des cônes alluviaux, les zones de piémonts ou les massifs montagneux voisins. Les pourcentages relativement faibles de céréales peuvent s'expliquer par la localisation incertaine des espaces cultivés au sein d'un milieu de plus en plus ouvert. De manière générale, les analyses polliniques mettent en évidence non seulement une période de sécheresse qui débute vers 3200 cal BP environ (1250 cal BC) mais également une phase d'intensification des pratiques agropastorales qui perdure jusqu'au début de l'Antiquité. Ces pratiques s'observent à la fois dans les espaces de plaine alluviale (FC1, FC8, Dik4) mais également sur les massifs montagneux de la région comme l'indiquent les spectres polliniques obtenus dans le bassin versant du Strymon

(Gerasimidis, 2000 ; Marinova et al., 2012). Parallèlement au changement du cortège végétal, le signal incendie atteint une intensité encore jamais enregistrée depuis le début de l'Holocène. Ce signal peut être associé non seulement à l'intensification des pratiques agropastorales mais également à l'augmentation du nombre de sites d'habitats situés en pied de versant. Bien que les connaissances de ces habitats soient assez limitées, ces indications suggèrent un déplacement des habitats vers les zones montagneuses en relation avec le rôle accru joué par l'élevage (Karamitrou-Mentessidi, 1993). Les espaces de bas de versant, jusque-là dominés par des chênaies mixtes, sont donc soumis au défrichement comme l'indique la diminution des forêts mésophiles. De même, l'intensification de l'extraction minière dans certaines montagnes comme le Pangée a pu déstabiliser le couvert végétal jusqu'à l'étage montagnard méditerranéen, comme le laisse supposer la diminution soudaine des hêtraies et des pinèdes sur tous les diagrammes polliniques du secteur d'étude. Cette forte perturbation, dans l'ensemble des types de milieux, marque la transition d'une pression agropastorale circonscrite spatialement vers une anthropisation généralisée du paysage. Elle atteint un degré suffisamment important pour réactiver les processus hydrosédimentaires et favoriser pour la première fois la connexion entre les zones sources de piémont et les fonds de vallées puis les grandes plaines alluviales. L'anthropisation du paysage a donc certainement accentué le détritisme observé dans les zones humides à partir du Bronze Moyen. En revanche, l'augmentation des perturbations environnementales et l'absence de rupture significative dans les habitats et dans le matériel culturel lors de la transition Âge du Bronze/Âge du Fer, remettent en cause la diffusion des modèles d'effondrements observés au Sud de l'Égée et au Proche-Orient (e.g. Drake, 2012 ; Kaniewski et al., 2013), suite au RCC de 3.2.

Conclusion

Depuis la fin du Néolithique, les répercussions de l'instabilité climatique sont bien caractérisées dans les paysages de Macédoine orientale à travers la fluctuation des zones humides, la régression abrupte des espaces forestiers et la mise en place progressive d'une végétation méditerranéenne. Malgré ces changements les pratiques agropastorales ont persisté dans le temps. La culture de céréales et de légumineuses persiste accompagnée de la collecte de plantes et de fruits sélectionnés, dont certaines sont entretenues voire parfois introduites. À l'Âge du Bronze comme au cours du Néolithique, les cultures localisées principalement aux alentours immédiats des habitats ont dû nécessiter une attention constante, de préparation des sols, d'entretien, de plantation, etc. (Halstead, 2000). L'un des éléments bien établi à partir des macrorestes végétaux et des grains de pollen, à Dikili Tash comme ailleurs dans le nord de la Grèce, est l'usage intensif de la végétation "sauvage" environnante (e.g. Grammenos, 1997 ; Kouli et Dermitzakis, 2008 ; Kouli, 2015 ; Valamoti, 2015). Cette interférence entre la végétation boisée des environs des sites d'occupation, bien que peu détectable avant le Bronze Récent dans les diagrammes polliniques, dépasse la pratique d'une récolte opportuniste aux abords du lieu d'habitat.

La présence d'espèces endémiques est peu à peu supplantée ou au moins complétée par l'introduction d'espèces exogènes, favorisée par les échanges au sein des Balkans et de la Méditerranée orientale. D'après Filipovic et ses collaborateurs (2014), la gestion des ressources naturelles peut avoir joué un rôle clé dans la longévité des sites d'habitat comme c'est le cas du tell de Vinča (Bulgarie) et comme on peut le supposer pour Dikili Tash. Il persiste néanmoins d'importantes incertitudes concernant l'organisation des paysages productifs.

Le pastoralisme s'effectue dans des espaces plus distants du site de peuplement. Sa localisation est vraisemblablement variable selon les espèces qui composent le cheptel (ovins, caprins, bovins et porcins). Les marges de zones humides ont été largement fréquentées lors du Néolithique et du Chalcolithique mais semblent moins prisées à partir du Bronze Moyen où les versants et les sous-bois sont probablement privilégiés. L'augmentation de la pression pastorale est bel et bien en accord avec la perception d'un « peuple errant » évoqué par Hérodote pour les communautés nomades de Grèce du Nord avant la colonisation grecque (Karamitrou-Mentessidi, 1993 ; Vokotopoulou et Koukouli-Chryssanthaki, 1993).

L'apparente stabilité des activités dissimule une grande variabilité et mobilité de la mosaïque paysagère entre la fin du Néolithique et le début de l'Antiquité. Néanmoins, le maillage du peuplement reste à découvrir. Alors que les indices d'anthropisation sont constants et témoignent de l'impact des activités agropastorales sur les milieux, la discussion sur les interactions avec les changements climatiques souffre de la faiblesse des données archéologiques à l'échelon régional à compter du Bronze Moyen. Si les oscillations hydroclimatiques sont bien enregistrées en particulier au début du 2^e millénaire avant notre ère, les conséquences pour les sociétés demeurent un sujet de recherche. Néanmoins, les résultats de nos investigations indiquent qu'à partir du Bronze Moyen, la basse vallée du Strymon a été plus fréquentée, probablement plus peuplée et plus utilisée que la plaine de Philippes-Drama malgré l'importance des espaces lacustro-palustres.

À partir du Bronze Récent, la conjonction d'une tendance climatique continue à l'aridification mais ponctuée par des oscillations rapides et d'une mise en valeur des sols, de la diversification des usages des ressources environnementales, de l'expansion des espaces pâturés et d'évènements hydrologiques de forte intensité, va catalyser la réactivation du détritisme. D'un point de vue socioculturel, la disparition ou la régression de nombreux centres économiques de Grèce méridionale (Drake, 2012), du Proche-Orient (Kaniewski et al., 2013) ou en Europe plus généralement (Rish et Meller, 2015) pour lesquels est mis souvent en avant le jeu principal ou complémentaire des changements climatiques n'a pas concerné les communautés du nord de la Grèce. Des perturbations climatiques ont pu avoir des effets néfastes sur les récoltes ou sur l'usage de milieux sensibles aux évènements hydrologiques mais la dynamique socio-environnementale témoigne d'une diversification des pratiques, d'une croissance de la production et des échanges ainsi qu'une intensification de l'usage des ressources à l'échelle régionale.

Chapitre 9. La mise en valeur généralisée de la Macédoine orientale par les pratiques agropastorales à partir de l'Antiquité

Introduction

Ce dernier chapitre propose de reconstituer les évolutions environnementales depuis le début de l'Antiquité jusqu'au milieu du XX^e siècle (2800-0 cal BP/850 cal BC-1950 cal AD). À travers l'évolution des paysages, c'est la compréhension des dynamiques sociales qui est source d'enjeux. En effet, les trois derniers millénaires correspondent avec une réorganisation du peuplement induisant des changements culturels importants et relativement bien documentés. Néanmoins, les connaissances des interactions avec l'environnement restent lacunaires et souvent tributaires des trop rares mentions faites dans les archives historiques. L'analyse des archives sédimentaires est donc une source indépendante et continue d'informations sur les changements environnementaux. Néanmoins, elles ont subi les conséquences de la mise en valeur agricole contemporaine et les analyses paléobiologiques ne sont pas toujours adaptées aux périodes les plus récentes comme dans et autour du marais de Ténaghi-Philippon. Ainsi par rapport aux deux chapitres précédents, la place de la géomorphologie et l'étude du détritisme en particulier, se trouvent renforcées. Les connaissances archéologiques et historiques augmentent également la précision chronologique et facilitent la prise en compte des facteurs cognitifs des populations dans leur réponse au(x) changement(s) d'ordre environnemental.

Cet ultime chapitre s'appuie sur des informations issues de sources historiques et archéologiques connues de longue date, qui n'ont pas toujours été renouvelées depuis les travaux de L. Lespez (2008). Les discussions développées dans ce chapitre viennent donc compléter les travaux antérieurs. Nous examinerons dans un premier temps (1) le début de l'Antiquité qui marque une rupture dans la dynamique paysagère nord-égéenne, puis (2) son évolution contrastée entre l'époque paléochrétienne et l'époque byzantine, avant d'évoquer (3) la mise en place du paysage méditerranéen au cours de la domination ottomane.

9.1. L'Antiquité : une rupture dans la dynamique paysagère nord-égéenne

9.1.1. Une réponse géomorphologique des hydrosystèmes amorcée dès la colonisation thrace

La deuxième phase de colonisation grecque¹ initiée vers 2800 cal BP (850 cal BC) correspond à une période marquée par la forte mobilité des populations à travers le bassin méditerranéen (Vokotopoulou et Koukouli-Chryssanthaki, 1993). Au Nord de l'Égée, les nouvelles colonies² renforcent le contrôle du bassin méditerranéen et ont d'abord été fondées sur les espaces littoraux (e.g. Thasos, Néapolis = aujourd'hui Kavala, etc.).

Dans la plaine de Philippos-Drama, les espaces boisés rivulaires disparaissent pratiquement des marges du marais de Tenaghi-Philippon au début de l'Antiquité (Figs. 9.1, 9.2 et 9.3). Dans cet espace, les seuls milieux forestiers dont la tendance augmente sont les forêts de conifères d'altitude. Les enregistrements de la basse vallée du Strymon indiquent de leur côté une persistance des chênaies mixtes aux étages méso- et supraméditerranéen. L'occupation par les Thraces de la région étudiée (*ca.* 2800-2550 cal BP/850-600 cal BC), demeure mal connue du fait du nombre limité de fouilles archéologiques (Koukouli-Chryssanthaki, 1998). Le peuplement à cette époque ne peut être déduit qu'imparfaitement à partir des modèles d'occupation postérieurs, grecs (2550-2307 cal BP/600-357 cal BC), macédoniens (2307-2098 cal BP/357-148 cal BC) et romains (2098-1555 cal BP/148 cal BC-395 cal AD) qui ont conservé certains sites ou témoignages des activités thraces (Vokotopoulou et Koukouli-Chryssanthaki, 1993). Les études toponymiques montrent en particulier que plusieurs Vici³ romains étaient établis sur d'anciens villages thraces (Papazoglou, 1988 ; Koukouli-Chryssanthaki, 1998). Cette faiblesse dans la connaissance des sociétés thraces est sans doute accentuée par le fait qu'il s'agit de population dont l'activité économique est fortement axée sur l'élevage et qui utilise plutôt les milieux montagnards que les plaines alluviales d'après les recherches conduites en Bulgarie (e.g. Tonkov et al., 2008 ; Marinova et Tonkov, 2012 ; Marinova et al., 2012). Les tribus qui ont peuplé la vallée de la Struma, au nord (Bulgarie), se sont déplacées progressivement vers les montagnes (Bozhkova et Delev., 2002 ; Lazarova et al., 2015). Ainsi, les preuves d'agriculture dans des contextes d'altitudes sont attestées à Vaxevo par le stockage de céréales (Popova, 2001) tandis que les ressources forestières sont utilisées pour la construction, le chauffage et la métallurgie (Lazarova et al., 2015). En Macédoine orientale, ce schéma d'occupation pourrait expliquer la faible représentation

¹ Après celle des mycéniens au Bronze Récent.

² Par les Corinthiens ou les habitants des Cyclades : Andros, Paros, etc. Fondation de la colonie de l'île de Thasos par des colons de Paros en 2630 cal BP (680 cal BC).

³ Site d'occupation rural.

des plantes cultivées dans tous nos diagrammes à l'inverse des indices de pastoralisme qui partout augmentent. La cohabitation pendant plusieurs décennies entre les colonies grecques littorales et les Thraces dans l'arrière-pays a dû s'appuyer sur un partage de l'espace et sur le développement de pratiques agropastorales non concurrentes (Vokotopoulou et Koukouli-Chryssanthaki, 1993). En l'absence de nouvelles séquences dans les espaces montagnards (Pangée, montagnes de Lékani, etc.) et de la distance entre les lieux d'habitats des populations Thraces et nos sites enregistrements il est toutefois difficile de l'affirmer avec certitude.

Outre les répercussions de l'anthropisation sur le couvert végétal, c'est à travers la dynamique hydrosédimentaire que le changement environnemental est le plus marqué. Sur la partie orientale du transect de Fidokoryphi, la disparition des espaces en eau libre est observée dès le début de l'occupation Thrace vers 2800 cal BP (850 cal BC) et s'accompagne de nombreux indicateurs d'élevage et d'un horizon charbonneux témoignant d'une fréquentation du site. C'est à cette période que l'on observe régionalement une augmentation de l'alluvionnement qui coïncide avec l'augmentation des indicateurs de processus érosifs, la régression des forêts au profit d'une végétation arbustive dégradée et la nette diminution de la ripisylve (e.g. Athanasiadis et al., 2000). Cette évolution correspond à une dynamique d'anthropisation régionale puisque les petits bassins versants (transition U1-U2 sur le cône du Xéropotamos) comme les espaces d'altitude (e.g. lac Dojran ; Francke et al., 2013) enregistrent simultanément une accélération du détritisme. En revanche, l'usage du feu est assez contrasté. On enregistre un signal très fort au pied du Pangée (Fig. diag FC1) et sa régression (par rapport à l'Âge du Bronze) à proximité de Dikili Tash (Fig. diag Dik4). Il est envisageable que cette distinction soit liée à la pratique minière, bien identifiée sur le Pangée (Karamitrou-Mentessidi, 1993), dont les conséquences sur certains taxons arboréens sélectionnés (e.g. *Fagus*, *Ostrya/Carpinus orientalis* type) sont en accord avec les observations réalisées dans de nombreux bassins miniers d'Europe de l'Ouest (Galop et al., 2001 ; 2013 ; Mighall et al., 2017). Le détritisme est donc vraisemblablement le fruit de l'intensification de l'utilisation des sols dans les bassins-versants et sans doute vers les versants pratiqués par les activités pastorales et minières des Thraces. D'ailleurs, contrairement aux observations réalisées en Méditerranée centrale, au-delà du 40°N, où une phase humide est enregistrée entre 2700 et 2300 cal BP (750-350 cal BC) engendrant un haut niveau des lacs (Magny et al., 2007, 2012b ; Magny, 2013) aucune tendance climatique significative n'est attestée pour cette période en mer Égée (e.g. Rohling et al., 2002 ; Kuhnt et al., 2007 ; Finné et al., 2011). En Grèce du Nord, le niveau des zones humides enregistre une baisse et correspond plutôt au modèle enregistré au sud de 40°N en Méditerranée centrale. Ainsi, sur les marges du marais de Tenaghi-Philippon (Figs.9.2 et 9.3), les indices de la présence d'un milieu en eau diminuent tandis qu'ils chutent brutalement dans la basse vallée du Strymon (Figs.9.4 et 9.5). La phase détritique enregistrée à l'échelle régionale semble donc d'abord provenir de la répercussion de la pression anthropique sur les versants.

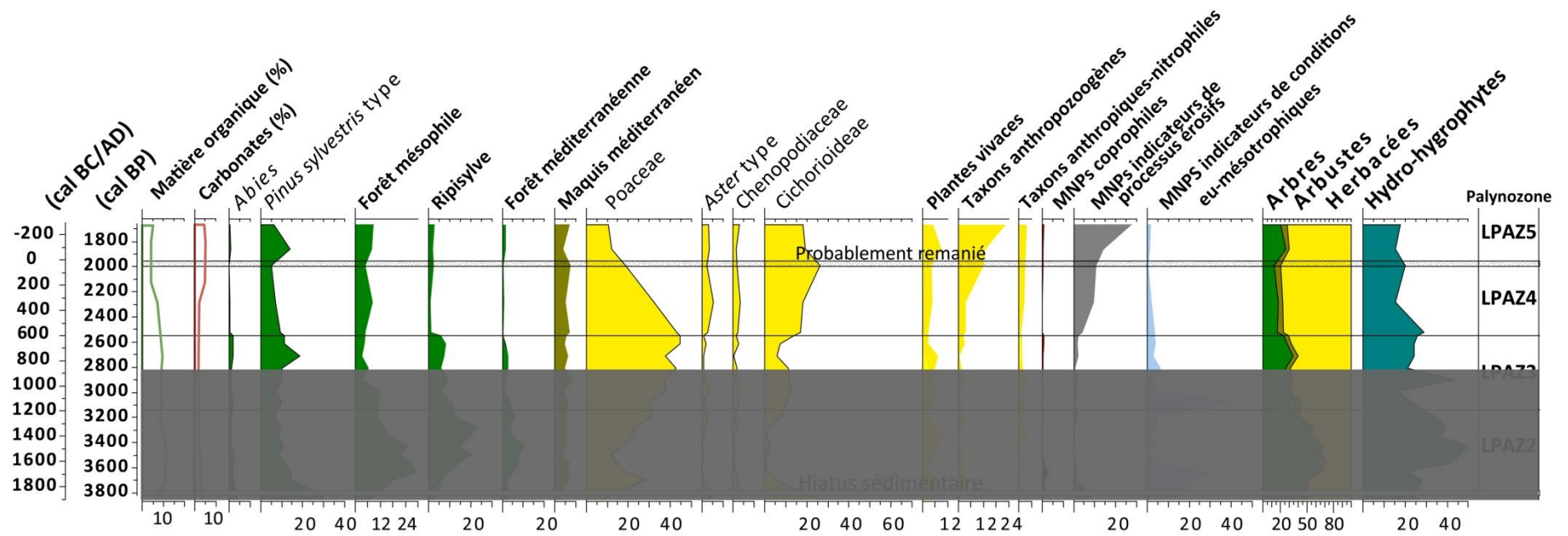


Figure 9.1 : Diagramme palynologique synthétique de Xe3 au cours de l'Antiquité.

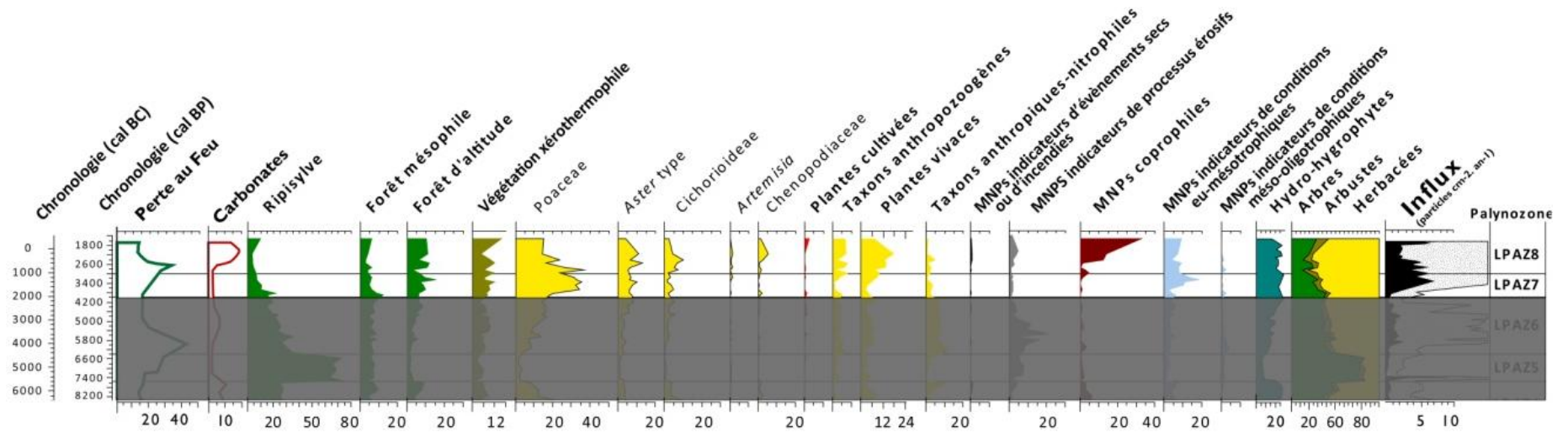


Figure 9.2 : Diagramme palynologique synthétique de Dik4 au cours de l'Antiquité

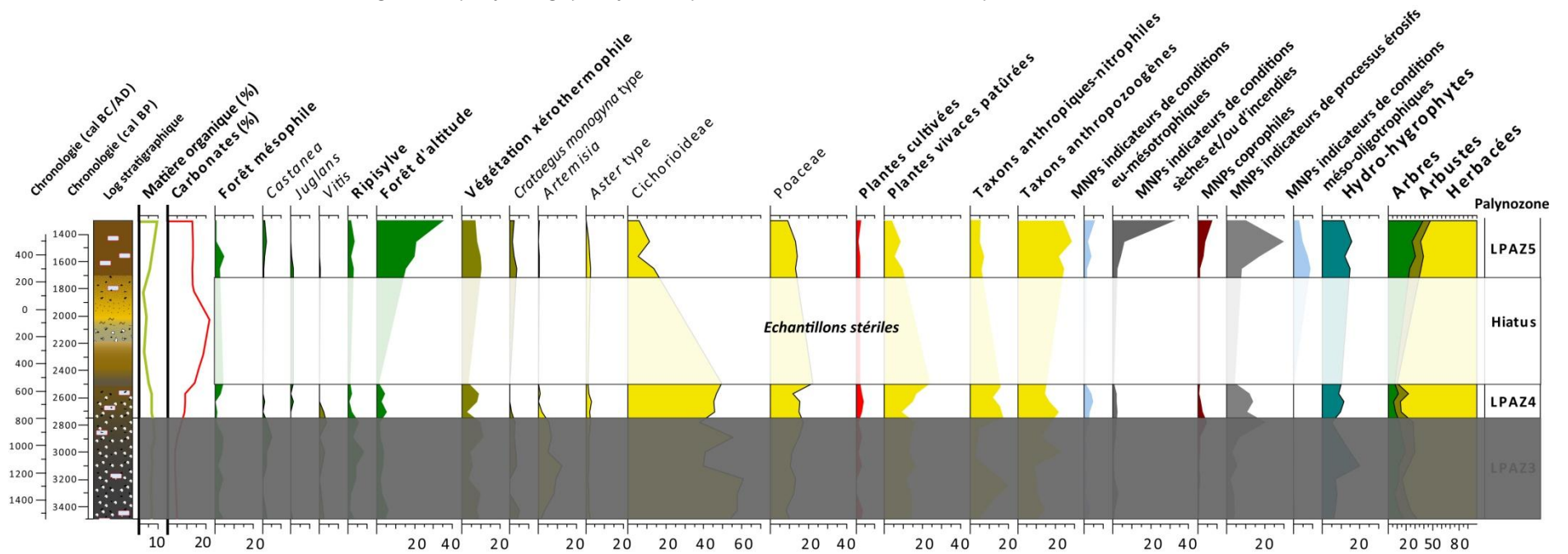


Figure 9.3 : Diagramme palynologique synthétique de Dik5 de l'Antiquité à l'époque byzantine.

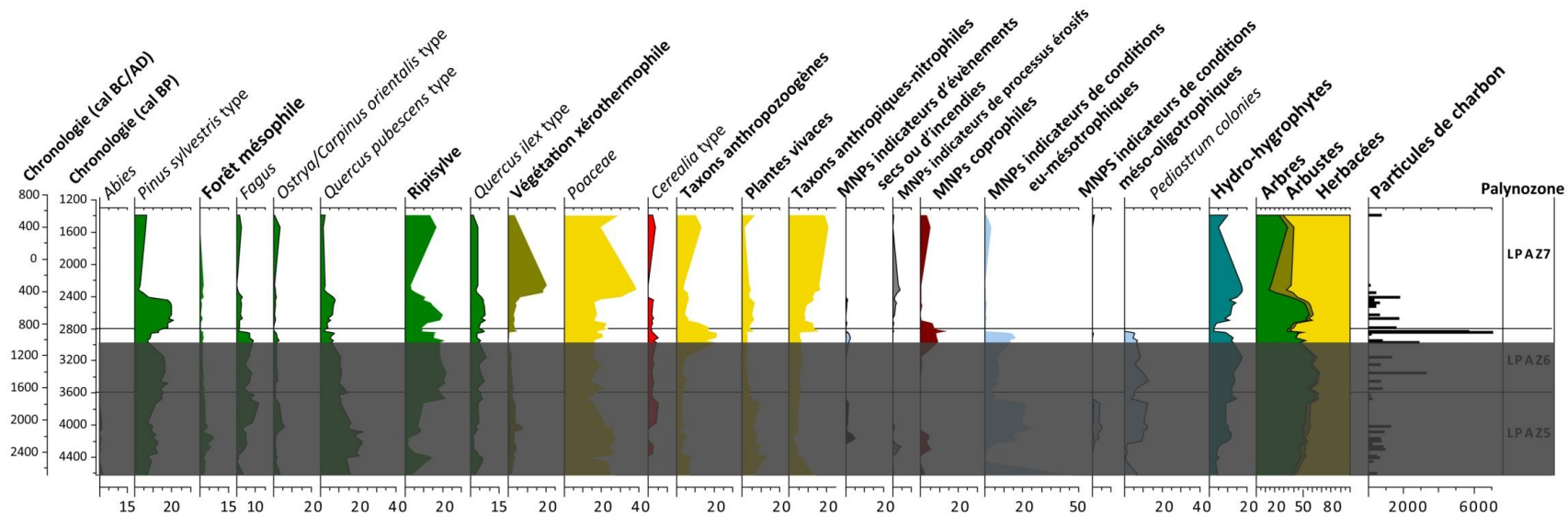


Figure 9.4 : Diagramme palynologique synthétique de FC1 de l'Antiquité à l'époque byzantine.

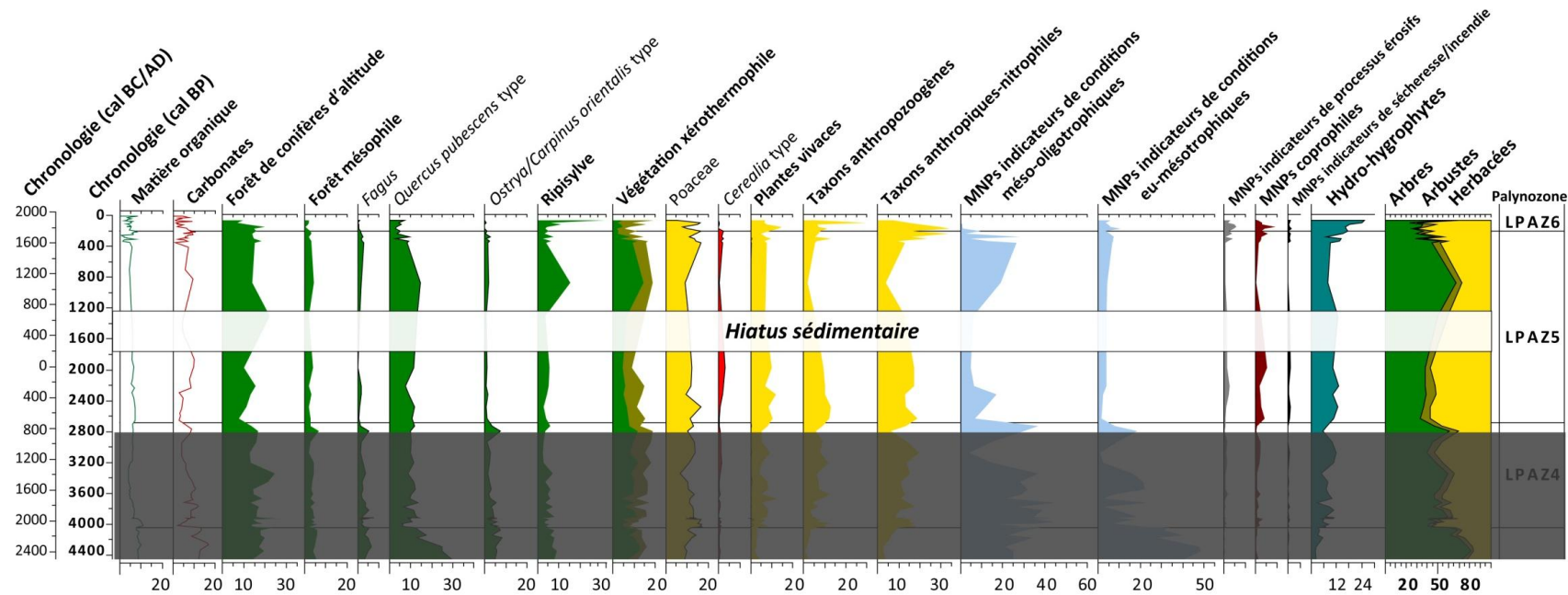


Figure 9.5 : Diagramme palynologique synthétique de FC8 de l'Antiquité à l'époque contemporaine.

9.1.2. Un premier paroxysme de l'anthropisation aux époques classiques, hellénistiques et romaines (2430-1650 cal BP/480 cal BC-300 cal AD)

9.1.2.1. La prépondérance de l'anthropisation dans la dynamique paysagère depuis la conquête grecque

Le début de la période classique (2550 cal BP/600 cal BC) correspond à la colonisation du Nord de l'Égée par les Athéniens afin de renforcer leur contrôle économique⁴ et politico-militaire, dans un contexte de conflits avec les Perses lors des guerres médiques (2440-2429 cal BP/490-479 cal BC). Ainsi, la colonie d'Amphipolis, à l'aval du Strymon, est fondée par les Athéniens en 437 av. J.-C. (2387 cal BP). Elle intervient après plusieurs tentatives infructueuses initiées dès 497 cal BC (2447 cal BP) mais repoussées par les populations Thraces vivant dans la région (Vokotopoulou et Koukouli-Chryssanthaki, 1993). Ce choix d'implantation se fait en raison de la position stratégique, offerte par le site qui contrôle le delta du Strymon et son port (Eion) ainsi que la voie de communication en direction du nord, que constitue le fleuve lui-même. Dès la fondation de la colonie, les conséquences paysagères sont considérables comme le suggère l'enregistrement obtenu sur FC1, où la végétation arborée est réduite à moins de 14% de la somme de base en quelques décennies (autour de 2350 cal BP/400 cal BC ; Fig.9.4). Les espèces de maquis (*Quercus ilex* type et *Juniperus* type) sont les seules espèces ligneuses à se maintenir ou se développer. Cette mutation profonde du paysage correspond probablement avec une période de défrichement massif aux alentours d'Amphipolis et notamment sur le Pangée où les ressources naturelles ont pu être intensément exploitées (prélèvement du bois pour des usages domestiques, construction de la ville, des ponts et navale). Malgré la proximité entre FC1 et FC8, situés à 2 km l'un de l'autre et à 10 km d'Amphipolis (Fig.9.6), les réponses des cortèges végétaux sont relativement disparates. Sur FC8 (Fig.9.5), la végétation forestière se maintient autour de 35% de la somme de base et ne régresse plus par rapport aux valeurs observées à la suite des défrichements par les populations Thraces au début de l'époque archaïque. Cette forte disparité des cortèges végétaux peut s'expliquer par deux facteurs principaux :

- La séquence de FC1 ne se situe plus dans un milieu en eau depuis le début de l'Antiquité. L'environnement local est donc aisément fréquentable par les populations qui peuvent directement transformer la végétation du site ;
- Le site de FC8 correspond toujours à un espace fluvio-lacustre dont l'alimentation hydrosédimentaire et pollinique provient essentiellement des flux du Strymon venant du nord. Or si certaines séquences du sud-ouest de la Bulgarie attestent d'activités

⁴ La richesse en matières premières, telles que les mines d'or et d'argent du Pangée ou le bois plus généralement des territoires Thraces (actuelle Macédoine orientale), a été mentionnée dans le monde grec (Vokotopoulou et Koukouli-Chryssanthaki, 1993).

agricoles vers 2750 cal BP (800 cal BC ; Tonkov et Bozilova, 1992a ; Panovska et al., 1995 ; Marinova et al., 2012), elles sont probablement trop isolées en domaine montagnard pour être perceptibles dans les enregistrements à l'aval. De plus, dans un premier temps, les espaces amont du bassin versant du Strymon ne sont pas affectés par la colonisation grecque qui se développe depuis le littoral. Le diagramme pollinique de FC8 enregistre donc davantage le cortège végétal régional correspondant aux espaces restés sous la domination des Thraces (au nord et en altitude). Cela est sans doute en relation avec la prédominance des apports polliniques fluviaux dans le diagramme de FC8, du caractère régional de l'information de ce diagramme et d'un gradient d'anthropisation allant du littoral vers le continent au cours de l'époque classique.

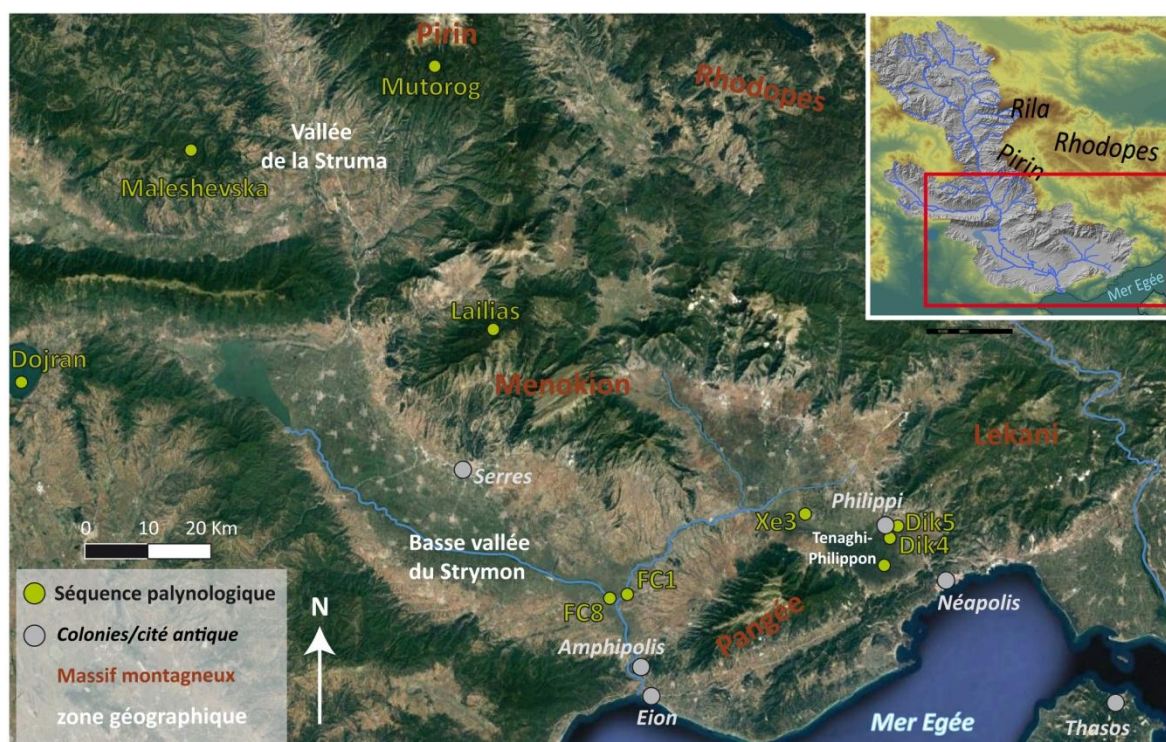


Figure 9.6 : Localisation des séquences palynologiques connues pour les trois derniers millénaires et des principales cités antiques de Macédoine orientale.

Cette interprétation est confortée car à partir de 2300 cal BP (350 cal BC), la séquence de FC8 enregistre une augmentation de la végétation xérophile, de *Cerealia* type, des indicateurs de processus érosifs ainsi que des coprophiles⁵ (Fig.9.5). Cette période marque la transition entre l'époque classique et l'époque hellénistique qui débute dans la région en 357 cal BC (2307 cal BP) avec la conquête d'Amphipolis par Philippe II de Macédoine. L'année suivante (356 cal BC/2306 cal BP), Philippe II continue sa conquête et étend sa domination sur la Macédoine en s'emparant de la ville de

⁵ Aucun autre échantillon n'a été analysé sur FC1 pour cette époque.

Krinidès⁶, fondée seulement quatre ans plus tôt par les Thasiens, à qui il donna un nom éponyme⁷ pour s'assurer un contrôle politique et territorial du Nord de l'Égée. Les indices de mise en valeur observée sur FC8 se retrouvent dans la plaine de Philippes-Drama avec une augmentation des processus érosifs et une très forte intensification du pastoralisme. Ces observations font échos au témoignage de Théophraste décrivant « *une mise en valeur des terrains de la zone humide* », mais qu'il était difficile d'interpréter et de caractériser avant ces récentes investigations (Lespez et Tirologos, 2004). L'installation des Macédoniens et la mise en valeur des sols par les pratiques agropastorales se répercutent dans différents contextes, en plaine comme en altitude. Les premiers enregistrements de céréales se font à Lailias (1400 m asl ; Gerasimidis, 2000) vers 2250 cal BP (300 cal BC) tandis que le maintien des populations thraces conjoint à l'installation de nouvelles populations (Tirologos, in Lespez, 2008) entraîne le développement des pratiques agricoles sur des luvisols des cônes alluviaux mais également des sols lourds et organiques des marges du marais de Tenaghi-Philippon (Lespez et al., 2000 ; 2003). D'après les informations fournies sur Dik4, les céréales et les légumineuses restent toujours cultivées et devaient alterner avec des espaces en jachères (Lespez, 2008).

Au cours de l'époque romaine qui débute vers 2100 cal BP (150 cal BC), la plaine de Philippes-Drama était densément peuplée (Lespez, 2008). Hormis les évolutions socio-économiques et matérielles, les rares sites archéologiques fouillés montrent un fort développement de l'élevage des ovins (Koukouli-Chryssanthaki, 1998 ; Lespez, 2008). D'un point de vue environnemental, l'accentuation du détritisme dans les séquences polliniques de Xe3, Dik5 ou FC1 n'a pas permis d'observer la dynamique végétale avec précision. Néanmoins, le plus important pourcentage de MNPs coprophiles associé à un pic majeur du signal incendie enregistré à Dik4 sur environ deux siècles (*ca.* 2050-1850 cal BP/100 cal BC-100 cal AD), suggère une forte pression anthropique et « pastorale » aux marges du marais de Tenaghi-Philippon. Cet enregistrement pourrait correspondre avec la bataille de Philippes en septembre/octobre 42 avant Jésus-Christ où des dizaines de milliers de soldats et de cavaliers se sont affrontés sur les marges du marais de Tenaghi-Philippon, au pied des montagnes de Lékani (Collart, 1929). Trois datations réalisées sur des microcharbons sont datées de cette période (2300-1927 cal BP/210 cal BC-24 cal AD ; 2016-1893 cal BP/157 cal BC-58 cal AD et 1970-1822 cal BP/21 cal BC-128 cal AD). Ils indiquent une déstabilisation de la couverture végétale mais qui peut également relever de l'implantation des nouveaux colons romains dans le centre de la plaine et sur ses piémonts après la bataille de Philippes et celle d'Actium (31 av. J.-C.) qui met fin à la République. La localisation de ces échantillons dans les séquences sédimentaires de Xe7 et Xe4, situées sur la partie distale du cône du Xéropotamos, régulièrement en eau et qui n'avait jamais été mise en valeur jusqu'ici, peut

⁶ Village actuel sur lequel se situe le tell de Dikili Tash.

⁷ Cité antique de Philippi.

appuyer les deux hypothèses. On peut néanmoins penser que le détritisme enregistré régionalement dépasse celui d'un simple évènement puisque les espaces montagnards du sud de la Bulgarie (Maleshevska et Mutorog ; Marinova et al., 2012) et du nord de la Grèce (Lailias ; Gerasimidis, 2000), connaissent à l'époque romaine les plus intenses défrichements enregistrés qui indiquent les plus vastes extensions de terrains cultivés et une grande variété d'espèces forestières exploitées. Ces observations suggèrent qu'à l'époque romaine, le paysage était soumis à une forte pression anthropique dans la plaine, sur les marges de la zone humide mais aussi sur les versants des massifs montagneux bordiers.

9.1.2.2. L'évolution des zones humides sous le poids croissant d'un détritisme d'origine anthropique au cours de l'antiquité romaine

Au cours de l'Antiquité, l'augmentation des processus érosifs et le remplacement des forêts par une végétation dégradée de type phrygane font écho aux sources historiques qui indiquent une intensification de l'occupation humaine, les populations nouvelles renforçant le peuplement thrace en grande partie resté sur place. La mise en valeur des piémonts et des versants, a favorisé l'évolution rapide de la couverture végétale depuis la période archaïque jusqu'à l'époque romaine.

La déstabilisation du système hydrosédimentaire a été d'autant plus efficace qu'elle est co-occurrence de conditions légèrement plus humides (Finné et al., 2014). En effet, une pulsation plus humide est identifiée au nord de l'Anatolie entre 2250-1550 cal BP (300 cal BC-400 cal AD ; Oçakoğlu et al., 2016) ou plus brièvement entre 2100-2000 cal BP (150-50 cal BC ; Roberts et al., 2001, 2008 ; Wick et al., 2003 ; Kaniewski et al., 2007). En Grèce, des enregistrements récents provenant du Péloponnèse indiquent également une phase plus humide centrée sur l'époque romaine vers 1800-1600 cal BP (150-350 cal AD ; Finné et al., 2014), comme cela avait été observé plus au nord, à Ioannina (Frogley et al., 2001 ; Roberts et al., 2008). Les diagrammes polliniques de Dik4 et Xe3, tout comme l'observation des parties avals des transects sédimentaires du vallon de Dikili Tash et du cône alluvial du Xeropotamos, attestent du recul de la zone humide et d'une alluviation importante sur les marges du marais de Tenaghi-Philippon. Néanmoins, les causes de cette accélération du détritisme restent assez floues car il est délicat de discerner les forçages anthropiques de plus en plus prédominants, des éventuels changements climatiques. Pour la première partie de l'Antiquité (2800-2150 cal BP) l'évolution du cortège végétal, décrit précédemment, laisse penser que l'anthropisation est le principal facteur expliquant l'augmentation du détritisme. Pour la seconde moitié de l'Antiquité, entre 2150 et 1550 cal BP environ (*ca.* 200 cal BC-400 cal AD), l'enregistrement de transports hydrosédimentaires de plus forte énergie couplé avec une augmentation des taux de carbonates dans tous les carottages analysés (FC8, FC4, Dik4, Dik5 et Xe3) suggèrent une intensification concomitante des processus hydrologiques. Dans la basse vallée du Strymon, cette hausse des carbonates correspond sans doute avec une érosion

des terrains néogènes de piémonts suite à leur mise en valeur par les activités agropastorales. Dans le vallon de Dikili Tash, où cette augmentation est la plus marquée, elle correspond également, sans doute, à une pulsation plus humide qui accentue les écoulements issus de la source karstique alimentant le vallon. Cette recrudescence des sédiments carbonatés a déjà été observée pour les périodes plus humides du début de l'Holocène et du 5^e millénaire cal BC. Il est donc possible que l'efficacité des écoulements de crue ait pu être favorisée par l'augmentation des précipitations observées à l'échelle régionale (e.g. Kaniewski et al., 2007 ; Oçakoğlu et al., 2016). L'augmentation de l'humidité reste toutefois d'amplitude assez limitée en Macédoine orientale puisque les zones humides n'enregistrent pas de modification de leur fonctionnement, ni même de remontée du niveau des nappes. Compte tenu de l'absence d'évènement hydrologique majeur, le forçage climatique semble donc secondaire et ne vient qu'accentuer un processus de détritisme déjà actif. Ce détritisme est favorisé par l'intensification des pratiques, l'amélioration des techniques agricoles et peut également l'avoir été par le développement des systèmes de drainage comme les Romains l'ont développé en Italie à la même époque (Mensing et al., 2015). Ce développement du drainage agricole n'est pas encore attesté archéologiquement localement mais il constitue une des hypothèses les plus raisonnables pour expliquer l'ampleur du remplissage et de la rétraction des zones humides suite à l'arrivée des Romains dans la plaine de Philippos-Drama. Les défluviations de l'Angitis comme du Xéropotamos ont accéléré l'atterrissement de la basse vallée du Strymon et l'accrétion du cône du Xéropotamos comme le prouvent les apports limoneux détritiques d'époque antique, accumulés sur la partie distale du cône de défluviations du Xéropotamos (Xe4 et Xe7). Avant cette période les deux sondages se situaient sur les marges du marais de Tenaghi-Philippon, dominées par une sédimentation tourbeuse très organique. Cette conjonction des forçages anthropiques et climatiques pourrait expliquer l'augmentation spectaculaire du détritisme (4,0 mm/an à Xe3 et 7,2 mm/an à FC9) observée dans la région et jusque-là sous-estimée (Lespez, 2003). Cette observation rejoint des recherches conduites en Turquie méridionale (Beach et Luzzadder-Beach, 2008) qui montrent que le taux de sédimentation est deux fois et demie plus fort au cours des périodes hellénistique et romaine qu'avant et qu'après. La dynamique environnementale enregistrée au Nord de l'Égée pour la période entre 2310 et 1650 cal BP (360 cal BC-300 cal AD), est en accord avec les observations faites en Anatolie occidentale où les changements environnementaux sont principalement causés par une pression anthropique intense plutôt que par des variations climatiques (Kaniewski et al., 2007 ; Stock et al., 2016).

À la fin de l'Antiquité et de l'époque romaine (*ca.*1700-1550 cal BP/250-400 cal AD), appelée localement époque paléochrétienne, le détritisme enregistré au cours des siècles précédents marque un ralentissement sur le cône alluvial du Xéropotamos. Pourtant dans la mare située au pied du tell de Dikili Tash, comme de manière plus générale dans la plaine de Philippos-Drama, l'intensification de la mise en valeur agricole est attestée. Elle correspond à l'essor de la culture céréalière, de la viticulture et de l'élevage (Sève, 2014).

Ce paradoxe apparent entre le « monde plein » qui caractérise l'Antiquité romaine dans la plupart des régions méditerranéennes et l'atonie sédimentaire fréquemment observée est souvent mis sur le compte d'une gestion efficace des terroirs agricoles et des hydrosystèmes, favorisée par une période climatique plutôt sèche (Neboit-Guilhot et Lespez, 2006). Cette atonie a pu être favorisée par l'augmentation de la sécheresse, attestée à l'échelle régionale (Lamy et al., 2006 ; Ehrmann et al., 2007 ; Kaniewski et al., 2007 ; Kuhnt et al., 2008 ; Orland et al., 2009 ; Izdebski et al., 2016) mais elle implique la diminution des événements de fortes énergie ce qui ne va pas forcément de pair. La localisation des centres de production et de pouvoir romains, situés majoritairement dans les espaces de plaine proche des zones humides, à l'image de Philippi, favorise la spécialisation agricole puisque la ressource en eau n'est pas un facteur limitant. Elle se caractérise dans le paysage par une intensification de la mise en valeur des sols non enregistrée par les données polliniques à cause de la dynamique sédimentaire qui atterrit la plupart des zones humides à l'exception de Dik5 (Fig.9.3). Sur ce diagramme on observe bel et bien une augmentation des processus érosifs, des MNPs coprophiles, des MNPs de conditions sèches ou d'incendie et des taxons anthropozoogènes.

9.1.3. Une réactivation des dynamiques hydrosédimentaires et une remontée du niveau palustre à l'époque byzantine

Peu de temps après le début de l'époque byzantine (1550 cal BP/400 cal AD) vers 1350 cal BP (600 cal AD) une réactivation du détritisme est enregistrée. Elle est observée sur le cône du Xeropotamos et probablement dans la basse vallée du Strymon, bien que les problèmes taphonomiques rendent difficile la lecture des archives sédimentaires. La réactivation intervient peu de temps après l'apogée de la ville de Philippies au V^e et VI^e siècles après Jésus-Christ (Lemerle, 1945). Cette phase d'aggradation résulte probablement de la convergence de pulsations climatiques plus humides couplées avec l'extension des finages vers l'amont des bassins versants (Lespez, 2003). Elle peut avoir bénéficié d'un abandon relatif de certains terrains dans les espaces de vallées et d'une recrudescence des activités agropastorales qui favorisent une reprise en charge et le déstockage des sédiments piégés précédemment et situés en pied de versant. La Macédoine est alors un espace tampon entre les possessions littorales byzantines au sud des Balkans et les peuplements Avars et Bulgares qui dominent les espaces plus au nord, dans le Rhodope (Curta, 2006). Le Nord de l'Égée est alors un foyer de migration engendrant de profondes transformations du peuplement à l'amont des bassins et sur les hauts de versants (Lemerle, 1979 ; Curta, 2012). Les données polliniques des milieux montagnards du bassin versant du Strymon et plus généralement du Rhodopes (Gogou et al., 2016) montrent le développement des activités pastorales en milieu montagnard vers 1350 cal BP (600 cal AD), malgré un refroidissement d'environ 1°C au nord de l'Égée entre 1450-1100 cal BP (500-850 cal AD ; Gogou et al., 2016). Cette pression anthropique engendre une ouverture du milieu compatible avec les données historiques (Lemerle, 1979 ; Curta,

2012 ; Izdebski et al., 2015). Par ailleurs, les transferts sédimentaires sont sans doute favorisés par la récurrence d'évènements humides d'échelle séculaire, comme M. Magny et al. (2013) l'ont mis en évidence pour la période centrée sur 1200 cal BP (750 cal AD) par exemple, même si la connaissance régionale des évolutions paléoclimatiques demeure insuffisante pour le prouver définitivement.

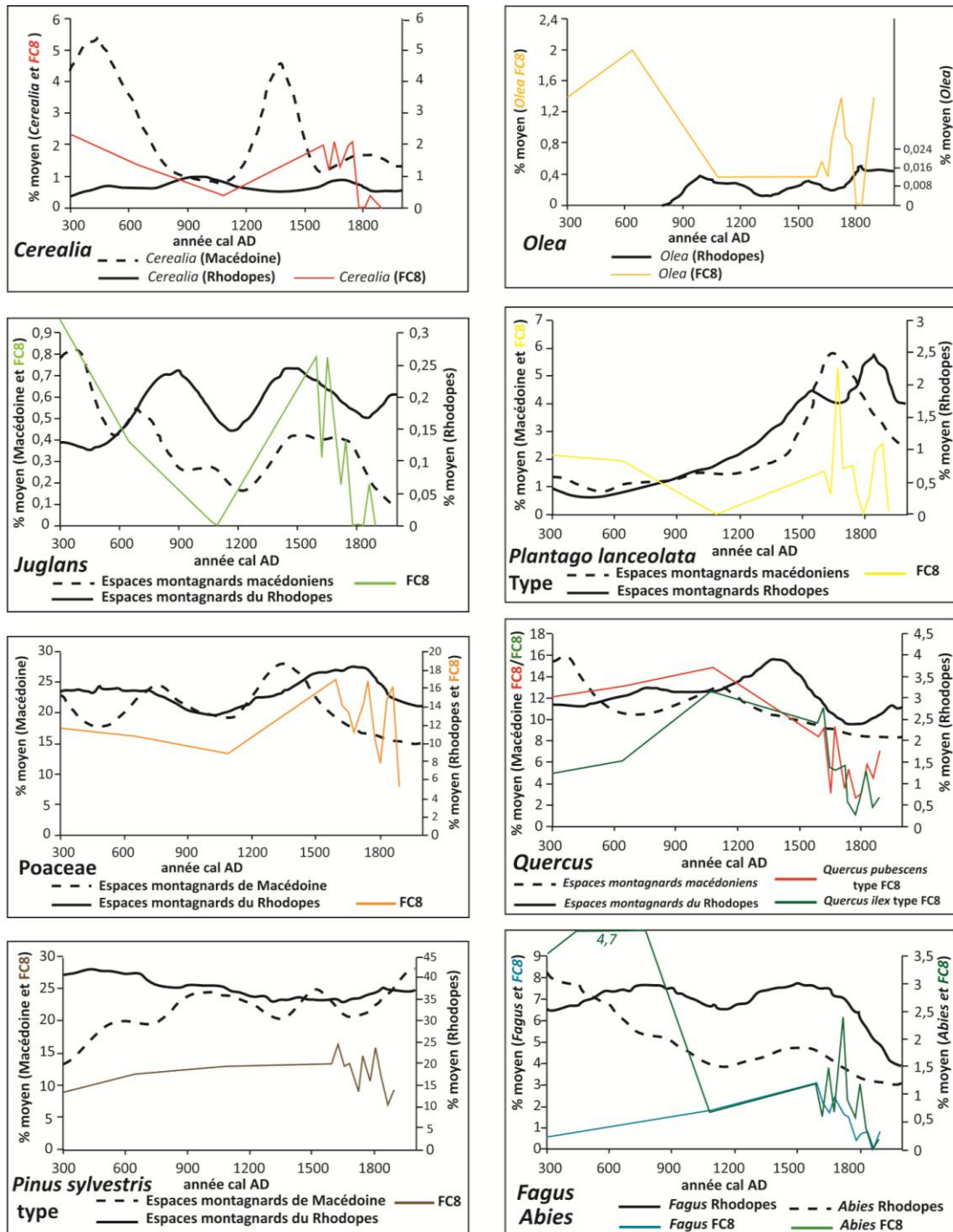


Figure 9.7 : Comparaison des pourcentages de certains taxons sélectionnés sur le diagramme de FC8 avec les valeurs moyennes des pollens régionaux dans les espaces montagneux de Macédoine et du Rhodopes (Bulgarie). Modifié d'après Izdebski et al., 2015.

À partir de 1100 cal BP (850 cal AD), la couverture forestière se développe à nouveau dans les espaces montagnards du bassin versant du Strymon (Gerasimidis, 2000), de Macédoine et du Rhodopes (Fig.9.7) ce qui peut expliquer que les volumes sédimentaires accumulés soient limités par rapport à ceux de la période précédente. Cela peut également être lié à l'insécurité militaire et politique qui perdure jusqu'à la conquête du Premier Empire bulgare par les byzantins (accompli en 932 cal BP/1018 cal AD). Après cet événement, la Macédoine devient la région centrale de l'espace balkanique byzantin unifié ce qui favorise une importante expansion économique. Vers 850 cal BP (1100 cal AD), une période de diminution du couvert forestier, du fait d'un déboisement (*Quercus* essentiellement), est enregistrée dans la plaine du Strymon (Fig.9.5 ; LPAZ5), dans les montagnes et les forêts de basse altitude (Gerasimidis, 2000) comme cela a été observé plus généralement en Macédoine et dans le Rhodopes (Fig.9.7 ; *Fagus*, *Abies*, *Quercus*), en Grèce du Nord (Lawson et al., 2004), et au-delà (Mensing et al., 2015). Elle coïncide avec une période d'augmentation des températures et de diminution des précipitations qui caractérisent l'ensemble de l'Europe centrale et du nord de la Méditerranée dénommé Optimum climatique médiéval (POM) (Schilman et al., 2001 ; Büntgen et al., 2011 ; Christiansen et Charpentier-Lungqvist, 2012 ; Gogou et al., 2016). Ces changements climatiques sont enregistrés par les formations végétales qui voient le développement ou l'apparition d'indicateurs d'un environnement plus sec (Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, *Aster* type, Cichorioideae, Poaceae, *Juniperus* type) qui favorisent simultanément l'implantation d'espèces arborées cultivées en altitude à l'instar des vignes, des châtaigniers et même des premiers enregistrements d'oliviers sur les versants (Izdebski et al., 2015 ; Fig.9.7). La dynamique s'accompagne d'une croissance des indicateurs d'anthropisation (e.g. *Cerealia*, *Plantago lanceolata* type, Poaceae, *Juglans*). Comme la production des céréales constitue la base de l'alimentation byzantine (source de 50% des apports caloriques ; Kaplan, 1992 ; Kokoszko et al., 2014), les changements dans la culture des céréales peuvent être considérés comme un indicateur indirect de la tendance démographique à la hausse attestée à cette période (Fig.9.8 ; Lefort, 1991 ; Izdebski et al., 2016). Dans tous les bassins versants de la zone d'étude, la réactivation progressive des dynamiques hydrosédimentaires est observée vers 800 cal BP (1150 cal AD ; U5 sur les transects du Xéropotamos et du Strymon), comme en témoignent également les importants apports sédimentaires terrigènes enregistrés au Nord de l'Égée (Gogou et al., 2016). Cette réactivation intervient après une période de faible récurrence de crue mise en évidence dans l'ensemble de la Méditerranée orientale (Benito et al., 2015). Elle se traduit par un transfert d'une charge fine mais qui n'occasionne pas de dépôts sédimentaires massifs. Cela s'explique sans doute par la faiblesse des crues débordantes dans les plaines d'inondation et le maintien de conditions climatiques relativement sèches (Gogou et al., 2016). La relative stabilité des conditions permettant de pérenniser les pratiques, voire un léger réchauffement (Gogou et al., 2016), semble avoir favorisé une forte croissance économique et démographique en Macédoine du XII^e au XIV^e siècles après Jésus-Christ, d'après de nombreuses sources manuscrites (Laiou, 1977 ; Harvey,

1989 ; Lefort, 1991 ; Dunn, 1998 ; Fig.9.8). Les données polliniques de Lailias vont dans le même sens puisqu'elles montrent un fort déboisement et le maximum de taxons anthropogéniques pour cette période (Gerasimidis, 2000). Les dynamiques de certains taxons (Poaceae, *Plantago lanceolata* type) suggèrent parallèlement à la spécialisation vers les activités pastorales peut-être en réponse avec l'instabilité politique qui règne régionalement (Izdebski et al., 2015 ; Fig.9.7). La spécialisation agricole, les contacts et les échanges apparents d'un point de vue culturel (Curta, 2006) et environnemental (Fig.9.7), entre les plaines et les milieux montagnards, rendent moins vulnérables les économies face aux variations du climat local. En l'absence de conditions hydrologiques favorables au transport sédimentaire, la seule présence anthropique en plaine comme sur les versants ne suffit pas à déclencher le transport de charge solide notable qui soit enregistré par les archives sédimentaires.

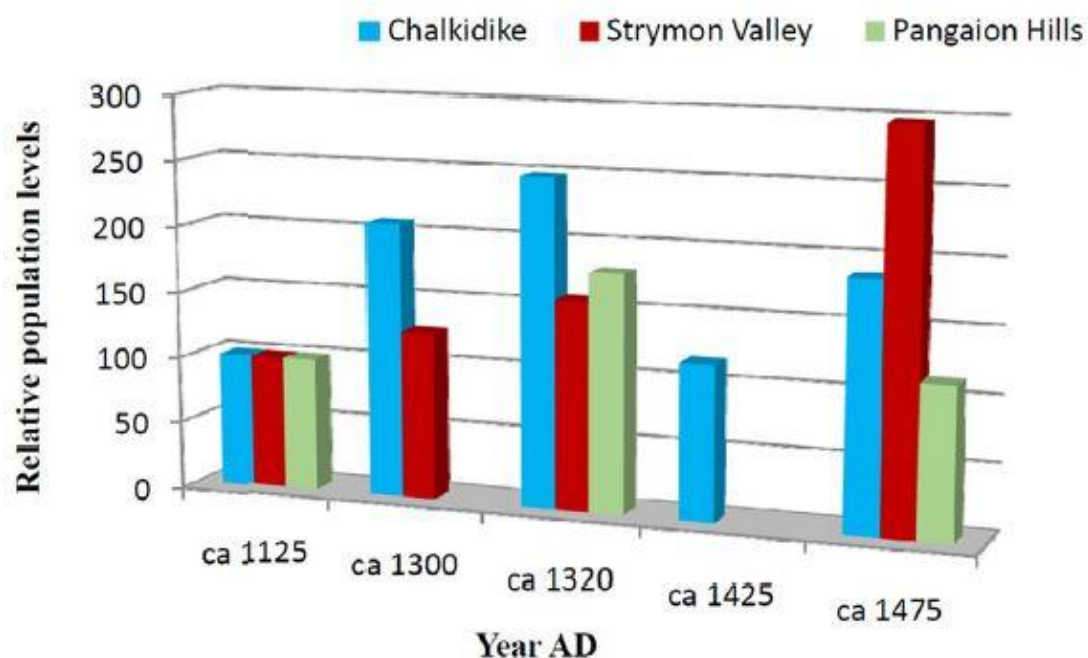


Figure 9.8 : *Changements relatifs de la population dans trois sous-régions macédoniennes, d'après les archives monastiques du Mont Athos (Lefort, 1991) dans Gogou et al., 2016.*

Dans les décennies suivantes (à partir de 602 cal BP/1348 cal AD), la peste noire fut un problème récurrent dans la région (Dols, 1979 ; Büntgen et al., 2011 ; Schmid et al., 2015). La culture de céréales diminue considérablement dans les collines et montagnes bordant les plaines macédoniennes dans le(s) siècle(s) suivant(s), probablement associée à une diminution de la population dont les archives des monastères du mont Athos font état (Fig.9.8 ; Lefort, 1991). La Chalcidique et les montagnes du Pangée perdent 30 à 50 % de leurs habitants au cours des 100 ans suivant l'apparition de la peste en Macédoine (Geyer, 1986). Tous les déclin(s) de population dans la vallée du Strymon pourraient cependant avoir été seulement de courte durée comme l'indique le retour à une forte

densité de population vers 1475 apr. J.-C. cal AD (475 cal BP) qui coïncide avec l'arrivée des populations ottomanes. B. Geyer (1986, p 105) suggère que dans les espaces montagnards de Macédoine un épisode d'intensification de l'érosion a lieu, résultant d'une catastrophe démographique. Sans entretien les champs situés sur les versants et les terrasses dans les vallées sont abandonnés et ont pu entraîner rapidement l'érosion des sols. L'hypothèse d'une forte érosion semble confirmée par l'enregistrement d'apports sédimentaires et polliniques continentaux considérables en Égée (Gogou et al., 2016). Néanmoins la compréhension de ces observations ne peut être envisagée sans prendre en considération les changements de pratiques et d'organisation à partir du début de la conquête de la Macédoine par les ottomans en 1387 apr. J.-C. (563 cal BP).

9.2. La mise en place du paysage méditerranéen contemporain au cours de la période de domination ottomane (ca. 550-20 cal BP/1400-1930 cal AD).

9.2.1. L'extension des finages et de l'occupation du sol sur les piémonts et les versants

L'origine de la sédimentation accélérée, enregistrée dès le début du XIV^e siècle cal AD, indique une transformation durable et complète des débits solides. Du fait de l'ampleur des modifications observées, la fourniture de sédiments est attribuable à d'importantes transformations des bassins versants alors que l'activation de la cascade sédimentaire implique la récurrence de crues débordantes. L'accélération du détritisme provient donc probablement de la conjonction d'abats d'eau intenses (Luterbacher et al., 2012 ; Gogou et al., 2016) et de l'intensification des pratiques anthropiques (Lespez, 2003, 2007, 2008). D'un point de vue climatique, après le POM, une péjoration climatique correspondant au Petit Âge de Glace (PAG) est observée dans l'ensemble de l'Europe tempérée et méditerranéenne au plus tard à partir du XIV^e siècle (Bond et al., 2001 ; Grove et Rackham, 2003 ; Büntgen et al., 2011 ; Christiansen et Charpentier-Lungqvist, 2012 ; Magny et al., 2013). Le PAG est l'archétype de courtes phases de refroidissement climatique enregistré par les latitudes moyennes et boréales au cours de l'Holocène dans l'hémisphère Nord (Wanner et al., 2011). Au nord du bassin égéen, il est associé à des conditions plus humides centrées sur 1600 cal AD (350 cal BP). Dans la vallée du Strymon, la prise de Serres en 1383 cal AD (567 cal BP) correspond au début de la période d'occupation ottomane. Les conséquences sociales de ce changement politique se traduisent par une mise en valeur accélérée des terrains fertiles de plaine et de piémont mais également avec l'arrivée de populations nomades provenant d'Anatolie qui s'installent à l'ouest de la Bulgarie et à travers la Macédoine et maintiennent une pression pastorale (Ancel, 1930 ; Izdebski et al., 2015). Néanmoins, les espaces montagnards connaissent des situations contrastées. Les données polliniques de la séquence de Lailias

(Gerasimidis, 2000) témoignent d'un reboisement et d'un milieu peu fréquenté et peu perturbé. Cela s'explique peut-être en partie par la baisse des températures entraînant le départ des peuplements de haute altitude (> 1200 m) ou par une situation locale spécifique. À l'inverse, sur les hauteurs du bassin versant du Xéropotamos (600-1200 m) on observe un développement sans précédent du pastoralisme (Lespez, 2008). L'essor des cultures commerciales en plaine et la forte pression sur les espaces de bas de versant, associés au prélèvement du bois et à un pastoralisme de plus en plus prégnant, participent à la mise en valeur généralisée des sols. Cette phase de croissance démographique et économique est associée à une stabilité politique et militaire qui caractérise l'Empire ottoman au XVI^e siècle. (White, 2011, pp 20-77) et à l'essor des échanges des céréales entre les territoires ottomans et l'ouest de la Méditerranée (McGowan, 1981 ; Dunn, 2009) qui culminent vers 1500-1600 cal AD (450-350 cal BP). Cette extension et intensification des pratiques agricoles et en particulier pastorales coïncident avec une pulsation climatique humide très bien identifiée vers 1600 cal AD (350 cal BP ; Gogou et al., 2016) par exemple. Les sols deviennent très vulnérables à l'érosion et nourrissent l'alluvionnement à l'aval.

9.2.2. Les répercussions géomorphologiques et crises érosives

La mobilité des chenaux étudiés et la granulométrie des dépôts alluviaux attestent d'une forte capacité d'érosion et de transport lors des crues. Les crues extrêmes de récurrence décennale jalonnent toute cette période comme le montrent les observations réalisées sur le cône du Xéropotamos et plus généralement sur l'ensemble du pourtour méditerranéen (Krahtopoulou, 2000 ; Llasat et al., 2005 ; Macklin et al., 2006 ; Hoffmann et al., 2010 ; Duser et al., 2011 ; Benito et al., 2015 ; Mensing et al., 2015 ; Gogou et al., 2016). Les épisodes pluvieux, souvent intenses, ont accentué l'érosion des sols rendus fragiles par leur valorisation agricole. Cette accélération de la sédimentation dans les systèmes fluviaux à partir de 1450 cal AD (500 cal BP). a également été détectée dans les enregistrements marins du Nord de l'Égée (Gogou et al., 2016). L'ampleur de la sédimentation enregistrée et son caractère synchrone, observé dans de très nombreux bassins versants soutiennent l'hypothèse de l'action simultanée de forçages climatiques et anthropiques. Enfin, la mise en valeur complète des bassins versants au XIX^e et XX^e siècles fait de ces périodes, celles où les connexions hydro-sédimentaires étaient les plus favorables à l'expression du détritisme, à l'image de ce qui a pu être observé dans de nombreuses autres régions péri-méditerranéennes (e.g. Jacob, 2003 ; Liébault, 2003). L'atterrissement des zones humides résulte donc d'un processus long et irrégulier déclenché bien avant la mise en place d'un programme d'assèchement du milieu dans les années 1930, à qui l'on attribue souvent, à tort, l'unique responsabilité de la véritable la métamorphose des systèmes fluviaux et des zones humides observées à la fin du XIX^e et au début du XX^e siècle..

Le synchronisme entre le début du PAG et le début de la période de domination ottomane associée à une croissance agricole révélée, entre autres, par les indicateurs polliniques et la démographique (sources byzantines et ottomanes manuscrites) induit une accélération du détritisme au Nord de l'Égée (Ocakoglu et al., 2016)..

Conclusion

Après le déclenchement du détritisme enregistré à l'Âge du Bronze et déjà mis en évidence dans notre espace d'étude (Lespez, 2003) comme en Méditerranée (e.g. Duser et al., 2011), l'intensification de l'anthropisation caractérisée principalement par une mise en valeur des sols des piémonts et des marges de zones humides marque une recrudescence des processus érosifs. La succession des périodes de mise en valeur aux modalités différentes est en relation avec les variations dans les rythmes d'accroissement du détritisme au cours des trois derniers millénaires (Fig.9.9). Dès le début de l'Antiquité, lors de l'époque archaïque (2800-2550 cal BP/850-600 cal BC) les processus de transfert de charge solide vers les zones humides sont actifs du fait du pastoralisme pratiqué par les Thraces dans les espaces montagnards. Cela engendre une phase d'aggradation progressive. Par la suite, les époques classique (2550-2310 cal BP/600-360 cal BC), hellénistique (2310-2098 cal BP/360-148 cal BC) puis romaine (2098-1555 cal BP/148 cal BC-395 cal AD) marquent des évolutions dans les rythmes de l'alluvionnement. La colonisation du Nord de l'Égée par les Grecs (2310 cal BP/360 cal BC) correspond avec une recomposition paysagère (déboisement, croissance des maquis, etc.) et une intensification de l'accumulation sédimentaire. Cette période est suivie dans les premiers siècles après Jésus-Christ (époque romaine et paléochrétienne) par un alluvionnement caractérisé par des taux d'accumulation importants en relation avec des épisodes de crue de relativement faible énergie. Au cours de l'époque byzantine (*ca.* 1550-567 cal BP/400-1383 cal AD) les taux d'accumulation, bien que variables, sont moins importants qu'au cours de l'Antiquité et de la période ottomane qui lui succède. C'est à partir du début de la domination ottomane (567 cal BP/1383 cal AD) que se met en place une deuxième phase de détritisme intense entraînant un atterrissement généralisé des zones humides. Cette dernière phase est d'autant plus importante qu'elle affecte l'ensemble des hydrosystèmes étudiés quel que soit leur fonctionnement, sans décalage temporel significatif, et qu'elle correspond à des taux de sédimentation encore jamais atteints pour le nord de la Grèce (Fig.9.9).

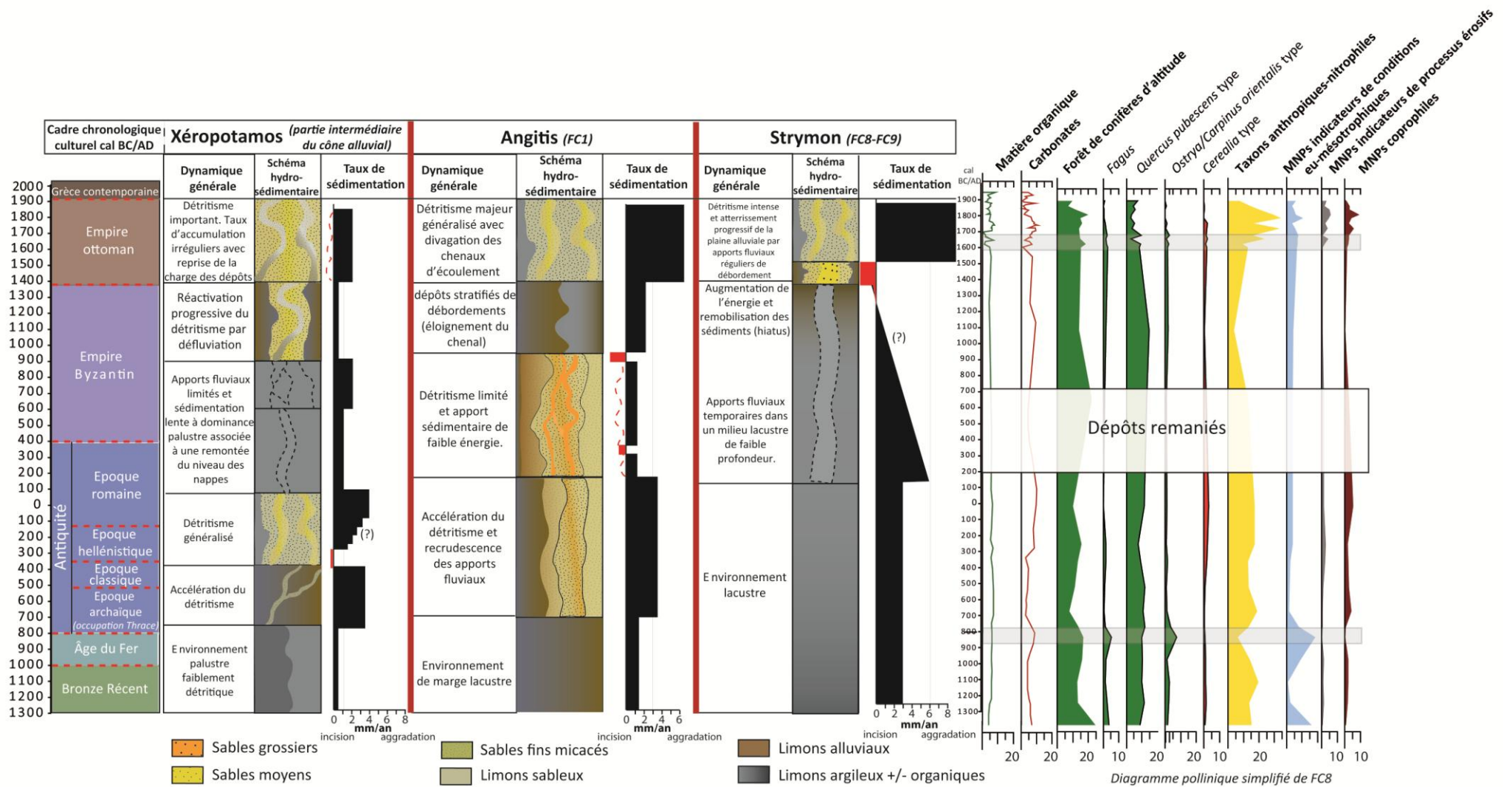


Figure 9.9 : Reconstitution schématique des dynamiques hydrosédimentaire et du couvert végétal en Macédoine orientale au cours des trois derniers millénaires.

Si les crues les plus importantes et les plus étendues en Europe (Macklin et al., 2006), et en Méditerranée orientale en particulier (Benito et al., 2015) ont généralement eu lieu lors d'épisodes climatiques plus frais et humides comme lors du Petit Âge de Glace, le comblement progressif des zones humides et les stocks sédimentaires transportés sont largement déterminés par l'action locale de l'Homme sur son environnement. Les phases d'aggradation les plus intenses sont observées lors de périodes d'intensification des pratiques culturelles sur les versants ou les piémonts. Ces résultats montrent que contrairement à ce qui avait été mis en évidence par les précédents travaux, l'Antiquité apparaît comme une période de détritisme accentué pour laquelle la pression anthropique sur les milieux biophysiques semble avoir joué un rôle crucial. Les variations climatiques ont davantage joué un rôle de catalyseur dans la réponse des hydrosystèmes et ne permettent pas d'expliquer seules les fluctuations du détritisme. L'enregistrement des transformations des bassins versants par les systèmes fluviaux n'est cependant effectif que lorsqu'elles sont en relation avec des périodes hydrologiquement favorables. Elles permettent alors un fonctionnement efficace de la cascade sédimentaire jusque vers l'aval des grands organismes fluviaux et le concept de crise sédimentaire d'origine climato-anthropique ou anthropo-climatique (Neboit-Guilhot et Lespez, 2006 ; Morhange et Provansal, 2007) semble toujours valide pour décrire les phénomènes observés en Grèce du Nord. L'impact récurrent de précipitations excessives et concentrées dans le temps et le rôle d'une couverture végétale réduite ou considérée comme peu couvrante demeurent difficiles à dissocier car ils apparaissent bien souvent communément en tandem (Butzer, 2005).

Il reste désormais à affiner les connaissances sur la relation existante entre les oscillations climatiques séculaires et les événements climatiques de faible fréquence et de haute intensité, et à comprendre leur capacité respective à (re)mobiliser et déstabiliser les sols et favoriser l'activation de la cascade sédimentaire. En relation avec cette question, se pose également la question de la répartition saisonnière des précipitations, de sa variabilité et de son rôle dans l'accentuation du détritisme (Berger, 2015 ; Vannière, 2015).

Conclusion générale

La recherche menée en Macédoine orientale et présentée dans cette thèse permet de reconstituer les transformations des paysages au cours de l'Holocène. Au-delà de l'évolution diachronique, ce travail a tenté de déterminer les variables de contrôle à l'origine des changements enregistrés, leurs parts respectives dans la dynamique paysagère et dans les interactions Sociétés-Environnement. Pour cela, les investigations ont adopté une approche géoarchéologique et paléoenvironnementale pluridisciplinaire et multiscalaire. D'une part, les recherches géomorphologiques ont permis de reconstituer les dynamiques hydrosédimentaires des bassins versants. D'autre part, les analyses paléobiologiques et notamment l'étude des pollens et des microfossiles non polliniques ont permis de reconstruire l'évolution du couvert végétal et les transformations qu'il a subies. **Cette complémentarité des méthodes a permis d'améliorer la connaissance des processus taphonomiques, de déterminer les causes de l'évolution plus ou moins rapide d'une espèce végétale, d'un biotope ou d'un paysage, de mettre en perspective l'impact de certains phénomènes climatiques ou anthropiques en intégrant leur complexité et leur discontinuité spatiale.** Ces interprétations sont rendues possibles grâce à la sensibilité des zones humides étudiées face aux processus morphogéniques actifs et aux transformations précoces de l'environnement depuis l'installation des premiers peuplements néolithiques.

Au bilan, par rapport aux données déjà acquises dans la région, l'apport de ce travail réside principalement dans le dialogue produit, à partir des zones humides, entre des résultats issus de disciplines différentes. La recherche démontre la complexité des rapports de cause à effet dans la transformation de l'environnement et des interactions avec les sociétés du nord de l'Égée.

Les objectifs fixés et les résultats

La démarche méthodologique adoptée, couplant analyses sédimentologiques et palynologiques a répondu aux objectifs fixés, à savoir :

- (1) **compléter les données géomorphologiques** acquises lors des précédentes investigations (Lespez, 2003, 2007, 2008). La combinaison de méthodes classiques qui ont déjà fait leurs preuves (reconnaissance des archives sédimentaires, analyses granulométriques, susceptibilité magnétique, tomographie électrique, perte au feu) constitue un outil efficace pour la reconstitution des modes de transport et de dépôt des sédiments alluviaux, mais également des changements du fonctionnement hydrosédimentaires des zones humides ;

- (2) **renseigner les dynamiques végétales et paysagères depuis un contexte local comme les espaces environnant les sites d'habitat, à un environnement plus régional.** L'anthropisation est un processus anisotrope qui ne saurait être compris sans une analyse graduelle depuis l'habitat jusqu'aux espaces occasionnellement fréquentés. La complexité des interactions Sociétés-Environnement fait intervenir des pratiques, des conséquences et des temporalités, variables spatialement et temporellement. De ce fait, la stratégie d'échantillonnage a été planifiée et adaptée par rapport aux opportunités offertes en termes d'archives sédimentaires, mais également en fonction des connaissances archéologiques et climatiques disponibles afin de ne pas être restreinte à une seule séquence, qu'elle soit choisie pour son état de conservation, sa dilatation et son potentiel en termes de résolution.

- (3) **ouvrir des perspectives concernant la représentativité des données polliniques** à partir d'une meilleure connaissance des paysages méditerranéens contemporains étudiés. En d'autres termes, la méthode employée a tenté de mieux identifier les problèmes d'ordre taphonomique, associés au mode de transport ou aux modifications du bassin collecteur. Ce constat invite à aller chercher dans la réponse des milieux contemporains (notamment dans les assemblages de la pluie pollinique contemporaine) des éléments de réponses et de représentation d'un environnement observé par rapport à un diagramme pollinique enregistré.

L'histoire de l'environnement à l'échelle locale

La compilation de toutes les informations nous permet légitimement de proposer une reconstitution paysagère simplifiée de l'évolution du secteur d'étude du vallon de Dikili Tash depuis le début de l'Holocène caractérisé par un environnement forestier et une zone humide qui occupe le centre de la dépression (marais de Tenaghi-Philippon), mais qui se développe également jusqu'au pied du site de Dikili Tash alimentée par une grosse exsurgence (Fig.I).

L'installation des premières populations néolithiques vers 8500 cal BP (6550 cal BC) va induire un léger recul des espaces forestiers, essentiellement autour du site de Dikili Tash où le milieu est largement ouvert et l'agriculture y est pratiquée (Fig.II). L'usage du feu est restreint aux abords du site d'habitat et ne semble pas avoir été une pratique généralisée. En revanche, la présence d'un cheptel venant pâturer en direction des marges du marais de Tenaghi-Philippon est attestée.

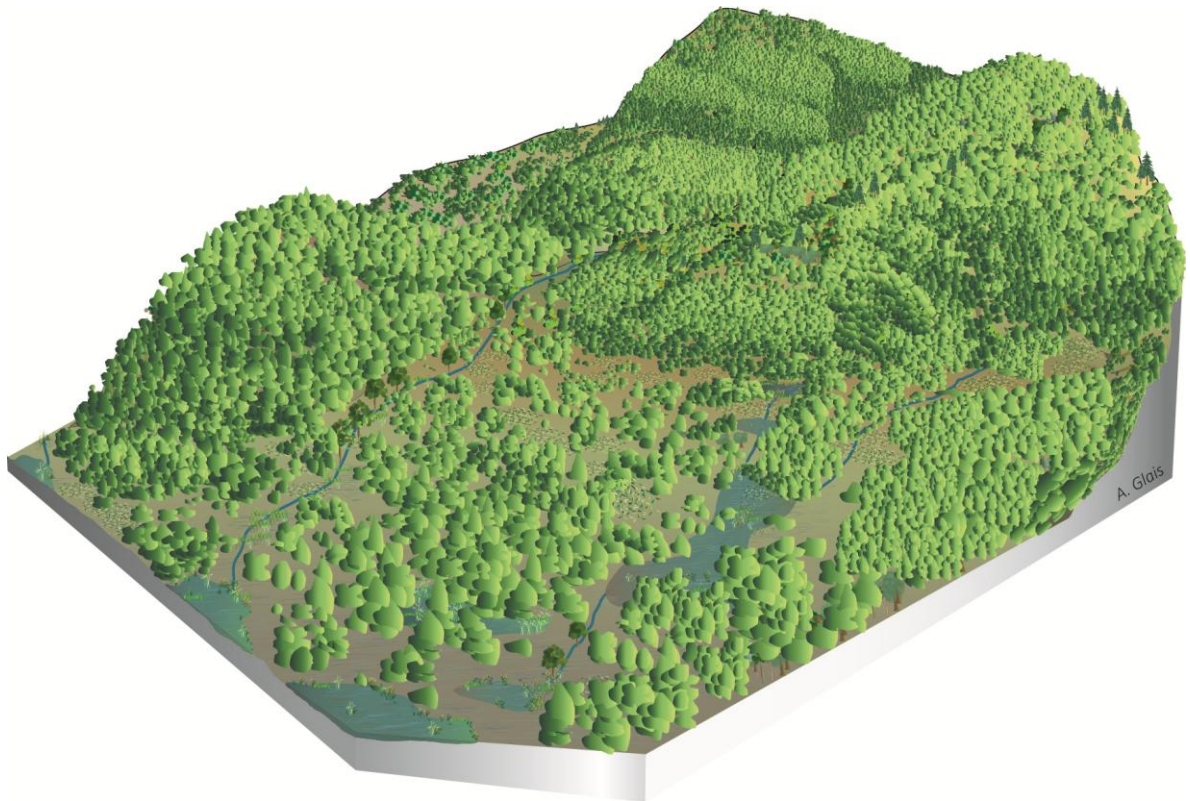


Figure I : *Représentation schématique du contexte environnemental du vallon de Dikili Tash au début de l'Holocène (10500-8500 cal BP/8550-6550 cal BC).*

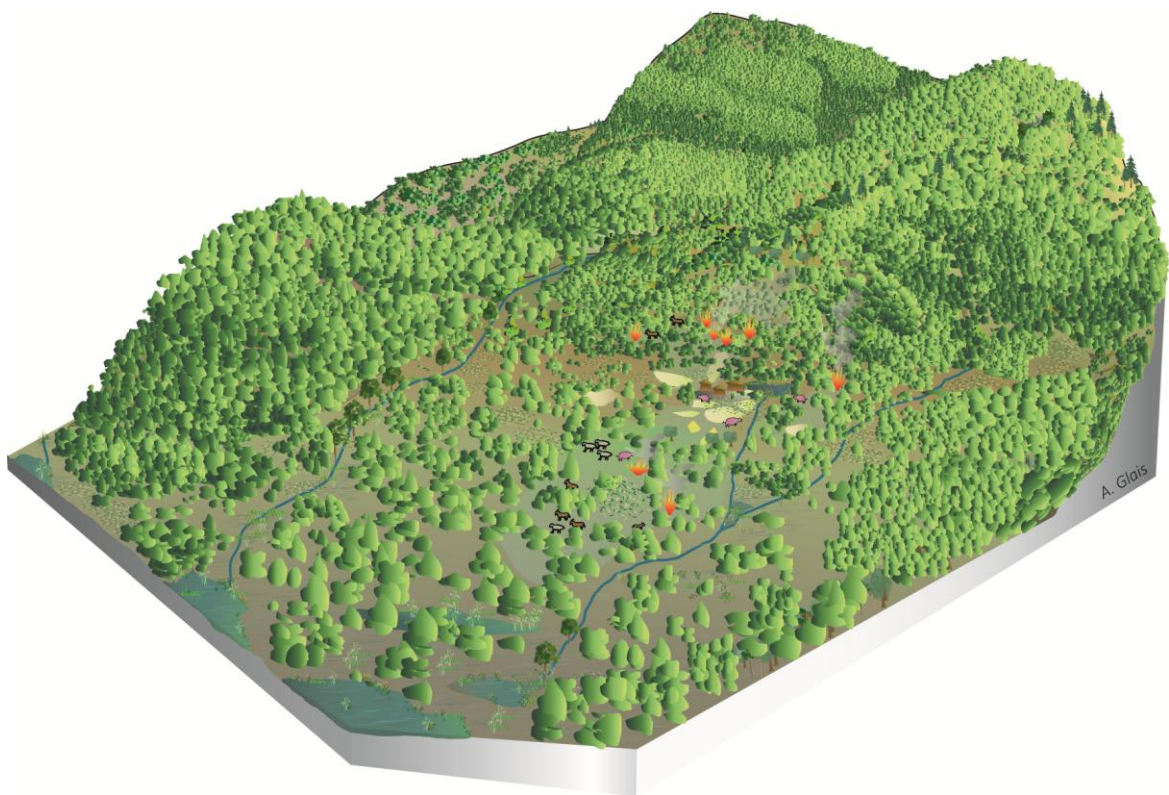


Figure II : *Représentation schématique du contexte environnemental du vallon de Dikili Tash au Néolithique Ancien (8500-7700 cal BP/6550-5750 cal BC).*

Au Néolithique Moyen (7700-7300 cal BP/5750-5350 cal BC) et au Néolithique Récent I (7300-6500 cal BP/5350-4550 cal BC), le site de Dikili Tash est toujours occupé, mais les impacts de l'anthropisation sont plus difficilement identifiables à proximité du marais (Fig.III). Cela s'explique par la fermeture presque totale du milieu par une aulnaie dense en aval du vallon qui colonise les marges de la zone humide suite à la baisse du niveau des nappes. À proximité du site d'habitats, les pratiques agropastorales perdurent et s'étendent probablement vers les versants des montagnes de Lékani. Cela induit un modeste déboisement qui favorise l'érosion et les apports sédimentaires enregistrés en pied de versant.

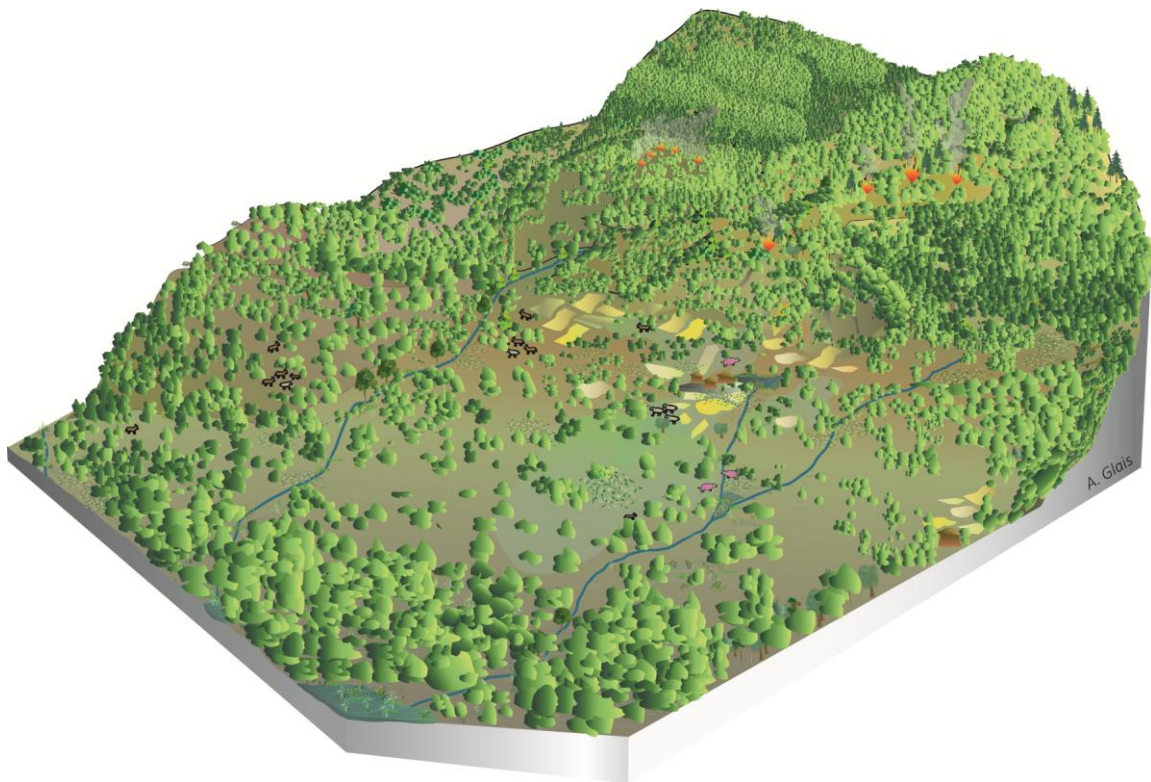


Figure III : *Représentation schématique du contexte environnemental du vallon de Dikili Tash au Néolithique Récent I (7300-6500 cal BP/5350-4550 cal BC).*

Au Néolithique Récent II, à partir de 6500 cal BP (4550 cal BC), le paysage est fortement affecté par l'anthropisation qui se traduit par une réouverture importante du milieu, synchrone d'une intensification du signal incendie et des pratiques agropastorales (Fig.IV). Cette mutation paysagère ne résulte pas seulement des activités d'une communauté localisée à Dikili Tash, mais témoigne d'une croissance du nombre de sites dans la région comme c'est le cas avec le tell de Polystylo situé à 3 km au sud-est de Dikili Tash. Après cette phase de transformation paysagère sous contrôle anthropique, le site de Dikili Tash est marqué par un abandon et une destruction par incendie des habitations vers 5950 cal BP (4000 cal BC). Néanmoins, le maintien d'une anthropisation du paysage, bien que d'intensité moindre, suggère un déplacement des zones d'habitat (espaces montagnards ?) et non une disparition des populations de l'espace régional.

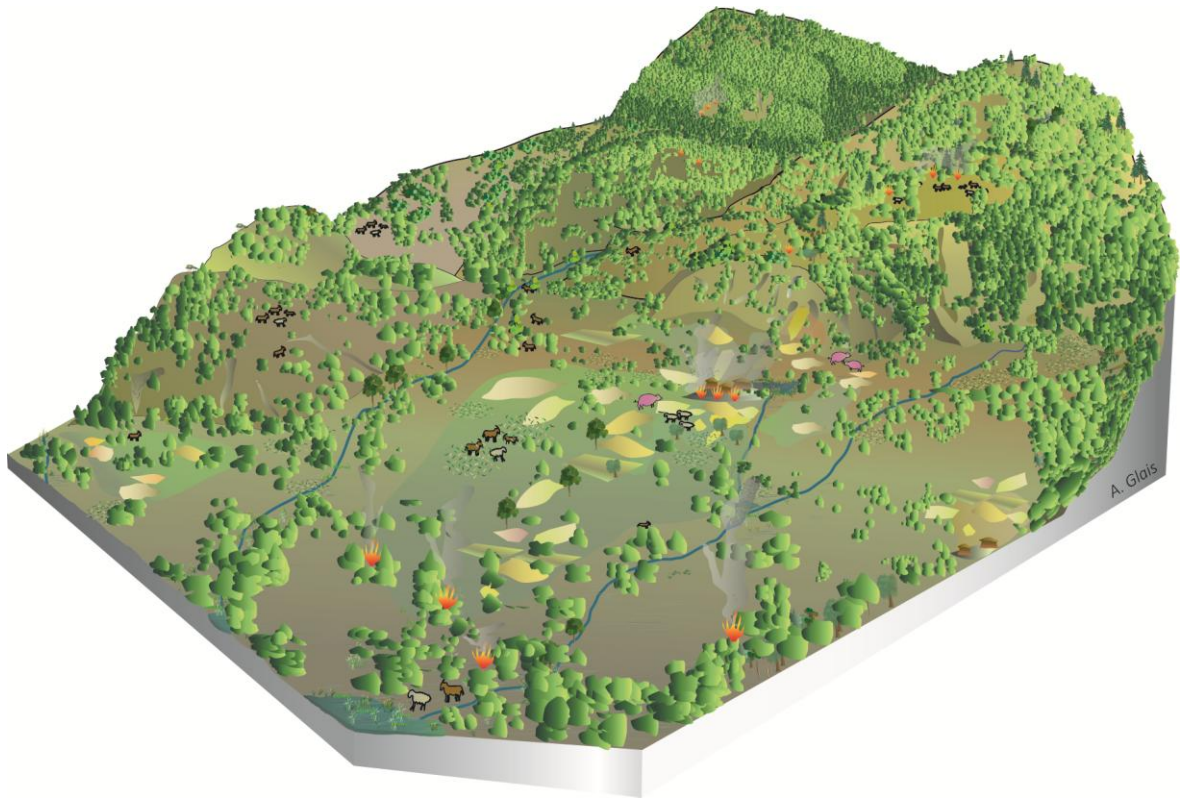


Figure IV : *Représentation schématique du contexte environnemental du vallon de Dikili Tash au Néolithique Récent II (6500-5800 cal BP/4550-3850 cal BC).*

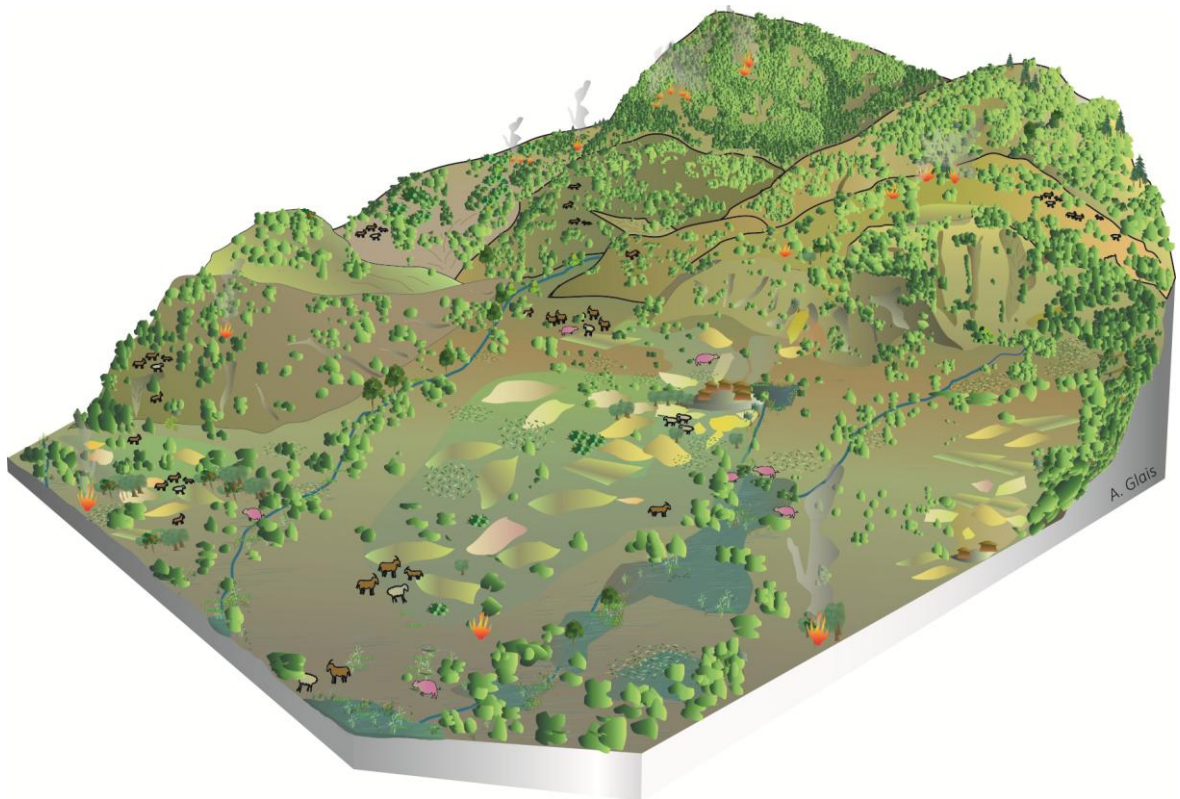


Figure V : *Représentation schématique du contexte environnemental du vallon de Dikili Tash au cours de l'Âge du Bronze (5800-3150 cal BP/3850-1200 cal BC).*

Lors de la transition du Chalcolithique (5800-5300 cal BP/3850-3350 cal BC) puis au cours de l'Âge du Bronze (5300-3150 cal BP/3350-1200 cal BC), les espaces forestiers régressent progressivement tandis que les espaces cultivés se développent en direction du marais de Tenaghi-Philippon, malgré un haut niveau de la nappe phréatique, au moins saisonnièrement (Fig.V). Le site de Dikili Tash est de nouveau occupé tandis que la végétation arbustive méditerranéenne colonise progressivement les versants.

La dernière période où les enregistrements polliniques permettent de produire une représentation de la dynamique paysagère correspond à la fin de l'Âge du Bronze jusqu'au début de l'Antiquité lors des époques archaïque, classique et hellénistique (3150-2100 cal BP/1200-150 cal BC ; Fig. VI). À ces époques, le tell de Dikili Tash ne correspond plus à un site d'habitat majeur puisque les populations Thraces privilégient de nouveaux sites dont certains se trouvent en domaine montagnard. Le village de Krinides à 1 km au nord-ouest du tell se développe avant que la ville de Philippes ne soit fondée après la conquête des Macédoniens. Ainsi, l'anthropisation régionale est toujours nettement marquée et s'intensifie progressivement. Dans un premier temps, elle est associée avec un usage récurrent du feu, une raréfaction des forêts sur les piémonts, avant qu'elle ne se généralise avec une intensification des signes de pastoralisme, de culture d'espèces herbacées et arborées sur les marges de la zone humide. Les données recueillies dans cet espace ne permettent pas cependant de proposer une image précise de l'environnement et des implantations anthropiques à partir de la fin de l'Antiquité, faute d'enregistrement pollinique.



Figure VI : Représentation schématique du contexte environnemental du vallon de Dikili Tash depuis la fin de l'Âge du Bronze à l'époque Thrace jusqu'à la conquête macédonienne (3150-2100 cal BP/1200 cal BC-150 cal BC).

D'une histoire locale, à une histoire régionale des interactions Société-Environnement.

L'approche schématisée sur la figure VII permet de remédier au décalage plurimillénaire qui peut être observé entre le début de l'anthropisation d'un milieu attesté par l'archéologie et les premières réponses sédimentaires et environnementales enregistrées dans des hydrosystèmes de grande dimension et distants des sites d'occupation. Comme c'était le cas dans la plaine de Philippes-Drama entre les informations archéologiques issues du tell de Dikili Tash qui attestent d'une occupation précoce de la région et celles provenant du marais de Tenaghi-Philippon, qui indiquaient un délai de plus de 4500 ans avant de percevoir un impact anthropique sur le paysage. Nos résultats permettent de créer un lien entre ces informations. Ils attestent que les données paléoclimatiques et archéologiques sont bien souvent encore insuffisantes pour comprendre de manière convaincante les relations entre les populations et leur environnement. La forte variabilité spatiotemporelle et l'imbrication des deux forçages rendent l'interprétation des changements environnementaux délicate. L'homme est généralement responsable de la fragilisation de son milieu et de la perte de résilience face aux pulsations climatiques. Ainsi les populations ne sont pas toujours directement responsables des crises érosives, mais elles peuvent jouer un rôle de prédisposition, déterminant dans l'asynchronisme des réponses sédimentaires. **On parle alors d'hystéréchronie pour évoquer ce décalage temporel** (Allée, 2003). De plus, les relations de causes à effets demandent une compréhension des comportements écologiques (Butzer, 2005), ce qui passe par une amélioration des connaissances de la végétation actuelle soumise à des forçages de différentes natures et d'intensité variable selon sa place dans l'étagement. Les interprétations proposées à partir des données paléoenvironnementales multiproxies et multiscalaires soulignent simplement la précarité des argumentations « déterministes » et attirent l'attention sur la nécessité de tenir compte des conditions géographiques avant de proposer un raisonnement causal des interactions Sociétés-Environnement.

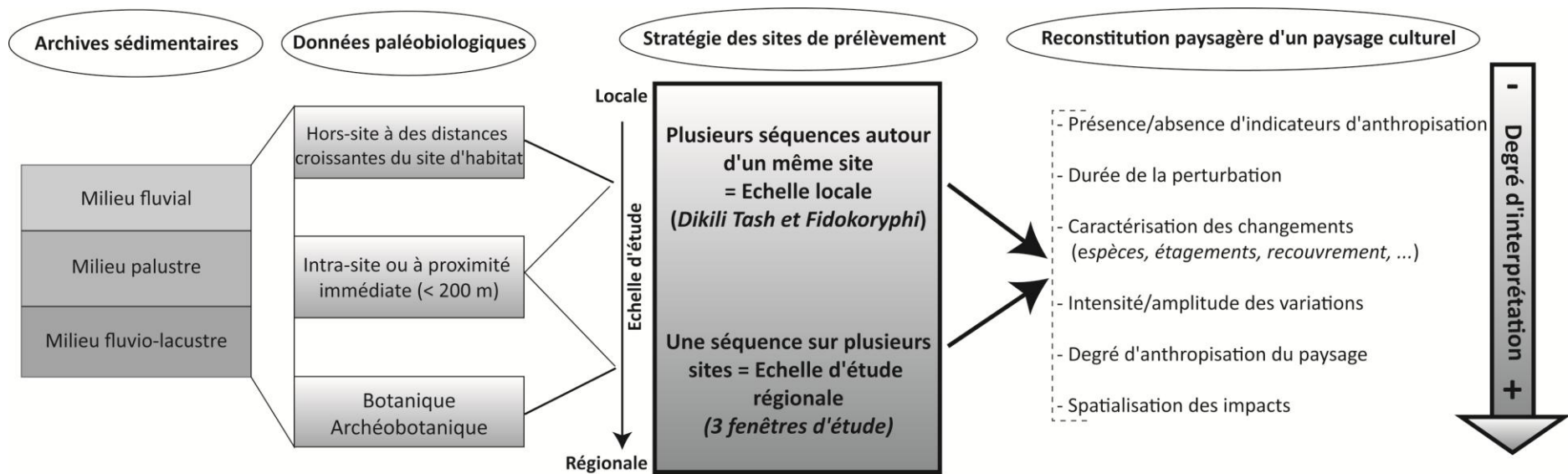


Figure VII : Représentation schématique de la démarche utilisée dans la stratégie de prélèvement des séquences palynologiques dans le but d'interpréter l'anthropisation du paysage.

Nous avons développé les investigations de ces différentes échelles spatiales et de leur relation temporelle à partir des données polliniques et des Microfossiles Non-Polliniques (MNPs). Les indicateurs polliniques locaux à l'instar de nombreux indicateurs d'anthropisation (e.g. *Cerealia* type et d'autres plantes cultivées, de taxons associés à l'arboriculture, de cortèges nitrophiles et anthropozoogènes) comme la plupart des MNPs, fournissent non seulement une information locale et précise sur la dynamique environnementale du milieu, mais ils incitent à repenser l'interprétation de certains assemblages régionaux. Le passage de la gestion des ressources locales par les pratiques agropastorales à leurs conséquences environnementales pose question à la fois à l'échelle locale, mais également à l'échelle régionale. Cette réalité d'un « **gradient d'anthropisation** », dépendant de la distance des sources de perturbation, s'accorde avec les résultats des recherches menées dans le monde égéen (Halstead, 2000) qui indiquent un modèle d'agriculture varié et intensif dont l'impact fut localement significatif, mais qui n'a pu avoir qu'une faible incidence sur les paysages végétaux régionaux. La discontinuité de l'emprise humaine et sa répartition « aléatoire » se répercutent à travers ses impacts environnementaux (Lespez, 2012). De la même manière, des forçages climatiques globaux tel que le RCC de 8200 cal BP (6250 cal BC) ont pu avoir des conséquences importantes sur la végétation régionale (e.g. Pross et al., 2009 ; Peyron et al., 2011 ; Schemmel et al., 2016), mais n'ont eu localement qu'un faible impact sur les populations néolithiques de Dikili Tash (relocalisation de l'habitat à proximité). À l'inverse, les changements socioculturels d'échelle régionale ont pu avoir des répercussions environnementales locales comme c'est le cas à l'Âge du Bronze Récent II autour de Dikili Tash (défrichement intense), ou régionales comme l'atteste le développement d'un détritisme généralisé dès le début de l'époque ottomane. Cela souligne la nécessaire prise en compte de l'intensité, de l'étendue et du type de perturbations afin de ne pas sur- ou sous-estimer les conséquences d'un forçage anthropique ou climatique.

Les crises socio-environnementales de l'Holocène

Au-delà des dynamiques à long terme de l'environnement, ce travail fournit des éléments de réponses aux débats sur les interactions Sociétés-Environnement dans le mode égéen. Les trois derniers chapitres se sont intéressés successivement à plusieurs problématiques qui ne font pas consensus autour des questions de la temporalité et des facteurs ayant déclenché la néolithisation en Méditerranée orientale, de la crise sociale du 4^e millénaire cal BC (6000-5000 cal BP) marquée par une discontinuité de la localisation des sites d'habitats dans les Balkans, et des transformations socio-environnementales de l'Antiquité suite aux colonisations successives. Les résultats obtenus, succinctement évoqués ci-dessous, apportent de nouveaux éléments à ces discussions :

- Concernant le processus de néolithisation, le seul site d'étude (Dikili Tash) où nous disposons d'informations archéologiques, géomorphologiques et paléobiologiques

indique que les populations étaient déjà implantées et avaient développé un modèle agropastoral et qu'elles n'ont pas été contraintes de migrer sur de longue distance face aux changements climatiques s'échelonnant entre 8500 et 8000 cal BP (ca. 6550-6050 cal BC). Si une modification des conditions hydrologiques est bien avérée (hausse du niveau d'eau), ses conséquences ont été relativement peu contraignantes puisqu'elles ont induit une simple relocalisation du site d'habitat à une trentaine de mètres du précédent ;

- L'abandon et la discontinuité d'occupation de nombreux sites d'habitat au cours du Chalcolithique au nord de l'Égée ne sont pas retranscrits dans le paysage par un arrêt de l'anthropisation. Bien qu'un changement des dynamiques socioculturelles soit attesté régionalement, l'évolution paysagère est davantage définie par des transformations localisées de l'environnement plutôt que par une rupture régionale. L'hétérogénéité des réponses des zones humides invite à considérer les changements avec précautions, rendant difficile une interprétation globale des transformations des interactions Sociétés-Environnement en l'absence de données archéologiques suffisantes ;
- L'occupation des populations Thraces de la région ne correspond pas à un desserrement de la pression anthropique comme cela a pu être suggéré. Leur impact sur la végétation fut notable selon un modèle qui ne semble pas très éloigné de ce qui a pu être mis en évidence en Europe occidentale avant la colonisation romaine. D'un point de vue sédimentaire, les pratiques de ces populations sur les versants ont « prédisposé » les sols à subir les événements climatiques intenses. En revanche, la mise en valeur généralisée des bassins versants s'est bel et bien faite à partir de l'époque hellénistique puis romaine, lorsque les colonisations militaire, politique et économique ont entraîné une intensification des usages des terres agricoles de fond de vallée et une organisation parcellaire. Cela s'est traduit également par une accélération du détritisme et un colmatage progressif des zones humides.

Cependant, le travail effectué laisse en suspens de nombreuses questions qui mériteraient à leur tour d'être traitées par de nouvelles investigations :

- Les conséquences de l'évènement climatique centré sur 4200 cal BP (2250 cal BC), parfaitement identifié à FC8, mais qui n'avait jamais été enregistré dans l'espace infrarégional reste à préciser ;
- La dynamique paysagère à l'Âge du Bronze qui indique davantage une intensification progressive de l'anthropisation plutôt que des changements environnementaux abrupts responsables des crises sociales comme cela est évoqué en Méditerranée orientale (e.g. Cullen et al., 2000 ; Staubwasser et Weiss, 2006 ; Kaniewski et al., 2013) devrait être mieux cernée à la fois par de nouvelles données paléoenvironnementales sans doute confrontées à de nouvelles investigations archéologiques ;

- Les interactions socio-environnementales au cours de l'époque byzantine sont désormais mieux connues grâce au couplage des informations historiques et paléobiologiques en domaine montagnard (Marinova et al., 2012 ; Izdebski et al., 2015 ; Xoplaki et al., 2016) et en fond de vallée (ce travail). Ces informations nouvelles viennent pallier la pauvreté des données archéologiques régionales pour cette époque, mais ne peuvent pas prétendre s'y substituer et l'interprétation des relations avec les changements socioculturels reste ouverte.

Le multiscalaire, une étape préalable à la modélisation ?

Dans l'espace étudié, les petits bassins versants aux dynamiques torrentielles ou saisonnières sont apparus particulièrement réactifs aux effets des pratiques culturelles et des événements hydrologiques exceptionnels tandis que les systèmes fluvio-lacustres de plus grande dimension comme la basse vallée du Strymon, contrôlés par des relations hydrosédimentaires avec de vastes espaces d'amont, apparaissent comme de bons intégrateurs des dynamiques d'ampleur régionale ou globale. En couplant ces informations, on s'aperçoit que les perturbations climatiques ont bel et bien participé à la dynamique paysagère et ont influencé la dynamique anthropique, mais, à aucun moment, elles ne semblent être le seul facteur à remettre en cause les modes de vie des populations du passé.

L'exemple de la région de Tenaghi-Philippon fournit un cas probant des risques et des insuffisances d'une reconstitution paléoenvironnementale, à partir d'une séquence unique considérée comme représentative d'un ensemble régional et des interactions Sociétés-Environnement qui le façonne. Les limites de la reconstitution paléoclimatique peuvent ainsi être relevées comme l'a proposé O. Peyron et ses collaborateurs (2016). Cela pose la question du caractère propre à chaque site et de la délicate démarche de régionalisation de l'anthropisation à partir de données ponctuelles. Les travaux écologiques menés en région méditerranéenne (e.g. Ozenda, 1975 ; Quézel, 1979) soulignent comment les précipitations sont des facteurs limitants dans les espaces de plaines et de fond de vallée, tandis que les gradients de température ont une plus grande importance dans les systèmes montagnards. Par exemple, à haute altitude, les effets des températures deviennent plus prépondérants par rapport aux précipitations dans la détermination du type de couvert forestier comme nous l'avons évoqué pour la phase de reboisement du début de l'Holocène (chapitre 7). Le morcellement géographique et la variabilité contemporaine des conditions climatiques dans l'espace régional ne constituent donc pas des conditions idéales pour la modélisation climatique des données polliniques. Sans omettre le fait que les variables de précipitation et de température ne sont pas totalement indépendantes, mais interagissent à travers l'humidité disponible et la durée des saisons végétatives (Prentice et al., 1996). Elles sont donc difficilement isolables dans les modélisations (Peyron et al., 2016). De la même façon, la reconstitution de l'évolution

de la saisonnalité, facteur caractéristique du climat méditerranéen, fait l'objet de certaines limites. Bien que la durée et l'intensité de la sécheresse estivale soient des facteurs écologiques limitants pour la végétation, la reconstruction des précipitations estivales absolues est difficile puisque l'intensité et la durée de la sécheresse bioclimatique sont déterminées à la fois par la température et les précipitations (Peyron et al., 2016). De plus, dans un espace comme la Macédoine orientale où les reliefs sont suffisamment élevés pour former un étage nival régulier, deux autres éléments ajoutent à la complexité de l'efficacité hydrologique des précipitations. En saison hivernale, les apports hydrologiques d'altitude sont principalement neigeux et ne sont donc pas directement utilisables pour les espèces végétales. D'autre part, l'eau fournie par la fonte, reportée dans le temps, vient recharger les nappes phréatiques et atténue le stress hydrique de la végétation autour des zones humides. Les problèmes soulevés par la modélisation climatique holocène pourraient être partiellement résolus par une analyse fine, au préalable, de l'espace régional. Cette suggestion comprend (1) une analyse palynologique des sédiments fossiles selon une approche multiscalaire, (2) une étude de la pluie pollinique actuelle et (3) une meilleure connaissance des impacts anthropiques dans l'espace étudié.

L'impact des communautés humaines sur le paysage, bien identifié à toutes les échelles, ne se limite pas au ratio AP/NAP souvent considéré comme le premier indicateur du forçage anthropique. Dans des espaces morcelés géographiquement et aux forts contrastes altitudinaux, le type de formations végétales et leur localisation doivent être approfondis. L'emboîtement des échelles marque le fort degré de dépendance de la localisation des sondages dans la perception du forçage anthropique. Il peut en partie expliquer le décalage de plusieurs millénaires entre le développement des premières communautés d'agriculteurs et l'évolution des paysages restituée par les analyses palynologiques de l'espace balkanique (Willis, 1994 ; Denèfle et al., 2000). La comparaison des données issues de Dik4, Dik5 et FC1 avec celle de FC8, Tenaghi-Philippou et dans une moindre mesure Xe3 pour la deuxième moitié de l'Âge du Bronze, montre les limites des grands systèmes de zone humide (lac, marais) pour détecter les changements de pratiques agricoles. Les délais de plusieurs siècles voire millénaires confirment l'importance d'une approche multiscalaire pour identifier et relativiser l'extension des impacts anthropiques sur le couvert végétal. La résolution spatiale des données est aussi importante que la résolution temporelle des archives sélectionnées...

Il n'existe pas de liens directs entre un fort niveau de peuplement et une instabilité paysagère. Le prisme des pratiques socio-culturelles est au moins aussi déterminant que la connaissance quantitative d'une population. L'absence de corrélations a également été proposée par l'historien Karl Butzer dans les recherches de causes à effets pour la dégradation et l'érosion des sols du monde méditerranéen (Butzer, 2005). La multiplication des tentatives de modélisation de l'impact des processus climatique sur l'évolution de la végétation et des paysages sur le temps long (Fyfe et al., 2016) ainsi que leurs répercussions sociales (Weninger et al., 2014) ne doit pas limiter le nombre

d'investigations qui permettent d'alimenter ces modèles. En effet, le nombre de points renseignés et un élément fondamental de la qualité du modèle alors que la distinction précise des effets climatiques et anthropiques sur le processus d'évolution d'un point (par exemple une zone humide) peut fournir des données qui nourrissent les réflexions sur les dynamiques paléoclimatiques (Luterbacher et al., 2012). Il est donc primordial d'affiner les connaissances spatiales des interactions entre les sociétés et leur environnement afin de dissocier le rôle de chacun dans les changements environnementaux.

Dans cette perspective et à l'issue de ce travail, il nous semble que trois zones d'ombres demeurent :

- Tout d'abord, les massifs montagneux sont encore mal connus et n'ont livré aucun vestige d'une occupation du Néolithique Récent ni du Bronze Ancien permettant d'affirmer un « déplacement » des populations vers les montagnes à ces époques. De même, il serait intéressant de caractériser et de vérifier la prégnance des impacts du pastoralisme sur les milieux montagnards au Bronze Moyen, aux époques archaïque et byzantine notamment ;
- Le marais de Tenaghi-Philippon et ses marges sont encore vierges de découvertes archéologiques majeures, malgré son rôle stratégique dans le choix des implantations, des voies de communication, des batailles, etc. Les prospections ont pourtant montré la présence d'autres tells occupés au cours du Néolithique Récent sur ses marges (e.g. Polystylo) et des artefacts archéologiques épars ont été retrouvés sur le cône du Xéropotamos. Les données palynologiques disponibles pour la seconde moitié de l'Holocène (e.g. Greig et Turner, 1974, 1986) témoignent d'une anthropisation tardive et de la persistance d'un marais et d'une végétation arborée dominante tout au long des sept derniers millénaires ;
- Les nouvelles données recueillies pour le début de l'Holocène se limitent à celles situées aux abords de Dikili Tash. Cela restreint de fait l'approche multiscale prônée dans ce travail et mériterait donc d'être complétée par d'autres études de cas à l'échelle régionale.

Perspectives :

Cette étude a montré (1) l'intérêt des archives sédimentaires issues de zones humides au fonctionnement hydrosédimentaire hétérogène puisqu'elles sont favorables à l'étude des dynamiques climatiques et anthropiques sur le temps long ; et (2) l'importance d'associer à la pluridisciplinarité une démarche multiscale. Afin de combler certaines lacunes et de répondre aux questions qui sont apparues, quatre projets pourraient être

envisagés. Ils répondent aux besoins d'étendre chronologiquement et spatialement nos investigations.

Tout d'abord, compte tenu de la profondeur estimée des archives sédimentaires de la basse vallée du Strymon (> 40 m), de la résolution temporelle qu'elles permettent et de la très bonne conservation des palynomorphes, il serait souhaitable de prolonger son étude sur les périodes antérieures à 7000 cal BP/5050 cal BC. Pour cela, il faut envisager d'atteindre des niveaux plus profonds que les 24,50 m prélevés à FC8. Cette initiative peut permettre d'obtenir un enregistrement très précis des répercussions sur la végétation régionale de forçages climatiques du début de l'Holocène, d'échelle centennale (10200, 9200, 8200 cal BP, etc.). Cette nouvelle séquence devrait permettre d'identifier les premiers impacts anthropiques sur le paysage à l'échelle régionale. La question de l'intensification des peuplements, de leurs pratiques et de leurs conséquences sur l'environnement, aujourd'hui mieux connue à l'échelle locale ou pour les périodes les plus récentes pourraient probablement s'étendre jusqu'au Néolithique (Ancien, Moyen puis Récent).

Afin de faire écho à cette séquence fluvio-lacustre du Strymon, il serait important de créer un parallèle dans l'ancien marais de Tenaghi-Philippon. Les nombreuses études publiées à partir de carottages dans le marais et concernant l'Holocène sont très anciennes, de faible résolution temporelle et n'intègrent pas les indicateurs locaux tels que les MNPs (Wijmstra, 1969 ; Greig et Turner, 1974), ou alors se limitent à une analyse d'un évènement précis (Pross et al., 2009 ; Peyron et al., 2011 ; Schemmel et al., 2016) et ne traitent pas directement de l'anthropisation. Nous avons pu voir lors de nos travaux l'importance et les informations que les MNPs peuvent fournir en terme de processus hydrologiques comme anthropiques, or ils n'ont jamais fait l'objet de comptage jusqu'à présent dans les séquences du marais. Pour y remédier, un carottage de 7 m a été prélevé dans l'ancien marais de Tenaghi-Philippon (TP4, cf. chapitre 7) et a fait l'objet de datations C14. Désormais, il est envisagé de produire une séquence pollinique à haute résolution depuis le dernier maximum glaciaire.

Concernant la dynamique d'anthropisation, de nombreuses interrogations restent en suspens pour les époques où les sites de fond de vallée sont peu à peu délaissés. Ce constat encourage à continuer les prospections dans les massifs montagneux avoisinants pour trouver un milieu favorable à une analyse palynologique. Celle-ci permettrait d'affirmer ou d'infirmer les hypothèses concernant les déplacements de populations des zones de basse altitude proche du marais vers les versants et les espaces montagnards, en période d'insécurité (culturelle et/ou climatique), comme nous l'avons suggéré pour le Néolithique Moyen, le Chalcolithique et l'époque archaïque. Cela permettra également d'obtenir des informations sur les cortèges végétaux d'altitude qui seront alors directement comparables avec les diagrammes polliniques acquis dans le sud-ouest de la Bulgarie ou en Macédoine occidentale.

Enfin, dans le but de préciser et de mieux interpréter les résultats des séquences polliniques fossiles, il semble primordial de mieux caractériser et décrire les paysages d'aujourd'hui à l'aide de la pluie pollinique actuelle. La démarche d'étudier les spectres

polliniques contemporains afin d'affiner l'analyse des spectres permet de relativiser les interprétations sur la représentativité de certains taxons. De plus, c'est un outil intéressant pour comprendre la présence/absence de certaines espèces caractéristiques. Compte tenu du morcellement actuel des milieux biophysiques, de l'étagement altitudinal très marqué de la végétation, de la fragmentation des habitats, de la diversité des zones humides et de l'hétérogénéité des spectres polliniques rencontrés lors des premiers résultats, nous avons entrepris une approche palynologique actualiste. L'espace choisi est celui du massif du Pangée situé entre le bassin de Tenaghi-Philippon et la basse vallée du Strymon (Fig.VIII). Outre sa situation géographique singulière, directement en relation avec nos séquences fossiles¹, le Pangée revêt d'un intérêt particulier. Tout d'abord, il est considéré comme un ancien refuge floristique pour certaines espèces lors des périodes glaciaires, à l'image du hêtre (Magri et al., 2006 ; Hatziskakis et al., 2009, 2011). De plus, lors des vagues de colonisation de la région, dès la fin de l'Âge du Bronze, les ressources métallurgiques de son sous-sol étaient déjà identifiées et ont probablement donné lieu à une fréquentation et une exploitation plus intense qui a certainement eu des répercussions paysagères considérables. Enfin, la proximité du Pangée avec le littoral et les colonies grecques qui y étaient établies (Néapolis, Eion, etc.) n'a sûrement pas été sans conséquence pour les espaces forestiers qui le recouvraient. Le développement de cette méthode pour pouvoir ensuite spatialiser les données passe nécessairement par une approche statistique et modélisatrice que nous n'avons pas entreprise à ce jour. Un premier travail a fait l'objet d'une publication récente (Glais et al., 2016c) dont les données brutes sont disponibles en annexes.

Finalement cette approche de la pluie pollinique actuelle peut nous permettre non seulement d'améliorer les connaissances sur la dynamique paysagère régionale, mais également sur la dynamique des zones humides elles-mêmes, fortement affectées par la croissance de la pression anthropique.

¹ Toutes nos séquences polliniques se situent à moins de 15 km du sommet du Pangée, ce qui signifie qu'elles sont susceptibles d'enregistrer son évolution paysagère. En effet, les vents dominants lors des périodes de pollinisation (printemps, été et automne) proviennent du sud et du sud-ouest du massif et s'orientent vers les espaces présentés dans ce manuscrit.

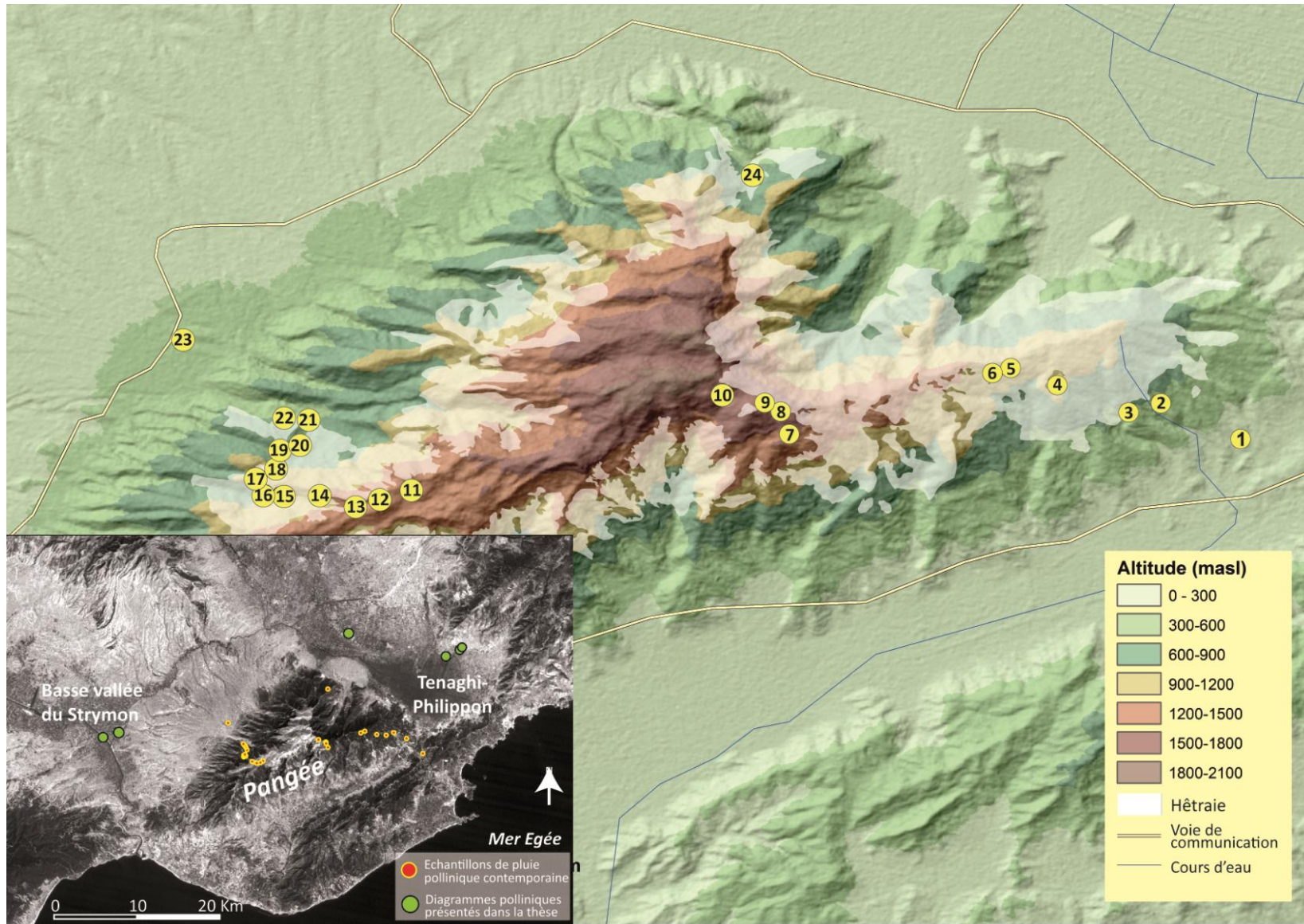


Figure VIII : Carton de localisation des 24 échantillons de surface (mousse) prélevés sur le massif du Pangée entre 200 et 1650 m d'altitude, sur les versants d'orientation sud-est et nord-ouest.

Enfin, face aux préoccupations contemporaines de définition d'un « état de référence » parfois appelé « état naturel », nous faisons écho en privilégiant, à l'instar de D. Gramond (2013) la notion « d'état historique de référence ». En effet, il serait vain de nier l'interférence des activités humaines sur les processus biogéomorphologiques. Notre rôle est donc de contribuer au travail de reconstitution de l'histoire des zones humides et de définir les temporalités et les conséquences spatiales de ces changements. Compte tenu des interactions entre hydrosystème, anthroposystème et écosystème, il semble évident que les politiques de conservation des zones humides méditerranéennes doivent prendre en considération les pratiques culturelles des populations locales tout autant que les héritages naturels et paysagers. Les découvertes et le patrimoine archéologique sont bien souvent étroitement liés à la connaissance de l'histoire et du « patrimoine naturel » des zones humides.

Références bibliographiques

A

Adams R.M., 1978. *Strategies of maximization, stability, and resilience in Mesopotamian society, settlement, and agriculture*. Proceedings of the American Philosophical Society 122, pp. 329-335.

Albrecht C., Hauffe T., Schreiber K., Wilke T., 2012. *Mollusc biodiversity in a European ancient lake system: lakes Prespa and Mikri Prespa in the Balkans*. Hydrobiologia, 682 (1), pp. 47-59.

Allée P., 2003. *Dynamiques hydrosédimentaires actuelles et holocènes dans les systèmes fluviaux de moyenne montagne (HDR)*, université de Limoges, 449 p.

Allée P., Lespez L., 2006. *De l'océanique au méditerranéen, la disparité des réponses morphosédimentaires holocènes dans les massifs anciens européens*. In Allée P., Lespez L., *L'érosion entre Société, Climat et Paléoenvironnement*. Actes de la Table Ronde en l'honneur de René Neboit-Guilhot. Coll. « Nature et Société » 3, Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 203-214.

Allen J.R.L., Dark P., 2008. *Seasonality of modern pollen and sediment deposition in an estuarine context: the Severn Estuary Levels, southwest England*. Journal of Quaternary Science, 23 (3), pp. 213-228.

Alley R.B., Ágústsdóttir A.M., 2005. *The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change*. Quaternary Science Reviews, 24(10), pp. 1123-1149.

Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., Clark P.U., 1997. *Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago*. Geology, 25(6), pp. 483-486.

Alpert P., Price C., Krichak S.O., Ziv B., Saaroni H., Osetinsky I., Barkan J., Kishcha P., 2005. *Tropical tele-connections to the*

Mediterranean climate and weather. Advances in Geosciences, 2, pp. 157-160.

Ammerman A.J., Efstratiou N., Ntinou M., Pavlopoulos K., Gabrielli R., Thomas K.D., Mannino M.A., 2008. *Finding the early Neolithic in Aegean Thrace: the use of cores*. antiquity, 82(315), pp. 139-150.

Amoros C., Petts G.E., 1993. *Hydrosystèmes fluviaux*, Paris, Masson, collection d'Écologie 24, 300p.

Amoros C., Bravard J.P., Reygrobellet J.L., Pautou G., Roux A.L., 1988. *Les concepts d'hydrosystème et de secteur fonctionnel dans l'analyse des systèmes fluviaux à l'échelle des écocomplexes*. Bulletin d'écologie 19, pp. 531-546.

Ancel J., 1930. *La Macédoine: son évolution contemporaine*. Delagrave. 352 p.

Andersen S.T., 1979. *Identification of wild grass and cereal pollen*. Danmarks Geologisk Undersogelse, Arbog (1979), pp. 69-92.

Anderson R.S., Homola R.L., Davis R.B., Jacobson Jr.G.L., 1984. *Fossil remains of the mycorrhizal fungal *Glomus fasciculatum* complex in postglacial lake sediments from Maine*. Can. J. Bot. 62, pp. 2325-2328.

Andersson A., 2009. *The HOAPS climatology—Evaluation and applications*. Ph.D. thesis, Universität Hamburg, 192p.

Andreou S., Kotsakis K., 1994. *Prehistoric rural communities in perspective: the Langadas survey project*, in : Doukelis P.N., Mendoni L.G., *Structures rurales et sociétés antiques*, Paris: Annales Littéraires de l'Université de Besançon, pp. 17-25

Andreou S., 2010. *Northern Aegean*. In: Cline E. H. *The Oxford handbook of the Bronze Age Aegean*. Oxford: Oxford University Press. pp.643-654

- Anthony E.J.**, Marriner N., Morhange C. (2014). *Human influence and the changing geomorphology of Mediterranean deltas and coasts over the last 6000 years: from progradation to destruction phase?* *Earth Science Review* 139, pp. 336–361.
- Aradhya M.**, Potter D., Gao F., Simon C.J., 2007. *Molecular phylogeny of Juglans (Juglandaceae): a biogeographic perspective.* *Tree Genetics & Genomes* 3, pp. 363–378.
- Armit I.**, Swindles G.T., Becker K., Plunkett G., Blaauw M., 2014. *Rapid climate change did not cause population collapse at the end of the European Bronze Age.* *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(48), pp. 17045–17049.
- Arnaud-Fassetta G.**, 2000. *Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône. De l'âge du bronze au siècle du nucléaire*, Grafigéo, 11, Collection mémoires et documents de l'UMR PRODIG, Paris, 229p.
- Arnaud-Fassetta G.** 2008. *La géoarchéologie fluviale.* *EchoGéo* (4), pp. 1-15.
- Arz H.W.**, Lamy F., Pätzold J., 2006. *A pronounced dry event recorded around 4.2. ka in brine sediments from the northern Red Sea.* *Quaternary Research* 66, pp. 432–41
- Atanassova J.**, 2005. *Palaeoecological setting of the western Black Sea area during the last 15 000 years.* *Holocene* 15, pp. 576–584
- Atanassova J.**, Stefanova I., 2003. *Late-glacial vegetational history of Lake Kremensko-5 in the northern Pirin Mountains, southwestern Bulgaria.* *Vegetation History and Archaeobotany*, 12(1), pp. 1-6.
- Athnasiadis N.**, 1975. *Zur postglazialen Vegetationsentwicklung von Litochoro Kateri nis und Pertouli Trika lon (Griechenla nd).* *Flora* 164, pp. 99-132.
- Athnasiadis N.**, Tonkov S., Atanassova J., Bozilova E., 2000. *Palynological study of Holocene sediments from Lake Doirani in northern Greece.* *J. Paleolimnol.* 24, pp. 331-342
- Athnasiadis N.**, Gerasimidis A., Panajotidis S., 2003. *A palynological study in the Beles Mountains, Northern Greece.* In: Tonkov S. (Ed.), *Aspects of Palynology and Palaeoecology.* Pensoft Publishers, Sofia, pp. 185-198.
- Atherden M.A.**, 2000. *Human impact on the vegetation of southern Greece and problems of palynological interpretation: a case study from Crete.* In: Halstead, P. (Ed.), *Landscape and Land Use in Postglacial Greece.* Sheffield Studies in Aegean Archaeology, Sheffield, pp. 28-37.
- Atherden M.**, Hall J., Wright J.C., 1993. *A pollen diagram from the northeast Peloponnese, Greece: implications for vegetation history and archaeology.* *The Holocene*, 3(4), pp.351-356.
- Atherden M.A.**, Hall J.A., Dunn A., 2000. *Palynological Evidence from the Strymon Delta, Macedonia, Greece.* *People as an agent of environmental change*, 16, 2 , pp. 6-19.
- Atherden M.A.**, Hall J.A., 1994. *Holocene pollen diagrams from Greece.* *Historical Biology* 9, pp. 117-130.
- Aufgebauer A.**, Panagiotopoulos K., Wagner B., Schaebitz F., Viehberg F. A., Vogel H., Zanchetta G., Sulpizio R., Leng M.J., Damaschke M., 2012. *Climate and environmental change in the Balkans over the last 17 ka recorded in sediments from Lake Prespa (Albania/FYR of Macedonia/Greece).* *Quaternary International*, 274, pp.122-135.
- Avramidis P.**, Iliopoulos G., Panagiotaras D., Papoulis D., Lambropoulou P., Kontopoulos N., Siavalas G., Christanis K., 2014. *Tracking Mid-to Late Holocene depositional environments by applying sedimentological, palaeontological and geochemical proxies, Amvrakikos coastal lagoon sediments, Western Greece, Mediterranean Sea.* *Quaternary International*, 332, pp.19-36.

B

- Bailey R.W.**, 1941. *Climate and man; climate and settlement of the Arid Region*, US Department of Agriculture, 1225p.
- Bailey D.W.**, 2000. *Balkan Prehistory: Exclusion, Incorporation and Identity*. London, New York, Routledge, 353p.
- Bailey G.N.**, King G.C.P., Sturdy D.A., 1993. *Active tectonics and land-use strategies: a Palaeolithic example from northwest Greece* *Antiquity* 67, pp. 292–312.
- Bakker R.**, van Smeerdijk D.G., 1982. A palaeoecological study of a Late Holocene section from 'Het Ilperweld' W. Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology* 36, pp. 95–163.
- Barber D.C.**, Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A.E., Andrews J.T., Kerwin M.W., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M.D, Gagnon J.-M., 1999. *Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes*. *Nature* 400, pp. 344–348.
- Barbero M.**, Quézel P., 1976. *Les groupements forestiers de Grèce centro-méridionale*. Faculté des sciences et techniques de St Jérôme. *Ecologie Méditerranéenne* 2 : pp.3-86.
- Barbero M.**, Quezel P., 1983. *La végétation de la Grèce et l'action de l'homme*. *Méditerranée*, 48 (2), pp. 65-71.
- Barbier D.**, Burnouf J., Visset L., 2001. *Les diagrammes société/végétation: un outil de dialogue interdisciplinaire pour la compréhension des interactions homme/milieu*. *Quaternaire*, 12 (1-2), pp. 103-108.
- Barnston A.G.**, Livezey R.E., 1987. *Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns*. *Monthly weather review*, 115(6), pp.1083-1126.
- Bar-Matthews M.**, Ayalon A., 2011. *Mid-Holocene climate variations revealed by high resolution speleothem records from Soreq Cave, Israel and their correlations with cultural changes, Holocene*, 21, pp. 163–172.
- Bar-Matthews M.**, Ayalon A., Matthews A., Halicz L., Sass E., 1993. *The Soreq Cave speleothems as indicators of paleoclimate variations*. *Isr. Geol. Surv. Curr. Res.* 8, pp. 1-3.
- 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*. *Quat. Res.* 47, pp. 155-168.
- Bar-Matthews M.**, Ayalon A., Kaufman A., 1998. *Middle to Late Holocene (6500 yr period) paleoclimate in the eastern Mediterranean region from stable isotopic composition of speleothems from Soreq Cave, Israel*, in: *Environment and society in times of climate change*, edited by: Issar, A. and Brown, N., Dordrecht, Kluwer Academic, pp. 203-214.
- Bar-Matthews M.**, Ayalon A., Kaufman A., Wasserburg G.J., 1999. *The Eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: Soreq Cave, Israel*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 166, pp.85-95.
- Bar-Matthews M.**, Ayalon A., Kaufman A., 2000. *Timing and hydrological conditions Sapropel events in the Eastern Mediterranean, as evident from speleothems, Soreq cave, Israel*. *Chemical Geology* 169, pp. 145-156.
- Bar-Matthews M.**, Ayalon A., Gilmour M., Matthews A., Hawkesworth C.J., 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, pp. 3181-3199.
- Bar-Yosef O.**, 2006. *L'impact des changements climatiques du Dryas Récent et de l'Holocène inférieur sur les sociétés de chasseurs-cueilleurs et d'agriculteurs au Proche-Orient*. In: Bard E., *L'Homme face au climat*. O. Jacob, Paris, pp. 283-301.

- Bar-Yosef O.,** Meadow R.H., 1995. *The origins of agriculture in the Near East. Last hunters, first farmers: New perspectives on the prehistoric transition to agriculture*, pp. 39-94.
- Barry R.,** Chorley R.J., 1998. *Atmosphere, weather and climate*. Routedledge Press, London/New York. Septième édition, 410p.
- Baumgarten H.,** Wonik T., Tanner D.C., Francke A., Wagner B., Zanchetta G., Sulpizio R., Giaccio B., Nomade S., 2015. *Age-depth model of the past 630 kyr for Lake Ohrid (FYROM/Albania) based on cyclostratigraphic analysis of downhole gamma ray data*, Biogeosciences, 12, pp. 7453–7465,
- Beach T.P.,** Luzzadder-Beach S., 2008. *Geoarchaeology and aggradation around Kinet Höyük, an archaeological mound in the Eastern Mediterranean, Turkey*, Geomorphology, 101, pp. 416-428.
- Beaudouin C.,** Suc J.P., Escarguel G., Arnaud M., Charmasson S., 2007. *The significance of pollen signal in present-day marine terrigenous sediments: The example of the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea)*. Geobios, 40, pp. 159-172.
- Beck C.,** Luginbühl Y., Muxart T., 2006. *Temps et espaces des crises de l'environnement: Sociétés et ressources renouvelables*. Editions Quae, 412 p.
- Behre K.E.,** 1981. *The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams*. Pollen et Spores, 23, pp. 225-245.
- Behre K.E.,** 1986. *Anthropogenic indicators in pollen diagrams*, A.A. Balkema, Rotterdam.
- Behre K.E.,** 1988. *The role of man in Europe vegetation history*. En Huntley, B. & Webb, T. (eds.): *Vegetation History*, . Kluwer Academic Publications, Dordrecht. pp. 633-672
- Bell A.,** 1983. *Dung Fungi. An Illustrated Guide to the Coprophilous Fungi in New Zealand*. Victoria University Press, Wellington, 88pp.
- Bellier R.C.,** Bondoux Cheynet J.C., Geyer B., Grémois J.P., Kravari V., 1986. *Paysages de Macédoine*. Travaux et mémoires du Centre de Recherche d'Histoire et de Civilisation de Byzance du Collège de France Monographies 3. De Boccard, Paris, 316 p.
- Belmecheri S.,** Namiotko T., Robert C., von Grafenstein U., Danielopol D.L., 2009. *Climate controlled ostracod preservation in lake Ohrid (Albania, Macedonia)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 277(3), pp. 236-245.
- Belmecheri S.,** von Grafenstein U., Andersen N., Eymard-Bordon A., Régnier D., Grenier C., Lézine A. M., 2010. *Ostracod-based isotope record from Lake Ohrid (Balkan Peninsula) over the last 140 ka*. Quaternary Science Reviews, 29(27), pp. 3894-3904.
- Bender B.,** 1978. *Gatherer-hunter to farmer: a social perspective*. World Archaeology, 10 (2), pp. 204-222.
- Bengtsson L.,** Enell M., 1986. *Chemical analysis. Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*, pp. 423-451.
- Benito G.,** Sánchez-Moya Y., Sopena A., 2003. *Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River*. Sedimentary Geology 157(1-2), pp. 107-132.
- Benito G.,** Macklin M.G., Zielhofer C., Jones A.F., Machado M.J., 2015. *Holocene flooding and climate change in the Mediterranean*. Catena, 130, pp.13-33.
- Bennett K.D.,** Buck C.E., 2016. *Interpretation of lake sediment accumulation rates*. The Holocene, 26 (7), pp. 1092-1102.
- Bennett K.D.,** Tzedakis P.C., Willis K.J., 1991. *Quaternary refugia of north European trees*. Journal of Biogeography 18, pp. 103-115.
- Berger A.,** Loutre M.F., 1991. *Insolation values for the climate of the last 10 million years*. Quaternary Science Reviews 10, pp.297–317.

- Berger J.F.**, 1996. *Le cadre paléogéographique des occupations du bassin valdainais (Drôme) à l'Holocène*. Thèse archéologie et environnement, Université Paris I, 325 p.
- Berger J.F.**, 2015. *Approche socio-environnementale du Néolithique à l'Anthropocène: quelques études intégrées de la vallée du Rhône aux milieux nord Méditerranéens*, Habilitation à Diriger des Recherches, Spécialité: Géographie physique, Université Lyon 2, 780 pp.
- Berger J.F.**, Brochier J.L., Bravard J.P., 2000. *La géoarchéologie en France : Définition et champs d'application*. *Nouvelles de l'archéologie* 81, pp. 37-47.
- Berger J.F.**, Guilaine J., 2009. *The 8200calBP abrupt environmental change and the Neolithic transition: a Mediterranean perspective*. *Quaternary International* 200 (1), pp. 31-49.
- Berger J.F.**, Lespez L., Kuzucuoğlu C., Glais A., Hourani F., Barra A., Guilaine J., 2016. *Interactions between climate change and human activities during the early to mid-Holocene in the eastern Mediterranean basins*. *Climate of the Past*, 12(9), pp. 1847-1877
- Berglund B.E.**, 1969. *Vegetation and human influence in South Scandinavia during prehistoric time*, *Oikos Supplement*, 12, pp.9-28.
- Berglund B.E.**, 1985. *Early agriculture in Scandinavia: Research problems related to pollen-analytical studies*. *Norwegian Archaeological Review*, 18 (1-2), pp. 77-90.
- Berglund B.**, 2003. *Human impact and climate changes - synchronous events and a causal link?* *Quaternary International* 105, pp. 7-12.
- Bergmeier E.**, Dimopoulos P., 2001. *Fagus sylvatica forest vegetation in Greece: Syntaxonomy and gradient analysis*. *J. Veg. Sci.* 12, pp. 109-126.
- Bergmeier E.**, Dimopoulos P., 2008. *Identifying plant communities of thermophilous deciduous forest in Greece: Species composition, distribution, ecology and syntaxonomy*. *Plant Biosyst.* 142, pp. 228-254.
- Bertrand G.**, 1968. *Paysage et géographie physique globale*. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 93 (3), pp. 249-272.
- Bertrand C.**, Bertrand G., 2002. *Une géographie traversière : l'environnement à travers territoires et temporalités*. Editions Arguments, Paris, 311p.
- Beug H.J.**, 1961. *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. Gustav Fisher Verlag, Stuttgart, 63 p.
- Beug H.J.**, 1962. *Pollen analytical arguments for plant migrations in South Europe*, *Pollen et Spores* 4, pp. 333-334
- Beug H.J.**, 1964. *Untersuchungen zur spat- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Gardaseegebiet unter besonderer Berttchsichtigung der mediterranen Arten*, *Flora* 154, pp. 401-444.
- Beug H.J.**, 2004. *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. Friedrich Pfeil: Dr. München.
- Binford L.**, 1977. *Historical archaeology: is it historical or archaeological?* *Historical Archaeology and the Importance of Material Things*, pp. 13-22.
- Binford L. R.**, 1983. *Working at archaeology*, 463p.
- Bintliff J.**, 1976. *The plain of western Macedonia and the Neolithic site of Nea Nikomedeia*. In *Proceedings of the Prehistoric Society*, Cambridge University Press. Vol. 42, pp. 241-262
- Bintliff J.L.**, 1977 *Natural Environment and Human Settlement in Prehistoric Greece*. *BAR Supplementary Series* 28(i,ii). Oxford: B.A.R. Part I. 715 p.
- Bintliff J.**, 1992 *Erosion in the mediterranean lands: a reconsideration of pattern, process and methodology*. In *Past and present soil erosion* (ed. M. Bell, J. Boarsman), Oxbow books, pp. 125-131.

- Bintliff J.**, 2000. *Landscape change in Classical Greece: A review*. *Geo-archaeology of the landscapes of classical antiquity*, Gant, pp. 49-70.
- Bintliff J.**, 2002. *Time, process and catastrophism in the study of Mediterranean alluvial history: a review*. *World archaeology* **33**(3), pp. 417-435.
- Birks H.J.B.**, 1995. *Quantitative palaeoenvironmental reconstructions*. In Maddy D, Brew J.S., *Statistical Modeling of Quaternary Science Data* Technical Guide 5. Quaternary Research Association: Cambridge, pp.161- 254.
- Birks H.J.B.**, 2003. *Quantitative palaeoenvironmental reconstructions from Holocene biological data*. In Mackay A., Battarbee R.W., Birks H J.B., Oldfield F.: *Global Change in the Holocene*: Arnold, London, pp. 107-123.
- Björck S.**, Walker M.J.C., Cwynar L.C., Johnsen S., Knudsen S., Lowe J.J., Wohlfarth B., 1998. *An event stratigraphy for the last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group*, *Journal of Quaternary Science*, **13**, pp. 283–292.
- Bjune A.E.**, Birks H.J.B., 2008. *Holocene vegetation dynamics and inferred climate changes at Svanøavatnet*, Mo i Rana, northern Norway, *Boreas*, **37**, pp. 146-156.
- Blaauw M.**, 2010. *Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences*. *Quaternary geochronology*, **5**(5), pp. 512-518.
- Black R.**, Adger W.N., Arnell N.W., Dercon S., Geddes A., Thomas D.S.G., 2011. *The effect of environmental change on human migration*. *Global Environmental Changes*, **21**, pp. S3-S11.
- Blott S.J.**, Pye K., 2006. *Particle size distribution analysis of sand-sized particles by laser diffraction: an experimental investigation of instrument sensitivity and the effects of particle shape*, *Sedimentology*, vol. **53**, n°3, pp. 671-685.
- Bocquet-Appel J.P.**, Naji S., Vander Linden M., Kozłowski J.K., 2009. *Detection of diffusion and contact zones of early farming in Europe from the space-time distribution of 14C dates*. *Journal of Archaeological Science*, **36** (3), pp.807-820.
- Bogaard A.**, Fraser R., Heaton T.H.E., Wallace M., Vaiglova P., Charles M., Jones G., Evershed, R.P., Styring A.K., Andersen N.H., Arbogast R.M., Bartosiewicz L., Gardeisen A., Kanstrup M., Maier U., Marinova E., Ninov L., Schafer M., Stephan E., 2013. *Crop manuring and intensive land management by Europe's first farmers*. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **110** (31), pp. 12589-12594.
- Bond G.**, Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G., 1997. *A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates*. *Science* **278**, pp. 1257-1266.
- Bond G.**, Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Bonani G., 2001. *Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene*. *Science* **294**, pp. 2130-2136
- Bonsall C.**, Macklin M., Payton R., Boroneanț A., 2002. *Climate, floods and river gods: environmental change and the Meso–Neolithic transition in southeast Europe*. *Before Farming*, **2002** (3-4), pp. 1-15.
- Bonsall C.**, Macklin M.G., Boroneanț A., Pickard C., Bartosiewicz L., Cook G.T., Higham, T.F.G., 2015. *Holocene climate change and prehistoric settlement in the lower Danube valley*. *Quaternary International*, **378**, pp. 14-21.
- Bordon A.**, Peyron O., Lezine A.M., Brewer S., Fouache E., 2009. *Pollen-inferred Late-Glacial and Holocene climate in southern Balkans (Lake Maliq)*. *Quaternary International*, **200**, pp. 19-30.
- Bottema S.**, 1967. in Higgs et al, *The climate, environment and industries of Stone Age Greece*, Part I I I , *Proceedings of the Prehistoric Society* **XXX**, pp. 26-29.

- Bottema S.**, 1974. *Late Quaternary vegetation history of northwestern Greece*. Ph.D. Dissertation. University of Groningen, Groningen, The Netherlands, 311p.
- Bottema S.**, 1975. *The interpretation of pollen spectra from prehistoric settlements (with special attention to Liguliflorae)*. *Palaeohistoria*, 17 (1).
- Bottema S.**, 1979. *Pollen analytical investigations in Thessaly (Greece)*. *Palaeohistoria XXI*, pp. 19-40.
- Bottema S.**, 1980. On the history of the walnut (*Juglans regia* L.) in southeastern Europe. *Acta Bot Neerlandica* 29, pp. 343-349.
- Bottema S.**, 1982. *Palynological investigations in Greece with special reference to pollen as an indicator of human activity*. *Paleohistoria*, 24, pp. 257-289.
- Bottema S.**, Woldring H., 1990. *Anthropogenic indicators in the pollen record 19 of the Eastern Mediterranean*. In *Man's Role in the Shaping of the Eastern Mediterranean Landscape: Proceedings of the Symposium on the Impact of Ancient Man on the Landscape of the E Med Region & the Near East*: Groningen, March 1989 CRC Press., 231 p.
- Bottema S.**, 1992. *Prehistoric cereal gathering and farming in the Near East: the pollen evidence*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 73(1), pp. 21-33.
- Bottema S.**, 1995. *The younger Dryas in the eastern Mediterranean*. *Quaternary Science Reviews*, 14(9), pp. 883-891.
- Bottema S.**, Woldring H., 1984. *Late Quaternary vegetation and climate of southwestern Turkey II*, *Palaeohistoria*, 26, pp. 123-149
- Bottema S.**, Woldring H., 1990. *Anthropogenic indicators in the pollen record of the Eastern Mediterranean*. In: Bottema S, Entjes-Nieborg G, Zeist W van (eds) *Man's role in the shaping of the Eastern Mediterranean landscape*. Balkema, Rotterdam, pp. 231-264
- Bottema S.**, Woldring H., Aytug B., 1993. *Late Quaternary vegetation history of northern Turkey*. *Palaeohistoria*, 35, pp. 13-72.
- Bottema S.**, Sarpaki A., 2003. *Environmental change in Crete: a 9000-year record of Holocene vegetation history and the effect of the Santorini eruption*. *The Holocene* 13 (5), pp. 733-749.
- Bousquet B.**, 1974. *La Grèce occidentale : interprétation géomorphologique de l'Épire, de l'Arcadie et des îles ionniennes*. Thèse d'Etat, université de Paris IV, 585p.
- Bousquet B.**, Dufaure J.J., Péchoux P.Y., 1983. *Temps historiques et évolution des paysages égéens*. *Méditerranée*, 48(2), pp. 3-25.
- Bower M.**, 1992. *Cereal pollen dispersal: a pilot study*. *Cambridge Archaeological Journal* 2 (02), pp. 236-241.
- Bower M.A.** 1998. *A critical path to the characterization of agriculture through the pollen of cereals*. PhD Thesis, University of Cambridge, Cambridge.
- Boyadziev Y.** 1995, *Chronology of prehistoric cultures in Bulgaria*, in: D.W. Bailey, I. Panayotov, *Prehistoric Bulgaria*, Wisconsin, pp. 149-191.
- Boyadziev J.** 1998, *Radiocarbon dating from Southeastern Europe and the Cultural Processes during the Fourth millennium B.C.*, in M. Stefanovich, H. Todorova, H. Hauptmann, *James Harvey Gaul In Memoriam*, In the Steps of James Harvey Gaul vol. 1, Sofia, pp. 349-370.
- Boyer P.**, Roberts N., Baird D., 2006. *Holocene environment and settlement on the Çarşamba alluvial fan, south-central Turkey: Integrating geoarchaeology and archaeological field survey*. *Geoarchaeology*, 21 (7), pp. 675-698.
- Bozhkova A.**, Delev P., 2002. *Koprivlen vol 1: Rescue archaeological investigations along the Gotse Delchev—Drama Road 1998–1999*. NOUS Publishers, Sofia.

- Bozilova E., Ivanov I., 1985.** *Paleoenvironment in the area of the Varna Lake during Eneolithic and Bronze Age on the basis of palynological, paleoethnobotanical and archaeological evidence (in Bulgarian).* Bull Musee Nat Varna 21, pp. 43-78.
- Bozilova E., Tonkov S., 1990.** *The impact of Man on the natural vegetation in Bulgaria from the Neolithic to the Middle Ages.* In: Bottema S., Entjes-Nieborg G., van Zeist W., Man's role in the shaping of the Eastern Mediterranean landscape. Rotterdam: Balkema, pp. 327-332.
- Bozilova E., Beug H.J., 1992.** *On the Holocene history of vegetation in SE Bulgaria (Lake Arkutino, Ropotamo region).* Vegetation history and Archaeobotany, 1(1), pp. 19-32.
- Bozilova E., Beug H.J., 1994.** *Studies on the vegetation history of Lake Varna region, northern Black Sea coastal area of Bulgaria.* Vegetation History Archaeobotany 3, pp. 143-154
- Bozilova E., Tonkov S., 2000.** *Pollen from Lake Sedmo Rilsko reveals southeast European postglacial vegetation in the highest mountain area of the Balkans.* New Phytol. 148, pp. 315-325.
- Bozilova E., Tonkov S., Pavlova D., 1990.** *Pollen and plant macrofossil analyses of the Lake Suho Ezero in the South Rila mountains.* Ann. Univ. Sofia, Fac Biol. 80 (2), pp. 4857.
- Bozilova E., Tonkov S., Marinova E., Jungner H., 2002.** *Pollen and plant macrofossil analyses of Late Holocene sediments from Lake Panichishte in Northwestern Rila Mountains.* Razprave IV XLIII-2. Razreda SAZU, Ljubljana, pp. 37-51.
- Bozilova E., Lazarova M., Tonkov S., 2011.** *The postglacial vegetation history of the Western Rhodopes Mountains.* In: Beron P., *Biodiversity of Bulgaria. Biodiversity of Western Rhodopes (Bulgaria and Greece) II*, vol. 4. Pensoft, Sofia, pp. 11-19.
- Branch N.P., Canti M.G., Clark P., Turney C.S.M., 2005.** *Environmental Archaeology : Theoretical and Practical Approaches*, Edward Arnold, London, 236 p.
- Braudel F., 1949.** *La Méditerranée et le monde méditerranéen à l'époque de Philippe II*, Paris, Armand Colin, 1160p.
- Brauer A., Endres C., Günter C., Litt T., Stebich M., Negendank J.F.W., 1999.** *High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany, Data archived at the World Data Center for Paleoclimatology, Boulder, Colorado, USA, Quaternary Science Review, 18, pp. 321-329.*
- Bravard J.P., 1983.** *Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône.* Revue de géographie alpine 71 (4), pp. 363-379.
- Bravard J.-P., 1998.** *Le temps et l'espace dans les systèmes fluviaux, deux dimensions spécifiques de l'approche géomorphologique.* Annales De Géographie 107 (559), pp. 3-15.
- Bravard J.P., 2002.** *Les paléoenvironnements fluviaux et lacustres depuis 15000 ans. Conclusions méthodologiques et perspectives.* In: Bravard J.P., Magny M., *Les fleuves ont une histoire, paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans.* Errance, Paris, pp. 303-312.
- Bravard J.P., 2006.** *Temps et espaces des crises de l'environnement,* In: Beck C., Luginbühl Y., Muxart T., Elsevier, Paris, pp.149-155
- Bravard J.P., Petit, F., 1997.** *Les cours d'eau : Dynamique du système fluvial.* Librairie A. Colin, 222p.
- Bravard J.P., Peiry J.L., 1999.** *The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum.* In *Floodplains: interdisciplinary approaches*, Marrott S.B. and Alexander J., 163: Geological Society Special Publication. London, pp. 259-268.
- Bravard J.P., Salvador P.G., 2009.** *Géoarchéologie des plaines alluviales.* In *La géologie : Les sciences de la Terre appliquées à l'archéologie*, Errance, Archéologiques. Paris, pp. 91-126.

- Bravard J.P.**, Amoros C., Jacquet C., 1986. *Reconstitution de l'environnement des sites archéologiques fluviaux par une méthode interdisciplinaire associant la géomorphologie, la zoologie et l'écologie*. *Revue d'Archéométrie* 10, pp. 43-55.
- Bravard J.P.**, Cammas C., Nehlig P., Poupet P., Salvador P.G., Wattez J., 2009. *La géologie : les sciences de la Terre appliquées à l'archéologie*, Paris, Editions Errance, Archéologiques. 238 p.
- Bray J.R.**, 1971. *Solar-climate relationships in the post-Pleistocene*. *Science* 171, pp. 1242-1243.
- Bray J.R.**, 1972. *Cyclic temperature oscillations from 0–20,300 yr BP*. *Nature* 237, pp. 277–279.
- Brayshaw D.J.**, Rambeau C.M., Smith S.J., 2011. *Changes in Mediterranean climate during the Holocene: Insights from global and regional climate modelling*. *The Holocene*, 21(1), pp. 15-31.
- Brierley G.**, Fryirs K., Jain V., 2006. *Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications*, *Area*, vol. 38, No.2, pp. 165-174.
- Brisset E.**, Miramont C., Guiter F., Anthony E.J., Tachikawa K., Poulenard J., Arnaud F., Delhon C., Meunier J.D., Bard E., Sumera F., 2013. *Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake*. *Holocene* 23, pp.1863-1874
- Bronk Ramsey C.**, 2013. *OxCal 4.2. Web Interface Build*, number: 80. Last Updated: 24/5/2014.
- Broussoulis J.**, Yiakkoupi P., Arapoyiannis E., Anastasiadis J., 1991. *The Drama lignite deposit: Geological study*. IGME Internal rep., Athens, 81 p.
- Brown A.G.**, 1997. *Alluvial geoarchaeology: floodplain archaeology and environmental change*. Cambridge University Press, 404 p.
- Brown A.G.**, 2008. *Geoarchaeology, the four dimensional (4D) fluvial matrix and climatic causality*. *Geomorphology* 101, pp. 278–297.
- Brown A.G.**, Carpenter R.G., Walling D.E., 2007. *Monitoring fluvial pollen transport, its relationship to catchment vegetation and implications for palaeoenvironmental studies*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 147, pp. 60-76.
- Brown A.G.**, Tooth S., Chiverrell R.C., Rose J., Thomas D.S., Wainwright J., Bullard J.E., Thorndycraft V.R., Aalto R., Downs P., 2013. *The Anthropocene: is there a geomorphological case ?*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38 (4), pp. 431-434.
- Brückner H.**, 2005. *Holocene shoreline displacements and their consequences for human societies: the example of Ephesus in western Turkey*. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplement 137, pp. 11–22.
- Brückner H.**, Kelterbaum D., Marunchak O., Porotov A., Vott A., 2010. *The Holocene sea level story since 7500 BP e Lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas*. *Quaternary International*. 225(2), pp. 160-179.
- Brugiapaglia E.**, de Beaulieu J.L., Guiter F., Joannin S., Magny M., Peyron O., Didier J., Stock A., Zanchetta G., 2013. *Late Glacial and Holocene bioclimatic reconstruction in southern Italy: the Trifoglietti Lake*. *Annali di Botanica*, 3, pp. 183-190.
- Brun C.**, 2001. *Anthropogenic indicators in pollen diagrams in eastern France: a critical review*. *Vegetation History and Archaeobotany*, 20 (2): 135-142.
- Brun C.**, 2007. *Archéophytes et néophytes. Pour une nouvelle détermination des marqueurs polliniques de l'anthropisation. Le cas des milieux cultivés et rudéraux de Franche-Comté* (Doctoral dissertation, Université de Franche-Comté), 414 p.
- Bruneton H.**, Provensal M, Devillers B., 2002. *Relations entre paléohydrologie et morphogénèse*

holocènes des petits et moyens bassin-versants en basse Provence et Languedoc oriental. Les fleuves ont une histoire : paleo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans. In: Bravard J.P., Magny M. *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Paris: Errance, pp. 259-267.

Bryant Jr V.M., Hall S.A., 1993. *Archaeological palynology in the United States: a critique*. *American Antiquity*, pp. 277-286.

Budd, C., Lillie, M., Alpaslan-Roodenberg, S., Karul, N., Pinhasi, R., 2013. Stable isotope analysis of Neolithic and Chalcolithic populations from Aktopraklık, northern Anatolia. *Journal of Archaeological Science*, 40(2), pp. 860-867.

Budja M., 2007. *The 8200 calBP 'climate event' and the process of neolithisation in south-eastern Europe*. *Doc. Praehist.* XXXIV, pp. 191-201.

Bui-Thi M., 2003. *Les tumulus de Milharenque, nécropole de la Coustalade, à Avezac-Prat-Lahitte (Hautes Pyrénées). Les données palynologiques*. *Archéologie des Pyrénées occidentales et des Landes* 22, pp. 177-179.

Bullock P., Fedoroff N., Jongerius A., Stoops G., Tursina T., Babel U., 1985. *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publications, Albrighton, Wolverhampton, U.K., 152p.

Büntgen U., Tegel W., Nicolussi K., McCormick M., Frank D., Trouet V., Kaplan J.O., Herzig F., Heussner K.U., Wanner H., Luterbacher J., Esper J., 2011. 2500 years of European climate variability and human susceptibility. *Science* 331, pp. 578-582.

Burjachs F., López Sáez J.A., Iriarte, M.J., 2003. *Metodología Arqueopalinológica*. In: *La recogida de muestras en Arqueobotánica: objetivos y propuestas metodológicas. La gestión de los recursos vegetales y la transformación del paleopaisaje en el Mediterráneo occidental*, R. Buxó, R. Piqué, Museu d'Arqueologia de Catalunya, Barcelona, pp. 11-18.

Burnouf J., Carcaud N., Cubizolle H., Garcin M., Trément F., Visset L., 2003. *Interactions*

sociétés / milieux dans le bassin versant de la Loire depuis le Tardiglaciaire jusqu'à la période industrielle. In : Muxart, T. (Ed.) : *Des milieux et des hommes : fragments d'histoires croisées*. Elsevier, Paris, pp. 65-77.

Burnouf J., 2014. *Historiographie, attendus épistémologiques et concepts de la géoarchéologie*, in Carcaud et Arnaud-Fassetta (eds.), *La géoarchéologie française au XXI^e siècle*, pp. 9-12.

Butzer K.W., 1982. *Archaeology as human ecology: method and theory for a contextual approach*. Cambridge University Press, 367p.

Butzer K.W., 2005. *Environmental history in the Mediterranean world: cross-disciplinary investigation of cause-and-effect for degradation and soil erosion*. *Journal of Archaeological Science*, 32(12), pp. 1773-1800.

Butzer K.W., 2012. *Collapse, environment, and society*. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, pp. 3632-3639.

Buurman J., Van Geel B., Van Reenen G.B.A., 1995. *Palaeoecological investigations of a Late Bronze Age watering-place at Bovenkarspel, the Netherlands*. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*. pp. 249-270.

Byrd B.F., 2005. *Reassessing the emergence of village life in the Near East*. *Journal of Archaeological Research* 13 (3), pp. 231-290.

C

Caine N., 1974. *The geomorphic processes of the alpine environment*, in: J.D. Ives, R.G. Barry, *Arctic and Alpine environment*, London, Methuen, pp. 721-748.

Calcote R., 1995. *Pollen Source Area and Pollen Productivity: Evidence from Forest Hollows*. *Journal of Ecology*, 83 (4), pp. 591-602.

Calò C., Henne P.D., Curry B., Magny M., Vescovi E., La Mantia T., Pasta S., Vannièrè B., Tinner W., 2012. *Spatio-temporal patterns of Holocene environmental change in southern Sicily*.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 323, pp. 110-122.

Cambon G., Suc J.P., Aloisi J.C., Giresse P., Monaco A., Touzani A., Duzer D., Ferrier J., 1997. *Modern pollen deposition in the Rhône delta area (lagoonal and marine sediments), France*. Grana, 36, pp. 105-113.

Campbell I.D., 1999. *Quaternary pollen taphonomy: examples of differential redeposition and differential preservation*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 149, pp. 245-256.

Campy M., Macaire J.J., 2003. *Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux* (2ème ed.). Dunod, Paris, 440p.

Cappers R.T.J., 2008. *Plant remains from the Late Neolithic and Early Chalcolithic levels*. In J. Roodenberg & S. Alpaslan Roodenberg, *Life and death in a Prehistoric settlement in northwest Anatolia: The Ilipinar excavations*. vol. 3,). Leiden: Nederlands Instituut voor het Nabije Oosten, pp. 117-148

Carcaud N., 2004. *D'espace et de temps : un itinéraire de recherche et d'enseignement sur les anthroposystèmes fluviaux*. Dossier d'habilitation à diriger des recherches, Université d'Angers, 2016p.

Carcaud N., Arnaud-Fassetta G., 2014. *La géoarchéologie française au XXIe siècle*, CNRS éditions, 622 p.

Carozza J.M., 2012. *Les sociétés du passé face aux crises environnementales : une approche géoarchéologique et géomorphologique*, Thèse d'Habilitation à Diriger des Recherches, Paris-Diderot (Paris 7), 266 p.

Carozza L., Berge J.F., Burens A., Marcigny C., 2015. *Society and environment in Southern France from the 3rd millennium BC to the beginning of the 2nd millennium BC: 2200 BC a tipping point?* Conference paper, Halle 2015, pp. 335-363.

Carrión J.S., 1992. *Late quaternary pollen sequence from Carihuela Cave, southern Spain*. Review of Palaeobotany and Palynology, 71 (1-4), pp. 37-77.

Carrión J.S., 2002. *Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe*, Quaternary Science Review, 21, pp. 2047-2066.

Carrión J.S., Navarro C., 2002. *Cryptogam spores and other non-pollen microfossils as sources of palaeoecological information: case-studies from Spain*. Annales Botanic Fennici 39, pp. 1-14.

Carrión J.S., Munuera M., Navarro C., Burjachs F., Dupré M., Walker M. J., 1999. *The palaeoecological potential of pollen records in caves: the case of Mediterranean Spain*. Quaternary Science Reviews, 18(8), pp. 1061-1073.

Carrión J.S., Munuera M., Dupré M., Andrade A., 2001. *Abrupt vegetation changes in the Segura Mountains of southern Spain throughout the Holocene*. Journal of Ecology, 89 (5), pp. 783-797.

Cassou C., 2004. *Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord-atlantique*. Météorologie, (45), pp. 21-32.

Cassou C., 2008. *Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation*. Nature, 455, pp. 523-527

Catsadorakis G., 1995, *The texts of the Information Centre of Prespa* (in Greek), The Society for the Protection of Prespa, Aghios Germanos Prespa, 125p.

Catsadorakis G., Malakou M., 1997. *Conservation and management issues of Prespa National Park* in: A.J. Crivelli, G. Catsadorakis, *Lake Prespa, Northwestern Greece, A unique Balkan Wetland*, at Hydrobiologia 351, Kluwer Academic Publishers, Belgium, pp. 175-196.

Chabrol A., Apostolopoulos G., Pavlopoulos K., Fouache E., 2012. *The Holocene evolution of the Kalamas delta (northwestern Greece) derived*

from geophysical and sedimentological survey. *Géomorphologie*, (1), pp. 45-58.

Chalkioti A., 2016. *Reconstructing the coastal configuration of Lemnos Island (Northeast Aegean Sea, Greece) since the Last Glacial Maximum*. In Ghilardi M. *Géoarologie des îles de Méditerranée*. Geomedislands, pp. 109-118

Chambers F.M., van Geel B., van der Linden M., 2011. *Considerations for the preparation of peat samples for palynology, and for the counting of pollen and non-pollen palynomorphs*. *Mires and Peat* 7 (11), pp. 1-14

Chappellaz J., Blunier T., Raynaud D., Barnola J.M., Schwander J., Stauffer B., 1993. *Synchronous changes in atmospheric CH₄ and Greenland climate between 40 and 8 kyr B.P.* *Nature* 366, pp. 443-445.

Chapman J.C., 1989. *The early Balkan village*. In: S. Bokonyi, *Neolithic of Southeastern Europe and its Near Eastern Connections*. *Varia Archaeologica Hungarica* 2 (Budapest 1989) pp. 33-53.

Chapman J., 1991. *The early Balkan village*. In: O. Grøn, E. Engelstad, I. Lindblom, *Social space. Human spatial behaviour in dwellings and settlements* (Odense 1991), pp. 79-99.

Chatzipanagis I., Evangelou E.S., 1992. *Geology, lithostratigraphy, metamorphism, tectonics and mineralizations of the Pangeon and synvolon mountains. Tectonics relationship between the N. Rhodope and Macedonian massifs*. Progress report, 4, IGME-EC project, MA2M-0015, p. 9

Childe V.G., 1929. *The most ancient East: the Oriental prelude to European prehistory*. P. Kegan, Trench, Trubner, London, 326 p.

Childe V.G., 1957. *The dawn of European civilisation* (London 1957). 368p.

Chmura G.L., Liu K.B., 1990. *Pollen in the lower Mississippi River*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 64 (1), 253-261.

Chmura G.L., Eisma D., 1995. *A palynological study of surface and suspended sediments on a tidal flat: implications for pollen transport and deposition in coastal waters*. *Marine Geology*, 128 (3-4), pp. 183-200.

Chmura G.L., Smirnov A., Campbell I.D., 1999. *Pollen transport through distributaries and depositional patterns in coastal waters*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149 (1), pp. 257-270.

Chouquer G., 2008. *Traité d'archéogéographie : la crise des récits géohistoriques*, Paris, Éditions Errance, 200p.

Chouquer G., 2013. *Quels scénarios pour l'histoire du paysage ? : orientations de recherche pour l'archéogéographie*. Imprensa da Universidade de Coimbra, 404p.

Christanis K., 1983. *Genese und Fazies der Torf-Lagerstätte von Philippi (Griechisch-Mazedonien) als Beispiel der Entstehung einer Braunkohlen-Lagerstätte vom stark telmatischen Typ*. Technische Universität Carolo-Wilhelmina zu Braunschweig., PhD Thesis, 170 p.

Christanis K., Georgakopoulos A., Fernández-Turiel J.L., Bouzinos A., 1998. *Geological factors influencing the concentration of trace elements in the Philippi peatland, eastern Macedonia, Greece*. *International Journal of Coal Geology*, 36 (3), pp. 295-313.

Christiansen B., Charpentier-Ljungqvist F., 2012. *The extra-tropical Northern Hemisphere temperature in the last two millennia: reconstructions of low-frequency variability*. *Climate of the Past*, 8(2), pp. 765-786.

Chrysostomou P., Jagoulis T., Maeder A., 2015. *The "Culture of Four Lakes". Prehistoric lakeside settlements (6th - 2nd mill. BC) in the Amineon Basin, Western Macedonia, Greece*. *Archäologie Schweiz* 38.3, pp. 24-32.

Cizel O., 2010. *Protection et gestion des espaces humides et aquatiques. Guide juridique d'accompagnement des bassins de Rhône-*

Méditerranée et de Corse. Groupe d'histoire des zones humides, 566p.

Clare L., Weninger B., 2010. *Social and biophysical vulnerability of prehistoric societies to rapid climate change*. Doc. Praehist. XXXVII, pp. 283-292.

Clark J.S., Hussey T.C., 1996. *Estimating the mass flux of charcoal from sedimentary records : effects of particle size morphology and orientation*. The Holocene, vol. 6, n°2, pp. 129-145

Clarke D.L., 1968. *Analytical Archaeology*. London, Methuen, 684p.

Clarke J., Brooks N., Banning E.B., Bar-Matthews M., Campbell S., Clare L., Cremaschi M., di Lernia S., Drake N., Gallinaro M., Manning S., Nicoll K., Philip G., Rosen S., Dietrich Schoop U., Tafuri M.A., Weninger B., Zerbini A., 2016. *Climatic changes and social transformations in the Near East and North Africa during the 'long'4th millennium BC: a comparative study of environmental and archaeological evidence*. Quaternary Science Reviews, 136, pp. 96-121.

Collart P., 1929. *Note sur les mouvements de troupes qui ont précédé la bataille de Philippes*, Bulletin de Correspondance Hellénique LIII, pp. 351-364

Collart P., 1931. *Voyage dans la région du Strymon*. Bulletin de correspondance hellénique, 55 (1), pp. 171-206.

Collart P., 1976. *Les militaires de la Via Egnatia*. Bulletin de correspondance hellénique, 100(1), pp. 177-200.

Colombaroli D., Vannièrè B., Chapron E., Magny M., Tinner W., 2008. *Fire-vegetation interactions during the Mesolithic-Neolithic transition at Lago dell'Accesa, Tuscany, Italy*, The Holocene, 18, pp. 679-692.

Combes-Dounous J.I., 1808. *Histoire des guerres civiles de la République romaine*, Paris, vol.2, 475p.

Combourieu-Nebout N., Paterne M., Turon J.L., Siani G., 1998. *A high-resolution record of the Last Deglaciation in the Central Mediterranean sea: palaeovegetation and palaeohydrological evolution*, Quaternary Science Review, 17, pp. 303-332.

Combourieu-Nebout N., Londeix L., Baudin F., Turon J.L., 1999. *Quaternary marine and continental palaeoenvironments in the Western Mediterranean Sea (Leg 161, Site 976, Alboran Sea): Palynological evidences*, Proceeding of the Ocean Drilling Project, scientific results, 161, pp. 457-468.

Combourieu-Nebout N., Turon J.L., Zahn R., Capotondi L., Londeix L., Pahnke K., 2002. *Enhanced aridity and atmospheric high pressure stability over the western Mediterranean during North Atlantic cold events of the past 50 000 years*, Geology, 30, pp. 863-866.

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

Combourieu-Nebout N., Peyron O., Bout-Roumazielles V., Goring S., Dormoy I., Joannin S., Sadori L., Siani G., Magny M., 2013. *Holocene vegetation and climate changes in the central Mediterranean inferred from a high-resolution marine pollen record (Adriatic Sea)*. Climate of the Past, 9(5), pp. 2023-2042.

Conedera M., Krebs P., Tinner W., Pradella M., Torriani D., 2004. *The cultivation of Castanea sativa (Mill.) in Europe, from its origin to its diffusion on a continental scale*. Vegetation History and Archaeobotany 13, pp. 161-179.

Connor S.E., Ross S.A., Sobotkova A., Herries A.I., Mooney S.D., Longford C., Iliev I., 2013. *Environmental conditions in the SE Balkans since the Last Glacial Maximum and their influence on the spread of agriculture into Europe*. Quaternary Science Reviews, 68, pp. 200-215.

- Coque B.**, 1988. *Sédimentologie et géomorphologie. Initiation à la recherche en géomorphologie*, Université de Paris 1, 186p.
- Cordier S.**, 2015. *Archives sédimentaires et paléoenvironnements pléistocènes et holocènes : de la géochronologie aux forçages (Bassin de la Moselle, Méditerranée Orientale, Madagascar)*, Dossier d'habilitation à diriger des recherches, Université de Lorraine.
- Corenblit D.**, Steiger J., Tabacchi E., 2010. *Biogeomorphologic succession dynamics in a Mediterranean river system*. *Ecography*, 33 (6), pp. 1136-1148.
- Cossart E.**, Mercier D., Decaulne A., Feuillet T., 2013. *An overview of the consequences of paraglacial landsliding on deglaciated mountain slopes: typology, timing and contribution to cascading fluxes*, *Quaternaire*, vol. 24, No.1, pp. 13-24.
- Cossart E.**, 2016. *L'(in)efficacité géomorphologique des cascades sédimentaires en question: les apports d'une analyse réseau*. *Cybergeo: European Journal of Geography*, pp. 1-22.
- Costanza R.**, D'arge R., De Groot R., Farber S., Grass M., Hannon B., Limburg K., Naeem S., O'Neill R.V., Paruelo J., Raskin G.R., Sutton P., Van der Belt M., 1997. *The value of the world's ecosystem services and natural capital*. *Nature*, 387, pp. 253-260.
- Courty M.A.**, Fedoroff, N., 2002. *Micromorphologie des sols et sédiments archéologiques*. *Géologie de la Préhistoire*, pp. 511-554.
- Cousinéry E.M.**, 1831. *Voyage dans la Macédoine contenant des recherches sur l'histoire de la géographie et les antiquités de ce pays (1814-1816)*, Paris, Imprimerie Royale, pp. 1-84.
- Cubizolle H.**, 2005. *Paléoenvironnements et turfigénèse. L'apport de l'étude des tourbières à la connaissance de l'évolution holocène des milieux montagnards du Massif Central oriental granitique*. Habilitation à diriger des recherches. Université de Limoges, juin 2005 : 2 volumes, 750p.
- Cubizolle H.**, Sacca C., Grégoire F., 2013. *Quand l'Homme crée des tourbières ou comment les tourbières d'origine anthropique changent la manière de percevoir les écosystèmes tourbeux*, *Géocarrefour*, 88/4, pp. 255-269.
- Cugny C.**, 2011. *Apports des microfossiles non-polliniques à l'histoire du pastoralisme sur le versant nord Pyrénéen: entre référentiels actuels et reconstitution du passé* (Thèse de doctorat, Université Toulouse le Mirail-Toulouse II), 280p.
- Cugny C.**, Mazier F., Galop D., 2010. *Modern and fossil non-pollen palynomorphs from the Basque mountains (western Pyrenees, France): the use of coprophilous fungi to reconstruct pastoral activity*. *Vegetation history and Archaeobotany*, 19(5-6), pp. 391-408.
- Cullen H.M.**, Demenocal P.B., 2000. *North Atlantic influence on Tigris-Euphrates streamflow*. *International journal of climatology*, 20(8), pp.853-863.
- Cullen H.M.**, deMenocal P.B., Hemming S., Hemming G., Brown F.H., Guilderson T., Sirocko F., 2000. *Climate change and the collapse of the Akkadian empire: evidence from the deep sea*. *Geology* 28, pp. 379-382.
- Curta F.**, 2006. *Southeastern Europe in the Middle Ages, 500-1250*. Cambridge University Press, Cambridge, 496 p.
- Curta F.** 2012. *Were there any Slavs in seventh-century Macedonia?* *Journal History*, 47, pp. 61-74.
- Cvetkoska A.**, Levkov Z., Reed J.M., Wagner B., 2014. *Late Glacial to Holocene climate change and human impact in the Mediterranean: The last ca. 17ka diatom record of Lake Prespa (Macedonia/Albania/Greece)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 406, pp. 22-32.

Cvetkoska A., Levkov Z., Reed J. M., Wagner B., Panagiotopoulos K., Leng M.J., Lacey J.H., 2015. *Quaternary climate change and Heinrich events in the southern Balkans: Lake Prespa diatom palaeolimnology from the last interglacial to present*. *Journal of Paleolimnology*, 53(2), pp. 215-231.

D

Damaschke M., Sulpizio R., Zanchetta G., Wagner B., Böhm A., Nowaczyk N., Hilgers A., 2013. *Tephrostratigraphic studies on a sediment core from Lake Prespa in the Balkans*. *Climate of the Past*, 9(1), pp. 267-287.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Bond G., 1993. *Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record*. *Nature*, 364(6434), pp. 218-220.

Darcque P., 2013. *Dikili Tash, un village néolithique dans le Nord de la Grèce*. *Comptes Rendus de l'Académie des Inscriptions et Belles-Lettres*, pp. 51-73.

Darcque P., Tsirtsoni Z., 2010. *Evidence from Dikili Tash (Eastern Macedonia, Greece) and the tell issue*. In: Hansen S, *Leben auf dem Tell als soziale Praxis, Beiträge des Internationalen Symposiums*, Rudolf Habelt., Bonn, pp. 55-69.

Darcque P., Koukouli-Chryssanthaki H., Malamidou D., Treuil R., Tsirtsoni Z., 2007. *Recent researches at the Neolithic settlement of Dikili Tash, Eastern Macedonia, Greece: an overview*, in H. Todorova, M. Stefanovich, G. Ivanov (eds), *The Struma/Strymon River Valley in Prehistory, Proceedings of the International Symposium 'Strymon Praehistoricus', Kjustendil-Blagoevgrad (Bulgaria) and Serres-Amphipolis (Greece)*, 27.09-1.10.2004, Sofia (2007), pp. 247-256.

Darcque P., Koukouli-Chryssanthaki H., Malamidou D., Tsirtsoni Z., 2009. *Dikili Tash*. In: *Bulletin de correspondance hellénique*. Volume 133, livraison 2, 2009. pp. 529-541.

Darcque P., Koukouli-Chryssanthaki H., Malamidou D., Tsirtsoni Z., Lespez L., Germain-Vallée C., 2014. *The impact of environmental changes on the Neolithic settlement of Dikili Tash (Northern Greece)*. *Physis*, pp.425-431.

Dark P., Allen, J.R.L., 2005. *Seasonal deposition of Holocene banded sediments in the Severn Estuary Levels (southwest Britain): palynological and sedimentological evidence*. *Quaternary Science Reviews*, 24 (1), pp. 11-33.

David R., 2014. *Modélisation de la végétation holocène du Nord-Ouest de la France: Reconstruction de la chronologie et de l'évolution du couvert végétal du Bassin parisien et du Massif armoricain*, Université de Rennes 1, 284 p.

Davidson D.A., 1971. *Geomorphology and prehistoric settlement of the plain of Drama*. *Revue de Géologie Dynamique et de Géomorphologie* 20, pp. 22-27.

Davidson D.A., 1980. *Erosion in Greece during the first and second millennia BC*. *Timescales in geomorphology*, pp. 143-158.

Dean Jr W.E., 1974. *Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods*. *Journal of Sedimentary Research*, 44p.

Dearing J.A., Dann R.J.L., Hay K., Lees J.A., Loveland P.J., Maher B.A., O'Grady K., 1996. *Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials*. *Geophysical Journal International* 124 (1), pp. 228-240.

Dearing J.A., 1999. *Environmental magnetic susceptibility, Using the Bartington MS2 System*, vol. 32, 54p.

Dearing J., Dotterweich M., Foster T., Newman L., von Gunten L., 2011. *Integrative Paleoscience for Sustainable Management*, Pages news, Vol 19, n°2, 52p.

- Delcaillau B., 2011.** *Géomorphologie - Interaction, Tectonique, Erosion, Sedimentation*, Vuibert, 289 p.
- Delile H., Blichert-Toft J., Goiran J.P., Stock F., Arnaud-Godet F., Bravard J.P., Brückner H., Albaredo F., 2015.** *Demise of a harbor: a geochemical chronicle from Ephesus*. *Journal of Archaeological Science*, 53, pp. 202-213.
- deMenocal P.B., 2001.** *Cultural responses to climate change during the late Holocene*. *Science* (New York, NY), 292(5517), pp. 667-673.
- deMenocal P.B., Ortiz J., Guilderson T., Sarnthein M., 2000.** *Coherent high and low-latitude climate variability during the Holocene warm period*. *Science* 299, pp. 2198-2202.
- Demoule J.P., Lichardus-Itten M., Grebska-Kulova M., Kulov I., 1994.** *Fouilles franco-bulgares du site néolithique ancien de Kovačevo (Bulgarie du Sud-Ouest) : rapport préliminaire (campagnes 1986-1993)*. *Bulletin de correspondance hellénique*, 118(2), pp. 561-618.
- Denèfle M., Lezine A.M., Fouache E., Dufaure J.J., 2000.** *A 12,000-Year Pollen Record from Lake Maliq, Albania*. *Quaternary Research*, 54, pp. 424-432.
- Denton G.H., Karlen W., 1973.** *Holocene climatic variations: their pattern and possible cause*. *Quaternary Research* 3, pp. 155– 205.
- Desprat S., Combourieu-Nebout N., Essallami L., Sicre M.A., Dormoy I., Peyron O., Siani G., Bout Roumazeilles V., Turon J.L., 2013.** *Deglacial and Holocene vegetation and climatic changes in the southern Central Mediterranean from a direct land-sea correlation*, *Climate of the Past*, 9, pp. 767-787.
- Deville B., Provansal M., 2003.** *La morphogénèse d'un géosystème cultivé depuis le Néolithique Récent : les petits bassins versants de la moyenne vallée de l'Hérault*. *Géomorphologie*(2), pp. 83-98.
- Deville B., 2005.** *Morphogénèse et anthropisation holocènes d'un bassin versant semi-aride*. Thèse de Géographie physique, Université Aix-Marseille I, 420p.
- De Beaulieu J.L. 1977.** *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises*. Thèse, Université de Marseille III, Marseille, 358 p.
- De Beaulieu J. L., Miras Y., Andrieu-Ponel V., Guiter F., 2005.** *Vegetation dynamics in north-western Mediterranean regions: instability of the Mediterranean bioclimate*. *Plant Biosystems-An International Journal Dealing with all Aspects of Plant Biology*, 139 (2), pp. 114-126.
- Diamant S., 1974,** *The later village farming stage in Southern Greece*, Thèse, Université de Pennsylvanie, 409 p.
- Diamond J., 2005.** *Collapse. How societies chose to fail or succeed*. Viking Penguin, 869 p.
- Diètre B., Gauthier E., Gillet F., 2012.** *Modern pollen rain and fungal spore assemblages from pasture woodlands around Lake Saint-Point (France)*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 186, pp. 69-89.
- Diètre B., Walser C., Lambers K., Reitmaier T., Hajdas I., Haas J.N., 2014.** *Palaeoecological evidence for Mesolithic to Medieval climatic change and anthropogenic impact on the Alpine flora and vegetation of the Silvretta Massif (Switzerland/Austria)*. *Quaternary International*, 353, pp. 3-16.
- Digerfeldt G., Olsson S., Sandgren P., 2000.** *Reconstruction of lake-level changes in lake Xinias, central Greece, during the last 40 000 years*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, pp. 65-82.
- Digerfeldt G., Sandgren P., Olsson S., 2007.** *Reconstruction of Holocene lake-level changes in Lake Xinias, central Greece*. *The Holocene* 17, pp. 361–367.

- Dimadi A.**, 1988. *Comportement hydrogéologique des marbres de la bordure du rhodope: hydrogéologie du secteur sud-ouest du massif du Falacro, Macédoine Orientale, Grèce* (Doctoral dissertation, Université Scientifique et Médicale de Grenoble), 210 p.
- Dimopoulos P.**, Tsiripidis I., Bergmeier E., Fotiadis G., Theodoropoulos K., Raus T., Panitsa M., Kallimanis A.S., Sýkora K.V., Mucina L., 2012. *Towards the Hellenic National Vegetation Database: VegHellas*. *Plant Sociol.* 49, pp. 81-87.
- Dinter D., Royden L. (1993)** – Late Cenozoic extension in North-eastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 21, 45-48.
- Diot M.F.**, 1992. *Études palynologiques des blés sauvages et domestiques issus de cultures expérimentales*, In Anderson P.C.: *Préhistoire de l'agriculture: nouvelles approches expérimentales et ethnographiques*. Monographie du CRA, Centre de Recherches Archéologiques, Éditions du C.N.R.S., Sophia-Antipolis, vol. 6, pp. 107-111.
- Djamali M.**, Gambin B., Marriner N., Andrieu-Ponel V., Gambin T., Gandouin E., Médail F., Pavon D., Ponel P., Morhange C., 2013. *Vegetation dynamics during the early to mid-Holocene transition in NW Malta, human impact versus climatic forcing*. *Vegetation History and Archaeobotany* 22, pp. 367-380.
- Dodouras S.**, Sorotou A., 2012. *Sustainable Management of Mediterranean Wetland Landscapes*, *The International Journal of Environmental, Cultural, Economic and Social Sustainability*, (7) 6, pp. 271-284
- Dols M.W.**, 1979. *The second plague pandemic and its recurrences in the middle east: 1347-1894*. *Journal of the Economic and the Social History of the Orient* 22, pp. 162-189.
- Dormoy I.**, Peyron O., Combourieu Nebout N., Goring S., Kotthoff U., Magny M., Pross J., 2009. *Terrestrial climate variability and seasonality changes in the Mediterranean region between 15 000 and 4000 years BP deduced from marine pollen records*. *Climate of the Past*, 5(4), pp. 615-632.
- Downey S.S.**, Haas W.R., Shennan S.J., 2016. *European Neolithic societies showed early warning signals of population collapse*. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(35), pp. 9751-9756.
- Drake B.L.**, 2012. *The influence of climatic change on the Late Bronze Age Collapse and the Greek Dark Ages*. *Journal of Archaeological Science*, 39(6), pp. 1862-1870.
- Drescher-Schneider R.**, de Beaulieu J.L., Magny M., Walter-Simonnet A.V., Bossuet G., Millet L. Brugiapaglia E., Drescher A., 2007. *Vegetation history, climate and human impact over the last 15 000 years at Lago dell'Accesa*, *Vegetation History and Archaeobotany*, 16, pp. 279-299.
- Drysdale R.**, Zanchetta G, Hellstrom J Maas R., Fallick A., Pickett M., Cartwright I., Piccin L., 2006. *Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations is recorded in an Italian cave flowstone*. *Geology* 34(2), pp. 101-104.
- Duchauffour P.**, Winfried E.B., 2001. *Introduction à la science du sol: sol, végétation, environnement*. Paris: Dunod. 331p.
- Dufaure J.J.**, 1975. *Le relief du Peloponnèse*. Thèse d'Etat, Paris, 1422p.
- Dufaure J.J.**, 1976. *La terrasse holocène d'Olympie et ses équivalents méditerranéens*. *Bulletin de l'Association de géographes français*, 53(433), pp. 85-94.
- Dufour S.**, Piégay H., 2010. *Channel vertical mobility, hydro-geomorphic disturbances and understory vegetation in floodplain forests of the Ain River (France)*. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 16 (4), pp. 371-386.
- Dunn A.**, 1998. *Loci of maritime traffic in the Strymon Delta iv -xviii cc.: commercial, fiscal, manorial*. In Oi Serres Kai I Periokhi Tous Apo

Tin Arkhaiotita Stin Metavyzantini Koinonia. Demos Serron, Serres, pp. 339-360.

Dunn A., 2009. *Byzantine and Ottoman maritime traffic in the estuary of the Strymon: between environment, state, and market*. In Bintliff J., Stöger H. (Eds.), *Medieval and Post-Medieval Greece. The Corfu Papers*, BAR International Series, Archaeopress, Oxford, pp. 15-31.

Duplessy J.C., Cortijo E., Kallel N., 2005. *Marine records of Holocene climatic variations*. *Comptes Rendus Geosciences* 337, pp. 87-95

Düring B.S., 2013. *Breaking the bond: investigating the Neolithic expansion in Asia Minor in the seventh millennium BC*. *J. World Prehistory* 26, pp. 75-100.

Dusar B., Verstraeten G., Notebaert B., Bakker J., 2011. *Holocene environmental change and its impact on sediment dynamics in the Eastern Mediterranean*. *Earth-Science Reviews*, 108 (3), pp. 137-157.

Dwight P., 2001. *Convention sur les zones humides : Les zones humides, un patrimoine culturel*. *Le Bulletin de Ramsar* 32.

E

Eastwood W.J., Roberts N., Lamb H.F., 1998. *Palaeoecological and archaeological evidence for human occupation in southwest Turkey: the Beyşehir Occupation phase*. *Anatolian Studies* 48, pp. 69-86.

Eastwood W.J., Roberts N., Lamb H.F., Tibby J.C., 1999. *Holocene environmental change in southwest Turkey: a palaeoecological record of lake and catchment-related changes*. *Quaternary Science Reviews* 18, pp. 671-696.

Eastwood W.J., Tibby J.C., Roberts N., Birks H.J.B., Lamb H.F., 2002. *The environmental impact of the Minoan eruption of Santorini (Thera): numerical analysis of palaeoecological data from southwest Turkey*. *The Holocene* 12, pp. 431-444.

Eastwood W.J., Leng M., Roberts N., Davis B., 2007. *Holocene climate change in the eastern Mediterranean region: a comparison of stable isotope and pollen data from Lake Golhisar, southwest Turkey*, *Journal of Quaternary Science* 22, pp. 327-341.

Efstratiou N., 2005. *Tracing the story of the first farmers in Greece—A long and winding road*. How did farming reach Europe, pp. 143-153.

Emeis K.C., Struck U., Schultz H.M., Rosenberg R., Bernasconi S., Erlenkeuser H., Sakamoto T., Martinez-Ruiz F., 2000. *Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16 000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, pp. 259-280.

Ehrmann W., Schmiedl G., Hamann Y., Kuhnt T., Hemleben C., Siebel W., 2007. *Clay minerals in Lateglacial and Holocene sediments of the northern and southern Aegean Sea*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 249, pp. 36-57.

Emeis K.C., Struck U., Schulz H.M., Rosenberg R., Bernasconi S., Erlenkeuser H., Sakamoto T., Martinez-Ruiz F., 2000. *Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, pp. 259-280.

Enache M.D., Cumming B.F., 2006. *Tracking recorded fires using charcoal morphology from the sedimentary sequence of Prosser Lake, British Columbia (Canada)*. *Quaternary Research*, 65(2), pp. 282-292.

Enache M.D., Cumming, B.F., 2007. *Charcoal morphotypes in lake sediments from British Columbia (Canada): an assessment of their utility for the reconstruction of past fire and precipitation*. *Journal of Paleolimnology*, 38(3), pp. 347-363.

Eshel G., Farrell B.F., 2000. *Mechanisms of eastern Mediterranean rainfall variability*. *Journal*

of the atmospheric sciences, 57 (19), pp. 3219-3232.

Etienne M., 2007. *Le livre V des Guerres civiles d'Appien d'Alexandrie : édition critique, traduction et commentaire*, thèse de doctorat, Nancy 2, 420p.

Evin J., Oberlin C., 1998. *La méthode datation par le radiocarbone*. In *La datation en laboratoire*, Errance. Archéologiques. Paris, pp. 75-118

F

Faegri K., Iversen J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. John Wiley & Sons, Chichester.328p.

Farrand W.R., 2003. *The Mesolithic at Franchthi: an overview of the data and problems*. In: Galanidou N., Perles C., *The Greek Mesolithic. Problems and Perspectives*, BSA Studies 10, London, pp. 69-78.

Faugères L., 1978. *Recherches géomorphologiques en Grèce septentrionale (Macédoine centrale et occidentale)*. Thèse d'Etat, Paris, 950p.

Faugères L., 1989. *Le cadre géographique*, in : Treuil R., Darcque P., Poursat J.C., Touchais G., *Les civilisations égéennes du Néolithique et de l'Âge du Bronze*, Paris, PUF, Nouvelle Cléo, pp. 81-109.

Fedoroff N., Courty M.A., Thompson, M.L., 1990. *Micromorphological evidence of paleoenvironmental change in Pleistocene and Holocene paleosols*. *Developments in Soil Science*, 19, pp. 653-665.

Fedorova R.V., 1964. *Ocurrence of pollen grains of synanthropic and cultured plants in archaeological monuments*. *Pollen et Spores*, 6 (1), pp. 141-146.

Filipova-Marinova M., 2003a. *Postglacial vegetation dynamics in the coastal part of the Strandza Mountains, Southeastern Bulgaria*. In: Tonkov S., *Aspects of palynology and palaeoecology*. Pensoft, Sofia-Moscow, pp. 213-232

Filipova-Marinova M., 2003b. *Paleoenvironmental changes along the Southern Black Sea Coast of Bulgaria during the last 29000 years*. *Phytology Balcanica* 9, pp. 275-292

Filipova-Marinova M., Pavlov D., Coolen M., Giosan L., Vergiev S., 2014a. *Contributions to the European Pollen Database. 22. Vegetation development in the central part of the Bulgarian Black Sea coast during the last 13 000 years*. *Grana*, 53(3), pp. 249-251.

Filipova-Marinova M., Pavlov D., Slavchev V., Giosan L., 2014b. *Palaeoecology and geoarchaeology of the Varna Lake, northern Bulgarian Black Sea coast*. *GEOREVIEW: Scientific Annals of Stefan cel Mare University of Suceava. Geography Series*, pp. 39-43.

Filipova-Marinova M., Pavlov D., Vergiev S., Slavchev V., Giosan L., 2014c. *Varna Lake (north-eastern Bulgaria): vegetation history and human impact during the last 8000 years*. *Grana*, 53(4), pp. 309-311.

Filipova-Marinova M., Pavlov D., Giosan L., 2016. *Multi-proxy records of Holocene palaeoenvironmental changes in the Varna Lake area, western Black Sea coast*. *Quaternary International*, 401, pp. 99-108.

Filipović D., Challinor D., Andrič M., 2014. *Vinča tell in southeast Europe: Multi-proxy palaeobotanical evidence from Late Neolithic levels and the implications for the environment and economy*. *Quaternary International*, pp. 1-11.

Filipovitch, L., 1977. *Palynological data for the Postglacial distribution of Juglans in the composition of the Bulgarian flora*. *Phytology* 6, pp. 32-37.

Filipovitch L., 1988. *Vegetation history of the high parts of Vitosha mountain during the Late Postglacial times*. *Fitologija*, 34, pp. 3-27.

Filipovitch L., 1992. *Anthropogenic activity as a factor for the formation of contemporary plant communities in the central Sredna Gora mountain*. *Fitologija*, 43, pp. 30-35

- Filipovitch L.,** Stojanova V.V., 1990. *Palynological study of the peat-bog near Sadovo*. *Fitologija* 38, pp. 22-40
- Filipovitch L.,** Lazarova M., 2003. *Palynological research in the Shiroka Polyana locality (Western Rhodopes)*. *Phytol. Balc.* 9 (2), pp. 265-274.
- Filippidis A.,** Georgakopoulos A., Kassoli-Fournaraki A., Misaelides P., Yiakkoupis P., Broussoulis J., 1996. *Trace element contents in composited samples of three lignite seams from the central part of the Drama lignite deposit, Macedonia, Greece*. *International Journal of Coal Geology*, 29(4), pp. 219-234.
- Finkel R.C.,** Nishizumi K., 1997. *Beryllium 10 concentrations in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core from 3–40 ka*. *Journal of Geophysical Research* 102, pp. 26699-26706.
- Finné M.,** Holmgren K., Sundqvist H.S., Weiberg E., Lindblom M., 2011. *Climate in the eastern Mediterranean, and adjacent regions, during the past 6000 years*, *Journal of Archaeological Science*, 38, pp. 3153-3173.
- Finné M.,** Bar-Matthews M., Holmgren K., Sundqvist H.S., Liakopoulos I., Zhang Q., 2014. *Speleothem evidence for late Holocene climate variability and floods in Southern Greece*. *Quaternary Research*, 81 (2), pp. 213-227.
- Firbas F.,** 1937. *Der Pollenanalytische Nachweis des Getreidebaus*. *Zeitschrift für Botanik*, 31, pp. 447-478.
- Fleitmann D.,** Burns S.J., Mudelsee M., Neff U., Kramers J., Mangini A., Matter A., 2003. *Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman*. *Science* 300, pp. 1737-1739.
- Fleitmann D.,** Mudelsee M., Burns S.J., Bradley R.S., Kramers J., Matter A., 2008. *Evidence for a widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present*, *Paleoceanography*, 23, pp. 1-6.
- Fleitmann D.,** Cheng H., Badertscher S., Edwards R.L., Mudelsee M., Gökürk O.M., Fankhauser A., Pickering R., Raible C.C., Matter A., Kramers J., Tüysüz O., 2009. *Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey*. *Geophysical Research Letters*, 36(), pp. 19.
- Fletcher W.J.,** Sánchez Goñi M.F., 2008. *Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr*, *Quaternary Research* 70, pp. 451-464.
- Fletcher W.J.,** Zielhofer C., 2013. *Fragility of Western Mediterranean landscapes during Holocene rapid climate changes*. *Catena*, 103, pp. 16-29.
- Fletcher W.J.,** Sanchez Goñi M.F., Peyron O., Dormoy I., 2010. *Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a western Mediterranean forest record*. *Climate of the Past* 6, pp. 245-264.
- Fletcher W.J.,** Debret M., Sanchez Goni M.F., 2013. *Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies*, *The Holocene*, 23, pp. 153-166.
- Flohr P.,** Fleitmann D., Matthews R., Matthews W., Black, S., 2016. *Evidence of resilience to past climate change in Southwest Asia: Early farming communities and the 9.2 and 8.2 ka events*. *Quaternary Science Reviews*, 136, pp. 23-39.
- Florenzano A.,** Torri P., Rattighieri E., MASSAMBA N., 2012. 'SIALA, I. & MERCURI, AM (2012): *Cichorioideae-Cichoriaceae as pastureland indicator in pollen spectra from southern Italy*. *Atti del Congresso A. I. Ar*, pp. 342-353.
- Florenzano A.,** Marignani M., Rosati L., Fascetti S., Mercuri A.M., 2015. *Are Cichorieae an indicator of open habitats and pastoralism in current and past vegetation studies?*. *Plant Biosystems-An International Journal Dealing with all Aspects of Plant Biology*, 149(1), pp. 154-165.

Folk R.L., Ward W.C., 1957. *Brazos River bar; a study in the significance of grain size parameters*, Journal of Sedimentary Research, vol. 27, n°1, pp. 3-26

Folke C., 2006. *Resilience: The emergence of a perspective for social-ecological systems analyses*. Global Environmental Change 16, pp. 253-267.

Fontaine B., Monerie P.A., Gaetani M., Roucou P., 2011. *Climate adjustments over the African-Indian monsoon regions accompanying Mediterranean Sea thermal variability*. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 116, pp. 23.

Fotiadis M, 1985. *Economy, ecology and settlement among subsistence farmers in the Serres bassin, Northeastern Greece, 5000–1000 B.C.* PhD, University of California, Ann Arbor – University Micro-films International (Los Angeles 1985),

Fouache E., 1999. *L'alluvionnement historique en Grèce Occidentale et au Péloponnèse : géomorphologie, archéologie, histoire*. Bulletin de Correspondance Hellénique, supplément 33. Athènes : Ecole Française d'Athènes ; Paris : diff. De Boc, 235 p.

Fouache E., 2003. *The Mediterranean World Environment and History*. Elsevier, Paris, 485 p.

Fouache E., 2006. *10000 d'évolution des paysages en Adriatique et en Méditerranée Orientale*. Travaux de la Maison de l'Orient Méditerranéen (TOM), Volume 45. Lyon; Paris : diff. De Boccard. 225 p.

Fouache E., Pavlopoulos K., 2005. *Sea Level Changes in Eastern Mediterranean during Holocene : indicators and Human impacts*. Zeitschrift für Geomorphologie, suppl., 137p.

Fouache E., Rasse M., 2007. *Géoarchéologie*. Avant-propos. Bulletin de l'Association des Géographes Français, 1, pp. 115-118.

Fouache E., Lespez L., 2013. *Géoarchéologie*. In. D. Mercier, *Géomorphologie de la France*. Dunod, BRGM Editions. 271p.

Fouache E., Dufaure J.J., Denèfle M., Lezine A.M., Léra P., Prendi F., Touchais G., 2001. *Man and environment around lake Maliq (southern Albania) during the Late Holocene*. Vegetation History and Archaeobotany, 10, pp. 79-86.

Fouache E., Faivre S., Gluščević S., Kovačić V., Tassaux F., Dufaure J.J., 2005. *Evolution of the croatian shoreline between Poreč and Split over the past 2000 years*. Archaeologia Maritima Mediterranea, 2, pp. 115-134.

Fouache, E., Desruelles, S., Magny, M., Bordon, A., Oberweiler, C., Coussot, C., Touchais G., Lera P., Lézine A.M., Fadin L., Roger R., 2010. *Palaeogeographical reconstructions of Lake Maliq (Korça Basin, Albania) between 14,000 BP and 2000 BP*. Journal of Archaeological Science, 37(3), pp. 525-535.

Frahm E., Feinberg J.M., 2013. *Environment and collapse: Eastern Anatolian obsidians at Urkesh (Tell Mozan, Syria) and the third-millennium Mesopotamian urban crisis*. Journal of Archaeological Science, 40(4), pp. 1866-1878.

Francke A., Wagner B., Leng M.J., Rethemeyer J., 2013. *A Late Glacial to Holocene record of environmental change from Lake Dojran (Macedonia, Greece)*. Climate of the Past 9, pp. 481-498

Francke A., Wagner B., Just J., Leicher N., Gromig R., Baumgarten H., Vogel H., Lacey J.H., Sadori L., Wonik T., Leng M.J., Zanchetta G., Sulpizio R., Giaccio B., 2016. *Sedimentological processes and environmental variability at Lake Ohrid (Macedonia, Albania) between 637 ka and the present*, Biogeosciences, 13, pp. 1179–1196

French C., 2003. *Geoarchaeology in Action*. Studies in soil micromorphology and landscape evolution, Routledge, New York, 291 p.

Frogley M.R., Griffiths H.I., Heaton T.H.E., 2001. *Historical biogeography and Late*

Quaternary environmental change of Lake Pamvotis, Ioannina (north-western Greece): evidence from ostracods. *J. Biogeogr.* 28 (6), pp. 745-756.

Fuchs M., Lang A., Wagner G.A., 2004. *The history of Holocene soil erosion in the Phlious Basin, NE Peloponnese, Greece, based on optical dating.* *The Holocene*, 3 (14), pp. 334-345.

Fuchs M., Wagner G.A., 2005. *The chronostratigraphie and geoarchaeological significance of an alluvial geoarchive: comparative OSL and AMS 14C dating from Greece.* *Archaeometry*, 47 (4), pp. 849-860.

Fyfe R., 2006. *GIS and the application of a model of pollen deposition and dispersal: a new approach to testing landscape hypotheses using the POLLANDCAL models.* *Journal of Archaeological Science*, 33 (4), pp. 483-493.

Fyfe R.M., 2007. *The importance of local -scale openness within regions dominated by closed woodland,* *Journal of Quaternary Science*, 22, pp. 571-578.

Fyfe R.M., Woodbridge J., Roberts N., 2016. *Holocene land cover changes in the Mediterranean basin,* communication orale au cours du XIVe IPC, Salvador de Bahia, 26 octobre 2016.

G

Gaillard M.J., Birks H.J.B., Emanuelsson U., Berglund B.E., 1992. *Modern pollen/land-use relationships as an aid in the reconstruction of past land-uses and cultural landscapes: an example from south Sweden.* *Vegetation History and Archaeobotany* 1, pp. 3-17.

Gaillard M.J., Birks H.J.B., Emanuelsson U., Karlsson S., Lageras P., Olausson D., 1994. *Application of modern pollen/land-use relationships to the interpretation of pollen diagrams - reconstructions of land-use history in south Sweden, 3000-0 BP.* *Review of Palaeobotany and Palynology* 82, pp. 47-73.

Galop D., 1998. *La forêt, l'homme et le troupeau dans les Pyrénées. 6000 ans d'histoire de l'environnement entre Garonne et Méditerranée.* Toulouse, GEODE, Laboratoire d'écologie terrestre et FRAMESPA. Framespa, 285 p.

Galop D., Rendu C., 2001. *Paléoenvironnement et archéologie pastorale. Propositions méthodologiques par une approche intégrée des modalités de l'anthropisation en haute montagne pyrénéenne du Néolithique à l'actuel.* Rapport/projet CNRS, 23p.

Galop D., López Sáez, J.A., 2002. *Histoire agraire et paléoenvironnement : les apports de la palynologie et des microfossiles non-polliniques.* *Trabalhos de Antropologia e Etnologia*, 42 (1-2), pp. 161-164.

Galop D., Tual M., Monna F., Dominik J., Beyrie A., Marembert F., 2001. *Cinq millénaires de métallurgie en montagne basque. Les apports d'une démarche intégrée alliant palynologie et géochimie isotopique du plomb.* *Sud-ouest européen*, 11 (1), pp. 3-15.

Galop D., Mazier F., Lopez-Saez J.A., Vannière B., 2003. *Palynologie et histoire des activités humaines en milieu montagnard. Bilan provisoire des recherches et nouvelles orientations méthodologiques sur le versant nord des Pyrénées.* *Archéologie du midi médiéval* 21, pp. 159-170

Galop D., Rius D., Cugny C., Mazier F., 2013. *A history of long-term human-environment interactions in the french Pyrenees inferred from the pollen data.* In *Continuity and Change in Cultural Adaptation to Mountain Environments*, Springer New York, pp. 19-30.

Gambin B., Andrieu-Ponel V., Médail F., Marriner N., Peyron O., Montade V., Gambin T., Morhange C., Belkacem D., Djamali M., 2016. *7300 years of vegetation history and quantitative climate reconstruction for NW Malta: a Holocene perspective.* *Climate of the Past* 12, pp. 273-297.

Gamisans J., Hebrard J.P., 1980. *A propos de la végétation des forêts en Grèce du nord-est*

(*Macédoine orientale et Thrace occidentale*). Doc. Phytosoc. 5, pp. 243-289

García M.R., Montes C., 2003. *Linkages in the Mediterranean landscape. The role of protected areas in the territorial context*. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andaluc , 216 p.

Garnier N., Valamoti, S.M., 2016. *Prehistoric wine-making at Dikili Tash (Northern Greece): Integrating residue analysis and archaeobotany*. Journal of Archaeological Science, 74, pp. 195-206.

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

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, pp. 435-456.

Gaul J.H., 1948. *The Neolithic Period in Bulgaria: Early Food Producing Cultures of Eastern Europe*. American School of Prehistoric Research Bulletin 16. New York: American School of Prehistoric Research, 252 p.

Gausson H., 1954. *Th orie et classification des climats et micro-climats*. In : Paris, C. R. VIIIe congrès international de botanique, sect. 27, pp. 125-130.

Gautier E., 2006. *Recherches géomorphologiques sur le fonctionnement des plaines d'inondation. Approches croisées de trois grandes plaines*. Thèse HDR, Université Paris 1, 3 vol., 40p.

Gautier E., Pech P., 2013. *La reconstruction d'une « géographie naturaliste »*, In Chartier D. et Rodary E. (eds) *Manifeste pour une géographie environnementale Géographie,  cologie, politique*, Presses universitaires de science Po, pp. 325-344.

Gelorini V., Verbeken A., van Geel B., Cocquyt C., Verschuren D., 2011. *Modern nonpollen palynomorphs from East African lake sediments*. Review of Palaeobotany and Palynology 164, pp. 143-173.

Georgakopoulos A., Fernandez-Turiel J.L., Cristanis K., Kalaitzidis S., Kassoli-Foumaraki A., Llorens, J.F., Filippidis A., Gimeno D., 2001. *The Drama basin water : quality and peat/lignite interaction*. Environmental Geology 41, pp. 121-127

Geraga M., Ioakim C., Lykousis V., Tsaila-Monopolis S., Mylona G., 2010. *The high resolution palaeoclimatic and palaeoceanographic history of the last 24,000 years in the central Aegean Sea, Greece*, Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 287, pp. 101-115.

Gerasimidis A., Athanasiadis N., 1995. *Woodland history of northern Greece from the mid Holocene to recent time based on evidence from peat pollen profiles*. Vegetation History and Archaeobotany, 4(2), pp. 109-116.

Geramisisid, A., 2000. *Palynological evidence for human influence on the vegetation of Mountain Regions in Northern Greece: the case of Lailias, Serres*. In: Halstead, P. (Ed.), *Landscape and Land Use in Postglacial Greece*. Sheffield studies in Aegean Archaeology, Sheffield, pp. 28-37.

Gerasimidis A., Athanasiadis N., Panajiotidis S., 2009. *Mount Voras (north-west Greece)*, Grana, 48:4, pp. 316-318

Germain-Vallée C., Prévost-Dermarkar S., Lespez, L., 2011. *Stratégies de prélèvement et de mise en œuvre de la « terre à bâtir » des structures de combustion néolithiques du site de Dikili Tash (Gr ce)   partir d'une étude micromorphologique*. Arch oSciences, (1), pp. 41-63.

Geyer B., 1986. *Les paysages de Macédoine orientale et leur évolution*. In : Bellier P., Bondoux RC, Cheynet JC, Geyer B., Grelois JP, Kravari V., *Paysages de Macédoine*. Travaux et Mémoires du Centre de Recherche d'Histoire et de Civilisation de Byzance, Collège de France, Monographies, 3, pp. 3-48.

Ghildardi M., 2007. *Dynamiques spatiales et reconstitutions paléogéographiques de la plaine de Thessalonique (Gr ce)   l'holocène récent*. thèse de

doctorat, Université de Paris 12 Val-de-Marne, 475p.

Ghilardi M., 2016. *Géoarchéologie des îles de Méditerranée*. Geomedislands, 344p.

Ghilardi M., Lespez L., 2017 (sous presse). *Geoarchaeology of the Mediterranean islands: From "lost worlds" to vibrant places*, Journal of Archaeological Science : Reports, JASREP-00815

Ghilardi M., Kunesch S., Styllas M., Fouache E., 2008. Reconstruction of Mid-Holocene sedimentary environments in the central part of the Thessaloniki Plain (Greece), based on microfaunal identification, magnetic susceptibility and grain-size analyses. *Geomorphology*, 97(3), pp. 617-630.

Ghilardi M., Genç A., Syrides G., Bloemendal J., Psomiadis D., Paraschou T., Kunesch S., Fouache E., 2010. *Reconstruction of the landscape history around the remnant arch of the Klidhi Roman Bridge, Thessaloniki Plain, North Central Greece*. Journal of Archaeological Science, 37 (1), pp. 178-191.

Ghilardi M., Psomiadis D., Cordier S., Delanghe-Sabatier D., Demory F., Haidi F., Paraschou T., Dotsika E., Fouache E., 2012. *The impact of rapid early-to mid-Holocene palaeoenvironmental changes on Neolithic settlement at Nea Nikomideia, Thessaloniki Plain, Greece*. Quaternary International, 266, pp. 47-61.

Ghilardi M., Colleu M., Pavlopoulos K., Fachard S., Psomiadis D., Rochette P., Demory F., Knodell A., Triantaphyllou M., Delanghe-Sabatier D., Bicket A., Fleury J., 2013. *Geoarchaeology of Ancient Aulis (Boeotia, Central Greece): human occupation and Holocene landscape changes*. Journal of Archaeological Science, 40 (4), pp. 2071-2083.

Gill R.B., 2000. *The Great Maya Droughts: Water, Life, and Death*. University of New Mexico Press, Albuquerque, 484 p.

Giorgi F., 2002. *Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth*

century. Part I: observations. Climate Dynamics, 18 (8), pp. 675-691.

Girard M., 1969. *Nouvelles techniques de préparation en palynologie*. Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, 6 (4), pp. 275-278.

Giraudi C., 1998. *Late Pleistocene and Holocene lake-level variations in Fucino Lake (Abruzzo, Central Italy) inferred from geological, archaeological and historical data*. ESF Workshop "Palaeohydrology as reflected in lake-level changes as climatic evidence for Holocene times". Paläoklimaforschung 25, G. Fischer Verlag, pp. 1-17.

Giraudi C., 2004. *Le oscillazioni di livello del lago di Mezzano (Valentano-VT): variazioni climatiche e interventi antropici*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences 17 (2/1), pp. 221-230.

Giraudi C., Mercuri A.M., Esu D., 2012. *Holocene palaeoclimate in the northern Sahara margin (Jefara Plain, northwestern Libya), The Holocene*, 23, pp. 339-352.

Gkiasta M., Russell T., Shennan S., Steele J., 2003. *Neolithic transition in Europe: the radiocarbon record revisited*. Antiquity, 77(295), pp. 45-62.

Gkouma M., Karkanas P., 2016. *The physical environment in Northern Greece at the advent of the Neolithic*, Quaternary International, pp. 1-10

Glais A., Lopez-Saez J.A., Lespez L., Davidson R., 2016a. *Climate and human-environment relationships on the edge of the Tenaghi-Philippon marsh (Northern Greece) during the Neolithization process*, Quaternary International, 403, pp. 237-250.

Glais A., Lespez L., Davidson R., López-Sáez J. A., Birée L., 2016b. *3000 ans de détritisme en Grèce du Nord: entre fluctuations climatiques et anthropisation des zones humides*. Géomorphologie: relief, processus, environnement, 22(2), pp. 187-208.

- Glais, A.,** Papageorgiou, A.C., Tsiripidis, I., Abel-Schaad, D., López-Sáez, J.A., Lespez, L. (2016c). *The relationship between vegetation and modern pollen assemblages on Mount Paggeo (NE Greece)/Relación entre la vegetación y la lluvia polínica actual en el Monte Paggeo (NE Grecia)*. *Lazaroa*, 37, 1, pp. 105-123.
- Glais A.,** Lespez L., Vannière B., López-Sáez J.A., *accepté*. *Human-shaped landscape history in NE Greece. A palaeoenvironmental Perspective*, *Journal of Archaeological Science : Reports*.
- Goeury C.,** de Beaulieu J.L., 1979. *A propos de la concentration du pollen _a l'aide de la liqueur de Thoulet dans les sédiments minéraux*. *Pollen et Spores* 21, pp. 239-251.
- Gogou A.,** Bouloubassi I., Lykousis V., Arnaboldi M., Gaitani P., Meyers, P.A., 2007. *Organic geochemical evidence of abrupt late glacial- Holocene climate changes in the North Aegean Sea*, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 256, pp. 1-20.
- Gogou A.,** Triantaphyllou M., Xoplaki E., Izdebski A., Parinos C., Dimiza M., Bouloubassi I., Luterbacher J., Kouli K., Martrat B., Toreti A., Fleitmann D., Rousakis G., Kaberi H., Athanasiou M., Lykousis V., 2016. *Climate variability and socio environmental changes in the northern Aegean (NE Mediterranean) during the last 1500 years*, *Quaternary Science Reviews*, 136, pp. 209-228.
- Göktürk O.M.,** Fleitmann D., Badertscher S., Cheng H., Edwards R.L., Leuenberger M., Fankhauser A., Tüysüz O., Kramers J., 2011. *Climate on the southern Black Sea coast during the Holocene: Implications from the Sofular Cave record*. *Quaternary Science Review* 30, pp. 2433-2445.
- Goldberg P.,** Macphail, R.I., 2006. *Practical and Theoretical Geoarchaeology*: Blackwell Science Ltd. 264p.
- Goosens C.,** 1986. *Regionalisation of the Mediterranean climate*. *Theoretical and Applied Climatology*, 37(1), pp. 74-83
- Goudeau M.L.S.,** 2014. *Decadal to millennial time scale climate variability in the Central Mediterranean during the Holocene: a reconstruction based on geochemical proxies from high resolution sedimentary records*. *Utrecht Stud. Earth Sciences* 56, 160 p.
- Goudeau M.L.S.,** Reichart G.J., Wit J. C., de Nooijer L.J., Grauel A.L., Bernasconi S.M., de Lange G. J., 2015. *Seasonality variations in the Central Mediterranean during climate change events in the Late Holocene*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 418, pp. 304-318.
- Grammenos D.,** 1997. *Neolithic Settlements in Macedonia and Thrace*. In: G. Papathanasopoulos, *Neolithic Culture in Greece*. Athens: N. P. Goulandris Foundation, Grammenos D. Fotiadis M., 1980. *From the Prehistoric Settlements of Eastern Macedonia*. *Anthropologia*, 1, pp. 15-53.
- Grammenos D.,** Fotiadis M., 1980. *Sur les habitats préhistoriques de la Macédoine orientale*, *Anthropologia* 1, pp. 15-53.
- Gramond D.,** 2013. *Requalifier les zones humides continentales : logiques et paradoxes*, *géocarrefour*, 88/4, pp. 245-254.
- Greig J.R.A.,** Turner J., 1974. *Some pollen diagrams from Greece and their archaeological Significance*. *Journal of Archaeological Science* 1, pp. 177-194.
- Greig J.R.A.,** Turner J., 1986. *Vegetational History. Excavation at Sitagroi: a Prehistoric Village in Northeast Greece*. University of California, Los Angeles, pp. 40-54.
- Grimm E.C.,** 1987. *CONISS: a Fortran 77 Program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares*. *Computers and Geosciences* 13, pp. 13-35.
- Grimm E.C.,** 1992. *Tilia Version 2*. Illinois State Museum. Research and Collection Center, Springfield, IL 62703. USA.

- Grimm E.C.**, 2004. TGVView Version 2.0.2. Illinois State Museum, Springfield.
- Groenhuizen M.R.**, Kluiving S.J., Gerritsen F.A., Künzel M., 2015. *Geoarchaeological research at Barcın Höyük: Implications for the initial Neolithic occupation of northwest Anatolia*. *Quaternary International* 359-360, pp. 452-461.
- Grove A.T.**, Rackham O., 2003. *The nature of Mediterranean Europe: an ecological history*. Yale University Press. 384 p.
- Guilaine J.**, 2000a. *Premiers paysans du monde. Naissance des agricultures*, Errance, Paris, 320p.
- Guilaine J.**, 2000b. *De l'Orient à l'Occident: la néolithisation de la Méditerranée. Questions ouvertes*. In: Pessina A., Muscio G., *La neolitizzazione tra Oriente e Occidente*. Museo Friulino di Storia Naturale, Udine, pp. 11-21.
- Guilaine J.**, 2001. *La diffusion de l'agriculture en Europe: une hypothèse arythmique*. *Zephyrus* 53-54, pp. 267-272.
- Guillon S.**, 2014. *Dynamique de la végétation alluviale côtière dans le Sud-Est de la France (bassins versants du Loup et de la Cagne, Alpes-Maritimes) au cours de la première moitié de l'Holocène*. (PhD thesis). University of Nice Sophia-Antipolis, 395 p.
- Guilloré P.**, 1983. *Méthode de fabrication mécanique et en série de lames minces*. Institut National Agronomique Paris Grignon, Département des sols, Grignon, 22p.
- Guiot J.**, 1990. *Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data*, *Palaeogeography and Palaeoclimatology*, 80, pp.49-69.
- Guiot J.**, Cheddadi R., 2004. *Variabilité des écosystèmes terrestres et du climat sur un cycle glaciaire-interglaciaire*. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(7), pp. 667-675.
- Guiot J.**, Kaniewski D., 2015. *The Mediterranean Basin and Southern Europe in a warmer world: what can we learn from the past ?*. *Frontiers in Earth Science*, 3, 28.
- Gunderson L.H.**, Holling C.S., 2002. *Panarchy: understanding transformations in human and natural systems*. Island Press, Washington D.C., 508 p.
- Gunn D. E.**, Best A.I., 1998. *A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores*. *Geo-Marine Letters*, 18(1), pp. 70-77.
- Gupta A.K.**, Anderson D.M., Overpeck J.T., 2003. *Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean*. *Nature*, 421 (6921), pp. 354-357.
- ## H
- Haas J.N.**, 1996. *Neorhabdocoela oocytes — palaeoecological indicators found in pollen preparations from Holocene freshwater lake sediments*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 91(1-4), pp. 371-382.
- Halstead P.**, 1989. *Like rising damp? An ecological approach to the spread of farming in South East and Central Europe*, in A. Milles, D. Williams, N. Gardner, *The Beginnings of Agriculture* (British Archaeological Reports International Series 496): Oxford: British Archaeological Reports, pp.23-53.
- Halstead P.**, 2000. *Land use in postglacial Greece : Cultural cause and environmental effects*. In : Halstead P. and Frederick C., *Landscape and Land Use in Postglacial Greece*, Sheffield Academic Press, pp. 110-128.
- Hamann Y.**, Ehrmann W., Schmiedl G., Krüger S., Stuut J.B., Kuhnt T., 2008. *Sedimentation processes in the Eastern Mediterranean Sea during the Late Glacial and Holocene revealed by end-member modelling of the terrigenous fraction in marine sediments*. *Marine Geology*, 248 (1), pp. 97-114
- Hammond N.G.L.**, 1972. *A history of Macedonia*, tome I, chapitre II, pp. 19-58.

- Hammond N.G.L.**, 1974. *The western part of the Via Egnatia*. *Journal of Roman Studies*, 64, pp. 185-194.
- Hanlin R.T.**, 1990. *Illustrated Genera of Ascomycetes*, Volume I & II. The American Phytopathological Society, St. Paul, Minnesota, 531 p.
- Harding A.E.**, 2007. *Mediterranean climate extremes: causes, patterns and impacts of change*. Doctoral Thesis, Climatic Research Unit, University of East Anglia, UK, 549p.
- Harding A.E.**, Palutikof J., Holt T., 2009. *The climate system*. In: Woodward J.C., *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford University Press, Oxford, pp.69-88.
- Harrison S.P.**, Digerfeldt G., 1993. *European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators*. *Quaternary Science Reviews*, 12(4), pp. 233-248.
- Harvey A.**, 1989. *Economic Expansion in the Byzantine Empire, 900-1200*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Hatzaki M.**, Flocas H.A., Giannakopoulos C., Maheras P., 2009. *The impact of the eastern Mediterranean teleconnection pattern on the Mediterranean climate*. *Journal of Climate*, 22 (4), pp. 977-992.
- Hatziskakis S.**, Papageorgiou A.C., Gailing O. Finkeldey R., 2009. *High chloroplast haplotype diversity in Greek populations of beech (*Fagus sylvatica* L.)*. *Plant Biology* 11: pp. 425-433.
- Hatziskakis S.**, Tsiripidis I., Papageorgiou A.C., 2011. *Leaf morphological variation in beech (*Fagus sylvatica* L.) populations in Greece and its relation to their post-glacial origin*. *Bot. J. Linn. Soc.* 165, pp. 422-436.
- Haug G.H.**, Hughen K.A., Sigman D.M., Peterson L.C., Rfhl U., 2001. *Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene*. *Science* 293, pp. 1304-1308.
- Havinga A.J.**, 1984. *A 20-year experimental investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores in various soil types*. *Pollen et spores* XXVI/3-4, pp. 541-558
- Haynes C.V.**, Eyles C.H., Pavlish L.A., Ritchie J.C., Rybak M., 1989. *Holocene palaeoecology of the Eastern Sahara; Selima Oasis*. *Quaternary Science Reviews* 8, pp. 109-136.
- Heim J.**, 1970. *Les relations entre les spectres polliniques récents et la végétation actuelle en Europe occidentale*. Thèse, Université de Louvain, 179p.
- Hellman S.**, Gaillard M.J., Bunting J.M., Mazier F., 2009. *Estimating the Relevant Source Area of Pollen in the past cultural landscapes of southern Sweden - A forward modelling approach*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 153 (3-4), pp. 259-271
- Heurtley W.A.**, 1939. *Prehistoric Macedonia, An archaeological reconnaissance of Greek Macedonia (West of the Struma) in the Neolithic, Bronze, and Early Iron Ages*. At the University Press, 275 pages.
- Heuzey L.A.**, Daumet H., 1876. *Mission archéologique de Macédoine: ouvrage accompagné de planches* (Vol. 1). Firmin-Didot. 470 p.
- Heymann C.**, Nelle O., Dörfler W., Zagana H., Nowaczyk N., Xue J., Unkel I., 2013. *Late Glacial to mid-Holocene palaeoclimate development of Southern Greece inferred from the sediment sequence of Lake Stymphalia (NE-Peloponnese)*. *Quaternary International*, 302, pp. 42-60.
- Higham C.F.W.**, Guangmao X., Qiang L., 2011. *The prehistory of a Friction Zone: first farmers and hunters-gatherers in Southeast Asia*. *Antiquity*, 85 (328), pp. 529-543.
- Hodder I.**, 1990. *The domestication of Europe*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 335p.
- Hodell D.A.**, Curtis J.H., Brenner M., 1995. *Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization*. *Nature* 375, pp. 391-394.

- Hodell D.A.**, Brenner M., Curtis, J.H., 2005. *Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico)*. *Quaternary Science Reviews*, 24(12), pp. 1413-1427.
- Hoffmann T.**, Thorndyraft V.R., Brown A.G., Coulthard T.J., Damnati B., Kale V.S., Middelkoop H., Notebaert B., Walling D.E., 2010. *Human impact on fluvial regimes and sediment flux during the Holocene: Review and future research agenda*. *Global and Planetary Change*, 72 (3), pp. 87-98.
- Hofmann R.**, 2012. *Tells: Reflections of social and environmental spaces-An introduction*. *Tells: Social and Environmental Space*. Bonn: Verlag Dr. Rudolf Habelt GmbH, pp. 15-18.
- Holling C.S.**, 1973. *Resilience and stability of ecological systems*. *Annual Review of Ecology and Systematics* 4, pp. 1-23.
- Holling C.S.**, 2001. *Understanding the complexity of economic, ecological and social systems*. *Ecosystems* 4, pp. 390-405.
- Hollis G. E.**, 1992. *The causes of wetland loss and degradation in the Mediterranean*. *Managing Mediterranean wetlands and their birds*, 20, pp. 83-90.
- Hollis G.E.**, Stevenson A.C., 1997. *The physical basis of the Lake Mikri Prespa systems: geology, climate, hydrology and water quality*, in : A.J. Crivelli, G. Catsadorakis, *Lake Prespa, Northwestern Greece, A unique Balkan Wetland*, at *Hydrobiologia* 351, Kluwer Academic Publishers, Belgium, pp. 1-19.
- Holmgren K.**, Gogou A., Izdebski A., Luterbacher J., Sicre M.A., Xoplaki A., 2016. *Mediterranean Holocene Climate, Environment and Human Societies*, *Quaternary Science Reviews*, 136, pp. 1-4.
- Hopkins J.J.**, 1950. *Differential pollen flotation and deposition of conifers and deciduous trees*. *Ecology*, 31 (4), pp. 633-641.
- Hormes A.**, Maller B.J., Schlachter C., 2001. *The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in central Swiss Alps*. *Holocene* 11, pp. 255-265.
- Horton R.E.**, 1945. *Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology*. *Geological society of America bulletin*, 56 (3), pp. 275-370.
- Horvat I.**, Glavač V., Ellenberg H.H., 1974. *Vegetation südosteuropas*. 768 p.
- Houben P.**, 2008. *Scale linkage and contingency effects of field-scale and hillslope-scale controls of long-term soil erosion: anthropogeomorphic sediment flux in agricultural loess watersheds of Southern Germany*. *Geomorphology*, 101 (1), pp. 172-191.
- Houben P.**, Hoffmann T., Zimmermann A., Dikau R., 2006. *Land use and climatic impacts on the Rhine system (RheinLUCIFS): Quantifying sediment fluxes and human impact with available data*. *Catena*, 66 (1), pp. 42-52.
- Hounslow M.W.**, Chepstow-Lusty A., 2002. *Magnetic properties of charcoal rich deposits associated with a Roman bath-house, Butrint (Southern Albania)*. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 27(25), pp. 1333-1341.
- Hourmouziadis G.H.**, 2002. *The Dispilio excavations*. In: Hourmouziadis, G.H. (Ed.), *Dispilio, 7500 Years After*. University Studio Press, Thessaloniki, pp. 11-23
- Huntley B.**, Birks H.J.B., 1983. *An Atlas of Past and Present Pollen Maps for Europe: 0-13000 Years Ago*. Cambridge University Press, Cambridge, 667p.
- Hurrell J.W.**, Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck, M., 2003. *The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact*, *Geophysical Monograph Series*, Vol. 134. 279 p.
- Hurrell J.W.**, Hoerling M.P., Phillips A.S., Xu T., 2004. *Twentieth century North Atlantic climate*

change. Part I: assessing determinism. *Climate Dynamics*, 23 (3-4), pp. 371-389.

I

IGME, 1989. *Seismotectonic map of Greece with seismogeological data, 1:500,000 scale*, Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens.

Indermühle A., Stocker T.F., Joos F., Fischer H., Smith H.J., Wahlen M., Deck B., Mastroianni D., Tschumi J., Blunier T., Meyer R., Stauffer B., 1999. *Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome Antarctica*. *Nature* 398, pp. 121-126

Innes J., Blackford J., Chambers F., 2006. *Kretzschmaria deusta and the Northwest European Mid-Holocene Ulmus decline at Moel y Gerddi, North Wales, United Kingdom*. *Palynology* 30, pp. 121-132.

Ionita M., 2014. *The impact of the East Atlantic/Western Russia pattern on the hydroclimatology of Europe from mid-winter to late spring*. *Climate*, 2(4), pp. 296-309.

Iversen J., 1941. *Landnam in Danmarks stenalder. Danmarks Geologiske Undersøgelse, II Raekke*, 66, pp. 1-68.

Iversen J. 1949. *The influence of prehistoric man on vegetation. Danmarks Geologiske Undersøgelse, IV (3, 6)*, pp. 5-22.

Izdebski A., Koloch G., Słoczyński T., 2015. *Exploring Byzantine and Ottoman economic history with the use of palynological data: a quantitative approach. Jahrbuch der österreichischen Byzantinistik* 65, pp. 67-110.

Izdebski A., Pickett J., Roberts N., Waliszewski T., 2016. *The environmental, archaeological and historical evidence for regional climatic changes and their societal impacts in the Eastern Mediterranean in Late Antiquity. Quaternary Science Reviews*, 136, pp. 189-208.

Izdebski A., Koloch G., Słoczyński T., Tycner M., 2016b. *On the use of palynological data in*

economic history: New methods and an application to agricultural output in Central Europe, 0–2000AD. Explorations in Economic History, 59, pp. 17-39.

J

Jacob N., 2003. *Les vallées en gorges de la Cévenne vivaraise. Montagne de sable et château d'eau. Thèse de doctorat, Université Paris-Sorbonne (Paris 4)*, 459 p.

Jahns S., 2005. *The Holocene history of vegetation and settlement at the coastal site of Lake Voulkaria in Acarnania, western Greece. Vegetation History and Archaeobotany*, 14(1), pp.55-66.

Jalut G., Esteban Amat A., Riera i Mora S., Fontugne M., Mook R., Bonnet L., Gauquelin T., 1997. *Holocene climatic changes in the western Mediterranean: installation of the Mediterranean climate. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Earth and Planetary Sciences* 325, pp. 327-334.

Jalut G., 1991. *Le pollen, traducteur du paysage agraire. Pour une archéologie agraire*, pp. 345-368.

Jalut G., Esteban Amat A., 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, pp. 255-290

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

Jameson M.H., Runnels C.N., Van Andel T.H., Munn M.H., 1994. *A Greek countryside: the southern Argolid from prehistory to the present day*. Stanford University Press, 665p.

Jankovská V., Komárek J., 1995. *Pediastrum orientale from subfossil layers. Folia Geobotanica et Phytotaxonomica* 30, pp. 319-329.

Jankovska V., Komarek J., 2000. *Indicative value of Pediastrum and other coccal green algae in palaeoecology*. Folia Geobotanica 35, pp. 59-82

Joannin S., Brugiapaglia E., de Beaulieu J.L, Bernardo L., Magny M., Peyron O., Goring S., Vannièrè B., 2012. *Pollen-based reconstruction of Holocene vegetation and climate in southern Italy: the case of Lago Trifoglietti.*, Climate of the Past, 8, pp. 1973-1996.

Joannin S., Vannièrè B., Galop D., Peyron O., Haas J.N., Gilli A., Magny M., 2013. *Climate and vegetation changes during the Lateglacial and early-middle Holocene at Lake Ledro (southern Alps, Italy)*. Climate of the Past, 9, pp. 913-933.

Joannin S., Magny M., Peyron O., Vannièrè B., Galop D., 2014. *Climate and land-use change during the late Holocene at Lake Ledro (southern Alps, Italy)*. The Holocene,

Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjornsdottir A.E., White J., 2001. *Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP*. Journal of Quaternary Science 16, pp. 299-307.

Jones G., Valamoti S.M., 2005. *Lallemantia, an imported or introduced oil plant in Bronze Age northern Greece*. Vegetation history and archaeobotany, 14(4), pp. 571-577.

Jouffroy-Bapicot I., Vannièrè B., Iglesias V., Debret M., Delarras J.F., 2016. *2000 Years of Grazing History and the Making of the Cretan Mountain Landscape, Greece*. PloS one, 11(6), e0156875.

Jovanovska E., Cvetkoska A., Hauffe T., Levkov Z., Wagner B., Sulpizio R., Francke A., Albrecht C., Wilke T., 2016. *Differential resilience of ancient sister lakes Ohrid and Prespa to environmental disturbances during the Late Pleistocene*. Biogeosciences, 13(4), pp. 1149-1161.

Jullien R., 1992. *Les faunes domestique et sauvage, les moyens de subsistence*. Bulletin de Correspondance Hellénique suppl.XXIV, pp. 147-153.

Jung R., Weninger B.P., 2015. *Archaeological and environmental impact of the 4.2 ka cal BP event in the central and eastern Mediterranean*, conference paper, Halle 2015, pp. 205-234.

K

Kaczanowska M., Kozłowski J.K., Sampson A., 2008. *Le Mésolithique du bassin égéen*. Études Balkaniques-Cahiers Pierre Belon, (1), pp. 83-99.

Kaniewski D., Paulissen E., De Laet V., Dossche K., Waelkens M., 2007. *A high-resolution Late Holocene landscape ecological history inferred from an intramontane basin in the Western Taurus Mountains, Turkey*. Quaternary Science Reviews, 26 (17), pp. 2201-2218.

Kaniewski D., Paulissen E., Van Campo E., Weiss H., Otto T., Bretschneider J., Van Lerberghe K., 2010. *Late second-early first millennium BC abrupt climate changes in coastal Syria and their possible significance for the history of the Eastern Mediterranean*. Quaternary Research, 74(2), pp. 207-215.

Kaniewski D., Van Campo E., Boiy T., Terral J.F., Khadari B., Besnard G., 2012. *Primary domestication and early uses of the emblematic olive tree: palaeobotanical, historical and molecular evidence from the Middle East*. Biological Reviews 87 (4), pp. 885-899.

Kaniewski D., Van Campo E., Guiot J., Le Burel S., Otto T., Baeteman C., 2013. *Environmental roots of the Late Bronze Age crisis*. PLoS One, 8, pp. 8

Kaouras G., Antoniadis P., Blickwede H., Riegel W., 1991. *Petrographische und palynologische Untersuchungen an Braunkohlen im Becken von Drama, Ostmakedonien (Griechenland)*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte 3, pp. 145-162.

- Kaplan A.**, Cane M.A., Kushnir Y., Clement A.C., Blumenthal M.B., Rajagopalan B., 1998. Analyses of global sea surface temperature 1856-1991. *Journal of Geophysical Research Oceans* 103, 18,567, pp.518-589.
- Karamitrou-Mentessidi G.**, 1993. *La haute Macédoine à l'époque du Bronze Récent et du Fer Ancien*, In Vokotopoulou I. (ed.), *La civilisation grecque : Macédoine, royaume d'Alexandre le Grand : [exposition] au Marché Bonsecours, Montréal, du 7 mai au 19 septembre 1993* ; pp. 116-121.
- Karamitrou-Mentessidi G.**, 2014. *About prehistoric sites in western Macedonia: prefectures of Kozani and Grevena*. In: Stefani E., Merousis N., Dimoula A., 1912-2012. *A Century of Research in Prehistoric Macedonia*. Proceedings of the International Conference, Archaeological Museum of Thessaloniki, 22-24 November 2012. Archaeological Museum of Thessaloniki, pp. 233-251.
- Karamitrou-Mentessidi G.**, Efstratiou N., Kozłowski J.K., Kaczanowska M., Maniatis Y., Curci A., Michalopoulou S., Papathanasiou A., Valamoti S.M., 2013. *New evidence on the beginning of farming in Greece: the Early Neolithic settlement of Mavropigi in western Macedonia (Greece)*. *Antiquity*, 87, pp. 336.
- Karistineos N.**, 1984. *Palaeographic development of the Serres basin. Lithostratigraphy, biostratigraphy, Tectonics*. Ph.D. Thesis, University of Thessaloniki (in Greek with English abstract), 230 p.
- Karistineos N.**, Ioakim C., 1989. *Palaeoenvironmental and palaeoclimatic evolution of the Serres Basin (N. Greece) during the Miocene*. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 70 (1-3), pp. 275283-279285.
- Karkanis P.**, 2001. *Site formation processes in Theopetra Cave: a record of climatic change during the Late Pleistocene and Early Holocene in Thessaly, Greece*. *Geoarchaeology* 16 (4), pp. 373-399.
- Karkanis P.**, Pavlopoulos K, Kouli K, Ntinou M, Tsartsidou G, Facorellis Y, Tsourou T., 2011. *Paleoenvironment and site formation processes of the Neolithic lakeside site of Dispilio, Kastoria, northern Greece*. *Geoarchaeology* 26, pp. 83-117.
- Karnik V.**, 1968. *Seismicity of the European Area, Parts I and II*. Academia-J. Reidel, Praha-Dordrecht, 1971, 364 p.
- Karteris M.A.**, Pyrovetsi M., 1986., *Land Cover / Use Analysis of Prespa National Park, Greece, Environmental Conservation*, Vol.13, pp. 319-330
- Kayan I.**, Vardar S., 2007a. *The physical geography of the Madra River Delta*. In: Lambrianides, K., Spencer, N. (Eds.), *The Madra River Delta: Regional Studies on the Aegean Coast of Turkey*. The British Institute at Ankara, London, pp. 9-23.
- Kayan I.**, Vardar S., 2007b. *Geomorphological formation and development of the delta plain of the Madra River*. In: Lambrianides K., Spencer N., *The Madra River Delta: Regional Studies on the Aegean Coast of Turkey*. The British Institute at Ankara, London, pp. 23-30.
- Kazancı N.**, Leroy S., Ileri Ö., Emre Ö., Kibar M., Öncel S., 2004. *Late Holocene erosion in NW Anatolia from sediments of Lake Manyas, Lake Ulubat and the southern shelf of the Marmara Sea, Turkey*. *Catena*, 57(3), pp. 277-308.
- Kazancı N.**, Toprak Ö., Leroy S.A.G., Öncel S., Ileri Ö., Emre Ö., Costa P., Erturaç K., McGee E., 2006. *Boron content of Lake Ulubat sediment: A key to interpret the morphological history of NW Anatolia, Turkey*. *Applied Geochemistry*, 21(1), pp. 134-151.
- Kazantzis G.**, Albarella U., 2016. *Size and shape of Greek Late Neolithic livestock suggest the existence of multiple and distinctive animal husbandry cultures*. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 9, pp. 630-645.
- Kazoglou**, 2011, *Agriculture, stockbreeding and wetlands: the case of Prespa*, in : Papayannis T.,

- Pritchard D., 2011. *Culture and Wetlands in the Mediterranean: an Evolving Story*. Med-INA, pp. 146-158.
- Kazoglou Y.**, Papanastasis V., Catsadorakis G., Malakou M., Marinos Y. Papadopoulos A., Lambrinou E., Apostolidis I., 2001. *Study on the restoration and management of wet meadows at Lake Mikri Prespa*. Society for the Protection of Prespa, General Secretariat of Research and Technology, rapport non-publié.
- Kazoglou Y.**, Koutseri I., Malakou M., 2004. *Conservation management of wet meadows at the Greek part of Lake Mikri Prespa*, Proceedings of the Balwois 2004, International Scientific Conference on Water Observation and Information System for Decision Support, pp. 1-10.
- Klaver E.R.**, 1981. *Een Holocene vegetatiesuccessie in het Fochteloërveen*. Intern Rapport, 101, pp. 33.
- Knighton A.D.**, 1984. *Fluvial forms and processes*. Edward Arnold, London, 400 p.
- Knithakis M.**, 1983. *Inventory of Karstic Spring of Greece, Hydrological Basin of Strimonas River*. In: IGME: Hydrological and Hydrogeological Investigations 28/4, 52 p.
- Köhler E.**, Lange E., 1979. *A contribution to distinguishing cereal from wild grass pollen grains by LM and SEM*. Grana, 18, pp. 133-140.
- Kojumdgieva E.**, 1987. *Evolution géodynamique du bassin Egéen pendant le Miocène supérieur et ses relations à la Paratéthys orientale*. Geologica Balcanica, 17 (1), pp. 3-14.
- Kokkinidou D.**, Trantalidou K., 1991. *Neolithic and Bronze Age Settlement in Western Macedonia'*, The Annal of the British School of Archaeology at Athens, Vol 86, pp. 93-106.
- Kołaczek P.**, Zubek S., Błaszczkowski J., Mleczko P., Margielewski W., 2013. *Erosion or plant succession—How to interpret the presence of arbuscular mycorrhizal fungi (Glomeromycota) spores in pollen profiles collected from mires*. Review of Palaeobotany and Palynology, 189, pp. 29-37.
- Kokoszko M.**, Jagusiak K., Rzeznicka Z., 2014. *Cereals of Antiquity and Early Byzantine Times Wheat and Barley in Medical Sources (Second to Seventh Centuries AD)*, Byzantina Lodziensia. Łódz University Press, Łódz, 518 p.
- Komarek J.**, Jankovska V., 2001. *Review of the Green Algal Genus Pediastrum; implication for pollen-analytical research*. Bibl Phycol 108, pp. 1-127
- Kontopoulos N.**, Avramidis P., 2003. *A late Holocene record of environmental changes from the Aliko lagoon, Egeion, North Peloponnesus, Greece*. Quaternary International, 111(1), pp. 75-90.
- Kotsakis K.**, 1999. *What tells can tell: social space and settlement in the Greek Neolithic*, in P. Hasted, *Neolithic Society in Greece*: Sheffield: Sheffield Academic Press. pp. 66-76.
- Kotsakis K.**, 2001. *Mesolithic to Neolithic in Greece. Continuity, discontinuity or change of course ?*. Documenta Praehistorica, 28, pp. 63-73.
- Kotsakis K.**, 2014a. *A hundred years of Neolithic research in Macedonia: trends and directions*. In: Stefani E., Merousis N., Dimoula A., 1912-2012. *A Century of Research in Prehistoric Macedonia. Proceedings of the International Conference*, Archaeological Museum of Thessaloniki, 133-141, November 2012., Archaeological Museum of Thessaloniki, pp. 233-251.
- Kotsakis K.**, 2014b. *Domesticating the periphery - new research into the Neolithic of Greece*. Pharos 20, pp. 41-73.
- Kotthoff U.**, Müller U.C., Pross J., Schmiedl G., Lawson I.T., van de Schootbrugge B., Schulz H., 2008a. *Lateglacial and Holocene vegetation dynamics in the Aegean region: an integrated view based on pollen data from marine and terrestrial archives*. The Holocene, 18(7), pp. 1019-1032.
- Kotthoff U.**, Pross J., Müller U.C., Peyron O., Schmiedl G., Schulz H., Bordon A., 2008b.

Climate dynamics in the borderlands of the Aegean Sea during formation of sapropel S1 deduced from a marine pollen record. Quaternary Science Reviews, 27(7), pp. 832-845.

Kotthoff U., Koutsodendris A., Pross J., Schmieidl G., Bornemann A., Kaul C., Marino G., Peyron O., Schiebel R., 2011. *Impact of Lateglacial cold events on the northern Aegean region reconstructed from marine and terrestrial proxy data.* Journal of Quaternary Science, 26(1), pp. 86-96.

Koukouli-Chryssanthaki H., 1993. *La Macédoine à l'Âge du Bronze,* In Vokotopoulou I. (ed.), *La civilisation grecque : Macédoine, royaume d'Alexandre le Grand : [exposition] au Marché Bonsecours, Montréal, du 7 mai au 19 septembre 1993 ;* pp. 105-111.

Koukouli-Chryssanthaki H., 1998. *Drama and its region from the Neolithic to the end of the Roman period,* in *Drama and its Region,* symposium, History and politics, (in greek), pp. 33-68.

Koukouli-Chryssanthaki H., Treuil R., 2008. *Dikili Tash, village préhistorique de Macédoine orientale.* Recherches franco-helléniques dirigées par la Société archéologique d'Athènes et l'école française d'Athènes (1986-2001), Bibliothèque de la Société archéologique d'Athènes 254. Société archéologique d'Athènes, Athens, 416 p.

Koukouli-Chryssanthaki H., Papadopoulos S., 2016. *The island of Thasos from the Neolithic to the Early Bronze Age. Excavation data and absolute dates.* 2016, In Tsirtsoni (eds) *The Human Face of Radiocarbon: Reassessing Chronology in Prehistoric Greece and Bulgaria, 5000–2000 cal BC,* Travaux de la Maison de l'Orient et de la Méditerranée, Lyon, pp. 339-360.

Koukouli-Chryssanthaki H., Malamidou M., Lespez L., 2008. *Carte archéologique de la plaine de Philippos-Drama.* In: Koukouli-Chryssanthaki, H., Treuil, R. (Eds.), *Dikili Tash, village préhistorique de Macédoine orientale.* Recherches franco-helléniques dirigées par la Société archéologique

d'Athènes et l'école française d'Athènes (1986-2001), Bibliothèque de la Société archéologique d'Athènes 254. Société archéologique d'Athènes, Athens, pp. 395-414.

Kouli K., 2012. *Vegetation development and human activities in Attiki (SE Greece) during the last 5000 years,* Vegetation History and Archaeobotany 21, pp. 267-278.

Kouli K., 2015. *Plant landscape and land use at the Neolithic lake settlement of Dispilio (Macedonia, northern Greece).* Plant Biosystems, 149, pp. 195-204.

Kouli K., Dermitzakis M.D., 2008. *Natural and cultural landscape of the Neolithic settlement of Dispilio: palynological results.* Hellenic Journal of Geosciences 43, pp. 29-39.

Kouli K., Dermitzakis M.D., 2010. *Contributions to the European Pollen Database. 11. Lake Orestiás (Kastoria, northern Greece).* Grana, 49(3), pp. 154-156

Kouli K., Triantaphyllou M., Pavlopoulos K., Tsourou T., Karkanias P., Dermitzakis M.D., 2009. *Palynological investigation of Holocene palaeoenvironmental changes in the coastal plain of Marathon (Attica, Greece).* Geobios, 42(1), pp. 43-51.

Kountouri E., Petrochilos N., Liaros N., Oikonomou V., Koutsoyiannis D., Mamassis N., Zarkadoulas N., Vött A., Hadler H., Henning P., Willershäuser T., 2013. *The Mycenaean drainage works of north Kopais, Greece: a new project incorporating surface surveys, geophysical research and excavation.* Water Science and Technology: Water Supply, 13(3), pp. 710-718.

Koutrakis M., 2011. *Fisheries in the lagoons of northern Greece: cultural aspects and indicators of biological integrity aspects and indicators of biological integrity,* in Papayannis T., Pritchard D., 2011. *Culture and Wetlands in the Mediterranean: an Evolving Story.* Med-INA, pp. 161-171.

- Koutsodendris A.,** Brauer A., Zacharias I., Putyrskaya V., Klemt E., Sangiorgi F., Pross J., 2015. *Ecosystem response to human- and climate-induced environmental stress on an anoxic coastal lagoon (Etoliko, Greece) since 1930 AD*. *Journal of Paleolimnology*, 53, pp. 255-270.
- Koutsodendris A.,** Brauer A., Reed J., Plessen B., Friedrich O., Hennrich B., Zacharias I., Pross J., 2017. *Climate variability in SE Europe since 1450 AD based on a varved sediment record from Etoliko Lagoon (Western Greece)*. *Quaternary Science Review* 159, pp. 63-76.
- Kraft J. C.,** Rapp G., Aschenbrenner S.E., 1975. *Late Holocene paleogeography of the coastal plain of the Gulf of Messenia, Greece, and its relationships to archaeological settings and coastal change*. *Geological Society of America Bulletin*, 86(9), pp. 1191-1208.
- Kraft J.C.,** Rapp G., Aschenbrenner S., 1977. *Palaeogeographic reconstructions of coastal Aegean archaeological sites*, *Science* 195, pp. 941-947.
- Kramer A.,** Herzsuh U., Mischke S., Zhang C., 2010. *Late Quaternary environmental history of the south-eastern Tibetan Plateau inferred from the Lake Naleng nonpollen palynomorph record*. *Vegetation History and Archaeobotany* 19, pp. 453-468.
- Krahtopoulou A.,** 2000. *Holocene alluvial history of northern Pieria, Macedonia, Greece*. In Haslstead P.(Ed.), *Landscape and Land use*, pp. 15-27.
- Krebs P.,** Conedera M., Pradella M., Torriani D., Felber M., Tinner W., 2004. *Quaternary refugia of the sweet chestnut (Castanea sativa Mill.): an extended palynological approach*. *Vegetation History and Archaeobotany* 13, pp. 145-160.
- Krichak S.O.,** Alpert P., 2005. *Decadal trends in the east Atlantic-west Russia pattern and Mediterranean precipitation*. *International Journal of Climatology*, 25, pp. 183-192.
- Krichak S.O.,** Tsidulko M., Alpert P., 2000. *Monthly synoptic patterns associated with wet/dry conditions in the eastern Mediterranean*. *Theor. Appl. Climatol.* 65, pp. 215-229.
- Krichak S.O.,** Kishcha P., Alpert P., 2002. *Decadal trends of main Eurasian oscillations and the Mediterranean precipitation*. *Theor. Appl. Climatol.* 72, pp. 209-220.
- Kronberg P.,** 1969. *Petrografie und Tectonik im Rhodopen-Kristallin des Tsal-Dag, Simvolon und Ost-Pangaon (Griechisch-Makedonien)*. *NJ Geol. Pal. Abh*, 7, pp. 140-156.
- Kuhnt T.,** Schmiedl G., Ehrmann W., Hamann Y., Hemleben C., 2007. *Deep-sea ecosystem variability of the Aegean Sea during the past 22 ka as revealed by benthic foraminifera*. *Marine Micropaleontology* 64, pp. 141-162.
- Kuhnt T.,** Schmiedl G., Ehrmann W., Hamann Y., Andersen N., 2008. *Stable isotopic composition of Holocene benthic foraminifers from the eastern Mediterranean sea: past changes in productivity and deep water oxygenation*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268, pp. 106-115.
- Kuhry P.,** 1985. *Transgression of a raised bog across a coversand ridge originally covered with an oak—lime forest: Palaeoecological study of a Middle Holocene local vegetational succession in the Amtsoven (northwest Germany)*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 44(3-4), pp. 303-353.
- Kuhry P.,** 1988. *A palaeobotanical and palynological study of Holocene peat from the El Bosque mire located in a volcanic area of the Cordillera Central of Colombia*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 55, pp. 19-72.
- Kuhry P.,** 1997. *The palaeoecology of a treed bog in western boreal Canada: a study based on microfossils, macrofossils and physico-chemical properties*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 96, pp. 183-224.
- Küster H.,** 1988. *Vom werden einer Kulturlandschaft: vegetationsgeschichtliche studien am auberg (Südbayern)*, *Acta Humaniora, Weinheim*.

Kutiél H., Maheras P., 1998. *Variations in the temperature regime across the Mediterranean during the last century and their relationship with circulation indices*. *Theoretical and Applied Climatology*, 61 (1), pp. 39-53.

Kutiél H., Benaroch Y., 2002. *North Sea-Caspian Pattern (NCP)—an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: Identification and definition*. *Theoretical and Applied Climatology*, 71 (1), pp. 17-28.

Kutiél H., Maheras P., Türkeş M., Paz S., 2002. *North Sea–Caspian Pattern (NCP)—an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean—implications on the regional climate*. *Theoretical and Applied Climatology*, 72 (3), pp. 173-192.

Kuzucuoğlu C., 2009. *Climate and Environment in times of cultural changes from the 4th to the 1st mill. BC in the Near and Middle East*. *Scienze dell'Antichità*, 15 (15), pp. 193-216.

Kuzucuoğlu C., 2010. *Climate and environment in times of cultural changes from the 4th to the 1st mill. BC in the Near and Middle East*. In: Cardarelli A., Cazzella A., Frangipane M., Peroni R., *Reasons for Changes of Societies Between the End of the IV and the Beginning of the 1st Millennium BC (Le Ragioni del Cambiamento)*. *Scienze delle Antichità* 15, pp. 141-163.

Kuzucuoğlu C., 2014. *The Neolithic in Anatolia at the regional scale. Some issues concerning chronology and environmental contexts*. In: Arnaud-Fassetta G., Carcaud N., *French Geoarchaeology in the 21st Century*, CNRS Editions, Paris, pp. 129-156.

Kuzucuoğlu C., Dörfler W., Kunesch S., 2011. *Mid- to late-Holocene climate change in central Turkey: the Tecer Lake record*. *The Holocene* 21, pp. 173–188.

Kyparissi-Apostolika N., 1999. *The Palaeolithic deposits of Theopetra Cave in Thessaly (Greece)*. *British School at Athens Studies*, pp. 232-239.

Kyparissi-Apostolika N., 2003. *The Mesolithic in Theopetra Cave: new data on a debated period of Greek prehistory*. *British School at Athens Studies*, pp. 189-198.

L

Laiou A.E., 1977. *Peasant Society in the Late Byzantine Empire. A Social and Demographical Study*. Princeton University Press, Princeton, N.J, 332 p.

Lambeck K., 1995. *Late Pleistocene and Holocene sea-level change in Greece and south-western Turkey: a separation of eustatic, isostatic and tectonic contributions*. *Geophysics Journal* 122, pp. 1022-1044.

Lambeck K., Purcell A., 2005. *Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas*. *Quaternary Science Reviews* 24, pp. 1969-1988.

Lamy F., Arz H.W., Bond G.C., Bahr A., Pätzold J., 2006. *Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/ North Atlantic Oscillation*. *Paleoceanography* 21, PA1008.

Laurans Y., 2009. *Evolution de la perception du thème des services rendus et de leur évaluation économique*, *Zones Humides Infos*, 88, pp. 2-3.

Lawson I., Frogley M., Bryant C., Preece R., Tzedakis P., 2004. *The Lateglacial and Holocene environmental history of the Ioannina basin, north-west Greece*. *Quaternary Science Reviews* 23, pp. 1599-1625.

Lawson I., Al-Omari S., Tzedakis P.C., Bryant C.L., Christaniss K., 2005. *Lateglacial and Holocene vegetation history at Nisi Fen and the Boras mountains, northern Greece*. *The Holocene* 15 (6), pp. 873-887.

Lazarova M., Tonkov S., Snowball I., Marinova E., 2009. *Peat-bog Begbunar (Osogovo Mts., SW Bulgaria): four millennia of vegetation history*. *Grana* 48, pp. 147-149.

- Lazarova M.**, Tonkov S., Marinova E., Ivanov D., Bozilova E., 2011. *Western Rhodopes Mountains (Bulgaria): peat bog Beliya Kanton*. Grana, 50(2), pp. 162-164.
- Lazarova M.**, Marinova E., Tonkov S., Snowball I., 2015. *A 5000-year pollen and plant macrofossil record from the Osogovo Mountain, Southwestern Bulgaria: Vegetation history and human impact*. Review of Palaeobotany and Palynology, 223, pp. 1-9.
- Leake**, 1835. *Travels in Northern Greece*, London, vol III, 553 p.
- Lefort J.**, 1986. *Paysages de Macédoine*. Travaux et mémoires du Centre de Recherche d'histoire et Civilisation de Byzance, Collège de France. Ed. De Boccard. 311 p.
- Lefort J.**, 1991. *Population et peuplement en Macédoine orientale, IXe-XVe siècle*. In: Hommes et Richesses Dans l'Empire Byzantin. Publications de la Sorbonne, Paris, pp. 69-71
- Lemerle P.**, 1945. *Philippe et la Macédoine orientale à l'époque chrétienne et byzantine*, Paris, 569 p.
- Lemerle P.**, 1979. *Les plus anciens recueils des miracles de Saint Demetrius et la pénétration des Slaves dans les Balkans*. Editions du CNRS, Paris, 262 p.
- Lemmen C.**, Wirtz K.W., 2014. *On the sensitivity of the simulated European Neolithic transition to climate extremes*. Journal of Archaeological Science 51, pp. 65-72.
- Lenarczyk J.**, 2015. *Pediastrum MEYEN sensu lato (Chlorophyceae) in the phytoplankton of lowland and upland water bodies of Central Europe (Poland)*. Fottea, Olomouc, 15(2), pp. 165-177.
- Lenarczyk J.**, Kołaczek P., Jankovská V., Turner F., Karpińska-Kołaczek M., Pini R., Szymczyk A., 2015. *Palaeoecological implications of the subfossil Pediastrum argentinense-type in Europe*. Review of Palaeobotany and Palynology, 222, pp. 129-138.
- Leng M.J.**, Roberts N., Reed J.M., Sloane H.J., 1999. *Late Quaternary palaeohydrology of the Konya Basin, Turkey, based on isotope studies of modern hydrology and lacustrine carbonates*. Journal of Paleolimnology, 22(2), pp. 187-204.
- Leng M.J.**, Baneschi I., Zanchetta G., Jex C.N., Wagner B., Vogel H., 2010. *Late Quaternary palaeoenvironmental reconstruction from Lakes Ohrid and Prespa (Macedonia/Albania border) using stable isotopes*. Biogeosciences 7, pp. 3109-3122.
- Leng M.J.**, Wagner B., Boehm A., Panagiotopoulos K., Vane C.H., Snelling A., Haidon C., Woodley E., Vogel H., Zanchetta G., Baneschi I., 2013. *Understanding past climatic and hydrological variability in the Mediterranean from Lake Prespa sediment isotope and geochemical record over the Last Glacial cycle*. Quaternary Science Reviews, 66, pp. 123-136.
- Leppard T.P.**, 2014. *Mobility and migration in the Early Neolithic of the Mediterranean: questions of motivation and mechanism*. World Archaeology 46, pp. 484-501.
- Leroy S.**, Kazancı N., Ileri Ö., Kibar M., Emre O., McGee E., Griffiths H.I., 2002. *Abrupt environmental changes within a late Holocene lacustrine sequence south of the Marmara Sea (Lake Manyas, NW Turkey): possible links with seismic events*. Marine Geology, 190(1), pp. 531-552.
- Leroyer C.**, 1997. *Homme, climat, végétation au Tardé-et Postglaciaire dans le Bassin parisien: apports de l'étude palynologique des fonds de vallée* (Doctoral dissertation, Paris 1). 2 volumes, 786 p.
- Leshtakov K.**, 2006. *The Bronze Age in the Upper Thracian plain*. Annual of the University of Sofia, Archaeology Dept. 3, pp. 141-217 (en Bulgare avec résumé en anglais).
- Lespez L.**, 1998. *Le bassin versant du Xéropotamos (Macédoine Orientale), contribution à l'étude des rythmes de l'érosion holocène en Grèce* (The watershed of the Xeropotamos (Eastern Macedonia), contribution to the study of the rate of

erosion during the holocene in Greece). In: Bulletin de l'Association de géographes français, 75e année, 1998-1 (mars). L'ex-URSS. Les temps de l'érosion, pp. 109-120.

Lespez L., 1999. *L'évolution des modelés et des paysages de la plaine de Drama et de ses bordures au cours de l'Holocène, Macédoine orientale, Grèce*. Thèse de l'Université Blaise-Pascal (Clermont-Ferrand 2), Atelier National de Reproduction des thèses, Lille, 539 p.

Lespez L., 2003. *Geomorphic responses to long-term land use changes in Eastern Macedonia (Greece)*. *Catena*, 51, 3-4, pp.181- 208.

Lespez L., 2007. *Dynamiques holocènes de systèmes fluviaux en Grèce du Nord : approche comparative et multi-scalaire des interactions entre Nature et Société*, *Géomorphologie : relief, processus, environnement* n°1 : pp. 49-66.

Lespez L., 2008. *L'environnement du Néolithique à l'âge du bronze*. In: Treuil R., Darcque P., Poursat J.C., Touchais G. : *Les civilisations égéennes du Néolithique et de l'âge du Bronze*. PUF, 2e ed., Paris, pp. 21-394.

Lespez L., 2011. *Géoarchéologie dans l'Ouest de la France*, Numéro spécial de *Norvès* 220, 180p.

Lespez L., 2012a. *Les temps de l'environnement et des paysages des systèmes fluviaux au cours de l'Holocène ; Normandie, Grèce, Mali*, Dossier d'habilitation à diriger des recherches, Université de Caen, 376p.

Lespez L., 2012b. *Paysages et gestion de l'eau : sept millénaires d'histoire des vallées et des plaines littorales en Basse-Normandie*. Bibliothèque du Pôle Rural 3, MRSH Caen-Presses Universitaires de Caen, 333 p.

Lespez L., 2016. *Les recherches géoarchéologiques et les dynamiques environnementales, «Philippes, de la Préhistoire à Byzance. Etude d'archéologie et d'histoire*, *Bulletin de Correspondance Hellénique* 55 pp. 43-53.

Lespez L., Dalongeville R., 1998. *Morphogenèse würmienne en Grèce du Nord : le piémont des*

montagnes de Lékani. *Géomorphologie, Relief, Processus, Environnement*, 4, pp. 331-350.

Lespez L., Tirologos G., 2004. *Transformations des paysages, changements climatiques et sources anciennes : l'exemple du témoignage de Théophraste à propos de la plaine de Philippes*. Communication

Lespez L., Papadopoulos S., 2008. *étude géoarchéologique du site d'Aghios Ioannis (île de Thasos, Grèce)*, *Bulletin de correspondance hellénique* 132(2), pp. 667-692.

Lespez L., Fouache E., 2013. *Géoarchéologie*. In : Mercier D., *Géomorphologie de la France*, Dunod, Paris , pp. 215-228.

Lespez L., Carozza L., 2016. *Interactions Climat - Environnement -Société du Néolithique ancien au Petit Age Glaciaire ; Rapport d'activité 2016* PaleMex INEE-Mistrals, 133 p.

Lespez L., Dalongeville R., Noirel-Schutz C., Suc J.P., Koukouli-Chryssanthaki H., Treuil R., 2000. *Les paléoenvironnements du site préhistorique de Dikili Tash, Macédoine orientale, Grèce*. *Bulletin de Correspondance Hellénique*, 124, pp. 414-434.

Lespez L., Malamidou D., Papadopoulos S., Davidson R., 2004. *Archaeological and environmental changes in northern Greece since the Neolithic : a multiscalar approach*, 5th International symposium on Eastern Mediterranean Geology Thessaloniki, Greece, 4 p.

Lespez L., Tsirtsoni Z., Darcque P., Koukouli-Chryssanthaki H., Malamidou D., Treuil R., Davidson R., Kourtessi-Philippakis G., Oberlin C., 2013. *The lowest levels at Dikili Tash, Northern Greece: a missing link in the Early Neolithic of Europe*, *Antiquity*, 87, pp. 30-45.

Lespez L., Tsirtsoni Z., Lopez Saez J.A., Le Drezen Y., Glais A., 2014. *Beyond determinism: For a local approach to nature/society interactions in the southern Balkans at the transition from the Neolithic to the Bronze Age*, in: *French*

Geoarchaeology, Arnaud-Fassetta G., Carcaud N., Paris, éditions du CNRS, pp. 139-153.

Lespez L., Glais A., Lopez-Saez J.A., Le Drézen Y., Tsirtsoni Z., Davidson R., Biree L., Malamidou D., 2016. *Middle Holocene rapid environmental changes and human adaptation in Greece*. *Quaternary Research*, 85 (2), pp. 227-244.

Lespez L., Tsirtsoni Z., Darcque P., Malamidou D., Koukouli-Chryssanthaki H., Glais A., 2017. *Identifying the Earliest Neolithic Settlements in the Southeastern Balkans Methodological Considerations Based on the Recent Geoarchaeological Investigations at Dikili Tash (Greek Eastern Macedonia)*, in Reingruber A., Tsirtsoni Z., Nedelcheva P.,(eds) *Going West?: The Dissemination of Neolithic Innovations between the Bosphorus and the Carpathians (Themes in Contemporary Archaeology)*, Chapitre 4, pp. 43-55.

Leveau P., 2005. *Les zones humides dans les systèmes agraires antiques : le paradigme du 'Romain dessicateur' et la gestion romaine des marais*, in : *Les zones humides européennes : espaces productifs d'hier et d'aujourd'hui : [actes du colloque international organisé par le Groupe d'histoire des zones humides, tenu au Blanc (Indres), les 20, 21 et 22 octobre 2005, (Derex J.M.), aestuaria cultures et développement durable*, pp. 293-307

Lévêque C., Muxart T., Abbadie L., Weil A. et van der Leeuw S., 2003. *L'anthroposystème : entité structurelle et fonctionnelle des interactions sociétés-milieus*. In : Lévêque C., van der Leeuw S., *Quelles natures voulons-nous ?*, Elsevier, Paris, pp. 110-129.

Lézine A.M., 1989. *Late Quaternary vegetation and climate of the Sahel*. *Quaternary Research* 32, pp. 317-334

Lichardus J., Lichardus-Itten M., Bailloud G., Cauvin J., 1985. *La Protohistoire de l'Europe: le Néolithique et le Chalcolithique entre la Méditerranée et la mer Baltique*, Paris, 640 p.

Lichardus-Itten M., Demoule J.P., Perniceva L., Grebska-Kulova M., Kulov I., 2002. *The site Kovacevo and the beginnings of the Neolithic period Southwestern Bulgaria*. In: Lichardus-Itten M., Lichardus J., Nikolov V., *Beiträge zu jungsteinzeitlichen Forschungen in Bulgarien*. Saarbrücker Beiträge zur Altertumskunde 74. Habelt, Bonn, pp. 99-156

Liébault F., 2003. *Les rivières torrentielles des montagnes drômoises: évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massifs du Diois et des Baronnies)*. Thèse de doctorat, Université Lumière (Lyon 2), 356 p.

Lionello P., Sanna A., 2005. *Mediterranean wave climate variability and its links with NAO and Indian Monsoon*. *Climate Dynamics*, 25(6), pp. 611-623.

Lionello P., Bhend J., Buzzi A., Della-Marta P.M., Krichak S.O., Jansa A., Maheras P., Sanna A., Trigo I.F., Trigo R., 2006. *Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment*. *Developments in Earth and Environmental Sciences*, 4, pp. 325-372.

Liu Z., Wang Y., Gallimore R., Notaro M., Prentice I.C., 2006. *On the cause of abrupt vegetation collapse in North Africa during the Holocene: climate variability vs. vegetation feedback*. *Geophysical Research Letters* 33, pp. 22

Llasat M.C., Barriendos M., Barrera A., Rigo T., 2005. *Floods in Catalonia (NE Spain) since the 14th century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records*. *Journal of Hydrology*, 313 (1), pp. 32-47.

Loizeau J.L., Arbouille D., Santiago S., Vernet J.P., 1994. *Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments*, *Sedimentology*, vol. 41, n°2, pp. 353-361.

Loke M.H., Barker R.D., 1996. *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity*

pseudosections using a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting, (44), pp. 131-152.

Long C.J., Whitlock C., Bartlein P.J., Millspaugh S.H., 1998. *A 9000-year fire history from the Oregon Coast Range, based on a high-resolution charcoal study.* Canadian Journal of Forest Research, 28(5), pp. 774-787.

López Sáez. J.A., López Merino L., 2005. *Precisiones metodológicas acerca de los indicios paleopalínológicos de agricultura en la Prehistoria de la Península Ibérica.* Portugalia, 26, pp. 53-64.

López-Sáez J.A., López -Merino, L., 2007. *Coprophilous fungi as a source of information of anthropic activities during the Prehistory in the Amblès Valley (Avila, Spain): the archaeopalynological record.* Revista Espanola de Micropaleontologia 39, pp. 103-116.

López Sáez J.A., van Geel B., Farbos-Textier S., Diot M.F., 1998. *Remarques paléocologiques à propos de quelques palynomorphes non-polliniques provenant de sédiments quaternaires en France.* Revue de Paléobiologie, 17 (2), pp. 445-459.

López Sáez J.A., van Geel B., Martín Sánchez M. 2000. *Aplicación de los microfósiles no polínicos en Palinología Arqueológica.* In: Oliveira Jorge V., *Contributos das Ciências e das Tecnologias para a Arqueologia da Península Ibérica.* Actas 3º Congresso de Arqueologia Peninsular, vol. IX, Vila-Real, Portugal, setembro de 1999, pp. 11-20.

López Sáez J.A., López García P., Burjachs F., 2003. *Arqueopalínología: Síntesis crítica.* Polen, 12, pp. 5-35.

López Sáez, J.A., Iriarte Chiapusso M.J., Burjachs F., 2013. *Arqueopalínología.* In: *Métodos y técnicas de análisis y estudio en Arqueología Prehistórica. De lo técnico a la reconstrucción de los grupos humanos,* M. García-Diez, L. Zapata, Universidad del País Vasco, Vitoria, pp. 273-290.

Lowe J.J., Rasmussen S.O., Björck S., Hoek W.Z., Steffensen J.P., Walker M.J.C., Yu Z.C., 2008. *Synchronisation of palaeoenvironmental*

events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. Quaternary Science Reviews 27, pp. 6-17.

Lubbock J., 1865. *Prehistoric Times, as Illustrated by Ancient Remains, and the Manners and Customs of Modern Savages.* Williams & Norgate, London. 660p.

Luginbühl Y., Muxart T., 1998. *Place de la géographie dans les recherches sur l'environnement.* Lettre du Programme environnement, vie et sociétés, (17), pp. 44-63.

Luterbacher J., Xoplaki E., Casty C., Wanner H., Pauling A., Küttel M., Rutishauser T., Brönnimann S., Fischer E., Fleitmann D., Gonzalez-Rouco F.J., García-Herrera R., Barriendos M., Rodrigo F., Gonzalez-Hidalgo J.C., Saz M.A., Gimeno L., Ribera P., Brunet M., Paeth H., Rambu N., Felis T., 2006. *Mediterranean climate variability over the last centuries: a review.* Developments in Earth and environmental Sciences, 4, pp. 27-148.

Luterbacher J., García-Herrera R., Akcer-On S., Allan R., Alvarez-Castro M.C., Benito G., Booth J., Büntgen U., Cagatay N., Colombaroli D., Davis B., Esper J., Felis T., Fleitmann D., Frank D., Gallego D., Garcia-Bustamante E., Glaser R., Gonzalez-Rouco F.J., Goosse H., Kiefer T., Macklin M.G., Manning S.W., Montagna P., Newman L., Power M.J., Rath V., Ribera P., Riemann D., Roberts N., Sicre M.A., Silenzi S., Tinner W., Tzedakis P., Valero-Garcès B., van der Schrier G., Vannièrè B., Vogt S., Wanner H., Werner J.P., Willett G., Williams M.H., Xoplaki E., Zerefos C.S., Zorita E., 2012. *A Review of 2000 Years of Paleoclimatic Evidence in the Mediterranean, the Climate of the Mediterranean Region.* Elsevier Inc., pp. 87-185.

Lybèris N., 1984. *Tectonic evolution of the North Aegean trough.* Geological Society, London, Special Publications, 17 (1), 709-725.

Lykousis V., Karageorgis A.P., Chronis G.T., 2005. *Delta progradation and sediment fluxes since the last glacial in the Thermaikos Gulf and the*

Sporades Basin, NW Aegean Sea, Greece. Marine Geology, 222, pp. 381-397.

Lyratzaki I., 2011. *Food and culture, food and nature: food resources and culinary heritage in culinary heritage in Mediterranean wetlands* Mediterranean wetlands, in Papayannis T., Pritchard D., 2011. *Culture and Wetlands in the Mediterranean: an Evolving Story*. Med-INA, pp. 254-265.

M

Macklin M.G., Woodward J.C., 2009. *River systems and environmental change*. In Woodward J. (Ed.), *The physical geography of the Mediterranean*. Oxford University Press, Oxford, pp. 319-352.

Macklin M.G., Benito G., Gregory K.J., Johnstone E., Lewin J., Michczyoska D.J., Soja R., Starkel L., Thorndycraft V.R., 2006. *Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe*. *Catena*, 66 (1-2), pp. 145-154.

Madej M.A., 1982. *Sediment transport and channel changes in an aggrading stream in the Puget Lowland*, in: Washington. Federal Government Series: General Technical Report - *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. - PNW 141, pp. 97-108.

Magny M., 1995. *Une histoire du climat. Des derniers mamouths au siècle de l'automobile*, Paris, Errance, 176p.

Magny M., 2004. *Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements*. *Quaternary international*, 113 (1), pp. 65-79.

Magny M., 2013. *Orbital, ice-sheet, and possible solar forcing of Holocene lake-level fluctuations in west-central Europe: a comment on Bleicher*. *The Holocene*, 23 (8), pp. 1202-1212.

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 (1), pp. 47-59.

Magny M., Bégeot C., Guiot J., Peyron O., 2003. *Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases*, *Quaternary Sci. Rev.*, 22, pp. 1589-1596.

Magny M., Leuzinger U., Bortenschlager S., Haas J.N., 2006. *Tripartite climate reversal in Central Europe 5600-5300 years ago*. *Quaternary Research* 65, pp. 3-19.

Magny M., de Beaulieu J.L., Drescher-Schneider R., Vannière B., Walter-Simonnet A.V., Miras Y., Millet L., Bossuet G., Peyron O., Brugiapaglia E., Leroux A., 2007. *Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy)*, *Quaternary Science Review* 26, pp. 1736-1758.

Magny M., Vannière B., Zanchetta G., Fouache E., Touchais G., Petrika L., Coussot C., Walter-Simonnet A.V., Arnaud F., 2009. *Possible complexity of the climatic event around 4300-3800 cal BP in the central and western Mediterranean*, *The Holocene*, 19, pp. 823-833.

Magny M., Bossuet G., Ruffaldi P., Leroux A., Mouthon J., 2011a. *Orbital imprint on Holocene palaeohydrological variations in west-central Europe as reflected by lake-level changes at Cerin (Jura Mountains, eastern France)*, *Journal of Quaternary Science*, 26, pp. 171-177.

Magny M., Vannière B., Calo C., Millet L., Leroux A., Peyron O., Zanchetta G., La Mantia T., Tinner W., 2011b. *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 Review*, 30, pp. 2459-2475.

Magny M., Joannin S., Galop D., Vannière B., Haas J.N., Bassetti M., Bellintani P., Scandolari R., Desmet M., 2012a. *Holocene palaeohydrological changes in the northern Mediterranean borderlands as reflected by the lake-*

level record of Lake Ledro, northeastern Italy, *Quaternary Research*, 77, pp. 382-396.

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

Magny M., Combourieu Nebout N., de Beaulieu J.L., Bout-Roumazielles V., Colombaroli D., Desprat S., Francke A., Joannin S., Peyron O., Revel M., Sadori L., Siani G., Sicre S., Samartin M.A., Simonneau A., Tinner W., Vannière B., Wagner B., Zanchetta G., Anselmetti F., Brugiapaglia E., Chapron E., Debret M., Desmet M., Didier J., Essallami L., Galop D., Gilli A., Haas J.N., Kallel N., Millet, L., Stock A., Turon J.L., Wirth S., 2013. *North-south palaeohydrological contrasts in the central Mediterranean during the Holocene: tentative synthesis and working hypotheses*. *Climate of the Past* 9, pp. 2043-2071.

Magri D., 1997. *Middle and late Holocene vegetation and climate changes in peninsular Italy*. In: Dalfes H.N., Kukla G., Weiss H., *Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse*. NATO ASI Series I 49, pp. 517-530.

Magri D., 1999. *Late Quaternary vegetation history at Lagaccione near Lago di Bolsena (central Italy)*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 106, pp. 171-208.

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

Maheras P., 1983. *Climatologie de la Mer Egée*, thèse, Dijon, 784p.

Maheras P., 1988. *Les types de temps synoptiques au-dessus de la Méditerranée orientale*. In: Méditerranée, troisième série, tome 66, 4-

Recherches climatiques en régions méditerranéennes II. pp. 35-42.

Maheras P., Xoplaki E., Davies T., Martin-Vide J., Bariendos M., Alcoforado M. J., 1999. *Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation; 1860–1990*. *International Journal of Climatology*, 19(15), pp. 1697-1715.

Maheras P., Flocas H.A., Patrikas I., Anagnostopoulou C., 2001. *A 40-year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution*. *International Journal of Climatology* 21, pp. 109-130.

Mahéras P., 2002. *Simulation des pluies annuelles et saisonnières en Gr ce par une approche des types de circulation (Simulation of annual and seasonal precipitations in Greece by a regional circulation model)*. *Bulletin de l'Association de géographes français*, 79(4), pp. 474-485.

Malamidou D., 2007. *Kryoneri: a Neolithic and early Bronze Age settlement. The Lower Strymon Valley*, *Proceedings of the International Symposium Strymon Praehistoricus* 27, pp. 297–308.

Malamidou D., 2016. *Kryoneri, Nea Kerdyllia: a settlement of the Late Neolithic and early Bronze Age on the lower Strymon valley, Eastern Macedonia*. *The Human Face of Radiocarbon. Reassessing Chronology in Prehistoric Greece and Bulgaria, 5000-3000*. pp. 299-315.

Mangafa M., 2002. *Archaeobotanical study of the Dispili  lake settlement*. In: G. Hourmouziadis, *Dispili  7.500 years after*. University Studio Press, Thes-saloniki, pp.115-134.

Mangafa M., Kotsakis K., 1996. *A new method for the identification of wild and cultivated charred grape seeds*. *Journal of Archaeological Science*, 23(3), pp. 409-418.

Maniatis Y., 2014. *Radiocarbon dating of the major cultural changes in prehistoric Macedonia: recent developments*. In: Stefani E., Merousis N., Dimoula A., 1912-2012. *A Century of Research in*

Prehistoric Macedonia. Proceedings of the International Conference, Archaeological Museum of Thessaloniki, 22-24 November 2012. Archaeological Museum of Thessaloniki, pp. 205-222.

Maniatis Y., Tsirtsoni Z., 2002. *Characterization of a black residue in a decorated Neolithic pot from Dikili Tash, Greece: an unexpected result.* *Archaeometry*, 44(2), pp. 229-239.

Maniatis Y., Tsirtsoni Z., Oberlin C., Darcque P., Koukouli-Chryssanthaki H., Malamidou, D.; Papadopoulos S. ; Siros T., 2014. dans R. H. Tykot (éd.), *Proceedings of the 38th International Symposium on Archaeometry, May 10th-14th 2010, Tampa (Florida), Open Journal of Archaeometry* 2:5262 (2014), pp. 43-50.

Marchant R., Hooghiemstra H., 2004. *Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: a review,* *Earth-Science Review*, 66, pp. 217-260.

Marescot L., 2008. *Imagerie électrique pour géologues, acquisition, traitement, interprétation,* 73p.

Marino G., Rohling E.J., Sangiorgi F., Hayes A., Casford J., Lotter A., Kucera M., Brinkhuis H., 2009. *Early and middle Holocene in the Aegean Sea: interplay between high and low latitude climate variability.* *Quaternary Science Reviews*, 28, Issues 27–28, pp. 3246-3262.

Marinova E., 2009. *Plant economy and vegetation during the Early Neolithic of Bulgaria.* In *The First Neolithic Sites in Central/South-East European Transect Volume I: Early Neolithic Sites on the Territory of Bulgaria*, BAR International Serie 2048. Gatsov I., Boyadzhiev Y. (eds.) , pp. 59-62.

Marinova E., Atanassova J., 2006. *Anthropogenic impact on vegetation and environment during the Bronze Age in the area of Lake Durankulak, NE Bulgaria: Pollen, microscopic charcoal, non-pollen palynomorphs and plant macrofossils.* *Review of Palaeobotany and Palynology*, 141 (1), pp. 165-178.

Marinova E., Thiebault S., 2008. *Anthracological analysis from Kovacevo, southwest Bulgaria: woodland vegetation and its use during the earliest stages of the European Neolithic.* *Vegetation History and Archaeobotany*, 17(2), pp. 223-231.

Marinova E., Valamoti S.M., 2014. *Crop diversity and choices in the prehistory of SE Europe: the archaeobotanical evidence from Greece and Bulgaria.* In *Plants and People: Choices and Diversity Through Time*, vol. 1, Oxbow Books, pp. 64-74.

Marinova E., Tonkov S., 2012. *Holocene vegetation history of the Northwestern Pirin Mountain (Bulgaria).* Plant fossil record from peat-bog Mozgovitsa. C. R. Academy. Bulgarian Science. 65 (8), pp. 1087-1094.

Marinova E., Tonkov S., Bozilova E., Vajsov I., 2012. *Holocene anthropogenic landscapes in the Balkans: the palaeobotanical evidence from southwestern Bulgaria.* *Vegetation. History of Archaeobotany*. 21, pp. 413-427.

Marlon J., Bartlein P.J., Whitlock C., 2006. *Fire-fuel-climate linkages in the northwestern USA during the Holocene.* *The Holocene*, 16(8), pp. 1059-1071.

Mauri A., Davis B.A.S., Collins P.M., Kaplan J.O., 2015. *The climate of Europe during the Holocene: a gridded pollen-based reconstruction and its multi-proxy evaluation.* *Quaternary Science Reviews*, 112, pp. 109-127.

Mayewski P.A., Meeker L.D., Twickler M.S., Whitlow S., Yang Q., Lyons W.B., Prentice M., 1997. *Major features and forcing of high- 254 P.A. Mayewski et al. / Quaternary Research 62 (2004) 243–255 latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000- year long glaciochemical series.* *Journal of Geophysical Research* 102, pp. 26345– 26366.

Mayewski P.A., Rohling E., Stager C., Karlen W., Maasch K., Meeker L.D., Meyerson E., Gasse F., vanKreveland S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M.,

Schneider R., 2004. *Holocene climate variability*. Quaternary Research 62, pp. 243-255.

Mazier F., 2006. *Modelisation de la relation entre la pluie pollinique actuelle, végétation et pratique pastorales en moyenne montagne (Pyrénées et Jura)*. Application pour l'interprétation des données polliniques fossiles. Thèse de doctorat, Cotutelle Université de Franche-Comté et Université de Neuchâtel, Besançon, 228p.

Mazier F., Broström A., Gaillard M.J., Sugita S., Vittoz P., Buttler A., 2008. *Pollen productivity estimates and relevant source area of pollen for selected plant taxa in a pasture woodland landscape of the Jura mountains (Switzerland)*. Vegetation History and Archaeobotany, 17, pp. 479-495.

Mazoyer M., Roudart L., 1997. *Histoire des agriculteurs du monde du Néolithique à la crise contemporaine*. Seuil, Paris, 534p.

McAndrews J.H., King J.E., 1976. *Pollen of the North American Quaternary: the top twenty*. Geoscience and Man, 15, pp. 41-49.

McGovern P.E., 2003. *Ancient Wine: the Search for the Origins of Viniculture*. Princeton University Press. 392p.

McGowan B., 1981. *Economic Life in Ottoman Europe: Taxation, Trade, and the Struggle for Land, 1600-1800*. Cambridge University Press, Cambridge. 240 p.

McNeill J.D., 1980, *Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers*. Technical note TN-6, Geonics Limited, Mississauga, Ontario, 15 p.

Meeker L.D., Mayewski P.A., 2002. *A 1400-year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia*. The Holocene, 12 (3), pp. 257-266.

Melidonis N.G., 1967. *The peat lignite deposit of Philippi (Macedonia, Greece)*, Geological and geophysical Research (IGME), 3, T XIII, Athènes, 250 p. (en grec).

Melidonis N., 1969. *The peat-lignite deposit of Philippi, Macedonia, Greece*. Geolog. Geophys. Research XIII 3., pp. 87-250.

Melidonis N.G., 1981. *Beitrag zur Kenntnis der Torflagerstätte von Philippi (Ostmazedonien)*. Telma, pp. 41-63.

Menozi B.I., Zotti M., Montanari C., 2010. *A non-pollen palynomorphs contribution to the local environmental history in the Ligurian Apennines: a preliminary study*. Vegetation History and Archaeobotany 19, pp. 503-512.

Mensing S.A., Tunno I., Sagnotti L., Florindo F., Noble P., Archer C., Zimmerman S., Pavon-Carrasco F.J., Cifani G., Passigli S., Piovesan G. 2015. *2700 years of Mediterranean environmental change in central Italy: a synthesis of sedimentary and cultural records to interpret past impacts of climate on society*. Quaternary Science Reviews, 116, pp. 72-94.

Mercuri A.M., 2014. *Genesis and evolution of the cultural landscape in central Mediterranean: the 'where, when and how' through the palynological approach*. Landscape ecology, 29(10), pp. 1799-1810.

Mercuri A.M., Florenzano A., Massamba N'siala I., Olmi L., Roubis D., Sogliani F., 2010. *Pollen from archaeological layers and cultural landscape reconstruction: Case studies from the Bradano valley (Basilicata, southern Italy)*. Plant. Biosystem, 144, pp. 888-901.

Mercuri A.M., Sadori L., Ollero P.U., 2011. *Mediterranean and north-African cultural adaptations to mid-Holocene environmental and climatic changes*. The Holocene 21, pp. 189-206.

Mercuri A.M., Bandini Mazzanti M., Torri P., Vigliotti L., Bosi G., Florenzano A., Olmi L., Massamba N'siala I., 2012. *A marine/terrestrial integration for midlate Holocene vegetation history and the development of the cultural landscape in the Po valley as a result of human impact and climate change*. Vegetation History and Archaeobotany 21, pp. 353-372.

- Mercuri A.M.,** Bandini Mazzanti M., Florenzano A., Montecchi M.C., Rattighieri E., Torri, P., 2013a. *Anthropogenic Pollen Indicators (API) from archaeological sites as local evidence of human-induced environments in the Italian peninsula.* *Annale Botanica* 3, pp. 143-153.
- Mercuri A.M.,** Bandini Mazzanti M., Florenzano A., Montecchi M.C., Rattighieri E., 2013b. *Olea, Juglans and Castanea: the OJC group as pollen evidence of the development of human-induced environments in the Italian peninsula.* *Quaternary International* 303, pp. 24-42.
- Mermet L.,** 1995. *Les infrastructures naturelles : statut, principes, concept ou slogan ?* *Zones Humides Infos*, 7, pp. 7-9.
- Metaille J.P.,** 1981. *Le feu pastoral dans les Pyrénées centrales (Barousse).* C.N.R.S., Paris, 195p.
- Meyer B.,** Armijo R., Dimitrov D., 2002. *Active faulting in SW Bulgaria: possible surface rupture of the 1904 Struma earthquakes.* *Geophysical Journal International* 148, pp. 246–255.
- Meyer W,** 1968. *Zur altersstellung des plutonismus im sudteil des Rila-Rhodope masse (Nord Griedeichenland).* *Geology Paleontologica*, 2, pp. 173-192.
- Meze-Hausken E.,** 2000. *Migration caused by climate change: how vulnerable are people in dryland areas.* *Migr. Adapt. Strategies Glob. Change* 5, pp. 379-406.
- Miall A.D.,** 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology.* Springer-Verlag, Berlin, 582 p.
- Michaloudi E.** (2005). *Dry weights of the zooplankton of Lake Mikri Prespa (Macedonia, Greece).* *Belgian journal of zoology*, 135(2), 223p.
- Mighall T.,** Timberlake S., Martínez-Cortizas A., Silva-Sánchez N., Foster I.D.L., 2017. *Did prehistoric and Roman mining and metallurgy have a significant impact on vegetation?* *Journal of Archaeological Science: Reports*, 11, pp. 613-625.
- Migowski C.,** Stein M., Prasad S., Negendank J.F., Agnon, A., 2006. *Holocene climate variability and cultural evolution in the Near East from the Dead Sea sedimentary record.* *Quaternary Research*, 66(3), pp. 421-431.
- Milsom J.,** 1996. *Field Geophysics.* Wiley, 187p.
- Miola A.,** Bondesan A., Corain L., Favaretto S., Mozzi P., Piovan S., Sostizzo I., 2006. *Wetlands in the Venetian Po Plain (northeastern Italy) during the Last Glacial Maximum: Interplay between vegetation, hydrology and sedimentary environment. Review of Palaeobotany and Palynology*, 141(1), pp. 53-81.
- Miola A.,** Favaretto S., Sostizzo I., Valentini, G., Asioli A., 2010. *Holocene salt marsh plant communities in the North Adriatic coastal plain (Italy) as reflected by pollen, non-pollen palynomorphs and plant macrofossil analyses. Vegetation history and archaeobotany*, 19 (5-6), pp. 513-529.
- Miola A.,** 2012. *Tools for Non-Pollen Palynomorphs (NPPs) analysis: A list of Quaternary NPP types and reference literature in English language (1972–2011).* *Review of Palaeobotany and Palynology*, 186, pp. 142-161.
- Miramont C.,** Boutterin C., Sivan O., Bruneton H., Mantran M., 2008. *Grandes sequences et principales ruptures morphogeniques en Haute Provence – les complexes sedimentaires des petits organismes torrentiels de moyenne Durance.* *Cahiers de Paléoenvironnement* 6, pp.145-154
- Mommersteeg H.J.P.M.,** Loutre M.F., Young R., Wijmstra T.A., Hooghiemstra H., 1995. *Orbital forced frequencies in the 975 000 year pollen record from Tenagi Philippon (Greece).* *Climate Dynamics*, 11(1), pp. 4-24.
- Moore P.D.,** Webb J.A., Collinson M.E., 1991. *Pollen Analysis,* Blackwell Scientific Publications, London, 216 p.

Morellón M., Anselmetti F.S., Ariztegui D., Brushulli B., Sinopoli G., Wagner B., Sadori L., Gilli A., Pambuku A., 2016. *Human-climate interactions in the central Mediterranean region during the last millennia: The laminated record of Lake Butrint (Albania)*. *Quaternary Science Reviews*, 136, pp. 134-152.

Moreno A., Lopez-Merino L., Leira M., Marco-Barba J., Gonzalez-Samperiz P., Valero-Garces B.L., Lopez-Saez J.A., Santos L., Mata P., Ito E., 2011. *Revealing the last 13500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula)*, *Journal of Paleolimnology*, 46, pp. 327-349.

Morhange C., Provansal M., 2007. *Géoarchéologie, Geoarchaeology, Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, pp. 3-6.

Morrill C., Overpeck J.T., Cole J.E., 2003. *A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation*. *The Holocene* 13 (4), pp. 465-476.

Mourtzas N., Kolaiti E., 2016. *Holocene sea level changes and palaeogeographic reconstruction of the Ayia Irini prehistoric settlement (Keos Island, Cyclades archipelago, Greece)*. In Ghilardi M., *Géoarchéologie des îles de Méditerranée*. Geomedislands, pp.119-135.

Mouslopoulou V., Saltogianni V., Gianniou M., Stiros S., 2014. *Geodetic evidence for tectonic activity on the Strymon fault system, northeast Greece*. *Tectonophysics*, 633, pp. 246-255.

Müller U., Pross J., Tzedakis P.C., Gamble C., Kotthoff U., Schmiedl G., Wulf S., Christanis K., 2011. *The role of climate in the spread of modern humans into Europe*. *Quaternary Science Review* 30, pp. 273-279.

Muxart T., Vivien F.D., Villalba B., Burnouf J., 2003. *Des milieux et des hommes, fragments d'histoires croisées*, Elsevier, Paris, 216p.

N

Naimo D., Adamo P., Imperato M., Stanzione D., 2005. *Mineralogy and geochemistry of a marine sequence, Gulf of Salerno, Italy*, *Quaternary International*, 140-141, pp. 53-63.

Neboit R., 1979. *Les facteurs naturels et les facteurs humains de la morphogénèse Essai de mise au point*. *Annales de géographie*, Armand Colin, pp. 649-670.

Neboit-Guilhot R., 1991. *L'Homme et l'érosion, l'érosion des sols dans le monde*, publication de la Faculté des Lettres de Clermont-Ferrand, 34, 270p.

Neboit-Guilhot R., Lespez L., 2006. *Alluvionnement et creusement sur la rive nord de la Méditerranée. Vers une lecture systématique des rythmes historiques de la morphogénèse*, in Allée P., Lespez L. (Eds), *L'érosion entre Société, Climat et Paléoenvironnements*, Actes de la table ronde en l'honneur de René Neboit-Guilhot, coll. « Nature et Société 3, Presses universitaires Blaise Pascal, Clermont Ferrand, pp. 335-352.

Nesje A., Lie O., Dahl O.S., 2000. *Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records?*, *Journal of Quaternary Science*, 15, pp. 587-601.

Nissen K.M., Leckebusch G.C., Pinto J.G., Renggli D., Ulbrich S., Ulbrich U., 2010. *Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: Characteristics, trends and links to large-scale patterns*. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10, pp. 1379-1391.

Ntinou M., 2002. *La Paleovegetación en el norte de Grecia desde el Tardiglaciario hasta el Atlántico: formaciones vegetales, recursos y usos* (Vol. 1038). *British Archaeological Reports Ltd.* 268 p.

Ntinou M., 2010. *Palaeoenvironment and human activities: Wood charcoal analysis at the neolithic lake-settlement at Dispilio, Kastoria*. *Anaskamma* 4, pp. 40-60.

Ntinou M., Badal E., 2000. *Local vegetation and charcoal analysis: an example from two late neolithic sites in Northern Greece*. In Halstead P.

& Frederick C. (eds.), *Landscape and land use in postglacial Greece*. Sheffield. Sheffield Academic Press, pp. 38–51.

O

Ocakoğlu F., Dönmez E.O., Akbulut A., Tunoğlu C., Kır O., Açıklan S., Erayık C., Yılmaz I.O., Leroy S.A., 2016. *A 2800-year multi-proxy sedimentary record of climate change from Lake Çubuk (Göynük, Bolu, NW Anatolia)*. *The Holocene*, 26 (2), pp. 205-221.

Oldfield F., Crowther J., 2007. *Establishing fire incidence in temperate soils using magnetic measurements*. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 249, pp. 362-369.

Orengo H.A., Palet J.M., Ejarque A., Miras Y., Riera S., 2014. *Shifting occupation dynamics in the Madriu – Pera fi ta – Claror valleys (Andorra) from the early Neolithic to the Chalcolithic: the onset of high mountain cultural landscapes*. *Quaternary International* 353, pp. 140–152

Orland I.J., Bar-Matthews M., Kita N.T., Ayalon A., Matthews A., Valley J.W., 2009. *Climate deterioration in the Eastern Mediterranean as revealed by ion microprobe analysis of a speleothem that grew from 2.2 to 0.9 ka in Soreq Cave, Israel*. *Quaternary Research*, 71, pp. 27-35.

Ortega P., Lehner F., Swingedouw D., Masson-Delmotte V., Raible C. C., Casado M., Yiou P., 2015. *A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium*. *Nature*, 523(7558), pp. 71-74.

Ortiz J.E., Torres T., Delgado A., Julia R., Lucini M., Llamas F.J., Reyes E., Soler V., Valle M., 2004. *The palaeoenvironmental and palaeohydrological evolution of Padul Peat Bog (Granada, Spain) over one million years, from elemental, isotopic and molecular organic geochemical proxies*. *Organic geochemistry*, 35(11), pp. 1243-1260.

Orton D., 2012. *Herding, settlement, and chronology in the Balkan Neolithic*. *European Journal of Archaeology*, 15(1), pp. 5-40.

Özdoğan M., 2011. *Archaeological evidence on the westward expansion of farming communities from eastern Anatolia to the Aegean and the Balkans*. *Current Anthropology*, 52(S4), S415-S430.

Ozenda P., 1975. *Les limites de la végétation méditerranéenne en montagne, en relation avec le projet de Flora Mediterranea*. Centre National de la Recherche Scientifique. La flore du bassin méditerranéen, pp. 335-343.

Ozenda P., 1994. *Végétation du continent européen*, Lausanne, Delachaux et Niestlé, pp. 1-271

P

Pagnoux C., Bouby L., Ivorra S., Petit C., Valamoti S.M., Pastor, T., Picq S., Terral J.F., 2015. *Inferring the agrobiodiversity of *Vitis vinifera* L.(grapevine) in ancient Greece by comparative shape analysis of archaeological and modern seeds*. *Vegetation history and archaeobotany*, 24(1), pp. 75-84.

Pals J.P., van Geel B., Delfos A., 1980. *Palaeocological studies in the Klokkeweel bog near Hoogkarspel (prov of Noord-Holland)*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 30, pp. 371-418.

Panagiotopoulos F., Shahgedanova, M., Hannachi, A., Stephenson, D.B., 2005. *Observed trends and teleconnections of the Siberian High: a recently declining center of action*. *Journal of climate* 18, pp. 1411-1422.

Panagiotopoulos K., Aufgebauer A., Schäbitz F., Wagner B., 2013. *Vegetation and climate history of the Lake Prespa region since the Lateglacial*. *Quaternary International*, 293, pp. 157-169.

Panagiotopoulos K., Böhm A., Leng M.J., Wagner B., Schäbitz F., 2014. *Climate variability over the last 92 ka in SW Balkans from analysis of*

sediments from Lake Prespa. Climate of the Past, 10(2), pp. 643-660.

Panovska H, Bozilova E, Tonkov S, 1995. *A palaeoecological investigation on the vegetation history in the Southern Pirin Mts. (Southwestern Bulgaria)*. In: Bozilova E, Tonkov S (eds) *Advances in Holocene palaeoecology in Bulgaria*. Pensoft, Sofia, pp 32-46.

Pantaleón Cano J., Pérez-Obiol R., Yll E.I., Roure J.M., 1996. *Significado de Pseudoschizaea en las secuencias sedimentarias de la vertientemediterránea de la Península Ibérica e Islas Baleares*. In: Ruiz Zapata B., *Estudios palinológicos*. Universidad de Alcalá, pp. 101-105.

Papageorgiou A.C., Vidalis A., Gailing O., Tsiripidis I., Hatziskakis S., Boutsios S., Galatsidas S. Finkeldey R., 2008. *Genetic variation of beech (Fagus sylvatica L.) in Rodopi (N.E. Greece)*. *European Journal Forest Research* 127, pp. 81-88.

Papageorgiou A.C., Tsiripidis I., Mouratidis T., Hatziskakis S., Gailing O., Eliades N.G.H., Vidalis A., Drouzas A.D., Finkeldey R., 2014. *Complex fine-scale phylogeographical patterns in a putative refugial region for Fagus sylvatica (Fagaceae)*. *Bot. J. Linn. Soc.* 174, pp. 516-528.

Papanastasis V.P., 1992. *Wetlands and livestock*. In: Gerakis, P.A. (Ed.), *Conservation and Management of Greek Wetlands*. Proc. Greek Wetlands Workshop, Thessaloniki, Greece, 17-21 April 1989. IUCN, Gland, Switzerland, pp. 149-156.

Papastergiadou E., 1995. *Aquatic vegetation of the Greek wetlands*. *Ann. Bot. (Roma)*, 53, pp. 81-85

Papastergiadou E., Dafis S., Dimopoulos P., Lazaridou T., 1997. *Syntaxonomic typology of Greek habitats*. *Folia Geobotanica*, 32(3), pp. 335-341.

Papayannis T., 1992a. *Greek wetlands: cultural values and tertiary sector activities*. *Conservation*

and Management of Greek Wetlands, IUCN, pp. 157-174.

Papayannis T., 1992b. *Greek wetlands: factors of change*. In : *Conservation and Management of Greek Wetlands: Proceedings of a Workshop on Greek Wetlands, Thessaloniki, Greece, 17-21 April, 1989* Vol. 3, IUCN, 207 p.

Papayannis T., Sorotou A., 2004. *Nature and Anthropos: Towards an Integrated approach to cultural and natural values*, 12 p.

Papayannis T., Pritchard D., 2011. *Culture and Wetlands in the Mediterranean: an Evolving Story*. Med-INA. 439p.

Papazachos B.C., Mountrakis D., Psilovikos A., Leventakis G., 1979. *Surface fault traces and fault plane solutions of May-June 1978 major shocks in the Thessaloniki area*. *Tectonophysics* 53, pp. 171-183.

Papazoglou F., 1988. *Les villes de Macédoine à l'époque romaine*, *Bulletin de Correspondance Hellénique* (suppl.. 16). Ecole française d'Athènes, 526 p.

Parisopoulos G., 2011. *Water management challenges in the Mediterranean: past, present and future*, in : Papayannis T., Pritchard D., *Culture and Wetlands in the Mediterranean: an Evolving Story*. Med-INA, pp. 237-249.

Parkinson W.A., Gyucha, A., 2012. *Tells in perspective: long-term patterns of settlement nucleation and dispersal in central and southeast Europe*. *Tells: Social and Environmental Space*, pp. 105-116.

Passega R., 1957. *Texture as characteristic of clastic deposition*. *AAPG Bulletin*, 41, 9, pp. 1952-1984.

Passega R., 1964. *Grain size representation by CM pattern as geological tool*. *Journal of sedimentary Petrology*, 34(4), pp. 830-847.

Passega R., Byramjee R., 1969. *Grain-Size Image of Clastic Deposits*. *Sedimentology* 13 (3-4), pp. 233-252.

- Pasztaleniec A.,** Poniewozik M., 2004. *Pediastrum species* [Hydrodictyaceae, Sphaeropleales] in phytoplankton of Sumin Lake [Leczna-Włodawa Lakeland]. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 73(1), pp. 39-46.
- Pavlopoulos K.,** Karkanias P., Triantaphyllou M., Karymbalis E., Tsourou T., Palyvos N., 2006. *Paleoenvironmental evolution of the coastal plain of Marathon, Greece, during the Late Holocene: depositional environment, climate, and sea level changes*. *Journal of Coastal Research*, pp. 424-438.
- Pavlopoulos K.,** Triantaphyllou M., Karkanias P., Kouli K., Syrides G., Vouvalidis K., Palyvos N., Tsourou T., 2010. *Paleoenvironmental evolution and prehistoric human environment in the embayment of Palamari (Skyros Island, Greece) during Middle Holocene*. *Quaternary International* 216, pp. 41-53.
- Pavlopoulos K.,** Fouache E., Sidiropoulou M., Triantaphyllou M., Vouvalidis K., Syrides G., Gonnet A., Greco E., 2013. *Palaeoenvironmental evolution and sea-level changes in the coastal area of NE Lemnos Island (Greece) during the Holocene*. *Quaternary International*, 308, pp. 80-88.
- Pearce F.,** Crivelli A.J. 1994. *Characteristics of Mediterranean wetlands, MedWet- Tour du Valat*, Arles, France, 90p.
- Peiry J.L.,** 1988. *Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intra-montagnard : l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie)*, Thèse de doctorat Géographie et Aménagement, Université Lyon 3, 378 p.
- Peiry J.L.,** 2015. *Zones humides et marais d'eau douce*. In : A. Euzen, C. Jean Del, R. Mossery. *L'eau à découvert*, CNRS Editions, pp. 9-11.
- Perdrizet P.,** 1894. *Voyage dans la Macédoine Première*, BCH, XVIII, pp. 416-445.
- Perdrizet P.,** 1895. *Voyage dans la Macédoine Première*, BCH, XIX, pp. 109-112.
- Perdrizet P.,** 1897. *Voyage dans la Macédoine Première*, BCH, XXI, pp. 514-543.
- Perdrizet P.,** 1898. *Voyage dans la Macédoine Première*, BCH, XXII, pp. 334-353.
- Perdrizet P.,** 1900. *Castellane et A. Blanchet, Procès verbaux et memoires du congrès international de numismatique réuni à Paris en 1900*, Société française de numismatique, pp. 149-154.
- Perdrizet P.,** 1933. *Le pont d'Amphipolis et la date du Rhesos*, Mélanges in memoria lui Vasile Pärvan, Bucarest, pp. 284-290.
- Perez-Díaz S.,** 2012. *El paisaje vegetal durante la Prehistoria Reciente en la vertiente mediterranea de Euskal Herria* (PhD thesis). Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, Vitoria-Gasteiz, 421 p.
- Pérez-Obiol R.,** Sadori L., 2007. *Similarities and dissimilarities, synchronisms and diachronisms in the Holocene vegetation history of the Balearic Islands and Sicily*. *Vegetation History and Archaeobotany* 16, pp. 259-265.
- Perlès C.,** 2001. *The Early Neolithic in Greece: the first farmers in Europe*. Cambridge: Cambridge University Press, 356 p.
- Perlès C.,** 2003. *The Mesolithic at Franchthi: an overview of the data and problems*. *British School at Athens Studies*, pp. 79-87.
- Petit-Maire N.,** Guo Z., 1996. *Mise en évidence de variations climatiques holocènes rapides en phase dans les déserts actuels de Chine et du Nord de l'Afrique*. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 2a 322 (10), pp. 847-851.
- Pétrequin P.,** Arbogast R.-M., Bourquin-Mignot C., Duplax A., Martineau R., Pétrequin A.-M., Viellet A., 2002. *Le mythe de la stabilité : déséquilibres et réajustements d'une communauté agricole néolithique dans le Jura français, du 32^{ème} siècle au 30^{ème} siècle av. J.-C.*, in : Richard H., Vignot A., *Equilibres et ruptures dans les écosystèmes depuis 20000 ans en Europe de l'Ouest (septembre 2000)*, Collection Annales

Littéraires de l'Université de Franche-Comté, Besançon, pp. 175-190.

Peyron O., Goring S., Dormoy I., Kotthoff U., Pross J., de Bealieu J.L., Drescher Schneider R., Magny M., 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, pp. 131-146.

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 in the central Mediterranean (Italy) reconstructed from pollen data*, *Climate of the Past* 9, pp. 1233-1252.

Peyron O., Combourieu-Nebout N., Brayshaw D., Goring S., Andrieu-Ponel V., Desprat S., Fletcher W., Gambin B., Ioakim C., Joannin S., Kotthoff, U., Kouli K., Montade V., Pross J., Sadori L., Magny M., 2016. *The climate of the Mediterranean basin during the Holocene from terrestrial and marine pollen records: a model/data comparison*. *Climate of the Past Discussions*, pp. 1-33.

Picon B., 2006. *Temps et espaces des crises de l'environnement*, in : Beck C., Luginbühl Y., Muxart T., Elsevier, Paris, pp. 401-403.

Pirazzoli P.A., 1996. *Sea-level changes: the last 20'000 years*. Wiley, New York, 211 p.

Pons A., Reille M. 1986. *Nouvelles recherches pollen analytiques à Padul (Granada): la fin du dernier glaciaire et l'Holocène*. In: López Vera F., *Quaternary climate in Western Mediterranean. Proceedings of the Symposium on climatic fluctuations during the Quaternary in Western Mediterranean Regions*, Universidad Autónoma, Madrid, pp. 405-420.

Pons A., Reille M., 1988. *The Holocene and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66(3-4), pp. 243255-249263.

Popova Tz., 2001. *Analysis of charred plant remains*. In: Chohadžijev, S. (Ed.), *Vaxevo — Prehistorical Settlements*. Faber, Veliko Turnovo, pp. 31-32 (in Bulgarian with English summary).

Prager A., Barthelmes A., Theuerkauf M., Joosten H., 2006. *Non-pollen palynomorphs from modern Alder carrs and their potential for interpreting microfossil data from peat*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 141, pp. 7-31.

Prentice C., Guiot J., Huntley B., Jolly D., Cheddadi R., 1996. *Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka*. *Climate Dynamics*, 12 (3), pp. 185-194.

Prévost-Dermarkar S., 2003. *Les fours néolithiques de Dikili Tash (Macédoine, Grèce) : une approche expérimentale des techniques de construction des voûtes en terre à bâtir*, in Frère-Sautot M.C.. *Le feu domestique et ses structures au Néolithique et aux Âges des métaux (Actes du colloque de Bourg-en-Bresse et Beaune, 7-8 octobre 2000)*. Monique Mergoïl, Montagnac, p. 215-223.

Price T.D., 2000. *Europe's first farmers: an introduction*. In: Price T.D., *Europe's First Farmers*. Cambridge University Press, pp. 1-18.

Pross J., Tzedakis PC, Christanis K, Schmiedl G, Hooghiemstra H, Müller U.C., 2007. *Tenaghi Philippon re-visited: Drilling a continuous lower-latitude terrestrial climate archive of the last 250,000 years*. *Scientific Drilling* 5, pp. 30-32.

Pross J., Kotthoff U., Müller U.C., Peyron O., Dormoy I., Schmiedl G., Kalaitzidis S., Smith A.M., 2009. *Massive perturbation in terrestrial ecosystems of the Eastern Mediterranean region associated with the 8.2 kyr B.P. climatic event*. *Geology* 37, pp. 887-890.

Pross J., Koutsodendris A., Christanis K., Fischer T., Fletcher W.J., Hardiman M., Pross J., Koutsodendris A., Christanis K., Fischer T., Fletcher W.J., Hardiman M., Müller U.C., 2015. *The 1.35-Ma-long terrestrial climate archive of Tenaghi Philippon, northeastern Greece: Evolution,*

exploration, and perspectives for future research. Newsletters on Stratigraphy, 48(3), pp. 253-276.

Provansal M., 1995. *The role of climate in landscape morphogenesis since the Bronze Age in Provence, southeastern France*. The Holocene, 5 (3), pp. 348-353.

Psilovikos A., 1992. *Changes in Greek wetlands during the twentieth century: The case of the Macedonian inland waters and the river deltas of the Aegean and Ionian coasts*. Conservation and management of Greek wetlands (PA Gerakis, Ed.). International Union for the Conservation of Nature, Gland, Switzerland, pp. 175-196.

Psilovikos A., Syrides G., 1983. *Stratigraphy, sedimentation and palaeography of the Strymon basin, Eastern Macedonia, N. Aegean Sea, Greece*. Clausthaler Geologische Abhandlungen 44, pp. 55-87.

Psilovikos A., Syrides G., 1984. *Neogene and Quaternary palaeoenvironments in the Northern Aegean area*. In Annales géologiques des pays helléniques, Vol. 32, pp. 105-114.

Psilovikos A., 1992. *Changes in Greek wetlands during the twentieth century: The case of the Macedonian inland waters and the river deltas of the Aegean and Ionian coasts*. Conservation and management of Greek wetlands (PA Gerakis, Ed.). International Union for the Conservation of Nature, Gland, Switzerland, pp.175-196.

Purdue L., 2011. *Dynamique des paysages agraires et gestion de l'eau dans le bassin semi-désertique de Phoenix en Arizona de la Préhistoire à l'époque moderne*. Thèse d'Histoire de l'Art et Archéologie, Université de Nice Sophia-Antipolis, 617 p.

Pyke G., Yiouni P., Rodden R.J., 1996. *Nea Nikomedeia: The Excavation of an Early Neolithic Village in Northern Greece, 1961-1964, Directed by RJ Rodden* (Vol. 1). K.A. Wardle, British School at Athens. 212p.

Q

Quézel P., 1967a. *La végétation des hauts sommets du Pinde et de l'Olympe de Thessalie*. Veg. Acta Bot. 14J, pp. 127-228.

Quézel P., 1967b. *Some beech forests; of Greek Macedonia*. Bulletin .Botanique.Soc. France 114, pp. 5-6.

Quézel P., 1976. *Le dynamisme de la végétation en région méditerranéenne*. Collana verde, 39, pp. 375-391.

Quézel P., 1979. *La Région Méditerranéenne française et ses essences forestières. Signification écologique dans le contexte circum-méditerranéen*. Forêt Méditerranéenne.1 (1), pp. 7-18.

Quézel P., Médail F., 2003. *Ecologie et biogéographie des forêts du bassin méditerranéen*. 575p.

R

Raichich F., Pinaridi N., Navarra A., 2003. *Teleconnections between Indian monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean*. International Journal of Climatology, 23(2), pp. 173-186.

Ramade F., 2005. *Éléments d'écologie appliquée*, Paris, Dunod, collection «Sciences Sup.», 864p.

Ramsar Convention Secretariat, 2001. *Wetlands as an Early Source of Food and Raw Materials*, Ramsar Cultural Information Pack, Gland, 2 p.

Rapp G., Hill C.L., 1998. *Geoarchaeology. The Earth -science approach to archaeological Interpretation*, Yale University Press, New Haven, US, 274p.

Räsänen S., Hicks S., Odgaard B.V., 2004. *Pollen deposition in mosses and in a modified 'Tauber trap' from Hailuoto, Finland: what exactly do the mosses record?* Review of Palaeobotany and Palynology 129 (1-2), pp. 103-116.

- Rasmussen S.O.**, Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M.L., Johnsen S.J., Larsen L.B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Röthlisberger R., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E., Ruth U., 2006. *A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination*, *J. Geophys. Res.*, 111
- Rasse M.**, 2008, *La diffusion du Néolithique en Europe (7000-5000 av. J.-C.) et sa représentation cartographique*, *Mappemonde*, 90 (2008-2)
- Reading H.G.**, Allen P.A., Baldwin T.C., Collinson J.D., Edwards M.B., Elliott T., Jenkyns H.C., 1986. *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications, London, 615p.
- Reed J.M.**, Stevenson A.C., Juggins S., 2001. *A multi-proxy record of Holocene climatic change in southwestern Spain: the Laguna di Medina, Cadiz*, *The Holocene*, 11, pp. 707-719.
- Reille M.**, 1990. *Leçons de palynologie et d'analyse pollinique*, édition du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Paris, 206p.
- Reille M.**, 1992. *Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, 520 p.
- Reille M.**, 1995. *Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Supplement 1. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, 332 p.
- Reille M.**, 1999. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord*, Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, 535 p.
- Reimer P.J.**, Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E., 2009. *IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP*. *Radiocarbon* 51 (4), pp. 1111-1150.
- Reimer P.J.**, Bard E., Bayliss A., Beck 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., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turner C.S.M., van der Plicht J., 2013. *IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP*. *Radiocarbon* 55 (4), pp. 1869-1887
- Reingruber A**, Thissen L. 2005. *14C database for the Aegean catchment (Eastern Greece, southern Balkans and western Turkey) 10,000–5500 cal BC* In: Lichter C, editor. *How Did Farming Reach Europe?* International Workshop, Istanbul 2004. Byzas 2. Istanbul: Ege Yayinlari., pp. 295–327.
- Renfrew C.**, Gimbutas M., Elster E., 1986. *Excavations at Sitagroi*. Vol. I., 515 p.
- Renfrew C.**, Slater, E.A., 2003. *Metal Artifacts and Metallurgy*, in Elster and Renfrew (eds), pp. 301-318.
- Renfrew C.**, Gimbutas M., Elster E.S., 2003. *Excavations at Sitagroi: a prehistoric village in Northeast Greece* (Vol. 2). Cotsen Institute of Archaeology, 519 p.
- Revelles J.**, 2016. *Archaeoecology of Neolithisation. Human-environment interactions in the NE Iberian Peninsula during the Early Neolithic*. *Journal of Archaeological Science: Reports*. 1-9
- Reynolds J.M.**, 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley, 778p.
- Rhodes A.N.**, 1998. *A method for the preparation and quantification of microscopic charcoal from terrestrial and lacustrine sediment cores*. *The Holocene*, 8 (1), pp. 113-117.

- Richard H.**, 1994a. *Évaluation de l'impact de l'homme sur la végétation: l'apport de la palynologie*. Histoire & mesure, pp. 305-316.
- Richard H.**, 1994b. *Indices polliniques d'une néolithisation précoce sur le premier plateau du Jura (France)*. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes, 318 (7), pp. 993-999.
- Richard H.**, 1997. *Indices polliniques de néolithisation du massif jurassien aux VIème et Vème millénaires [Pollen evidence of an early neolithic presence on the Jura range at the VIth and Vth millenia.]*. Quaternaire, 8 (1), 55-62.
- Richepain J.**, 1971. *Great greek mythology*, Coutsoumbos, Athens.
- Risch R.**, Meller H., 2015. *Change and Continuity in Europe and the Mediterranean around 1600 BC*. In Proceedings of the Prehistoric Society, Cambridge University Press. Vol. 81, pp. 239-264.
- Ristvet L.**, Weiss H., 2005. *The Hābūr Region in the Late Third and Early Second Millennium BC*, in Winfried Orthmann, ed., *The History and Archaeology of Syria*. Vol. 1. Saarbrücken: Saarbrücken Verlag, pp. 1-26.
- Roberts N.**, Black S., Boyer P., Eastwood W.J., Griffiths H.I., Lamb H.F., Leng M.J., Parish R., Reed J.M., Twigg D., Yiğitbaşıoğlu H., 1999. *Chronology and stratigraphy of Late Quaternary sediments in the Konya Basin, Turkey: results from the KOPAL Project*. Quaternary Science Reviews, 18(4), pp. 611-630.
- 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 (6), pp. 721-736.
- Roberts N.**, Jones M.D., Benkaddour A., Eastwood W.J., Filippi M.L., Frogley M.R., Lamb H.F., Leng M.J., Reed J.M., Stein M., Stevens L., Valero-Garcés B., Zanchetta G., 2008. *Stable isotope records of Late Quaternary climate and hydrology from Mediterranean lakes: the ISOMED synthesis*. Quaternary Science Reviews 27, pp. 2426-2441.
- Roberts N.**, Eastwood W.J., Kuzucuoglu C., Fiorentino G., Caracuta V., 2011. *Climatic, vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid-Holocene environmental transition*. The Holocene, 21(1), pp. 147-162.
- Roberts N.**, Moreno A., Valero-Garcés B.L., Corella J.P., Jones M., Allcock S., Woodbridge J., Morellón M., Luterbacher J., Xoplaki E., Türkeş M., 2012. *Palaeolimnological evidence for an east-west climate see-saw in the mediterranean since AD 900*, Glob. Planet. Change, 84-85, pp. 23-34.
- Roe H.M.**, van de Plassche O., 2005. *Modern pollen distribution in a Connecticut saltmarsh: implications for studies of sea-level change*. Quaternary Science Reviews, 24 (18), pp. 2030-2049.
- Rogers J.**, 1984. *The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere*. Monthly Weather Review, 12, pp. 1999-2017.
- Rohling E.J.**, Pälike H., 2005. *Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago*, Nature, 434, pp. 975-979.
- Rohling E.**, Mayewski P., Abu-Zied R., Casford J., Hayes A., 2002. *Holocene atmosphere-ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea*, Climate Dynamics, 18, pp. 587-593.
- Romanou A.**, Tselioudis G., Zerefos C.S., Clayson C.A., Curry J.A., Andersson A., 2010. *Evaporation-precipitation variability over the Mediterranean and the Black Seas from satellite and reanalysis estimates*. Journal of Climate, 23 (19), pp. 5268-5287.
- Rosenstock E.**, 2006. *Early Neolithic tell settlements of South-East Europe in their natural setting: A study in distribution and architecture. Aegean-Marmara-Black-Sea. Present state of the*

research of the Early Neolithic. *Schriften des Zentrums für Archäologie und Kulturgeschichte des Schwarzmeerraumes*, 5, pp. 115-125.

Rosenstock E., 2009. *Tells in Südwestasien und Südosteuropa. Untersuchungen zur Verbreitung, Entstehung und Definition eines Siedlungsphänomens*. *Urgeschichtliche Studien 2* (Remshalden 2009), 326p.

Rosignol-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 (9), pp. 893-915.

Runnels C., 1995. *Review of Aegean prehistory IV: the Stone Age of Greece from the Palaeolithic to the advent of the Neolithic*. *American Journal of Archaeology*, 99(4), pp. 699-728.

Runnels C., Van Andel T.H., 1987. *The evolution of settlement in the southern Argolid, Greece: an economic explanation*. *Hesperia: The Journal of the American School of Classical Studies at Athens* 56 (3), pp. 303-334.

Runnels C., Panagopoulou E., Murray P., Tsartsidou G., Allen S., Mullen K., Tourloukis E., 2005. *A Mesolithic landscape in Greece: testing a site-location model in the Argolid at Kandia*. *Journal of Mediterranean Archaeology*, 18(2), pp. 259-285.

Rymer N., 1978. *The use of uniformitarianism and analogy in palaeoecology, particularly pollen analysis*. *Biology and Quaternary Environments*, pp. 245-257.

S

Sadori L., Narcisi B., 2001. *The postglacial record of environmental history from Lago di Pergusa, Sicily*. *The Holocene*, 11, pp. 655-671.

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, pp. 5-17.

Sadori L., Giardin M., 2007. *Charcoal analysis, a method to study vegetation and climate of the Holocene: The case of Lago di Pergusa, Sicily (Italy)*. *Geobios-Lyon*, 40, pp. 173-180.

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, pp. 4-14.

Sadori L., Mercuri A.M., Mariotti-Lippi M., 2010. *Reconstructing past cultural landscape and human impact using pollen and plant macroremains*. *Plant. Biosystem*, 144, pp. 940-951.

Sadori L., Jahns S., Peyron O., 2011. *Mid-Holocene vegetation history of the central Mediterranean*. *The Holocene*, 21, pp. 117-129.

Sadori L., Ortu E., Peyron O., Zanchetta G., Vannièrè B., Desmet M., Magny M., 2013. *The last 7 millennia of vegetation and climate changes at Lago di Pergusa (central Sicily, Italy)*. *Climate of the Past*, 9, pp. 1969-1984.

Sadori L., Giraudi C., Masi A., Magny M., Ortu E., Zanchetta G., Izdebski A., 2016a. *Climate, environment and society in Southern Italy during the last 2000 years. A review of the environmental, historical and archaeological evidence*. *Quaternary Science Reviews*, 136, pp. 173-188.

Sadori L., Koutsodendris A., Panagiotopoulos K., Masi A., Bertini A., Combourieu-Nebout N., Francke A., Kouli K., Joannin S., Mercuri A.M., Peyron O., Torri P., Wagner B., Zanchetta G., Sinopoli G., Donders T.H., 2016b. *Pollen-based paleoenvironmental and paleoclimatic change at Lake Ohrid (south-eastern Europe) during the past 500 ka*. *Biogeosciences*, 13, pp. 1423-1437

Sangiorni F., Capotondi L., Combourieu Nebout N., Vigliotti L., Brinkhuis H., Giunta S., Lotter A.F., Morigi C., Negri A., Reichert G.J., 2003. *Holocene seasurface temperature variations in the southern Adriatic Sea inferred*

from a multi-proxy approach. *Journal of Quaternary Science* 18 (8), pp. 723-732.

Salvador P.G., 2005. *Géomorphologie et géoarchéologie des plaines alluviales (piémont alpin et nord de la France)*. Dossier d'habilitation à diriger des recherches, Université des Sciences et Technologies de Lille 1, 298p.

Salvador P.G., Arnaud-Fassetta G., Carcaud N., Castanet C., Ferdinand L., 2009. *Dynamique fluviale holocène et géoarchéologie*. In : Laganier R., Arnaud-Fassetta G., *Les géographies de l'eau. Processus, dynamique et gestion de l'hydrosystème*. L'Harmattan, Paris, pp. 181-228.

Sampson A., 1998. *The Neolithic and Mesolithic occupation of the Cave of Cyclope, Youra, Alonnessos, Greece*. BSA 93, pp. 1-22.

Sampson A., 2015. *The Cave of the Cyclops: Mesolithic and Neolithic Networks in the Northern Aegean, Greece*, 461p.

Sampson A., Facorellis G., Maniatis Y., 1999. *New evidence for the cave occupation during the Late Neolithic period in Greece*, in: J. Evin, C. Oberlin, J.P. Daugas, J.F. Salles, *14C et Archéologie, Actes du 3ème congrès International, Lyon, 6-10 avril 1998*, Lyon, pp. 279-286.

Sanchez Goñi M.F., 1993. *De la taphonomie pollinique à la reconstitution de l'environnement. L'exemple de la région cantabrique*. British Archaeological Reports, International Series, Oxford, 205 p.

Schemmel F., Niedermeyer E.M., Schwab V.F., Gleixner G., Pross J., Mulch, A., 2016. *Plant wax δD values record changing Eastern Mediterranean atmospheric circulation patterns during the 8.2 kyr BP climatic event*. *Quaternary Science Reviews*, 133, pp. 96-107.

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 (1), pp. 157-176.

Schmiedl G., Kuhnt T., Ehrmann W., Emeis K. C., Hamann Y., Kotthoff U., Dulski P., Pross J., 2010. *Climatic forcing of eastern Mediterranean deep-water formation and benthic ecosystems during the past 22 000 years*. *Quaternary Science Reviews*, 29 (23), pp. 3006-3020.

Schmid B.V., Büntgen U., Easterday W.R., Ginzler C., Walløe L., Bramanti B., Stenseth N.C., 2015. *Climate-driven introduction of the Black Death and successive plague reintroductions into Europe*. *Proceedings of the National Academy of Science U.S.A.*, 112(10): pp. 3020-3025.

Schneider S., Nykamp M., Matthaei A., Bebermeier W., Schütt B., 2013. *Alluvial geoarchaeology of a small drainage basin in western Anatolia: late Holocene landscape development and the question of the mouth of the Paleo-Bakırçay*. *Quaternary International* 312, pp. 84-95.

Schneider S., Matthaei A., Bebermeier W., Schütt B., 2014. *Late Holocene humanenvironmental interactions in the Eastern Mediterranean: settlement history and paleogeography of an ancient Aegean hill-top settlement*. *Quaternary International* 324, pp. 84-98.

Schuldenrein J., 2001. *Stratigraphy, sedimentology, and site formation at Konispol Cave, Southwest Albania*. *Geoarchaeology*, 16(5), pp. 559-602.

Schultheiß R., Albrecht C., Bößneck U., Wilke T., 2008. *The neglected side of speciation in ancient lakes: phylogeography of an inconspicuous mollusc taxon in lakes Ohrid and Prespa*. *Hydrobiologia*, 615(1), pp. 141-156.

Schumm S.A., 1977. *The fluvial system*. Wiley, New-York, 338 p.

Schultze J.H., (Ed.) 1937. *Neugriechenland*, Gotha : Justus Perthes, 447 p..

Seeliger M., Bartz M., Erkul E., Feuser S., Kelterbaum D., Klein C., Pirson F., Vött A., Brückner H., 2013. *Taken from the sea, reclaimed*

by the sea: the fate of the closed harbour of Elaia, the maritime satellite city of Pergamum (Turkey). Quaternary International 312, pp. 70-83.

Seppä H., MacDonald G.M., Birks H.J.B., Gervais B.R., Snyder J.A., 2008. *Late-Quaternary summer temperature changes in the northern-European tree-line region,* Quaternary Res., 69, pp. 404-412.

Sève M., 2014. 1914-2014. *Philippe Φίλιπποι Philippi. 100 ans de recherches françaises. 100 χρόνια γαλλικών ερευνών. 100 Years of French Research.* Athènes, 197 ill. (Patrimoine photographique, 2). 280 p.

Sherratt A., 1980. *Water, soil and seasonality in early cereal cultivation.* World Archaeology 11 (3), pp. 313-330.

Sherratt A., 1983. *The Eneolithic period in Bulgaria in its European context,* in A. Poulter, *Ancient Bulgaria: Papers Presented to the International Symposium on the Ancient History and Archaeology of Bulgaria,* University of Nottingham, 1981, pp. 188-98.

Shumilovskikh L.S., Tarasov P., Arz H.W., Fleitmann D., Marret F., Nowaczyk N., Plessen B., Schlütz F., Behling H., 2012. *Vegetation and environmental dynamics in the southern Black Sea region since 18kyr BP derived from the marine core 22-GC3.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 337, pp. 177-193.

Shumilovskikh L.S., Seeliger M., Feuser S., Novenko E., Schlütz F., Pint, A., Pirson F., Brückner H., 2016. *The harbour of Elaia: A palynological archive for human environmental interactions during the last 7500 years.* Quaternary Science Reviews, 149, pp. 167-187.

Siani G., Magny M., Paterne M., Debret M., Fontugne M., 2012. *Paleohydrology reconstruction and Holocene climate variability in the South Adriatic Sea,* Clim. Past Discuss., 8, pp. 4357-4399.

Sivignon M., 2007. *The Greek wetlands: from degradation to rehabilitation, in European Landscapes and Lifestyles,* in: Z. Roca, T. Spek, T.

Terkenli, T. Plieninger, F. Höchtl, Lisbon: Edições Universitárias Lusófonas, pp. 243-248.

Sorrel P., 2006. *The Aral Sea: a palaeoclimate archive* (Doctoral dissertation, Universität Potsdam), 139 p.

Soufleris C., Jackson J.A., King G.C.P., Spencer C.A., Scholz C.H., 1982. *The 1978 earthquake sequence near Thessaloniki (northern Greece).* Geophys. J. Roy. Astronom. Soc. 68, pp. 974-1002.

Sperling M.G., Scmiedl, C., Hemleben, K.C., Emeis, H., Erlenkeuser, Grootes P.M., 2003. *Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1? Evidence from the Marmara Sea.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 190, pp. 9–21.

Stankovic S., 1960. *The Balkan Lake Ohrid and its living world.* Monographiae Biologicae IX. Dr. W. Junk, Den Haag, 357p.

Staubwasser M., Weiss H., 2006. *Holocene climate and cultural evolution in late prehistoric-early historic West Asia,* Quaternary Research, 66, pp. 372-387.

Stefanova I., Ammann B., 2003. *Lateglacial and Holocene vegetation belts in the Pirin Mountains (southwestern Bulgaria).* The Holocene 13 (1), pp. 97-107.

Stefanova I., Atanassova J., Delcheva M., Wright Jr. H.E., 2006a. *Chronological framework for the Lateglacial pollen and macrofossil sequence in the Pirin Mountains, Bulgaria: Lake Besbog and Lake Kremensko-5.* The Holocene 16, pp. 877-892.

Stefanova I., Lazarova M., Wright Jr. H.E., 2006b. *Elevational gradients during the Lateglacial/Holocene vegetational transition in southern Bulgaria.* Vegetation History and Archaeobotany 15, pp. 333-343.

Steiger J., Tabacchi E., Dufour S., Corenblit D., Peiry J.-L., 2005. *Hydrogeomorphic processes affecting riparian habitat within alluvial channel-*

floodplain river systems: a review for the temperate zone, River Research and Applications, 21, pp. 719-737.

Steinhilber F., Beer J., Fröhlich C., 2009. *Total solar irradiance during the Holocene*. Geophysical Research Letters, 36(19). L19704

Stevens L.R., Wright H.E., Ito E., 2001. *Changes in seasonality of climate during the Lateglacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran*. Holocene 11, pp. 747-756.

Stiner M.C., Munro N.D., 2011. *On the evolution of diet and landscape during the Upper Paleolithic through Mesolithic at Franchthi Cave (Peloponnese, Greece)*. Journal of Human Evolution, 60(5), pp. 618-636.

Stiros, S.C., 1998. *Historical seismicity, palaeoseismicity and seismic risk in Western Macedonia, Northern Greece*. J. Geodyn. 26, pp. 271-287.

Stock F., Kerschner M., Kraft J.C., Pint A., Frenzel P., Brückner H., 2014. *The palaeogeographies of Ephesos (Turkey), its harbours and the Artemision e a geoarchaeological reconstruction for the timespan 1500e300 BC*. Z. Geomorphol. 58 (Suppl. 2), pp. 33-66.

Stock F., Ehlers L., Horejs B., Knipping M., Ladstätter S., Seren S., Brückner H., 2015. *Neolithic settlement sites in Western Turkey—palaeogeographic studies at Çukuriçi Höyük and Arvalya Höyük*. Journal of Archaeological Science: Reports, 4, pp. 565-577.

Stock F., Knipping M., Pint A., Ladstätter S., Delile H., Heiss A.G., Laermanns H., Mitchell P.D., Ployer R., Steskal M., Thanheiser U., Urz R., Wennrich V., Brückner H., 2016. *Human impact on Holocene sediment dynamics in the Eastern Mediterranean—the example of the Roman harbour of Ephesus*. Earth Surface Processes and Landforms, 41 (7), pp. 980-996.

Stockmarr J., 1971. *Tablets with spores used in absolute pollen analysis*. Pollen et Spores 13, pp. 615-621.

Stos Z.A., 2003. *Origin of metals from Sitagroi as determined by lead isotope analysis*, in Elster and Renfrew (eds), pp. 325-329.

Straubwasser M., Weiss H., 2006. *Holocene climate and cultural evolution in lat-prehistoric early historic West Asia*. Quaternary Research, 66, pp. 372-387.

Staubwasser, M., Sirocko, F., Grootes, P., Segl, M., 2003. *Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene south Asian monsoon variability*. Geophysical Research Letters 30, 1425

Strid A., Tan K., 1997. *Flora and Vegetation of North Est Greece Including Thasos and Samothraki*, Copenhagen, Botanical Institut. University of Copenhagen, 95 p.

Stuiver M., Reimer P.J., 1993. *Extended 14 C data base and revised CALIB 3.0 14 C age calibration program*, Radiocarbon, vol. 35 (1), pp. 215-230.

Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., Spurk M., 1998. *INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP.*, Radiocarbon, vol. 40, n°3, pp. 1041-1083.

Sugita S., 1994. *Pollen Representation of Vegetation in Quaternary Sediments: Theory and Method in Patchy Vegetation*. Journal of Ecology, 82 (4), pp. 881-897.

Sugita S., 2007. *Theory of quantitative reconstruction of vegetation I: pollen from large sites REVEALS regional vegetation composition*. The Holocene, 17 (2), pp. 229-241.

Sulpizio R., Zanchetta G., D'Orazio M., Vogel H., Wagner B., 2010. *Tephrostratigraphy and tephrochronology of lakes Ohrid and Prespa, Balkans*. Biogosciences 7, pp. 3931-3967.

Syrides G., 1995. *Neogene mollusc faunas from Strymon Basin, Macedonia, Greece. First results for biochronology and palaeoenvironment*. In: Gayet M., Courtinat B., *Proceedings of the First*

Congress of the European Palaeontological Association. *Geobios* 18 (special issue), pp. 381-388.

Syrides G., 2000. *Neogene marine cycles in Strymon basin, Macedonia, Greece*. Geological Society of Greece, Special Publication 9, pp. 217-225.

T

Tainter J.A., 1988. *The collapse of complex societies*. New Studies in Anthropology, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 264p.

Takaya K., Nakamura H., 2005. *Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high*. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(12), pp. 4423-4440.

Taymaz T., Jackson J., McKenzie D., 1991. *Active tectonics of the north and central Aegean Sea*. *Geophysical Journal International* 106, pp. 433-490.

Teller J.T., Leverington D.W., Mann J.D., 2002. *Freshwater outbursts to the oceans from Glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation*. *Quaternary Science Review* 21, pp. 879-887.

Terral J.F., Mengual X., 1999. *Reconstruction of Holocene climate in southern France and eastern Spain using quantitative anatomy of olive wood and archaeological charcoal*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 153, pp. 71-92.

Theys J., 1993. *Prospective de l'environnement : la nature est-elle gouvernable ?* Espace et sociétés 1, n°71, pp. 45-68.

Thiébaud S., 2010. *Archéologie environnementale de la France*, La Découverte, coll. Archéologie de la France, 117p.

Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R., Steffensen J.P., Johnsen S.J., Arrowsmith C., White J.W.C., Vaughn B., Popp T., 2007. *The 8.2*

ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Review* 26, pp. 70-81.

Thucydide, 1662. *L'Histoire de Thucydide, de la guerre du Péloponèse, continuée par Xénophon*, traduit par De Perrot d'Ablancourt N., Paris, Augustin courbe, 599p.

Thucydide, 1840. *Histoire de Thucydide*, traduit par Lévesque Eds Lefèvre, Paris, 630p.

Tinner W., Lotter A.F., 2001. *Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka*. *Geology*, 29 (6), pp. 551-554.

Tinner W., van Leeuwen J.F.N., Colombaroli D., Vescovi E., van der Knaap W.O., Henne P.H., Pasta S., D'Angelo S., La Mantia T., 2009. *Holocene environmental and climatic changes at Gorgo Basso, a coastal lake in southern Sicily, Italy*. *Quaternary Science Reviews* 28, pp. 1498-1510.

Todorova H., 1978. *The Eneolithic period in Bulgaria in the 5th millennium B.C.*, BAR I.S. 49, Oxford, 294 p.

Todorova H., 1995, *The Neolithic, Eneolithic and Transitional period in Bulgarian prehistory*, in D.W. Bailey, I. Panayotov, *Prehistoric Bulgaria*, Wisconsin, pp. 149-191.

Tonkov S., 1994. *Pollen analysis of peat-bog in Osogovo mountain (Southwestern Bulgaria)*. *Ann. Univ. Sofia Faculty Biology*. 85 (2), pp. 63-68.

Tonkov S., 2003. *A 5000-year pollen record from Osogovo Mountains, Southwestern Bulgaria*. In: Tonkov S., *Aspects of Palynology and Palaeoecology*. Pensoft Publication, Sofia-Moscow, pp. 233-244.

Tonkov S., Bozilova E., 1992a. *Pollen analysis of peat-bog in Maleshevska mountain (Southwestern Bulgaria)*. *Ann. Univ. Sofia, Fac Biol* 81 (2), pp. 11-22

Tonkov S., Bozilova E., 1992b. *Paleoecological investigation of Tschokljovo marsh (Konjavska mountain)*. *Ann. Univ. Sofia, Faculty Biology* 83 (2), pp. 5-16.

- Tonkov S.,** Marinova E., 2005. *Pollen and plant macrofossil analyses of mid-Holocene radiocarbon dated profiles from two subalpine lakes in Rila Mountains, Bulgaria*. *The Holocene* 15 (5), pp. 663-671.
- Tonkov S.,** Possnert G., Bozilova E., 2011. *The Lateglacial in the Rila Mountains (Bulgaria) revisited: the pollen record of Lake Ribno (2184 m)*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 166 (1-2), pp. 1-11.
- Tonkov S.,** Possnert G., 2014. *Mire Gyola, Belasitsa Mountain (south-western Bulgaria)*. *Grana* 53 (4), pp. 312-314.
- Tonkov S.,** Possnert G., 2016. *Peat bog Kumata-1, Vitosha Mountain (Bulgaria)*. *Grana*, 1-3, pp. 250-252.
- Tonkov S.,** Atanassova J., Bozilova E., Skog G., 1998. *Pollen analysis of Lake Suho Ezero (Rila Monastery area, Central Rila Mts.)*. *Phytologia Balcanica* 4/3, pp. 31-38.
- Tonkov S.,** Bozilova E., Pavlova D., Kozuharova E., 2000. *Surface pollen samples from the valley of the Rilska Reka river, Central Rila Mountains (Southwestern Bulgaria)*. *Annale. University. Sofia, Faculty Biology* 1 91 (2), pp. 63-74.
- Tonkov S.,** Panovska H., Possnert G., Bozilova E., 2002. *The Holocene vegetation history of Northern Pirin Mountain, southwestern Bulgaria: pollen analysis and radiocarbon dating of a core from Lake Ribno Banderishko*. *The Holocene* 12 (2), pp. 201-210.
- Tonkov S.,** Bozilova E., Possnert G., Velčev A., 2008. *A contribution to the postglacial vegetation history of the Rila Mountains, Bulgaria: the pollen record of Lake Trilistnika*. *Quaternary. International*. 190, pp. 58-70.
- Tonkov S.,** Velichkov I., Popov G., Possnert G., Zlatanov T., Hinkov G., 2012. *On the Holocene history of sweet chestnut forests in Belasitsa Mountain, Southwestern Bulgaria*. *C. R. Acad. Bulg. Sci.* 65 (11), pp. 1549-1554.
- Tonkov S.,** Bozilova E., Possnert G., 2013. *Postglacial vegetation history as recorded from the subalpine Lake Ribno (NW Rila Mts.), Bulgaria*. *Central Eur. J. Biol.* 8 (1), pp. 64-77.
- Tranos M.D.,** 2011. *Strymon and Strymonikos Gulf basins (Northern Greece): Implications on their formation and evolution from faulting*. *J. Geodyn.* 51, pp. 285-305.
- Tranos M.D.,** Papadimitriou E.E., Kiliass A.A., 2003. *Thessaloniki-Gerakarou Fault Zone (TGFZ): The western extension of the 1978 Thessaloniki earthquake fault (Northern Greece) and seismic hazard assessment*. *J. Struct. Geol.* 25, pp. 2109-2123.
- Treuil R.,** *Dikili Tash à l'époque néolithique : un village dans la plaine de Drama*, *Dossiers d'Archéologie* 222 (avril 1997), pp. 18-25.
- Treuil R.,** Darcque P., Poursat J.C., Touchais G., (Eds.) 2008. *Les civilisations égéennes du Néolithique et de l'Âge du Bronze*, Presses Universitaires Françaises, Paris, 559 p.
- Triantaphyllou M.V.,** Pavlopoulos K., Tsourou T., Dermitzakis M.D., 2003. *Brackish marsh benthic microfauna and palaeoenvironmental changes during the last 6000 years on the coastal plain of Marathon (SE Greece)*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 109 (3), pp. 539-547.
- Triantaphyllou M.V.,** Antonarakou A., Kouli K., Dimiza M., Kontakiotis G., Papanikolaou M.D., Ziveri P., Mortyn P.G., Lianou V., Lykousis V., Dermitzakis M.D., 2009a. *Late Glacial-Holocene ecostratigraphy of the south-eastern Aegean Sea, based on plankton and pollen assemblages*, *Geo-Marine Letters*, 29, pp. 249-267.
- Triantaphyllou M.V.,** Ziveri P., Gogou A., Marino G., Lykousis V., Bouloubassi I., Emeis K.C., Kouli K., Dimiza M., Rosell-Mele A., Papanikolaou M., Katsouras G., Nunez N., 2009b. *Late Glacial-Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea*, *Marine Geology.*, 266, pp. 182-197.

- Triantaphyllou M.V.**, Kouli K., Tsourou T., Koukousioura O., Pavlopoulos K., Dermitzakis M., 2010. *Paleoenvironmental changes since 3000 BC in the coastal marsh of Vravron (Attica, SE Greece)*. *Quaternary International* 216, pp. 14-22.
- Triantaphyllou M.V.**, Gogou A, Bouloubassi I., Dimiza M, Kouli K., Rousakis A.G., Kotthoff U., Emeis K.C., Papanikolaou M., Athanasiou M., Parinos C., Ioakim C.V., Lykousis V., 2014. *Evidence for a warm and humid Mid-Holocene episode in the Aegean and northern Levantine Seas (Greece, NE Mediterranean)*, *Regional Environmental Change*, 14, pp. 1697-1712.
- Triantaphyllou M.V.**, Gogou A., Dimiza M.D., Kostopoulou S., Parinos C., Roussakis G., Geraga M., Bouloubassi, I., Fleitmann D., Zervakis V., Velaora, D., Diamantopoulou A., Sampataki A., Lykousis V., 2016. *Holocene Climate Optimum centennial-scale paleoceanography in the NE Aegean Sea (Mediterranean Sea)*. *Geo-Marine Letters*, 36, pp. 51-66.
- Trigo I.F.**, Davies T.D., Bigg G.R., 2000. Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophysical Research Letter* 27, pp. 2913-2916.
- Trigo R.M.**, Xoplaki E., Zorita E., Luterbacher J., Krichak S.O., Alpert P., Jacobeit J., Saenz J., Fernandez J., Gonzalez- Rouco F., Garcia-Herrera R., Rodo X., Brunetti M., Nanni T., Maugeri M., Turke M., Gimeno L., Ribera P., Brunet M., Trigo I. F., 2006. *Relations between variability in the Mediterranean region and Mid-latitude variability*, in: *The Mediterranean Climate: an overview of the main characteristics and issues*, Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R., Elsevier, Amsterdam, pp. 179-226.
- Tringham R.**, 2000. *Southeastern Europe in the transition to agriculture in Europe: bridge, buffer or mosaic. Europe's First Farmers*. Cambridge University Press, pp. 19-56.
- Tringham R.**, Krstic D., 1990. *Conclusion: Selevac in the wider context of European Prehistory*, in R. Tringham & D. Krstic (ed.) *Selevac: a Neolithic Village in Yugoslavia (Monumenta Archaeologica 15)*: Los Angeles (CA): Institute of Archaeology, University of California, pp. 567-616.
- Tsartsidou G.**, 2010. *Phytolith analysis from the sediments of Dispilio Anaskamma 4*, pp.77-87.
- Tsiripidis I.**, 2001. *Plant communities of beech forests in Rodopi mountain range and their environmental assessment for reforestation*. Ph.D. Thesis, Aristotle University of Thessaloniki, Thessaloniki.
- Tsiripidis I.**, Athanasiadis N., 2003. *Contribution to the knowledge of the vascular flora of NE Greece: floristic composition of the beech (Fagus sylvatica L.) forests in the Greek Rodopi*. *Willdenowia* 33, pp. 273-298.
- Tsiripidis I.**, Fotiadis G., Karagiannakidou V., Dimitros B., 2005a. *Classification problems of forest vegetation in Greece: Transition from beech to deciduous oak zone*. *Bot. Chr.* 18, pp. 253-268.
- Tsiripidis I.**, Karagiannakidou V., Athanasiadis N., 2005b. *Ecological and phytogeographical differentiation of beech forests in Greek Rodopi (Northeast Greece)*. *Biologia (Bratislava)* 60, pp. 57-67.
- Tsiripidis I.**, Bergmeier E., Dimopoulos P., 2007a. *Geographical and ecological differentiation in Greek Fagus forest vegetation*. *J. Veg. Sci.* 18, pp. 743-750.
- Tsiripidis I.**, Karagiannakidou V., Alifragis D., Athanasiadis N., 2007b. *Classification and gradient analysis of the beech forest vegetation of the Southern Rodopi (Northeast Greece)*. *Folia Geobot.* 42, pp. 249-270.
- Tsirtsoni Z.**, 1998. *Les poteries du début du néolithique récent en Macédoine : les hommes et leurs vases*, Thèse Doctorale, Paris 1, 376p.
- Tsirtsoni Z.**, 2016. *The Human Face of Radiocarbon: Reassessing Chronology in Prehistoric Greece and Bulgaria, 5000–2000 cal*

BC, Travaux de la Maison de l'Orient et de la Méditerranée, Lyon, 520p.

Turner J. 1962. *The Tilia decline: an anthropogenic interpretation.* New Phytologist, 61(3), pp. 328-341.

Turner J., 1964. *The anthropogenic factor in vegetational history.* New Phytologist, 63 (1), pp. 73-90.

Turner J., Greig J.R.A., 1975. *Some Holocene pollen diagrams from Greece.* Review of Palaeobotany and Palynology 20, pp. 171-204.

Turner R., Roberts N., Jones M.D., 2008. *Climatic pacing of Mediterranean fire histories from lake sedimentary microcharcoal,* Global Planet. Change, 63, pp. 317-324.

Turner F., Pott R., Schwarz A., Schwalb A., 2014. *Response of Pediastrum in German Floodplain lakes to Late Glacial climate changes.* J. Paleolimnol. 52, pp. 293-310.

Tzedakis P.C., 1993. *Long-term tree populations in northwest Greece through multiple Quaternary climatic cycles.* Nature, 364, pp. 437-440.

Tzedakis P.C., 1999. *The last climatic cycle at Kopais, central Greece,* Journal of the Geological Society (London), 155, pp. 425-443.

Tzedakis P.C., 2005. *Towards an understanding of the response of southern European vegetation to orbital and suborbital climate variability.* Quaternary Science Reviews, 24 (14), pp. 1585-1599.

Tzedakis, P.C., 2007. *Seven ambiguities in the Mediterranean palaeoenvironmental narrative.* Quaternary Science Reviews, 26(17), pp. 2042-2066.

Tzedakis P.C., Frogley M.R., Lawson I.T., Preece R.C., Cacho I., De Abreu L., 2004. *Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability: the response of vegetation in Greece during the last glacial period.* Geology 32 (2), pp. 109-112.

Tzedakis P.C., Hooghiemstra H., Pealike H., 2006. *The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends.* Quaternary Science Review 25, pp. 3416-3430.

Tzedakis C., Emerson B.C., Hewitt G.M., 2013. *Cryptic or mystic? Glacial tree refugia in northern Europe.* Trends Ecol. Evol. 28, pp. 696-704.

Tweddle J., Edwards K., Fieller N.J., 2005. *Multivariate statistical and other approaches for the separation of cereal from wild Poaceae pollen using a large Holocene dataset.* Vegetation History and Archaeobotany, 14 (1), p. 15-30.

Twiddle C.L., Bunting M.J., 2010. *Experimental investigations into the preservation of pollen grains: A pilot study of four pollen types.* Review of Palaeobotany and Palynology, 162 (4), pp. 621-630.

U

Umbanhowar C.E., Mcgrath M.J., 1998. *Experimental production and analysis of microscopic charcoal from wood, leaves and grasses.* The Holocene, 8(3), pp. 341-346.

Unger H.J., 1987. *Das Pangaion. Ein altes Bergbauzentrum in Ostmakedonien.* Prähistorische Zeitschrift 62 (1), pp. 87-112.

V

Vacchi M., Rovere A., Chatzipetros A., Zouros N., Firpo M., 2014. *An updated database of Holocene relative sea level changes in NE Aegean Sea.* Quaternary International, 328, pp. 301-310.

Valamoti S.M., 2004. *Plants and people in Late Neolithic and Early Bronze Age northern Greece: an archaeobotanical investigation* (Vol. 1258). British Archaeological Reports Limited. 186 p.

Valamoti S.M., 2007. *Detecting seasonal movement from animal dung: an investigation in*

Neolithic northern Greece. *Antiquity*, 81(314), pp. 1053-1064.

Valamoti S.M., 2015. *Harvesting the 'wild'? Exploring the context of fruit and nut exploitation at Neolithic Dikili Tash, with special reference to wine*. *Vegetation History and Archaeobotany* 24, pp. 35-46.

Valamoti S.M., Jones G., 2010. Bronze and oil: a possible link between the introduction of tin and *Lallemantia* to northern Greece. *The Annual of the British School at Athens*, 105, pp. 83-96.

Valamoti S.M., Mangafa M., Koukoulis-Chrysanthaki C., Malamidou D., 2007. *Grape-pressings from northern Greece: the earliest wine in the Aegean?*. *Antiquity*, 81(311), pp. 54-61.

Valamoti S.M., Samuel D., Bayram M., Marinova E., 2008. *Prehistoric cereal foods from Greece and Bulgaria: investigation of starch microstructure in experimental and archaeological charred remains*. *Vegetation history and archaeobotany*, 17(1), pp. 265-276.

van Andel T.H., Zangger E., 1990. *Landscape stability and destabilisation in the prehistory of Greece*, in: S. Bottema et al., *Man's role in the shaping of the eastern Mediterranean landscape*, Rotterdam, Balkema, pp. 159-182.

van Andel T. H., Runnels C.N., 1995. *The earliest farmers in Europe*. *Antiquity*, 69(264), pp. 481-500.

van Andel T.H., Gallis K., Toufexis G., 1995. *Early Neolithic farming in a Thessalian river landscape, Greece*. *Mediterranean Quaternary River Environments*. Balkema, Rotterdam, pp. 131-143.

van der Hammen T., Wijmstra T.A., van der Molen W.H., 1965. *Palynological study of a very thick peat section in Greece, and the Würm-Glacial vegetation in the Mediterranean region*. *Geologie en Mijnbouw*, 44(1), pp. 37-39.

van der Kaars S., 2001. *Pollen distribution in marine sediments from the south-eastern*

Indonesian waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 171 (3-4), pp. 341-361.

van der Leeuw S., 2006. *Temps et espaces des crises de l'environnement*, in: Beck C., Luginbühl Y., Muxart T., Elsevier, Paris, pp. 351-365.

van der Leeuw S., Redman C.L., 2002. *Placing archaeology at the center of socio-natural studies*. *American Antiquity* 67(4), pp. 597-605.

van der Leuw S., Favory F., Fiches J.L., 2003. *Archéologie et systèmes socioenvironnementaux. Etudes multiscalaires sur la vallée du Rhône dans le programme ARCHAEOMEDES*, Monographie 27, CRA, CNRS, 403p.

van der Plicht J., Akkermans P.M.M.G., Nieuwenhuys O., Kaneda A., Russell A., 2011. *Tell Sabi Abyad, Syria: radiocarbon chronology, cultural change, and the 8.2 ka event*, *Radiocarbon*, 53, pp.229-243.

van der Wiel A.M., 1982. *A palaeoecological study of a section from the foot of the Hazendonk (Zuid-Holland, The Netherlands), based on the analysis of pollen, spores and macroscopic plant remains*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 38(1-2), pp. 3569-5990.

van der Wiel A.M., Wijmstra T.A., 1987a. *Palynology of the lower part (78–120 m) of the core Tenaghi Philippon II, Middle Pleistocene of Macedonia, Greece*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 52, pp. 73-88.

van der Wiel A.M., Wijmstra T.A., 1987b. *Palynology of 112.8–197.8m interval of the core Tenaghi Philippon III, Middle Pleistocene of Macedonia*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 52, pp. 89-117.

van Geel B., 1976. *A palaeoecological study of Holocene peat bog sections, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals*. Ph.D. Thesis, University of Amsterdam, Amsterdam, 76 p.

- van Geel B.**, 1978. *A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and The Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals*. Review of Palaeobotany and Palynology 25, pp. 1-120.
- van Geel B.**, 1986. *Application of fungal and algal remains and other microfossils in palynological analyses*. In: Berglund B.E., *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Wiley, Chichester, pp. 497-505.
- van Geel B.**, 2001. *Non-pollen palynomorphs*. In: Smol J.P., Birks H.J.B., Last W.M., *Tracking environmental change using lake sediments; volume 3: Terrestrial, algal and siliceous indicators*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 99-119.
- van Geel, B.** 2006. *Fossil ascomycetes in Quaternary deposits*. Nova Hedwigia, 82 (3-4), pp. 313-329.
- van Geel B.**, Middeldorp A.A., 1988. *Vegetational history of Carbury Bog (Co. Kildare, Ireland) during the last 850 years and a test of the temperature indicator value of 2H/1H measurements of peat samples in relation to historical sources and meteorological data*. New Phytologist, pp. 377-392.
- van Geel B.**, Aptroot A., 2006. *Fossil ascomycetes in Quaternary deposits*. Nova Hedwigia, 82(3-4), pp. 313-329.
- van Geel B.**, Bohncke S.J.P., Dee H., 1981. *A palaeoecological study of an upper Late Glacial and Holocene sequence from 'De Borchert', The Netherlands*. Review of Palaeobotany and Palynology 31, pp. 367-448.
- van Geel B.**, Hallewas D.P., Pals J.P., 1983. *A late Holocene deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuizen (Prov. of Noord-Holland, The Netherlands): palaeoecological and archaeological aspects*. Review of Palaeobotany and Palynology, 38(3-4), pp. 269-335.
- van Geel B.**, Coope G.R., van der Hammen T., 1989. *Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands)*. Review of Palaeobotany and Palynology 60, pp. 25-129.
- van Geel B.**, Mur L.R., Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., 1994. *Fossil akinetes of Aphanizomenon and Anabaena as indicators for medieval phosphate-eutrophication of Lake Gosciadz (Central Poland)*. Review of palaeobotany and Palynology, 83(1-3), pp. 97-105.
- van Geel B.**, Buurman J., Brinkkemper O., Schelvis J., Aptroot A., van Reenen G., Hakbijl T., 2003. *Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi*. Journal of Archaeological Science 30, pp. 873-883.
- van Geel B.**, Gelorini V., Lyaruu A., Aptroot A., Rucina S., Marchant R., Sinninghe Damsté J.S., Verschuren D., 2011. *Diversity and ecology of tropical African fungal spores from a 25,000-year palaeoenvironmental record in southeastern Kenya*. Review of Palaeobotany and Palynology 164, pp. 174-190.
- van Geel B.**, Engels S., Martin-Puertas C., Brauer A., 2013. *Ascospores of the parasitic fungus Kretzschmaria deusta as rainstorm indicators during a late Holocene beech-forest phase around lake Meerfelder Maar, Germany*. Journal of paleolimnology, 50(1), pp. 33-40.
- van Zeist W.**, 1966. *Archaeology and Palynology in the Netherlands*. Review of Palaeobotany and Palynology, 4, pp. 45-65.
- van Zeist W.**, 1980. *Aperçu sur la diffusion des végétaux cultivés dans la région méditerranéenne*, in : Colloque de la Fondation L. Emberger. « La mise en place, l'évolution et la caractérisation de la flore et de la végétation circum-méditerranéenne » Montpellier, Naturalia Monspelienisia, n° 1980, p. 129-145.
- Vanniere B.**, 2001. *Feu, agro-pastoralisme et dynamiques environnementales en France durant l'Holocène. Analyse du signal incendie, approches sédimentologiques et études de cas en Berry, Pyrénées et Franche-Comté*. Thèse de l'INAP-G.

Laboratoire de Chrono-écologie. Besançon, 329p.

Vanniere B., 2003. *Les micro-charbons : indicateur paléoenvironnemental de l'anthropisation. Exemple d'étude en contexte alluvial (Vierzon, Cher)*. Actualité de la Recherche en Histoire et archéologie agraires, actes du colloque international AGER V, septembre 2000. Besançon, Presse universitaires Franc-Comtoises, pp. 283-299.

Vanniere B., Martineau R., 2005. *Histoire des feux et pratiques agraires du Néolithique à l'âge du fer en région Centre. Implications territoriales, démographiques et environnementales*. Gallia Préhistoire, vol. 47, pp. 167-186.

Vannière B., Bossuet G., Gauthier E., 2000. *Susceptibilité magnétique et indices polliniques, marqueurs de l'impact anthropique et de la dynamique fluviale dans la basse vallée du Doubs (Jura, France) entre le Ier et le VIIIe siècles après J.-C.*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 331 (3), pp. 203-210.

Vannière B., Bossuet G., Walter-Simonnet A.V., Gauthier E., Barral P., Petit C., Buatier M., Daubigney A., 2003. *Land use change, soil erosion and alluvial dynamic in the lower Doubs Valley over the 1st millenium AD (Neublans, Jura, France)*. Journal of Archaeological Science, 30(10), pp. 1283-1299.

Vannière B., Colombaroli D., Chapron E., Leroux A., Tinner W., Magny M., 2008. *Climate versus human-driven fire regimes in Mediterranean landscapes: the Holocene record of Lago dell'Accesa (Tuscany, Italy)*. Quaternary Science Review 27, pp. 1181-1196.

Vannière B., Power M.J., Roberts N., Tinner W., Carrión J., Magny M., Bartlein P., Colombaroli D., Daniiau A.L., Finsinger W., Gil-Romera G, Kaltenrieder P., Pini R., Sadori L., Turner R., Valsecchi V., Vescovi E., 2011. *Circum-Mediterranean fire activity and climate changes during the mid-Holocene environmental*

transition (8500-2500 cal. BP). The Holocene, 21 (1), pp. 53-73.

Vannière B., 2015. *Neoglacial and land use impact on flood frequency and soil erosion increase in the Eastern Mediterranean during the mid-to late-Holocene transition*. Colloque Geomedisland, Cargèse, 30 juin-2 juillet 2015, communication orale.

Vannière B., Blarquez O., Rius D., Doyen E., Brücher T., Colombaroli D., Connor S., Feurdean A., Hickler T., Kaltenrieder P., Lemmen C., Leys B., Massa C., Olofsson J., 2016. *7000-year human legacy of elevation-dependent European fire regimes*. Quaternary Science Reviews, 132, pp. 206-212.

Vavliakis E., 1989. *The Qanat Systems in Greece: A study of Qanat systems in Phyllida of Serres from Morphological, Hydrographic and Socio-Economical View* (Doctoral dissertation, Habilitation Thesis, Department of Geology, Aristotle University, Thessaloniki, Greece).

Vavliakis E., Haristos D.A., Balafoutis C., 1990. *Indirect influence of man-made factors on the dissolution rate of dolomitic marble in Thessaloniki area (Northern Greece)*. ZEITSCHRIFT FÜR GEOMORPHOLOGIE, 34 (4), pp. 475-480.

Vavelidis M., Andreou S., 2008. *Gold and gold working in Late Bronze age Northern Greece*. Naturwissenschaften, 95(4), pp.361-366.

Velichko A.A., Kurenkova E.I., Dolukhanov P.M., 2009. *Human socio-economic adaptation to environment in Late Palaeolithic, Mesolithic and Neolithic Eastern Europe*. Quaternary International, 203 (1), pp. 1-9.

Vergiev S., Filipova-Marinova M., Giosan L., Pavlov D., Slavchev V., 2014. *Pollen-based quantitative reconstruction of holocene vegetation in Varna lake area (northeastern Bulgaria) using modelling and simulation approach*. Comptes rendus de l'Académie bulgare des Sciences, 67(6), pp. 831-834.

- Veropoulidou R.**, 2009. *Freshwater mollusks and land snails at the Neolithic Dispilio*, Kastoria. *Anaskamma* 3, pp. 13-26.
- Verstraeten G.**, Rommens T., Peeters I., Poesen J., Govers G., Lang, A., 2009. *A temporarily changing Holocene sediment budget for a loess-covered catchment (central Belgium)*. *Geomorphology*, 108 (1), pp. 24-34.
- Vigne J.D.**, 2009. *Les débuts de l'élevage des ongulés dans l'Ancien Monde: interactions entre société et biodiversité*. *La Révolution Néolithique dans le Monde*, CNRS, Paris, 145-164.
- Vita-Finzi C.**, 1969. *The mediterranean valleys. Geological changes in historical times*. Cambridge University Press, 140 p.
- Vogel H.**, Wagner B., Zanchetta G., Sulpizio R., Rosén P., 2010a. *A paleoclimate record with tephrochronological age control for the last glacial-interglacial cycle from Lake Ohrid, Albania and Macedonia*. *Journal of Paleolimnology*, 44(1), pp. 295-310.
- Vogel H.**, Zanchetta G., Sulpizio R., Wagner B., Nowaczyk N., 2010b. *A tephrostratigraphic record for the last glacial-interglacial cycle from Lake Ohrid, Albania and Macedonia*. *Journal of Quaternary Science*, 25(3), pp. 320-338.
- Vokotopoulou J.**, Koukouli-Chryssanthaki H., 1993. *L'Âge du Fer Ancien (XIe-VIIIe siècles avant J.-C.)*, In Vokotopoulou I. (ed.), *La civilisation grecque : Macédoine, royaume d'Alexandre le Grand : [exposition] au Marché Bonsecours, Montréal, du 7 mai au 19 septembre 1993*; pp. 124-127.
- von Post L.**, von Walterstorff A., Lindquist S., 1925. *Bronsaldersmanteln fran Gerumsberget i Vastergotland Kunliga Vitterherts, Historie, och Antikvitetsakademiens, Monografiserie*, 15, pp. 1-39.
- Vött A.**, 2007. *Relative sea level changes and regional tectonic evolution of seven coastal areas in NW Greece since the mid-Holocene*. *Quaternary Science Reviews*, 26(7), pp. 894-919.
- Vött A.**, Brückner H., Handl M., Schriever A., 2006a. *Holocene palaeogeographies and the geoarchaeological setting of the Mytikas coastal plain (Akarnania, NW Greece)*. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement* 142, pp. 85-108.
- Vött A.**, Brückner H., Handl M., Schriever A., 2006b. *Holocene palaeogeographies of the Astakos coastal plain (Akarnania, NW Greece)*. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 239, pp. 126-146.
- Vött A.**, Brückner H., Schriever A., Luther J., Handl M., van der Borg K., 2006c. *Holocene palaeogeographies of the Palairos coastal plain (Akarnania, NW Greece) and their geoarchaeological implications*. *Geoarchaeology* 21/7, pp. 649-664.
- Vött A.**, Schriever A., Handl M., Brückner H., 2007. *Holocene palaeogeographies of the Eastern Acheloos river delta and the lagoon of Etoliko (NW Greece)*. *J. Coast. Res.* 234, pp. 1042-1066.
- Vouvalidis K.G.**, Syrides G.E., Albanakis K.S. 2005. *Holocene morphology of the Thessaloniki Bay: impact of sea level rise*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 137 (Suppl.), pp. 147-158.
- Vuorela I.** 1973. *Relative pollen rain around cultivated fields*. *Acta Botanica Fennica*, 102. pp. 1-27.

W

Wagner B., Reicherter K., Daut G., Wessels M., Matzinger A., Schwalb A., Spirkovski Z., Sanxhaku, M., 2008. *The potential of Lake Ohrid for long-term palaeoenvironmental reconstructions*, *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 259, pp. 341-356.

Wagner B., Lotter A.F., Nowaczyk N., Reed J.M., Schwalb A., Sulpizio R., Valsecchi V., Wessels M., Zanchetta G., 2009. *A 40,000-year record of environmental change from ancient Lake Ohrid (Albania and Macedonia)*, *J. Paleolimnol.*, 41, pp. 407-430.

- Wagner B.**, Vogel H., Zanchetta G., Sulpizio R., 2010. *Environmental change within the Balkan region during the past ca. 50 ka recorded in the sediments from lakes Prespa and Ohrid*. *Biogeosciences*, 7, pp. 3365-3392.
- Wagner B.**, Aufgebauer A., Vogel H., Zanchetta G., Sulpizio R., Damaschke M., 2012. *Late Pleistocene and Holocene contourite drift in Lake Prespa (Albania/FYR of Macedonia/Greece)*. *Quaternary International*, 274, pp. 112-121.
- Wagner B.**, Wilke T., Krastel S., Zanchetta G., Sulpizio R., Reicherter K., Leng M.J., Graždani A., Trajanovski S., Francke A., Lindhorst K., Levkov Z., Cvetkoska A., Reed J.M., Zhang X., Lacey J.H., Wonik T., Baumgarten H., Vogel H., 2014. *The SCOPSCO drilling project recovers more than 1.2 million years of history from Lake Ohrid*, *Science Drilling*, 17, pp. 19–29.
- Wagstaff J.M.**, 1981. *Buried assumptions: some problems in the interpretation of the 'Younger Fill' raised by recent data from Greece*. *Journal of Archaeological Science*, 8, pp. 247-264.
- Walker B.**, Gunderson L., Kinzig A., Folke C., Carpenter S., Schultz L., 2006. *A handful of heuristics and some propositions for understanding resilience in social-ecological systems*. *Ecology and Society* 11(1) : 13, pp. 6-21.
- Walker M.J.C.**, Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A., Lowe J.J., Newnham R. M., Rasmussen S.O., Weiss H., 2012. *Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy)*, *Journal of Quaternary Science*, 27, pp. 649-659.
- Walling D.E.**, 1983. *The sediment delivery problem*. *Journal of hydrology*, 65 (1-3), pp. 209-237.
- Wang Y.**, Cheng H., Edwards R.L., He Y., Kong X., An Z., Wu J., Kelly M.J., Dykoski C.A., Li, X. (2005). *The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate*. *Science*, 308 (5723), pp. 854-857.
- Wanner H.**, Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S., Prentice I.C. Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M., 2008. *Mid- to late Holocene climate change: an overview*. *Quaternary Science Reviews* 27, pp. 1791-1828.
- Wanner H.**, Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M., 2011. *Structure and origin of Holocene cold events*. *Quaternary Science Reviews* 30, pp. 3109-3123.
- Weiberg E.**, Unkel I., Kouli K., Holmgren K., Avramidis P., Bonnier A., Dibble F., Finné M., Izdebski A., Katrantsiotis C., Stocker S.R., Andwinge M., Baika K., Boyd M., Stocker S.R., Heymann C., 2016. *The socio-environmental history of the Peloponnese during the Holocene: Towards an integrated understanding of the past*. *Quaternary Science Reviews*, 136, pp. 40-65.
- Weiss H.**, 2000. *Beyond the Younger Dryas: Collapse as adaptation to abrupt climate change in ancient West Asia and the Eastern Mediterranean*. *Confronting Natural Disaster: Engaging the Past to Understand the Future*. University of New Mexico Press, Albuquerque, pp. 75-98.
- Weiss H.**, 2012. *Quantifying collapse: The late third millennium Khabur Plains*. In Weiss (ed.) *Seven generations since the fall of Akkad*, pp. 1-24.
- Weiss H.**, Bradley R.S., 2001. *What drives societal collapse?* *Science* 291, 609, pp. 988-988.
- Weiss H.**, Courty M.A., Wetterstrom W., Guichard F., Senior L., Meadow R., Curnow A., 1993. *The genesis and collapse of third millennium north Mesopotamian civilization*. *Science*, 261(5124), pp. 995-1004.
- Weninger B.**, Clare L., 2011. *Holocene Rapid Climate Change in the Eastern Mediterranean. An Emerging Archaeological Climate Research Programme*. In R. Krauß (ed.), *Beginnings – New Research in the Appearance of the Neolithic between Northwest Anatolia and the*

Carpathian Basin. Papers of the International Workshop 8th–9th April 2009, Istanbul. Menschen – Kulturen – Traditionen, Studien aus den Forschungsclustern des Deutschen Archäologischen Instituts Band 1. Istanbul, pp. 11–22.

Weninger B., Alram-Stern E., Bauer E., Clare L., Danzeglocke U., Jöris O., van Andel T., 2006. *Climate forcing due to the 8200 cal yr BP event observed at Early Neolithic sites in the eastern Mediterranean*, *Quaternary Res.*, 66, pp. 401-420.

Weninger B., Clare L., Rohling E., Bar-Yosef O., Böhner U., Budja M., Bundschuh M., Feurdean A., Gebel H.G., Jöris O., Linstädter J., Mayewski P., Mühlenbruch T., Reingruber A., Rollefson G., Schyle, D., Thissen L., Todorova H., 2009. *The Impact of Rapid Climate Change on prehistoric societies during the Holocene in the Eastern Mediterranean*, *Doc. Praehist.* XXXVI, pp. 7-59.

Weninger B., Clare L., Gerritsen F., Horejs B., Krauss R., Lindstädter J., Ozbal R., Rohling E.J., 2014. *Neolithisation of the Aegean and Southeast Europe during the 6600–6000 cal. BC period of rapid climate change*, *Doc. Praehist.*, 41, pp. 1-31.

White S., 2011. *The Climate of Rebellion in the Early Modern Ottoman Empire*, *Studies in Environment and History*. Cambridge University Press, Cambridge. 376 p.

Whitlock C., Larsen C., 2001. *Charcoal as a fire proxy*. In: *Tracking environmental change using lake sediments*, Springer Netherlands, pp. 75-97.

Wick, L.; Lemcke G., Sturm M., 2003. *Evidence of Lateglacial and Holocene climatic change and human impact in Eastern Anatolia: high-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey*, *The Holocene*, 13(5), pp. 665-675.

Wiener M., 2014. *The Interaction of Climate Change and Agency in the Collapse of Civilizations c. 2300–2000 BC*. *Radiocarbon* 56,4, 2014, pp. 1-16.

Wijmstra T.A., 1969. *Palynology of the first 30 metres of a 120 m deep section in northern Greece*. *Acta Botanica Neerlandica*. 18(4), pp. 511-527.

Wijmstra T.A., Smit A., 1976. *Palynology of the middle part (30–78 m) of the 120m deep section in northern Greece (Macedonia)*. *Acta Botanica Neerlandica* 25, pp. 297-312.

Wijmstra T.A., Groenhart M.C., 1983. *Record of 700,000 years vegetational history in Eastern Macedonia (Greece)*. *Revista de la Academia Colombiana de ciencias exactas, físicas y naturales*, 15, pp. 87-98.

Wilke T., Wagner B., Van Bocxlaer B., Albrecht C., Ariztegui D., Delicado D., Francke A., Harzhauser M., Hauffe T., Holtvoeth J., Just J., Leng M.J., Levkov Z., Penkman K., Sadori L., Skinner A., Stelbrink B., Vogel H., Wesselingh F., Wonik T., 2016. *Scientific drilling projects in ancient lakes: integrating geological and biological histories*. *Global and Planetary Change*, 143, pp. 118-151.

Wilkinson T.J., 1978. *Erosion and Sedimentation Along the Euphrates Valley in Northern Syria*. In: *The Environmental History of the Near and Middle East Since the Last Ice Age*, W.C. Brice, Academic Press, pp. 214-226.

Willcox, G., 2000. *Présence des céréales dans le Néolithique précéramique de Shilloukambos à Chypre: résultats de la campagne 1999*. *Paléorient*, pp. 129-135.

Willcox G., 2005. *The distribution, natural habitats and availability of wild cereals in relation to their domestication in the Near East: multiple events, multiple centres*. *Vegetation History and Archaeobotany*, 14(4), pp. 534-541.

Willcox G., 2007. *The adoption of farming and the beginnings of the Neolithic in the Euphrates valley: cereal exploitation between the 12th and 8th millennia cal BC*. *The origins and spread of domestic plants in Southwest Asia and Europe*, pp. 21-36.

Willcox G., 2012. *Searching for the origins of arable weeds in the Near East*. *Vegetation History and Archaeobotany*, 21(2), pp.163-167.

Willcox, G., Buxo, R., Herveux, L., 2009. *Late Pleistocene and early Holocene climate and the beginnings of cultivation in northern Syria*. *The Holocene*, 19(1), pp. 151-158.

Willis K.J., 1992a. *The late Quaternary vegetational history of northwest Greece. I Lake Gramousti*. *New Phytologist*, 121, pp. 101-117.

Willis K.J., 1992b. *The late Quaternary vegetational history of northwest Greece. II Rezina marsh*. *New phytologist*, 121(1), pp. 119-138.

Willis K.J., 1994. *The vegetational history of the Balkans*. *Quaternary Science Reviews*, 13(8), pp. 769-788.

Willis K.J., Bennett K.D., 1994. The Neolithic transition-fact or fiction? Palaeoecological evidence from the Balkans. *The Holocene* 4, pp.326-330.

Wirtz K.W., Lemmen C., 2003. *A global dynamic model for the Neolithic transition*. *Climatic Change*, 59 (3), pp. 333-367.

Wold S., Ruhe A., Wold H., Dunn III W.J., 1984. *The colinearity problem in linear regression, the partial least squares (PLS) approach to generalized inverses*, SIAM, *Journal of Science and Statistical Computing*, 5, pp. 735-743.

Wright H.E., 1967. *The use of surface samples*, in: *Quaternary pollen analysis*. Review of Palaeobotany and Palynology, 2(1-4), pp. 321-330.

Wright H.E., 1968. *Climatic Change in Mycenaean Greece*. *Antiquity*, 42(166), pp. 123-127.

Wright H.E., Patten H.J., 1963. *The pollen sum*. *Pollen et spores*, 5 (2). pp. 445-450.

Wright Jr. H.E., Ammann B., Stefanova I., Atanassova J., Margalitzadze N.A., Wick L., Blyakharchuk T.A., 2003. *Lateglacial and early-*

Holocene dry climates from the Balkan peninsula to Southern Siberia. In: Tonkov, S.B. (Ed.), *Aspects of Palynology and Palaeoecology*. Pensoft Publishers, Sofia e Moscow, pp. 127-136.

X

Xoplaki E., Gonzalez-Rouco J.F., Luterbacher J. U., Wanner H., 2004. *Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends*. *Climate dynamics*, 23(1), pp. 63-78.

Z

Zachos K., 1999. *Zas Cave on Naxos and the Role of Caves in the Aegean Late Neolithic*, in: P. Halstead, *Neolithic Society in Greece*, Sheffield Studies in Aegean Archaeology 1, Sheffield, pp. 153-163.

Zagorchev I., 1992a. *Neotectonic development of the Struma (Kraistid) Lineament, southwest Bulgaria and northern Greece*. *Geol. Mag.* 129, pp. 197-222.

Zagorchev I., 1992b. *Neotectonics of the central parts of the Balkan Peninsula: basic features and concepts*. *Geol. Rundsch.* 81, pp. 635-654.

Zagorchev I., Ognjanova N., Stoykova K., Dimadis L., 2002. *Pontian lacustrine regimes and marine incursions in the Strymon area, Northern Greece*. *Geologica Carpathica (special issue (CD))*, 53, pp. 1-6.

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

Zanchetta G., Drysdale R.N., Hellstrom J.C., Fallick A.E., Isola I., Gagan M.K., Pareschi M.T., 2007b. *Enhanced rainfall in the western Mediterranean during deposition of sapropel 1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central*

Italy), *Quaternary Science Review*, 26, pp. 279-286.

Zanchetta G., Sulpizio R., Roberts N., Cioni R., Eastwood W.J., Siani G., Caron B., Paterne M., Santacroce R., 2011. *Tephrostratigraphy, chronology and climatic events of the Mediterranean basin during the Holocene: an overview*, *The Holocene*, 21, pp. 33-52.

Zanchetta G., Bar-Matthews M., Drysdale R.N., Lionello P., Ayalon A., Hellstrom J.C., Isola I., Regattieri E., 2014. *Coeval dry events in the central and eastern Mediterranean basin at 5.2 and 5.6 ka recorded in Corchia (Italy) and Soreq caves (Israel) speleothems*. *Global and Planetary Change*, 122, pp. 130-139.

Zanchetta G., Regattieri E., Giaccio B., Wagner B., Sulpizio R., Francke A., Vogel H., Sadori L., Masi A., Sinopoli G., Lacey, J.H., Leng M.J., Leicher N., 2016. *Aligning and synchronization of MIS5 proxy records from Lake Ohrid (FYROM) with independently dated Mediterranean archives: implications for DEEP core chronology*. *Biogeosciences*, 13(9), pp. 2757-2768.

Zangger E., 1991, *Prehistoric coastal environment in Greece : the vanished landscapes of Dimini Bay and Lake Lerna*. *Journal of Field Archaeology*, 18 : pp. 1-15.

Zhang, X., Reed J., Wagner B., Francke A., & Levkov Z., 2014. *Lateglacial and Holocene climate and environmental change in the northeastern Mediterranean region: diatom evidence from Lake*

Dojran (Republic of Macedonia/Greece). *Quaternary Science Reviews*, 103, pp. 51-66.

Ziegler M., Tuenter E., Lourens L.J., 2010. *The precession phase of the boreal summer monsoon as viewed from the eastern Mediterranean (ODP Site 968)*. *Quaternary Science Reviews*, 29 (11), pp. 1481-1490.

Zohary D., 1996. *The mode of domestication of the founder crops of Southwest Asian agriculture. The origins and spread of agriculture and pastoralism in Eurasia*, pp. 142-158.

Zohary D., Hopf M., 2000. *Domestication of Plants in the Old World*. Clarendon Press, Oxford, 316 p.

Zhornyak L.V., Zanchetta G., Drysdale R.N., Hellstrom J.C., Isola I., Regattieri E., Piccini L., Baneschi I., Couchoud I., 2011. *Stratigraphic evidence for a "pluvial phase" between ca 8200–7100 ka from Renella cave (Central Italy)*. *Quaternary Science Reviews*, 30(3), pp. 409-417.

Zielhofer C., Faust D., 2008. *Mid- and Late Holocene fluvial chronology of Tunisia*, *Quaternary Science Review*, 27, pp. 580-588.

Zielinski G.A., Mayewski P.A., Meeker L.D., Whitlow S.I., Twickler M.S., 1996. *A 110,000 year record of explosive volcanism from GISP2 (Greenland) ice core*. *Quaternary Research* 45, pp. 109-118.

Sites internet consultés :

Données climatiques : <http://fr.climate-data.org>

Site de Dikili Tash Philippes-Grèce : <http://www.dikili-tash.fr/>

Service National Grec de meteorologie : <http://www.hnms.gr>

National oceanic and atmospheric administration (E-U) : <http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/nao/>

Directive cadre sur l'eau, 2000 : <http://www.rapportage.eaufrance.fr/dce>

Directive habitats, 1992 : <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=CELEX:31992L0043>

Institute of Geodynamics-National observatory of Athens : <http://www.gein.noa.gr/en/>

Archives historiques :

Carte allemande de Salonik 1/20000, 1940. Relevés effectués dans les années 1930.

Carte anglaise du lac Achinos 1/20000, 1927.

Carte grecque de Rhodolivos 1/100000, 1960

Bornovas J., Rondogianni, T., 1983. Geological map of Greece, 1:500,000 scale. Inst. Geological. Ministry Exploration (IGME), Athens.

Kouris C., 1988. *Carte géologique de la Grèce au 1/50000 : feuille de Prosotsani.* Athens, IGME

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION GENERALE

FIGURE I. : Représentation cartographique de l'organisation de la thèse	19
---	----

CHAPITRE 1.

FIGURE 1.1. : Concept d'hydrosystème indiquant la tridimensionnalité des flux (longitudinale, transversale et verticale) (Amoros et Petts, 1993)	30
FIGURE 1.2. : Balance sédimentaire et ajustements en fonction des échelles spatiales et temporelles concernant les formes fluviales (Knighton, 1984)	34
FIGURE 1.3. : Schéma des ajustements hydrologique, biologique et géomorphologique d'une zone humide selon les échelles spatiales et temporelles considérées	35
FIGURE 1.4. : Localisation des principales études paléoclimatiques de référence en Méditerranée.....	36
FIGURE 1.5. : Carte de localisation des principales études paléoenvironnementales situées dans un rayon de 400 km autour de notre zone d'étude et citées dans ce mémoire.	37
FIGURE 1.6. : Variabilité interannuelle du budget hydrologique en mer Méditerranée entre 1988 et 2005 ; (Romanou et al., 2010).	41
FIGURE 1.7. : Variations du régime des feux aux sud-ouest et nord-ouest de la Méditerranée (Vannière et al., 2011)	45
FIGURE 1.8. : Corrélation entre le climat holocène, les données hydrologiques et polliniques du bassin méditerranéen (Jalut et al., 2009)	47
FIGURE 1.9. : Synthèse des successions de forçages climatiques à travers l'enregistrement du déplacement des glaciers et des indicateurs provenant de GISP2 (Mayewski et al., 2004)	50
FIGURE 1.10. : Synthèse des enregistrements paléoclimatiques du bassin méditerranéen et des possibles RCCs associés au cours des sept derniers millénaires (Magny et al., 2013)	51
FIGURE 1.11. : Précipitations estivales (juin, juillet et août) estimées à partir de séquences polliniques de référence et des analogues modernes entre 8000 et 6000 cal BP (6050-4050 cal BC ; Peyron et al., 2016)	53
FIGURE 1.12. : Comparaison entre la Méditerranée occidentale et orientale des changements temporels de précipitation à partir de la modélisation (Brayshaw et al., 2011) et de la compilation de données paléoclimatiques issues des enregistrements isotopiques lacustres (Roberts et al., 2011).....	54
FIGURE 1.13. : Représentation des conditions climatiques autour du bassin méditerranéen et en Europe lors de l'optimum climatique holocène en condition d'indice d'Oscillation Nord Atlantique (NAO) positif (Magny et al., 2013)	55
FIGURE 1.14. : Représentation schématique des phases positives et négatives d'Oscillation Nord Atlantique (Ortega et al., 2015)	58
FIGURE 1.15. : Indice de la NAO mesuré sur la période hivernale au pas de temps annuel entre 1860 et 2016	59
FIGURE 1.16. : Indice de la NAO mesuré mensuellement entre janvier 1950 et juillet 2016.....	60
FIGURE 1.17. : Représentation schématique des anomalies de circulation lors des phénomènes de NCP en phase positive (A) et négative (B), Kutiel et Benaroch, 2002)	62
FIGURE 1.18. : Localisation des principaux sites grecques et bulgares datés entre le 6 ^{ème} et le 3 ^{ème} millénaire avant Jésus-Christ (Tsirtsoni, 2016)	69
FIGURE 1.19. : Chronologie comparative du Néolithique et du Bronze Ancien en Grèce et en Bulgarie suite aux résultats du Projet « Balkans 4000 ». D'après : Rossignol-Strick, 1995 ; Treuil, 1997; Koukouli-Chryssanthaki, 2008 ; Andreou 2010 ; Tsirtsoni, 2016.	70
FIGURE 1.20. : Cadre chronologique culturel en Macédoine orientale, adopté pour ce travail de thèse.....	72
FIGURE 1.21. : Principe des cycles adaptatifs et de la panarchie d'après Gunderson et Holling, 2002.....	75

CHAPITRE 2.

FIGURE 2.1. : Contexte géomorphologique du terrain d'étude (modifié d'après Lespez, 2008).....	85
FIGURE 2.2. : Paysage de type Badland. Incisions par ravinement des dépôts marneux néogènes au pied du Ménokion (Pangé au second plan), à l'est de la basse vallée du Strymon, à proximité de Gazoros (mars 2012, A. Glais)	87
FIGURE 2.3. : Transect géologique des 20 mètres supérieurs de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon, modifié d'après Christanis (1983) et Pross et al. (2015)	88
FIGURE 2.4. : Carte séismotectonique du nord de la Grèce montrant les principales structures tectoniques de l'espace d'étude. (Mouslopoulou et al., 2014 modifié d'après IGME, 1989)	89
FIGURE 2.5. : Carte des séismes de magnitude supérieure à 4,0 recensés entre le 1 ^{er} juillet 1964 et le 1 ^{er} juillet 2016 pour lesquels la profondeur de l'hypocentre est inférieure à 35 km de l'épicentre	90
FIGURE 2.6. : Localisation des 6 stations de référence au nord de la Mer Egée. L'encadré rouge correspond au terrain d'étude dans lequel les différentes investigations ont été menées	95
FIGURE 2.7. : Diagrammes ombrothermiques de 6 stations météorologiques de référence au nord de la Mer Egée	96
FIGURE 2.8. : Variabilité interannuelle des apports hydrologiques.	100
FIGURE 2.9. : Dynamique paysagère des environs de la ville antique de Philippes entre 1933 et 2012	103
FIGURE 2.10. : (Figure étagement méditerranéen). Étagement de la végétation du Pangée et du Falakro en Macédoine orientale ; modifié d'après la subdivision des étagements de Quézel, 1979	104
FIGURE 2.11. : Paysages agricoles littoraux et de piémont	105
FIGURE 2.12. : Paysage agricole des plaines de Drama et de Serres	106
FIGURE 2.13. : Paysage thermoméditerranéen de la zone d'étude et de ses espèces caractéristiques. Massif littoral du Symvolon 0-400m d'altitude	108
FIGURE 2.14. : Dégradation anthropique des paysages de bas de versant en phrygane.....	109
FIGURE 2.15. : Végétation de l'étage mésoméditerranéen	110
FIGURE 2.16. : Végétation d'une chênaie caducifoliée à l'étage supraméditerranéen inférieur	113
FIGURE 2.17. : Végétation de hêtraie à l'étage supraméditerranéen supérieur du Pangée	115
FIGURE 2.18. : Végétation de l'étage montagnard sous influence méditerranéenne sur le Falakro.....	117
FIGURE 2.19. : Espèces végétales de l'étage montagnard méditerranéen	118
FIGURE 2.20. : Végétation et paysage de l'étage oroméditerranéen	119
FIGURE 2.21. : Espèces végétales de l'étage oroméditerranéen	120
FIGURE 2.22. : Végétation des pelouses d'altitude et espèces nitrophiles	121
FIGURE 2.23. : Localisation des zones humides d'importance internationale (Ramsar) situées dans un rayon de 400 km du centre de Tenaghi-Philippon	123
FIGURE 2.24. : Évolution au cours du XX ^e siècle des zones humides de la plaine de Philippes-Drama	126
FIGURE 2.25. : Évolution chronologique de la zone humide de la basse vallée du Strymon	127
FIGURE 2.26. : Anthropisation des zones humides	128
FIGURE 2.27. : Sols très humifères de la plaine de Philippes-Drama	129
FIGURE 2.28. : Zone humide artificielle (mare permanente) colonisée par une roselière (Phragmites) et des nénuphars (Nuphar lutea), aux abords du Xeropotamos (Plaine de Philippes-Drama), dans une ancienne gravière d'extraction de granulats	130
FIGURE 2.29. : Basse vallée du Strymon observée depuis les versants du Pangée vers le nord-ouest, de la basse vallée du Strymon	130
FIGURE 2.30. : Zone humide de la plaine de Philippes-Drama (ancien marais de Tenaghi-Philippon) et la variabilité hydrologique interannuelle et la saisonnalité	133
FIGURE 2.31. : Diagrammes ombrothermiques de la station de Serres (basse vallée du Strymon) à partir des données mensuelles du Service météorologique national hellénique	134
FIGURE 2.32. : Végétation de ripisylve du secteur d'étude	137
FIGURE 2.33. : Carte géomorphologique du vallon de Dikili Tash, modifié d'après Lespez, 2008	140
FIGURE 2.34. : L'intercône de Dikili Tash	141

FIGURE 2.35. : Tell de Dikili Tash et les versants des montagnes de Lékani	142
FIGURE 2.36. : Illustration du tell de Dikili Tash et de la source permanente	143
FIGURE 2.37. : Le monument de Caius Vibius témoin de l'évolution paysagère à proximité du tell	145
FIGURE 2.38. : Site archéologique de la ville antique de Philippes	146
FIGURE 2.39. : La via Egnatia au nord de l'Egée	146
FIGURE 2.40. : Carte de localisation du transect d'étude du Xéropotamos	148
FIGURE 2.41. : Chenal du Xeropotamos d'amont en aval	149
FIGURE 2.42. : Cône alluvial du Xéropotamos avec traitement chromatique (modifié d'après Lespez, 2008)	150
FIGURE 2.43. : Carte du contexte archéologique Holocène de la plaine de Philippes-Drama (modifiée d'après Koukouli-Chryssanthaki et al., 2008 ; Lespez, 2008)	151
FIGURE 2.44. : Ajustements hydromorphologiques du Xéropotamos. Lit mineur et moyen du Xéropotamos au niveau de Doxato, à l'apex du cône alluvial, vers l'amont (nord-est)	152
FIGURE 2.45. : Ajustements hydromorphologiques du Xéropotamos. Lit mineur et moyen du Xéropotamos au niveau de Doxato, en regardant vers l'aval et la plaine de Philippes-Drama (sud-ouest)	153
FIGURE 2.46. : Carte du bassin versant du Strymon et des fenêtres d'étude	154
FIGURE 2.47. : Le Strymon dans le bassin de Serres (aval du bassin versant)	155
FIGURE 2.48. : Les vestiges archéologiques d'Amphipolis	157
FIGURE 2.49. : Fenêtre d'étude du Strymon	158

CHAPITRE 3.

FIGURE 3.1. : Représentation schématique de la démarche méthodologique de la thèse	163
FIGURE 3.2. : Représentation schématique des sites archéologiques grecs datés par datations radiocarbone et de leurs périodes d'occupation connues. compte rendu de l'ANR « Balkans 4000 » ; Tsirtsoni, 2016	168
FIGURE 3.3. : Fenêtres d'étude du programme archéoméd dans la première phase des recherches (2010-2014)	169
FIGURE 3.4. : Fenêtre d'étude du projet Paléomex 2	170
FIGURE 3.5. : Du terrain à l'interprétation, méthodologie des opérations	173
FIGURE 3.6. : Matériel de carottage	174
FIGURE 3.7. : Exemple de carottes réalisées en gouge fermée (FC4 ; A) et en gouge ouverte (XE3 ; B)	175
FIGURE 3.8. : Fragment de tesson daté du Néolithique Ancien issu d'un carottage à Dikili Tash. Lespez et al., 2017	179
FIGURE 3.9. : Synthèse des datations au radiocarbone utilisées pour la thèse	181
FIGURE 3.10. : Répartition chronologique des datations AMS réalisées dans la fenêtre d'étude du vallon de Dikili Tash.	183
FIGURE 3.11. : Répartition chronologique des datations AMS réalisées dans la fenêtre d'étude du cône alluvial du Xéropotamos.	183
FIGURE 3.12. : Répartition chronologique des datations AMS réalisées dans la fenêtre d'étude de la basse vallée du Strymon	185
FIGURE 3.13. : Histogramme de la répartition des datations C14 (hors site) obtenues par intervalle chronologique de 1000 ans	186
FIGURE 3.14. : Faciès sédimentaires observés dans la zone d'étude.	189
FIGURE 3.15. : Schématisation du protocole d'analyse granulométrique	193
FIGURE 3.16. : Diagramme de Passega d'après les études menées sur les dépôts du Mississippi (Passega, 1964)	195
FIGURE 3.17. : Application du champ magnétique et de l'aimantation d'après Dearing 1999	197
FIGURE 3.18. : Représentation schématique du principe de mesure de la résistivité électrique. (C. Virmoux)	200
FIGURE 3.19. : Campagne de tomographie électrique dans le vallon de Dikili Tash (janvier, 2016)	201
FIGURE 3.20. : Photographies de quelques microfossiles non polliniques (MNPs) identifiés	205

FIGURE 3.21. : Schématisation de la procédure méthodologique de l'analyse pollinique	209
FIGURE 3.22. : Exemple de grains de pollen de type cerealia observés au microscope	219
FIGURE 3.23. : Localisation des diagrammes polliniques préexistants (Tenaghi-Philippon) ainsi que ceux présentés dans ce travail	222
FIGURE 3.24. : A : Le champ de la bataille de Philippes d'après Heuzey et Daumet, 1876 et B : Image satellitaire contemporaine de Google Earth (2016)	228
Figure 3.25. : Représentation schématique de l'état des connaissances et des différentes sources d'information disponibles à l'issue de la thèse	230

CHAPITRE 4.

FIGURE 4.1. : Profils longitudinaux et transversaux du vallon de Dikili Tash (Lespez et al., 2000)	236
FIGURE 4.2. : Localisation des sondages réalisés dans le vallon de Dikili Tash	237
FIGURE 4.3. Plan des opérations archéologiques réalisées sur le tell de Dikili Tash (Darcque, 2013)	238
FIGURE 4.4. Diagramme pollinique du sondage K de 1996 (mare de Dikili Tash). Extrait de Lespez, 1999.	240
FIGURE 4.5. Plan de localisation des carottages hors-site réalisés aux abords de Dikili Tash	242
FIGURE 4.6. Transects du remplissage sédimentaire sur et au bord du tell de Dikili Tash	244
FIGURE 4.7. : Transects établi à partir des carottages et de la tomographie électrique du vallon de Dikili Tash, à l'est du tell	245
FIGURE 4.8. : Modèle Âge-profondeur de Dik5	247
FIGURE 4.9. : Analyses sédimentologiques de la carotte Dik5.	248
FIGURE 4.10. : Diagramme des concentrations polliniques de la séquence de Dik5	253
FIGURE 4.11. : Diagramme des pourcentages de taxons d'arbres et d'arbustes pour la séquence de Dik5	254
FIGURE 4.12. : Diagramme des pourcentages de taxons d'herbacées pour la séquence de Dik5	255
FIGURE 4.13. : Diagramme des pourcentages de taxons d'hydro-hygrophytes et de microfossiles non polliniques (MNPs) pour la séquence de Dik5	256
FIGURE 4.14. : Analyses sédimentologiques de la carotte Dik12	262
FIGURE 4.15. : Diagramme des concentrations polliniques de la séquence de Dik12	267
FIGURE 4.16. : Diagramme des pourcentages de taxons d'arbres, d'arbustes et d'herbacées pour la séquence de Dik12	268
FIGURE 4.17. : Diagramme des pourcentages de taxons d'hydro-hygrophytes et de microfossiles non polliniques (MNPs) pour la séquence de Dik12	269
FIGURE 4.18. : Localisation des sondages réalisés dans le vallon de Dikili Tash, vue depuis les versants des montagnes de Lékani vers le marais de Tenaghi-Philippon (Sud)	272
FIGURE 4.19. : Transect longitudinal du remplissage sédimentaire du vallon de Dikili Tash	273
FIGURE 4.20. : Modèle âge-profondeur de Dik3	274
FIGURE 4.21. : Analyses sédimentologiques de la carotte Dik3	275
FIGURE 4.22. : Image CM des dépôts du vallon de Dikili Tash dans le carottage Dik3	277
FIGURE 4.23. : Modèle Âge-profondeur de Dik4	279
FIGURE 4.24. : Analyses sédimentologiques de la carotte Dik4	280
FIGURE 4.25. : Analyses du signal incendie sur la carotte de Dik4	283
FIGURE 4.26. : Diagramme des concentrations polliniques de la séquence de Dik4	285
FIGURE 4.27. : Diagramme des pourcentages de taxons d'arbres et d'arbustes en fonction de la somme de base, pour la séquence de Dik4	286
FIGURE 4.28. : Diagramme des pourcentages de taxons d'herbacées en fonction de la somme de base, pour la séquence de Dik4	287
FIGURE 4.29. : Diagramme des pourcentages de taxons d'hydro-hygrophytes et de microfossiles non polliniques (MNPs) pour la séquence de Dik4	288
FIGURE 4.30. : Synthèse des connaissances paléoenvironnementales dans le vallon de Dikili Tash	297

CHAPITRE 5.

FIGURE 5.1. : Carte de localisation des coupes stratigraphiques observées par L. Lespez au cours de ses travaux de thèse (Lespez, 1999, 2008)	300
FIGURE 5.2 : Dépôts alluviaux holocènes du Xéropotamos	301
FIGURE 5.3 : Diagramme âge-profondeur des remblaiements alluviaux holocènes et des incisions du Xéropotamos	302
FIGURE 5.4 : Transect de l'accumulation sédimentaire du cône alluvial du Xéropotamos	304
FIGURE 5.5 : Modèle âge-profondeur de	305
FIGURE 5.6 : Analyses sédimentologiques de Xe1	306
FIGURE 5.7 : Modèle âge-profondeur de Xe3	309
FIGURE 5.8 : Analyses sédimentologiques de Xe3	310
FIGURE 5.9 : Image de Passega du carottage de Xe3	311
FIGURE 5.10 : Diagramme des concentrations polliniques de la séquence de Xe3	314
FIGURE 5.11 : Diagramme des pourcentages de taxons d'arbres et d'arbustes pour la séquence de Xe3	315
FIGURE 5.12 : Diagramme des pourcentages de taxons d'herbacées pour la séquence de Xe3	316
FIGURE 5.13 : Diagramme des pourcentages de taxons d'hydro-hygrophytes et de microfossiles non polliniques (MNPs) pour la séquence de Xe3	317
FIGURE 5.14 : Modèle âge-profondeur de Xe7	321
FIGURE 5.15 : Analyses sédimentologiques de Xe7	322
FIGURE 5.16 : Synthèse de la connaissance des évolutions paléoenvironnementales sur le cône alluvial du Xeropotamos	328

CHAPITRE 6.

FIGURE 6.1. : La butte de Fidokoryphi, le Strymon dans le bassin de Serres (aval du bassin versant)	332
FIGURE 6.2. : Evolution cartographique des limites du lac marécageux de la basse vallée du Strymon au début du XXe siècle	333
FIGURE 6.3. : Transect du remplissage sédimentaire au pied de la butte de Fidokoryphi et aux abords de l'Angitis d'après Lespez et al., 2016	334
FIGURE 6.4. : Diagramme âge-profondeur des remblaiements alluviaux holocènes et des incisions de l'Angitis	334
FIGURE 6.5. : Carottage de FC2 et faciès sédimentaires associés. Modifié d'après Lespez et al., 2014	336
FIGURE 6.6. : Localisation des sondages réalisés sur le transect de Fidokoryphi	337
FIGURE 6.7. : Profil (P2) de tomographie électrique à l'ouest de la butte de Fidokoryphi	338
FIGURE 6.8. : Profil (P1) de tomographie électrique correspondant au transect de Fidokoryphi	339
FIGURE 6.9. : Transect de l'accumulation sédimentaire de la basse vallée du Strymon à Fidokoryphi	340
FIGURE 6.10. : Modèle âge-profondeur de FC1, (Lespez et al., 2016).....	342
FIGURE 6.11. : Analyses sédimentologiques de FC1	343
FIGURE 6.12. : Diagramme des concentrations polliniques de la séquence de FC1	347
FIGURE 6.13. : Diagramme des pourcentages de taxons d'arbres, d'arbustes et d'herbacées pour la séquence de FC1	348
FIGURE 6.14. : Diagramme des pourcentages de taxons d'hydro-hygrophytes et de microfossiles non polliniques (MNPs) pour la séquence de FC1)	349
FIGURE 6.15. : Analyses sédimentologiques de FC4	356
FIGURE 6.16. : Modèle âge-profondeur de FC8	359
FIGURE 6.17. : Analyses sédimentologiques de FC8	360
FIGURE 6.18. : Diagramme des concentrations polliniques de la séquence de FC8	366
FIGURE 6.19. : Diagramme des pourcentages de taxons d'arbres et d'arbustes pour la séquence de FC8	367
FIGURE 6.20. : Diagramme des pourcentages de taxons d'herbacées pour la séquence de FC8	368

FIGURE 6.21. : Diagramme des pourcentages de taxons d'hydro-hygrophytes et de microfossiles non polliniques (MNPs) pour la séquence de FC8	369
FIGURE 6.22. : Transect du remplissage de la basse vallée du Strymon à Kryoneri	379
FIGURE 6.23. : Synthèse des connaissances paléoenvironnementales dans la basse vallée du Strymon	382

CHAPITRE 7.

FIGURE 7.1 : Diagramme palynologique SYNTHETIQUE DE DIK4 DU PLEISTOCENE A L'HOLOCENE MOYEN	390
FIGURE 7.2 : DIAGRAMME palynologique SYNTHETIQUE DE DIK12	391
FIGURE 7.3 : Modèle âge-profondeur du carottage de TP4 au centre de l'ancien marais de Tenaghi-Philippon ...	396
FIGURE 7.4 : Comparaison des enregistrements paléoclimatiques en Méditerranée et au Groenland lors de l'évènement de 8200 cal BC (Pross et al., 2015)	404
FIGURE 7.5 : Comparaison des modèles hydroclimatiques d'Anatolie et du nord de la Grèce et de la chronologie des principaux sites archéologiques régionaux (Berger et al., 2016, modifié)	406
FIGURE 7.6 : Évolution de l'extension du peuplement au Néolithique Ancien (8500-7700 cal BP/ 6550-5750 cal BC). (Berger et al, 2016 ; Lespez et al., 2017)	408
FIGURE 7.7 : Sites de peuplement dans les Balkans et en Anatolie occidentale (Rosenstock, 2006)	412
FIGURE 7.8 : Diagramme pollinique synthétique de FC1 entre 7100 et 6000 cal BP (5150-4050 cal BC) correspondant au Néolithique Récent dans la région	415
FIGURE 7.9 : Diagramme pollinique synthétique de FC8 entre 7000 et 6000 cal BP (5050-4050 cal BC) correspondant au Néolithique Récent dans la région	415
FIGURE 7.10 : Carte du contexte archéologique Holocène de la plaine de Philippes-Drama (modifiée d'après Koukouli-Chryssanthaki et al., 2008 ; Lespez, 2008).	417

CHAPITRE 8.

FIGURE 8.1 : Comparaison entre les changements environnementaux enregistrés en Egée et dans la région méditerranéenne d'après Zanchetta et al., 2014. (Lespez et al., 2016).....	427
FIGURE 8.2 : Diagramme pollinique synthétique de FC8 pour la période entre 6000 et 2800 cal BP (4050-850 cal BC)	428
FIGURE 8.3 : Diagramme pollinique synthétique de FC1 pour la période entre 6000 et 2800 cal BP (4050-850 cal BC)	428
FIGURE 8.4 : Diagramme pollinique synthétique de Dik4 entre 6000 et 2800 cal BP (4050-850 cal BC) correspondant dans la région au Néolithique Final/Chalcolithique, à l'Âge de Bronze et à l'Âge de fer.....	432
FIGURE 8.5 : Diagramme pollinique synthétique de Dik5 entre 4800 et 2800 cal BP (2850-850 cal BC) correspondant dans la région à l'Âge du Bronze et l'Âge du Fer.....	438
FIGURE 8.6 : Diagramme pollinique du centre du marais de Tenaghi-Philippon (Greig et Turner, 1974).....	447
FIGURE 8.7 : Diagramme pollinique synthétique de Xe3 entre 3800 et 2600 cal BP (1850-650 cal BC) correspondant dans la région à l'Âge du Bronze, à l'Âge du Fer et au début de l'Antiquité	450
FIGURE 8.8 : Fluctuations des températures marines de surface (SST) en Méditerranée orientale, (Drake, 2012).....	457

CHAPITRE 9.

Figure 9.1 : Diagramme palynologique synthétique de Xe3 au cours de l'Antiquité	464
Figure 9.2 : Diagramme palynologique synthétique de Dik4 au cours de l'Antiquité	465
Figure 9.3 : Diagramme palynologique synthétique de Dik5 de l'Antiquité à l'époque byzantine	465
Figure 9.4 : Diagramme palynologique synthétique de FC1 de l'Antiquité à l'époque byzantine	466
Figure 9.5 : Diagramme palynologique synthétique de FC8 de l'Antiquité à l'époque contemporaine	466
Figure 9.6 : Localisation des séquences palynologiques connues pour les trois derniers millénaires et des principales cités antiques de Macédoine orientale	468

Figure 9.7 : Comparaison des pourcentages de certains taxons sélectionnés sur le diagramme de FC8 avec les valeurs moyennes des pollens régionaux dans les espaces montagnards de Macédoine et du Rhodopes (Bulgarie). Modifié d'après Izdebski et al., 2015	473
Figure 9.8 : Changements relatifs de la population dans trois sous régions macédoniennes, d'après les archives monastiques du Mont Athos (Lefort, 1991) dans Gogou et al., 2016	475
Figure 9.9 : Reconstitution schématique des dynamiques hydrosédimentaires et du couvert végétal en Macédoine orientale au cours des trois derniers millénaires	479

CONCLUSION GENERALE

Figure I : Représentation schématique du contexte environnemental du vallon de Dikili Tash au début de l'Holocène (10500-8500 cal BP/8550-6550 cal BC).....	483
Figure II : Représentation schématique du contexte environnemental du vallon de Dikili Tash au Néolithique Ancien (8500-7700 cal BP/6550-5750 cal BC).....	483
Figure III : Représentation schématique du contexte environnemental du vallon de Dikili Tash du Néolithique Moyen au début du Néolithique Récent I (7700-6500 cal BP/5750-4550 cal BC).....	484
FIGURE IV : Représentation schématique du contexte environnemental du vallon de Dikili Tash au Néolithique Récent II (6500-5800 cal BP/4550-3850 cal BC).....	485
FIGURE V : Représentation schématique du contexte environnemental du vallon de Dikili Tash au cours de l'Âge du Bronze (5800-3150 cal BP/3850-1200 cal BC).....	485
FIGURE VI : Représentation schématique du contexte environnemental du vallon de Dikili Tash depuis la fin de l'Âge du Bronze à l'époque Thrace jusqu'à la conquête macédonienne (3150-2100 cal BP/12000 cal BC-150 cal BC).....	486
Figure VII : Représentation schématique de la démarche utilisée dans la stratégie de prélèvement des séquences palynologiques dans le but d'interpréter l'anthropisation du paysage	488
FIGURE VIII : Carton de localisation des 24 échantillons de surface (mousse) prélevés sur le massif du Pangée entre 200 et 1650 m d'altitude, sur les versants d'orientation sud-est et nord-ouest.....	496

LISTES DES TABLEAUX

CHAPITRE 2.

Tableau 2.1 : tableau de l'évolution des zones humides en Macédoine au XX ^e siècle (d'après Psilovikos, 1992)	124
---	-----

CHAPITRE 3.

Tableau 3.1 : Inventaire des carottages (hors site archéologique) réalisés depuis 2005 dans la zone d'étude ainsi que les quatre carottes prélevées en 1996 et 2002.....	176
Tableau 3.2 : Inventaire des faciès sédimentaires identifiés dans la sédimentation	190
Tableau 3.3 : Inventaire des analyses géomorphologiques menées au cours de la thèse dans les trois fenêtres d'étude	192
Tableau 3.4 : Inventaire des microfossiles non polliniques répertoriés dans la thèse	206
Tableau 3.4 (suite) : Inventaire des microfossiles non polliniques répertoriés dans la thèse	207
Tableau 3.5 : Inventaire des analyses polliniques réalisées au cours de la thèse	201

CHAPITRE 4.

Tableau 4.1 : Faciès sédimentaires recensés dans la fenêtre d'étude de Dikili Tash	243
Tableau 4.2 : Datations C14 réalisées sur le carottage de Dik5.	247
Tableau 4.4 : Datations C14 réalisées sur les carottages jumeaux de Dik12 et Dik10	261
Tableau 4.5 : Datations C14 réalisées sur le carottage de Dik3	274
Tableau 4.6 : Inventaire des datations AMS réalisées sur le carottage de Dik4.....	279

CHAPITRE 5.

Tableau 5.1 : Faciès sédimentaires identifiés dans les dépôts du cône alluvial du Xéropotamos	303
Tableau 5.2 : Datations C14 réalisées sur le carottage de Xe1	305
Tableau 5.3 : Datations C14 réalisées sur le carottage de Xe3	308
Tableau 5.4 : Datations C14 réalisées sur le carottage de Xe7	321

CHAPITRE 6.

Tableau 6.1 : Faciès sédimentaires identifiés dans les dépôts de la basse vallée du Strymon	335
Tableau 6.2 : Datations C14 réalisées sur le carottage de FC1 et la coupe stratigraphique de FCp1.	341
Tableau 6.3 : Datations C14 réalisées sur le carottage de FC4.	354
Tableau 6.4 : Datations C14 réalisées sur le carottage de FC8.	359
Tableau 6.5 : Inventaire des datations disponibles sur le transect de Kryoneri	378

TABLE DES MATIERES

AVERTISSEMENT AU LECTEUR.....	3
SOMMAIRE.....	5
AVANT-PROPOS.....	7
RESUME-ABSTRACT.....	11
LISTE DES ABREVIATIONS.....	13
INTRODUCTION GENERALE.....	15
PREMIERE PARTIE : CONTEXTE SCIENTIFIQUE ET OBJET D'ETUDE : ZONES HUMIDES, PALEOCLIMATS ET ANTHROPISATION EN CONTEXTE EGEEEN.....	21
CHAPITRE 1.	
CADRE THEMATIQUE : LES ZONES HUMIDES, HYDROSYSTEME ENREGISTREUR DES IMPACTS ANTHROPO-CLIMATIQUES	23
INTRODUCTION.....	23
1.1. LES ZONES HUMIDES : ESPACES SENSIBLES DIVERSIFIES	24
1.1.1. TENTATIVE DE DEFINITION	24
1.1.1.1. Un large éventail de milieux et leur répartition	24
1.1.1.2. Diversité des caractérisations	25
1.1.1.3. Délimitation d'une zone humide	26
1.1.1.4. Fonctionnalités et enjeux	27
1.1.2. APPROCHES SPATIO-TEMPORELLES DES ZONES HUMIDES	28
1.1.2.1. Approche systémique	28
1.1.2.2. Approche hydrosystémique	30
1.1.2.3. Échelle d'étude temporelle	31
1.1.2.4. Reconstitution paléoenvironnementale des zones humides	32
1.2. LES ZONES HUMIDES MEDITERRANEENNES FACE AUX FLUCTUATIONS CLIMATIQUES HOLOCENES	35
1.2.1. LE CHOIX DES ARCHIVES DE REFERENCE	35
1.2.1.1. Les archives paléoclimatiques méditerranéennes	35
1.2.1.2. Recherches paléoenvironnementales existantes dans le Nord du monde Égéen	36
1.2.1.3. L'importance du milieu enregistreur et du choix des indicateurs	38
1.2.1.4. La saisonnalité des précipitations et des températures	39
1.2.1.5. Un gradient Ouest/Est des conditions climatiques	39
1.2.1.6. Irrégularité des précipitations	40
1.2.2. LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES HOLOCÈNES	41
1.2.2.1. Le retour vers un interglaciaire : réchauffement, humidité et remontée progressive du niveau marin	42
1.2.2.2. Les grandes phases climatiques de l'Holocène	42
1.2.2.3. Les changements climatiques rapides (RCCs)	48
1.2.3. HETEROGENEITE SPATIALE DES ENREGISTREMENTS CLIMATIQUES ?	52
1.2.3.1. Un gradient longitudinal (Est/Ouest) du climat méditerranéen ?.....	52
1.2.3.2. Une séparation latitudinale (Nord/Sud) au sein du bassin méditerranéen ?	55

1.2.4. LES PRINCIPAUX MECANISMES DU FONCTIONNEMENT CLIMATIQUE MEDITERRANEEN AU COURS DE L'HOLOCENE	57
1.2.4.1. Les Oscillations Nord Atlantique (NAO)	57
1.2.4.2. Régime de blocage, oscillations « Est Atlantique-Russie occidentale » (EAWR) et « Mer du Nord-Caspienne » (NCP)	60
1.2.4.3. Mousson asiatique et africaine	62
1.2.4.4. Les variations internes au bassin méditerranéen	63
1.3. DES MIGRATIONS ANCIENNES AUX IMPLANTATIONS PRECOCES DES PEUPEMENTS	63
1.3.1. DES MILIEUX DE ZONES HUMIDES FAVORABLES A L'IMPLANTATION DES POPULATIONS	63
1.3.1.1. Les premiers indices d'une présence anthropique	63
1.3.1.2. Découvertes archéologiques du Néolithique à proximité des zones humides en Grèce du Nord	65
1.3.1.3. Des hydrosystèmes propices au maintien du peuplement sur le temps long	65
1.3.1.4. Des hydrosystèmes anthropisés	66
1.3.2. LE MONDE NORD-EGEEN : UN CARREFOUR CULTUREL DE MIEUX EN MIEUX CONNU	67
1.3.2.1. Un héritage archéologique considérable	67
1.3.2.2. Le difficile consensus sur la chronologie	68
1.4. LA COMPLEXITE DES APPROCHES SUR LES INTERACTIONS SOCIETE-ENVIRONNEMENT : PROBLEMATIQUE ET RECHERCHE	73
1.4.1. DU DETERMINISME ENVIRONNEMENTAL... AU DETERMINISME ANTHROPIQUE	73
1.4.1.1. La terminologie des interactions Sociétés-Environnement	73
1.4.1.2. Une approche des relations Sociétés-Environnement par les cycles adaptatifs : transition, crise, effondrement (« collapse »)	74
1.4.1.3. La théorie des effondrements d'origine environnementale	76
1.4.2. DE LA CO-OCCURRENCE A LA CRISE SOCIALE	76
1.4.2.1. Synchronisme ou relation causale ?	76
1.4.2.2. Crise sociale, crise environnementale ou crise socio-environnementale ?	77
1.4.3. LA RESILIENCE/REPONSE DES MILIEUX AUX PERTURBATIONS ANTHROPO-CLIMATIQUES : RECONNAISSANCE DE LA COMPLEXITE DES INTERACTIONS	77
1.4.3.1. L'application des interactions aux problématiques égéennes	78
1.4.3.2. Les limites des données disponibles	80
1.4.3.3. Enjeux de la thèse et sources de questionnement	80
CONCLUSION.....	81

CHAPITRE 2.

LE CADRE GEOGRAPHIQUE : MACEDOINE ORIENTALE (GRECE DU NORD)	83
INTRODUCTION.....	83
2.1. LES SPECIFICITES DU CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE NORD EGEEN DE LA BASSE VALLEE DU STRYMON ET DE LA PLAINE DE PHILIPPES-DRAMA	84
2.1.1. UNE GEOLOGIE MOUVEMENTEE	84
2.1.1.1. Présentation du contexte général	84
2.1.1.2. Composition et répartition des ensembles géologiques	85
2.1.1.3. Mise en place des surfaces d'érosion	86
2.1.1.4. Une activité sismique régulière	87
2.1.2. LA MORPHOGENESE QUATERNAIRE	92
2.1.2.1. La mise en place des grands remplissages	92
2.1.2.2. La construction des piémonts	92

2.1.2.3. Conditions initiales de la morphogénèse holocène	94
2.2. UN CONTEXTE CLIMATIQUE CONTRASTE	95
2.2.1. SPECIFICITES DU CONTEXTE NORD EGÉEN	95
2.2.1.1. Échelle du bassin Nord Egéen	95
2.2.1.2. Échelle du bassin versant du Strymon	98
2.3. UNE MOSAÏQUE PAYSAGERE CARACTERISTIQUE DU MILIEU MEDITERRANEEN	101
2.3.1. LA VEGETATION AU PLEISTOCENE	101
2.3.2. ÉTAGEMENT MEDITERRANEEN	101
2.3.2.1. L'étage thermoméditerranéen	104
2.3.2.2. L'étage mésoméditerranéen	110
2.3.2.3. L'étage supraméditerranéen	112
2.3.2.4. L'étage montagnard sous influences méditerranéennes	116
2.3.2.5. L'étage oroméditerranéen	118
2.4. LES ZONES HUMIDES DU SUD-EST DES BALKANS	122
2.4.1. UNE FORTE DIVERSITE DES MILIEUX	122
2.4.1.1. Situation contemporaine	122
2.4.1.2. La protection des zones humides	123
2.4.2. LES ZONES HUMIDES MACEDONIENNES EN REGRESSION	124
2.4.2.1. Bilan des zones humides macédoniennes au XXe siècle	124
2.4.2.2. État des lieux des zones humides du secteur d'étude	125
2.4.2.3. La recherche de la maîtrise hydraulique	127
2.4.2.4. Des zones humides résiduelles	128
2.4.3. LES FORMATIONS VEGETALES RELIQUES DE ZONES HUMIDES EN MACEDOINE ORIENTALE.....	135
2.4.3.1. Les formations riveraines	135
2.4.3.2. Les saulaies et peupleraies	136
2.4.3.3. Les forêts alluviales reliques	137
2.5. L'APPROCHE MULTISCALEIRE DU TERRAIN D'ETUDE	138
2.5.2. DIKILI TASH ET SON VALLON	139
2.5.2.1. Contexte géomorphologique	139
2.5.2.2. Contexte environnemental	141
2.5.2.3. Contexte historique et archéologique	143
2.5.3. LE XEROPOTAMOS ET SON CONE ALLUVIAL	147
2.5.3.1. Le contexte géomorphologique et environnemental	147
2.5.3.2. Le contexte archéologique	150
2.5.4. LA BASSE VALLEE DU STRYMON	154
2.5.4.1. Le contexte géomorphologique et environnemental	154
2.5.4.1. Le contexte archéologique.....	156
CONCLUSION.....	159

CHAPITRE 3.

UNE DEMARCHE GEOARCHEOLOGIQUE : LES ARCHIVES SEDIMENTAIRES COMME OUTIL D'ANALYSE	161
INTRODUCTION.....	161
3.1. GEOARCHEOLOGIE : UNE APPROCHE PALEOENVIRONNEMENTALE « ANTHROPOCENTREE	164
3.1.1. DEFINITION ET CHAMPS D'APPLICATION	164
3.1.2. L'APPROCHE GEOARCHEOLOGIQUE	164

3.1.3. LA DEMARCHE GEOARCHEOLOGIQUE	165
3.1.4. LA GEOARCHEOLOGIE FRANÇAISE EN CONTEXTE EGEEN	166
3.1.5. L'INTEGRATION DE LA RECHERCHE DANS DES PROGRAMMES REGIONAUX	167
3.1.5.1. « Balkans 4000 », comprendre et expliquer le « millénaire perdu » dans les Balkans	167
3.1.5.2. ArchéoMed Paleomex Mistral (CNRS) : un programme de recherche géoarchéologique en contexte méditerranéen	169
3.2. LES OPERATIONS DE TERRAIN : LE CHOIX DU CAROTTAGE	171
3.2.1. ORGANISATION DES MISSIONS DE TERRAIN	171
3.2.1.1. Du terrain à l'interprétation	172
3.2.1.2. Matériel : avantages et limites	174
3.2.1.3. Stratégie et localisation des carottages	175
3.3. MISE EN PLACE D'UN CADRE CHRONOLOGIQUE : TEMPORALITES, CHRONOLOGIE CULTURELLE ET DATATIONS	177
3.3.1. TEMPORALITES MULTIPLES DE L'APPROCHE GEOARCHEOLOGIQUE	177
3.3.1.1. Temporalités naturelles	177
3.3.1.2. Temporalités culturelles	178
3.3.2. LA CHRONOLOGIE CULTURELLE DE REFERENCE	179
3.3.2.1. Datations archéologiques	179
3.3.3. LES DATATIONS AU RADIOCARBONE DES SEDIMENTS	179
3.3.3.1. Principe et objectifs	179
3.3.3.2. Calibration	181
3.3.3.3. Limites et incertitudes	182
3.3.3.4. Répartition des datations réalisées et représentation graphique	183
3.4. LA DYNAMIQUE GEOMORPHOLOGIQUE DES ZONES HUMIDES : UNE APPROCHE REVELATRICE DES PRATIQUES ANTHROPIQUES EN DOMAINE MEDITERRANEEN	186
3.4.1. DESCRIPTION ET PRELEVEMENT	187
3.4.1.1. Définition des unités de référence	187
3.4.1.2. Identification des unités chronostratigraphiques	187
3.4.1.3. Caractéristiques générales et reconnaissance de terrain	188
3.4.1.4. Échantillonnage en milieu fluvial ou palustre	191
3.4.2. LA GRANULOMETRIE DES SEDIMENTS	191
3.4.2.1. Principes et objectifs de la granulométrie	191
3.4.2.2. Protocole d'analyse	191
3.4.3. LA CARACTERISATION DES SEDIMENTS	193
3.4.3.1. Les indices statistiques simples	193
3.4.3.2. Le diagramme de Passega	194
3.4.4. SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE	195
3.4.5. ÉTUDE MICROMORPHOLOGIQUE	198
3.4.6. LA PERTE AU FEU (PAF)	198
3.4.6.1. Principe et objectifs	198
3.4.6.2. Protocole d'analyse	199
3.4.7. ANALYSES GEOPHYSIQUES	199
3.5. RECONSTITUTION PALEOBIOLOGIQUE : LA PALYNOLOGIE ET LES MICROFOSSILES NON POLLINIQUES EN CONTEXTE D'ANTHROPISATION	202
3.5.1. PRINCIPES ET METHODES DE LA PALYNOLOGIE	202
3.5.1.1. Définition	202
3.5.1.2. Principes de l'analyse	202
3.5.1.3. L'utilisation de la palynologie en géoarchéologie	203
3.5.2. LES MICROFOSSILES NON POLLINIQUES	203

3.5.3. <i>PROCEDURES DE LABORATOIRE</i>	208
3.5.3.1. L'échantillonnage	208
3.5.3.2. La représentation des données	210
3.5.4. <i>CONTEXTE DE PRELEVEMENT DE L'INFORMATION PALYNOLOGIQUE ET TAPHONOMIE</i>	211
3.5.4.1. Taphonomie	211
3.5.4.2. Origine des apports polliniques	212
3.5.4.3. Représentativité des spectres polliniques	213
3.5.4.4. Pollen et transport pollinique	214
3.5.5. <i>LA SIGNIFICATION ECOLOGIQUE ET LES LIMITES DE L'INTERPRETATION</i>	215
3.5.5.1. Les indicateurs polliniques d'anthropisation	215
3.5.5.2. Détermination du type pollinique Cerealia et son interprétation	217
3.5.5.3. Le signal pollinique de la ripisylve	219
3.5.5.4. La pluie pollinique contemporaine	221
3.5.6. <i>LE SIGNAL INCENDIE</i>	223
3.5.6.1. Principe et méthodologie	223
3.5.6.2. Méthodologie et protocole d'analyse	223
3.5.6.3. Interprétation du signal	224
3.6. L'UTILISATION DES DONNEES ARCHEOLOGIQUES ET HISTORIQUES	225
3.6.1. <i>L'UTILISATION DES ARCHIVES HISTORIQUES</i>	226
3.6.1.1. Témoignages historiques	226
3.6.1.2. Sources cartographiques, iconographiques et photographiques	227
CONCLUSION	229

DEUXIEME PARTIE : VARIABILITE CLIMATIQUE ET ANTHROPISE..... **233**

CHAPITRE 4.

LE VALLON ET LE TELL DE DIKILI TASH	235
INTRODUCTION	235
4.1 LES ABORDS DU TELL, UNE DYNAMIQUE SOUS INFLUENCE ANTHROPIQUE DEPUIS LE NEOLITHIQUE ANCIEN	237
4.1.1. <i>SITUATION DES CAROTTAGES REALISES</i>	237
4.1.1.1. Les sondages intrasite et les fouilles archéologiques	237
4.1.1.2. Premières tentatives d'analyses palynologiques	239
4.1.1.3. Les sondages hors site récents	241
4.1.2. <i>ARCHITECTURE DU REMPLISSAGE ET ANALYSES SEDIMENTAIRES AU PIED DU TELL</i>	241
4.1.2.1. Faciès sédimentaires observés et datations réalisées	241
4.1.2.2. Remplissage sédimentaire du vallon au pied du tell	243
4.1.3. <i>LE CAROTTAGE DE DIK 5</i>	247
4.1.3.1. Analyses sédimentologiques de Dik 5	247
4.1.3.2. Analyses palynologiques de la séquence de l'Âge du Bronze Ancien à l'Antiquité de Dik5 ...	251
4.1.4. <i>LE CAROTTAGE DE DIK12</i>	261
4.1.4.1. Analyses sédimentologiques de Dik12	263
4.1.4.2. Analyses palynologiques de la séquence du Néolithique Ancien de Dik12	265
4.2. LE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DU VALLON	271

4.2.1. ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES DU REMPLISSAGE HYDROSEDIMENTAIRE DU VALLON	274
4.2.1.1. Le carottage de Dik3	274
4.2.1.2. Le carottage de Dik4	278
4.2.2. ANALYSES PALEOBIOLOGIQUES DES PRELEVEMENTS	282
4.2.2.1. Le signal Incendie de la séquence de Dik4	282
4.2.2.2. L'analyse pollinique de Dik4	284
4.3. ÉVOLUTION PALEOENVIRONNEMENTALE DU VALLON	293
CONCLUSION.....	296

CHAPITRE 5.

LE XEROPOTAMOS ET SON CONE ALLUVIAL	299
INTRODUCTION.....	299
5.1. CHOIX DES INVESTIGATIONS REALISEES	299
5.1.1. CONNAISSANCES PREALABLES	299
5.1.2. IMPLANTATIONS DES CAROTTAGES	302
5.2. ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES ET PALYNOLOGIQUES DU CONE ALLUVIAL	303
5.2.1. LA PARTIE AMONT DU CONE ALLUVIAL A TRAVERS LA DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE DU CAROTTAGE DE XE1	305
5.2.2. LA PARTIE INTERMEDIAIRE DU CONE ALLUVIALE	308
5.2.2.1. Analyses sédimentologiques du carottage de Xe3	308
5.2.2.2. La séquence pollinique du Bronze Moyen à l'Antiquité de Xe3	313
5.2.3. LA PARTIE AVAL DU CONE ALLUVIAL DU XEROPOTAMOS A TRAVERS LA DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE DU CAROTTAGE DE XE7	320
5.3. ÉVOLUTION PALEOENVIRONNEMENTALE DU CONE ALLUVIAL DU XEROPOTAMOS ET DE LA PLAINE DE PHILIPPES-DRAMA	324
CONCLUSION.....	327

CHAPITRE 6.

LA BASSE VALLEE DU STRYMON	331
INTRODUCTION.....	331
6.1. CHOIX DES INVESTIGATIONS REALISEES	332
6.1.1. CONNAISSANCES PREALABLES : TEMOIGNAGES, CARTOGRAPHIE ET PROSPECTIONS	332
6.1.1.1. Analyses sédimentologiques et identification des faciès	335
6.1.2. SITUATION DES CAROTTAGES REALISES	336
6.2. LE TRANSECT DE FIDOKORYPHI ENTRE L'ANGITIS ET LE STRYMON	337
6.1.1. LE CAROTTAGE DE FC1 AUX ABORDS DE L'ANGITIS	341
6.1.1.1. Analyses sédimentologiques	343
6.1.1.2. Le diagramme pollinique holocène de FC1	346
6.1.2. LE CAROTTAGE DE FC4	354
6.1.3. LE CAROTTAGE DE FC8 AUX ABORDS DU STRYMON	358

6.1.3.1. Analyses sédimentologiques de FC8	358
6.1.3.2. Le diagramme pollinique holocène de FC8	36
6.3. EVOLUTION PALEOENVIRONNEMENTALE DE LA BASSE VALLEE DU STRYMON D'APRES LE TRANSECT DE FIDOKORYPHI	373
6.4. LE TRANSECT DE KRYONERI	378
CONCLUSION.....	382

TROISIEME PARTIE : RECONSTRUCTION DES DYNAMIQUES SOCIO-ENVIRONNEMENTALES AU COURS DE L'HOLOCENE

CHAPITRE 7.

CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX ET NEOLITHISATION	389
INTRODUCTION.....	389
7.1. LA FIN DU PLEISTOCENE ET LE DEBUT DE L'HOLOCENE : CONSEQUENCES ENVIRONNEMENTALES DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES	389
7.1.1. LA FIN DU PLEISTOCENE (CA. 20000-11400 CAL BP/ 18050-9450 CAL BC), VERS UN REBOISEMENT REGIONAL DISCONTINU	389
7.1.2. LES CONDITIONS PALEOENVIRONNEMENTALES HOLOCENES PREALABLES A L'IMPLANTATION DES PREMIERS PEUPEMENTS NEOLITHIQUES	394
7.2. LA DIFFUSION DE LA CULTURE NEOLITHIQUE A L'ECHELLE REGIONALE	398
7.2.1. LA NEOLITHISATION ET SON IMPLANTATION EN MACEDOINE ORIENTALE	398
7.2.1.1. La position et l'environnement de Dikili Tash	399
7.2.2. LA DIFFUSION DE LA CULTURE NEOLITHIQUE A L'ECHELLE REGIONALE ET SON IMPACT ENVIRONNEMENTAL	401
7.3. LES POPULATIONS DU DEBUT DU NEOLITHIQUE FACE A UN EVENEMENT CLIMATIQUE ABRUPT	402
7.3.1. L'ENREGISTREMENT REGIONAL DU « 8200 CAL BP »/ « 6250 CAL BC »	403
7.3.1.1. Caractérisation du RCC « 8200 cal BP » en Méditerranée orientale	403
7.3.1.2. Temporalité du RCC « 8200 cal BP »	404
7.3.2. LES CONSEQUENCES ENVIRONNEMENTALES ET SOCIALES DU RCC DE 8.2 A DIKILI TASH	405
7.3.2.1. Hiatus sédimentaire et troncature, quelles significations ?	405
7.3.2.2. Transformations des environnements végétaux et des conditions de subsistance ?	409
7.4. CONSEQUENCES PALEOENVIRONNEMENTALES DE LA PERMANENCE ET DE L'INTENSIFICATION DU PEUPEMENT AU COURS DU NEOLITHIQUE MOYEN ET RECENT	410
7.4.1. LES SITES DE PEUPEMENT AU COURS DU NEOLITHIQUE	410
7.4.2. LE NEOLITHIQUE MOYEN : DES INDICES TENUS D'ANTHROPISATION	412
7.4.3. L'INTENSIFICATION DU PEUPEMENT ET SES CONSEQUENCES PALEOENVIRONNEMENTALES AU NEOLITHIQUE RECENT	413
7.4.3.1. Une anthropisation du paysage à l'échelle régionale	413
7.4.3.2. La diversification des activités et des conséquences paléoenvironnementales	418
CONCLUSION.....	420

CHAPITRE 8.

LES CRISES DE L'ÂGE DU BRONZE ET DE L'ÂGE DU FER	423
INTRODUCTION.....	423
8.1. LA TRANSITION DU NEOLITHIQUE A L'ÂGE DU BRONZE, RUPTURE SOCIOCULTURELLE ET TRANSFORMATION PROGRESSIVE DES PAYSAGES	424
8.1.1. LE NEOLITHIQUE FINAL/CHALCOLITHIQUE (5900-5200 CAL BP/3950-3250 CAL BC) ; RUPTURE OU TRANSITION ?	424
8.1.1.1. Tendance climatique et instabilité hydro-climatique du 4e millénaire BC	424
8.1.1.2. Lacunes et discontinuités de l'occupation humaine	430
8.1.2. CONTINUITÉ ENVIRONNEMENTALE ET ADAPTATION DES POPULATIONS	433
8.2. L'ÂGE DU BRONZE : ACCENTUATION ET DIVERSIFICATION DE L'ANTHROPISATION DES PAYSAGES SOUMISES A DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES AUX REPERCUSSIONS COMPLEXES	436
8.2.1. L'ÉVOLUTION GRADUELLE DES MILIEUX ET LA PERMANENCE DES SIGNAUX ANTHROPIQUES AU BRONZE ANCIEN (5200-4000 CAL BP/3250-2050 CAL BC)	436
8.2.1.1. L'identification de l'anthropisation à l'échelle régionale	436
8.2.1.2. Une anthropisation enregistrée localement dès le début du Bronze Ancien	439
8.2.1.3. Diversification des pratiques : un schéma régional ou des choix individuels ?	439
8.2.2. CHANGEMENT CLIMATIQUE ET CONSÉQUENCES ENVIRONNEMENTALES AUTOUR DU RCC DE 4200-3800 CAL BP (2250-1850 CAL BC)	442
8.2.3. REPERCUSSIONS SOCIALES DU RCC DE 4200-3800 CAL BP (2250-1850 CAL BC)	446
8.2.4. UNE TRANSITION CULTURELLE BRONZE MOYEN/BRONZE RECENT MAL ÉTABLIE, AUX REPERCUSSIONS ENVIRONNEMENTALES IMPORTANTES	453
8.2.5. CHANGEMENT CLIMATIQUE ET CHANGEMENTS SOCIAUX A LA TRANSITION BRONZE RECENT-ÂGE DU FER (3200-2800 CAL BP/1250-850 CAL BC)	456
CONCLUSION.....	458

CHAPITRE 9.

LA MISE EN VALEUR GÉNÉRALISÉE DE LA MACÉDOINE ORIENTALE PAR LES PRATIQUES AGROPASTORALES A PARTIR DE L'ANTIQUITÉ	461
INTRODUCTION.....	461
9.1. L'ANTIQUITÉ : UNE RUPTURE DANS LA DYNAMIQUE PAYSAGÈRE NORD-ÉGÉENNE	462
9.1.1. UNE RÉPONSE GÉOMORPHOLOGIQUE DES HYDROSYSTÈMES AMORCÉE DES LA COLONISATION THRACE	462
9.1.2. UN PREMIER PAROXYSMES DE L'ANTHROPISATION AUX ÉPOQUES CLASSIQUES, HELLENISTIQUES ET ROMAINES (2430-1650 CAL BP/480 CAL BC-300 CAL AD)	467
9.1.2.1. La prépondérance de l'anthropisation dans la dynamique paysagère depuis la conquête Grecque	467
9.1.2.2. L'évolution des zones humides sous le poids croissant d'un détritisme d'origine anthropique au cours de l'antiquité romaine	470
9.1.3. UNE REACTIVATION DES DYNAMIQUES HYDROSEDIMENTAIRES ET UNE REMONTEE DU	

NIVEAU PALUSTRE A L'EPOQUE BYZANTINE	472
9.2. LA MISE EN PLACE DU PAYSAGE MEDITERRANEEN CONTEMPORAIN AU COURS DE LA PERIODE DE DOMINATION OTTOMANE (CA. 550-20 CAL BP/1400-1930 CAL AD)	476
9.2.1. L'EXTENSION DES FINAGES ET DE L'OCCUPATION DU SOL SUR LES PIEMONTS ET LES VERSANTS	476
9.2.2. LES REPERCUSSIONS GEOMORPHOLOGIQUES ET CRISE EROSIVE	477
CONCLUSION.....	478
CONCLUSION GENERALE.....	481
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	499
LISTES DES FIGURES.....	569
LISTE DES TABLEAUX.....	577
TABLE DES MATIERES	579
ANNEXES	589

Annexes

n° site	Site/ zone d'étude	Altitude (m asl)	Type d'enregistrement	Références
1	ODP 976 (Mer d'Alboran)	- 1108 m	carottage marin - palynologie	Combourieu-Nebout et al., 1999; 2002, 2009; Dormoy et al., 2009
2	MD95-2043 (Mer d'Alboran)	- 1841 m	carottage marin - palynologie	Fletcher et Sanchez Goni, 2008; Fletcher et al., 2010
3	Lac Ledro (Italie)	652 m	carottage lacustre - palynologie, analyse XRF, susceptibilité magnétique, densité Gamma	Magny et al., 2009, 2012a; Joannin et al., 2014; Peyron et al., 2013; Vannière et al., 2013
4	Lac Accesa (Italie)	157 m	carottage lacustre - palynologie	Drescher-Schneider et al., 2007; Magny et al., 2007, 2013; Colombaroli et al., 2008; Peyron et al., 2011, 2013; Sadori et al., 2011; Vannière et al., 2011
5	MD04-2797 (détroit siculo-tunisien)	- 771 m	carottage marin - palynologie	Desprat et al., 2013
6	Lac Preola (Italie-Sicile)	4 m	carottage lacustre - palynologie, analyses des macrorestes, analyses des tephras	Magny et al., 2011
7	Burmarrad (Malte)	0,5 m	carottage terrestre - palynologie, signal incendie	Djamali et al., 2013; Gambin et al., 2016
8	Lac Pergusa (Italie-Sicile)	667 m	carottage lacustre - palynologie, signal incendie, isotopes stables, susceptibilité magnétique, analyses des tephras	Sadori et Narcisi, 2001; Sadori et Giardini, 2007; Sadori et al., 2008; 2011, 2013, 2016a; Magny et al., 2013
9	Lac Trifoglietti (Italie)	1048 m	carottage lacustre - palynologie, susceptibilité magnétique	Joannin et al., 2012; Brugiapaglia et al., 2013; Peyron et al., 2013
10	MD90-917 (Mer Adriatique)	- 845 m	carottage marin - palynologie, foraminifères, analyse XRD	Combourieu-Nebout et al., 2013
11	Lac Ioaninna (Grèce)	460 m	carottage lacustre - palynologie, malacofaune, ostracodes, perte au feu, sédimentologie, susceptibilité magnétique, isotopes stables, signal incendie	Bottema, 1974, 1982, 1995; Tzedakis, 1993; Frogley et al., 2001; Tzedakis et al., 2002; Lawson et al., 2004, 2013
12	Lac Orhid (Macédoine-Albanie)	693 m	carottage lacustre - palynologie, ostracodes, diatomées, granulométrie, isotopes stables, analyse XRF, éléments géochimiques, profil sismique, tephrostratigraphie, tephrochronologie	Belmecheri et al., 2009, 2010; Wagner et al., 2009, 2010, 2014; Leng et al., 2010; Sulpizio et al., 2010; Vogel et al., 2010a, 2010b; Baumgarten et al., 2015; Francke et al., 2016; Jovanovska et al., 2016; Sadori et al., 2016b
13	Tourbière Nisi Fen et mont Voras (Grèce)	480 m	carottage terrestre - palynologie, perte au feu	Bottema, 1974, 1982, 1995; Lawson et al., 2005; Gerasimidis et al., 2009
14	Lac Xinias (Grèce)	450 m	carottage terrestre - palynologie, granulométrie, perte au feu, sédimentologie, susceptibilité magnétique	Bottema, 1992, 1995; Digerfelt et al., 2000, 2007

Annexe 1 (1) : Inventaire des principales études paléoclimatiques de référence en Méditerranée et de la bibliographie associée.

n° site	Site/ zone d'étude	Altitude (m asl)	Type d'enregistrement	Références
15	Marais de Tenaghi-Philippon (Grèce)	40 m	carottage terrestre - palynologie, isotopes stables, susceptibilité magnétique et photogrammétrie, sédimentologie, pétrologie du charbon, tephrochronologie, magnétostratigraphie, éléments géochimiques	Wijmstra 1969; Greig and turner, 1974; Wijmstra et Smit, 1976; van der Wiel et Wijmstra, 1987a, 1987b; Tzedakis et al., 2006; Pross et al., 2007, 2009, 2015; Müller et al., 2011; Peyron et al., 2011, 2016; Schemmel et al., 2016
16	SL 152 (Mer Egée)	- 978 m	carottage marin - palynologie, isotopes stables, éléments géochimiques, coccolithophores,	Kotthoff et al., 2008a; 2008b; 2011; Dormoy et al., 2009, Schemmel et al., 2016
17	SL 148 (Mer Egée)	- 1094 m	carottage marin - foraminifères, granulométrie, isotopes stables, analyse XRD	Kuhnt et al., 2007, 2008; Erhmann et al., 2007; Hamann et al., 2008; Kotthoff et al., 2011
18	MNB-3 (Mer Egée)	- 800 m	carottage marin - palynologie, isotopes stables, foraminifères	Geraga et al., 2010; Kouli et al., 2012; Triantaphyllou et al., 2014
19	HCM2/22 (Sud Crète)	- 2211 m	carottage marin - palynologie, isotopes stables, coccolithophores, dinoflagellés, Alkénones	Kouli et al., 2012; Triantaphyllou et al., 2009b; 2014
20	NS14 (Mer Egée)		carottage marin - palynologie, isotopes stables, coccolithophores, dinoflagellés, Alkénones	Gogou et al., 2007; Triantaphyllou et al., 2009a, 2009b; Kouli et al., 2012
21	Lake Gölhisar (Turquie)	930 m	carottage lacustre - palynologie, perte au feu, susceptibilité magnétique, isotopes stables	Bottema et Woldring, 1984; Eastwood et al., 1998, 1999, 2002, 2007
22	geoB 7622-2 et geoB 7625-2 (Mer Noire)	- 1305 m - 1242 m	carottage marin - analyse XRD	Lamy et al., 2006
23	22-GC3 et 24-GC3 (Mer Noire)	- 838 m	carottage marin - palynologie, susceptibilité magnétique,	Shumilovskikh et al., 2012
24	GA-112 et GA-110 (Méditerranée orientale)	- 470 m - 670 m	carottage marin - susceptibilité magnétique, isotopes stables	Schilman et al., 2001
25	Soreq cave (Israël)	400 m	Spéléothèmes - isotopes stables	Bar-Matthews et al., 1993, 1997, 1998, 1999, 2000, 2003; Bar-Matthews et al., 2004
26	geoB 5804-4 (Mer Rouge)	- 464 m	carottage marin - isotopes stables, taux d'accumulation sableuse	Lamy et al., 2006
27	Bassin de Konya (Turquie)	1000 m	carottage lacustre - palynologie, diatomées, ostracodes, malacofaune, phytolithes, microcharbons, isotopes stables	Leng et al., 1999; Roberts et al., 1999, 2009; Boyer et al., 2006
28	Lagon d'Etoliko (Grèce)	0 m	Palynologie, sédimentologie, isotopes stables, susceptibilité magnétique, éléments géochimiques, micromorphologie, ostracodes, diatomées	Vött et al., 2007; Koutsodendris et al., 2015, 2017
29	Padul (Espagne)	714 m	Palynologie, matière organique totale, paléomagnétisme	Pons et Reille, 1988; Ortiz et al., 2004

Annexe 1 (suite 2) : Inventaire des principales études paléoclimatiques de référence en Méditerranée et de la bibliographie associée.

n° site	Site/ zone d'étude	Altitude (m asl)	Périodes considérées (cal BP)	Méthodes	Références
1	Tenaghi-Philippon	40 m	Quaternaire	Palynologie, isotopes stables, susceptibilité magnétique et photogrammétrie, sédimentologie, pétrologie du charbon, tephrochronologie, magnétostratigraphie, éléments géochimiques	Wijmstra 1969; Greig and Turner, 1974; Wijmstra et Smit, 1976; van der Wiel et Wijmstra, 1987a, 1987b; Tzedakis et al., 2006; Pross et al., 2007, 2009, 2015; Müller et al., 2011; Peyron et al., 2011; 2016; Schemmel et al., 2016
2	Delta du Strymon	< 5 m	9 000-500	Palynologie	Atherden et al., 2000
3	Plaine de Philippos-Drama	50 m	20 000-0	Granulométrie, sédimentologie, micromorphologie	Lespez et Dalongeville, 1998; Lespez et al., 2000; Lespez, 2003, 2008; Glais et al., 2016
4	Lailias	1420 m	6 000-0	Palynologie	Gerasimidis et Athanasiadis, 1995; Gerasimidis, 2000
5	Aliki/Egion	< 5 m	5 500-0	Palynologie, malacofaune, ostracodes, foraminifères, granulométrie, perte au feu	Kontopoulos et Avramidis, 2003
6	Lac Stympalia	600 m	15 000-0	Granulométrie, perte au feu, susceptibilité magnétique, analyse XRF	Heymann et al., 2013
7	Bassin de Phlious	280 m	11 000-0	Sédimentologie, données chronométriques haute résolution	Fuchs et al., 2004; Fuchs, 2007
8	Nemea/Kleonai	320 m	10 000-1 800	Palynologie	Atherden et al., 1993
9	Marathon	< 5 m	6 000-0	Palynologie, ostracodes, foraminifères, micromorphologie	Triantaphyllou et al., 2003; Pavlopoulos et al., 2003, 2006; Kouli et al., 2009
10	Golfe de Vavron	< 5 m	5 000-0	Palynologie, malacofaune, ostracodes, foraminifères	Triantaphyllou et al., 2010; Kouli et al., 2012
11	Aulis / Golfe d'Eubée	< 5 m	7 000-1800	Malacofaune, foraminifères, granulométrie, sédimentologie, susceptibilité magnétique	Ghilardi et al., 2013
12	Plaines littorales Mytikas-Astakos-Palairos/Akarnania	< 5 m	9 000-0	Ostracodes, foraminifères, perte au feu indicateurs géochimiques, sédimentologie, micromorphologie	Vött et al., 2006a, 2006b, 2006c
13	Trikhonis	20 m	6 500-100	Palynologie	Bottema, 1980; 1982
14	Lac Kopais	90 m	30 000-0	Palynologie	Turner et Greig, 1975; Tzedakis, 1999
15	Lac Xiniás	450 m	40 000-0	Palynologie, granulométrie, perte au feu, sédimentologie, susceptibilité magnétique	Bottema, 1992, 1995; Digerfelt et al., 2000, 2007
16	Pertouli	1440 m	3 000-0	Palynologie	Athanasiadis, 1975; Bottema, 1980

Annexe 2 (1) : Inventaire des études paléoenvironnementales réalisées dans un rayon de 400 km de notre zone d'étude et des références bibliographiques associées.

n° site	Site/ zone d'étude	Altitude (m asl)	Périodes considérées (cal BP)	Méthodes	Références
17	Lac Ioannina	460 m	133 000-0	Palynologie , malacofaune, ostracodes, perte au feu, sédimentologie, susceptibilité magnétique, isotopes stables, signal incendie	Bottema, 1974, 1982, 1995; Tzedakis, 1993; Frogley et al., 2001; Tzedakis et al., 2002; Lawson et al., 2004, 2013
18	Lagune d'Amvrakikos	< 5 m	5 200-0	Malacofaune, foraminifères, granulométrie, perte au feu,	Avramidis et al., 2014
19	Lac Voukaria	< 5 m	10 200-0	Palynologie	Jahns, 2005
20	Cave de Konispol	400 m	27 000-2 500	Susceptibilité magnétique; sédimentologie; micromorphologie	Schuldenrein, 1998; 2001
21	Lac Butrint	< 5 m	4 400-0	Palynologie , granulométrie, perte au feu, sédimentologie, susceptibilité magnétique, densité gamma, signal incendie, isotopes stables, analyse XRD et XRF, éléments géochimiques, profil sismique	Hounslow et Chepstow-Lusty, 2002; Ariztegui et al., 2010; Morellon et al., 2016
22	Cave de Theopetra	170 m	60 000- 5 000	Sédimentologie, micromorphologie	Karkanas, 2001
23	Plaine de Larissa	50 m	8 000-2 000	Sédimentologie	van Andel et al., 1990; van Andel et Zangger, 1990; van Andel et Runnels, 1995
24	Litochoro	25 m	4 500-0	Palynologie	Athanasiadis, 1975; Bottema, 1980
25	Nea Nikomideia / plaine de Thessalonique	< 5 m	25 000-0	Malacofaune, granulométrie, perte au feu, susceptibilité magnétique, isotopes stables	Bintliff, 1976; Kraft et al., 1975; Ghilardi et al., 2008a; 2008b; 2010; 2012
26	Lac Maliq	818 m	16 500-0	Palynologie , lithostratigraphie, sédimentologie, imagerie SRTM et DEM	Denèfle et al., 2000; Fouache et al., 2001; 2010; Bordon et al., 2009
27	Lac Prespa	849 m	92 000-0	Palynologie , ostracodes, diatomées, granulométrie, isotopes stables, analyse XRF et XRD, éléments géochimiques tephrostratigraphie, tephrochronologie	Leng et al., 2010, 2013, 2014; Sulpizio et al., 2010; Wagner et al., 2010, 2012; Aufgebauer et al., 2012; Damaschke et al., 2013; Panagiotopoulos et al., 2013; 2014; Cvetkoska et al., 2014, 2015; Jovanovska et al., 2016
28	Lac Orhid	693 m	640 000-0	Palynologie , ostracodes, diatomées, granulométrie, isotopes stables, analyse XRF, éléments géochimiques, profil sismique, tephrostratigraphie, tephrochronologie	Belmecheri et al., 2009; 2010; Wagner et al., 2009; 2010; 2014; Leng et al., 2010; Sulpizio et al., 2010; Vogel et al., 2010a; 2010b; Baumgarten et al., 2015; Francke et al., 2016; Jovanovska et al., 2016; Sadori et al., 2016b
29	Dispilio/ Kastoria/ Orestias	650 m	14 000-2 000	Palynologie , malacofaune, sédimentologie, micromorphologie, Phytolithes, anthracologie, carpologie	Bottema, 1974, 1982; Mangafa, 2002; Kouli, 2007; Kouli et Dermizakis 2008; 2010; Veropoulidou, 2009; Ntinou, 2010; Tsartsidou, 2010; Karkanas et al., 2011; Kouli et al., 2015

Annexe 2 (suite 2) : Inventaire des études paléoenvironnementales réalisées dans un rayon de 400 km de notre zone d'étude et des références bibliographiques associées.

n° site	Site/ zone d'étude	Altitude (m asl)	Périodes considérées (cal BP)	Méthodes	Références
30	Lac Khimaditis	560 m	13 000- 0	Palynologie	Bottema, 1982; 1995
31	Pieria	1645 m	3 000-300	Palynologie	Gerasimidis et Athanasiadis, 1995
32	Lac Vergoritits	570 m	6 000-0	Palynologie	Bottema, 1982
33	Tourbière de Nisi/ "Edessa"(ref. Bottema)	480 m	20 000-0	Palynologie, perte au feu	Bottema, 1974, 1982, 1995; Lawson et al., 2005; Gerasimidis et al., 2009
34	Marais de Rezina	1800 m	10 000-200	Palynologie	Willis, 1992a; 1994
35	Lac Gramousti	285 m	13 000-1 200	Palynologie	Willis, 1992b; 1994
36	Lac Dojran	140 m	12 500-0 100-0	Palynologie, ostracodes, diatomées, sédimentologie, granulométrie, perte au feu, indicateurs géochimiques, isotopes stables, analyse XRF	Athanasiadis et al., 2000; Griffiths et al., 2002; Francke et al., 2013; Zhang et al., 2014
37	Mont Paiko	1080	3 000-0	Palynologie	Gerasimidis et Athanasiadis, 1995
38	Mont Voras	1640	6 000-0	Palynologie	Gerasimidis et Athanasiadis, 1995; Gerasimidis et al., 2009
39	Lac Giannitsa	20 m	10 000-0	Palynologie	Bottema, 1974
40	Lac Volvi	100 m	2 500-0	Palynologie	Bottema, 1982
41	Tourbière de Begbunar - tourbière d'Osogovo / Massif d'Osogovo	1750 m	5 000-0	Palynologie, macrorestes, signal incendie	Tonkov, 1994; 2003; Lazarova et al., 2009; 2015
42	Lac Ribno - Sedmo Rilsko- lac Trilistnika- Tourbière de Suho - Dry lac - lac Ostrezki - lac de Suho Ezero - Panichishte - rivière de Rilska reka/ Massif de Rila	2184 m 2095 m 2216 m 1900 m 2320 m	12 500-0	Palynologie	Bozilova et al., 1990; 2002; Bozilova et Tonkov, 2000; Tonkov et Marinova, 2005; Tonkov et al., 1998; 2000; 2002; 2008; 2011; 2013
43	Lac Besbog- lac Kremensko- tourbière de Mozgovitsa - lac de Banderishko - lac de Dalgoto - lac de Muratovo - lac de Breznishko / Massifs	2250 m 2124 m 1800 m 2190 m 2310 m 1963 m 2475 m	9 500-0	Palynologie, macrorestes végétaux, anthracologie	Bozilova et Tonkov, 1990; Tonkov et al., 2002; Atanassova et Stefanova, 2003; Stefanova et Ammann, 2003; Bozilova et al., 2004; Atanassova et Stefanova, 2005; Stefanova et al., 2006a; Marinova et Tonkov, 2012; Marinova et al., 2012;
44	Mare de Kupena/ Massif du Rhodopes	1356 m	30 000-0	Palynologie	Tonkov et al., 2014
45	Shiroka Polyana/ Massif du Rhodopes	1400 m	13 000-0	Palynologie	Filipovitch et Lazarova, 2003; Stefanova et al., 2006a, 2006b
46	Belya Kanton	1547 m	12 000-0	Palynologie	Lazarova et al., 2011
47	Tourbière de Vitosha et de Kumata / Massif de Vitosha	2160 m 1770 m	1 400-0	Palynologie	Filipovitch, 1988; Tonkov et Possnert, 2016

Annexe 2 (suite 3) : Inventaire des études paléoenvironnementales réalisées dans un rayon de 400 km de notre zone d'étude et des références bibliographiques associées.

n° site	Site/ zone d'étude	Altitude (m asl)	Périodes considérées (cal BP)	Méthodes	Références
48	Mare de Gyola/ Massif de Belasitsa	714 m	7 900-0	Palynologie	Athanasiadis et al., 2003; Tonkov et al., 2012; Tonkov et Possnert, 2014
49	Marais de Tschokljovo/ Massif de Konjavska	870 m	8 000-0	Palynologie	Tonkov et Bozilova, 1992b;
50	Toubière de Maleshevska	1700 m	7 500-0	Palynologie	Tonkov et Bozilova, 1992a;
51	Straldzha	138 m	35 000-0	Palynologie, susceptibilité magnétique, signal incendie	Tonkov et al., 2008; Connor et al., 2013
52	Kovacevo	175 m	8 200-7 600	Anthracologie	Marinova et Thiébaud, 2008
53	Arkutino	< 5 m	6 500-1 000	Palynologie	Bozilova et Beug, 1992
54	Lac Varna	< 5 m	8 000-0	Palynologie, dinoflagellés	Bozilova et Ivanov, 1985; Bozilova et Beug, 1994; Filipova-Marinova et al., 2014b, 2014c, 2016; Vergiev et al., 2014
55	Fleuve Veleka	< 5 m	12 000-0	Palynologie	Filipova-Marinova, 2003a
56	Sadovo	150 m	4 000-0	Palynologie	Filipovitch et Stojanova, 1990
57	Tourbière de Sredna	1300 m	4 500-0	Palynologie	Filipovitch, 1992
58	Ile de Skyros	< 5 m	6 500-800	Palynologie, ostracodes, foraminifères	Pavlopoulos et al., 2007; 2010
59	Ile de Lemnos	< 5 m	7 000-1 000	Foraminifères	Pavlopoulos et al., 2013
60	M2-Egée	-1018 m	1 500-0	Palynologie, coccolithophores, isotopes stables, éléments géochimiques, biomarqueurs lipidiques, Analyse des alkénones et température marine de surface (SST)	Gogou et al., 2016
61	SL 148- Mer Egée	- 1094 m	22 000-0	Foraminifères, granulométrie, isotopes stables, analyse XRD	Kuhnt et al., 2007; Erhmann et al., 2007; Hamann et al., 2008; Kotthoff et al., 2011
62	SL 152- Mer Egée	- 978 m	21 000-0	Palynologie, isotopes stables, éléments géochimiques, coccolithophores, biomarqueurs lipidiques	Kotthoff et al., 2008a; 2008b; 2011; Dormoy et al., 2009, Triantaphyllou et al., 2014 Schemmel et al., 2016
63	KL71- Mer de Marmara	- 566 m	14 000-0	Perte au feu, foraminifères, isotopes stables	Sperling et al., 2003
64	core 2345 et A-159, XK 55, XK120, G142 Bulgarian Black Sea	(-) 200 - (-) 1000 m	29 000-0 15 000-0	Palynologie	Filipova-Marinova, 2003b; Atanassova, 2005
65	GGC-18 Bulagrian Black Sea	- 971 m	13 00-0	Palynologie, diatomées, dinoflagellés, analyse des alkénones	Giosan et al., 20012; Filipova et al., 2014a;

Annexe 2 (suite 4) : Inventaire des études paléoenvironnementales réalisées dans un rayon de 400 km de notre zone d'étude et des références bibliographiques associées.

n° site	Site/ zone d'étude	Altitude (m asl)	Périodes considérées (cal BP)	Méthodes	Références
66	Lac Ulubat	< 5 m	3 200-0	Granulométrie, perte au feu, sédimentologie, indicateurs géochimiques	Kazanci et al., 2004, 2006
67	Pergamon-Elaia/Bakırçai	< 15 m	8 000-0	Palynologie , foraminifères, dymoflagellés, granulométrie, perte au feu, susceptibilité magnétique, analyse XRF, sédimentologie	Kayan et Vardar, 2007a, 2007b; Seeliger et al., 2013; Schneider et al., 2013; 2014, 2015; Shumilovskikh et al., 2016
68	Çukuriçi Höyük et Arvalya Höyük	< 10 m	8 000-200	Palynologie , ostracodes, foraminifères, granulométrie,	Brückner, 2005; Stock et al., 2013, 2015; 2016
69	Lac Manyas	14 m	4 300-0	Palynologie , granulométrie, perte au feu, sédimentologie, susceptibilité magnétique, analyse XRD et XRF	Bottema et al., 1986; Bottema et Woldring, 1990; Leroy et al., 2002; Kazanci et al., 2004;
70	Basse vallée de l'Angitis et du Strymon	< 15 m	7 000-300	Palynologie , granulométrie, perte au feu, sédimentologie, susceptibilité magnétique, micromorphologie, signal incendie	Lespez et al., 2016; Glais et al., 2016
71	Gravouna	10 m	1 000-500	Palynologie	Turner et Greig, 1975
72	Agios Ioannis et Liménaria/Thasos	0-20 m	6 000-0	Granulométrie, sédimentologie, micromorphologie	Lespez, 2007; Lespez et Papadopoulos, 2008
73	Lagon d'Etoliko	< 5 m	500-0	Palynologie , sédimentologie, isotopes stables, susceptibilité magnétique, éléments géochimiques, micromorphologie, ostracodes, diatomées	Vött et al., 2007; Koutsodendris et al., 2015, 2017

Annexe 2 (suite 5) : Inventaire des études paléoenvironnementales réalisées dans un rayon de 400 km de notre zone d'étude et des références bibliographiques associées.

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
I-1996 650	650-652	LY-7195	Sédiment organique	> 32000	-	-
I-1996 898	898-900	LY-7199	Sédiment organique	32140 ± 1440	40284-33829	38335-31880 BC
I-1996 928	928-930	LY-7196	Sédiment organique	23360 ± 460	28496-26656	26547-24707 BC
I-1996 1045	1045-1050	LY-7197	Sédiment organique	22550 ± 600	27875-25754	25926-23805 BC
I-1996 1110	1110-1115	LY-7198	Sédiment organique	31615 ± 2145	42230-31745	40281-29796 BC
I-1996 1280	1280-1282	LY-7200	Sédiment organique	35150 ± 1145	42132-37214	40183-35265 BC
K-1996 95 cm	95-95,5	Ly-8237	Microcharbon	620 ± 55	657-452	1293-1498 AD
K-1996 175-180 cm	175-180	Ly-8238	Sédiment organique	770 ± 50	772-647	1178-1303 AD
K-1996 205-210 cm	205-210	Ly-5220xA	Sédiment organique	640 ± 40	656-550	1294-1400 AD
K-1996 260-290 cm	260-290	Ly-8239	Sédiment organique	3105 ± 55	3434-3165	1484-1215 BC
Dik S11-1	85-88	Erl-9552	Sédiment organique	4520 ± 44	5313-5039	3366-3091 BC
Dik S11-1	220-221	Erl-9953	Sédiment organique	16990 ± 147	20880-20100	18482-17904 BC
Dik S11d	145-148	Erl-9554	Sédiment organique	9432 ± 96	11094-10419	9142-8467 BC
Dik3-2	120-122	Lyon-7195	Sédiment organique	3910 ± 35	4430-4238	2474-2291 BC
Dik3-3	205-205,5	Lyon- 10802	Microcharbon	5785 ± 35	6665-6495	4716-4546 BC
Dik3-5	478-480	Lyon-7196	Sédiment organique	18890 ± 90	23003-22496	21285-20271 BC
Dik4-1 39-41	39-41	Poz-61976	Sédiment organique	2440 ± 30	2700-2357	751-408 BC
Dik4-1 60-61	60-61	Lyon-1080	Sédiment organique	3110 ± 30	3386-3237	1437-1288 BC
Dik4-1 72-73	72-73	Beta-273956	Sédiment organique	4310 ± 40	4962-4835	3013-2886 BC
Dik 4-1 88-89	88-89	Lyon-10801	Sédiment organique	5205 ± 45	6177-5896	4288-3947 BC
Dik4-1 96-97	96-97	Erl- 15214	Sédiment organique	6485 ± 34	7459-7320	5511-5370 BC
Dik4-2 115-116	101-102	Lyon-10799	Sédiment organique	6575 ± 35	7562-7427	5613-5478 BC
Dik4-2 123-125	111-113	Poz-65262	Sédiment organique	3995 ± 35	4568-4408	2619-2459 BC
Dik4-2 129-131	118-119	Poz-61977	Sédiment organique	8540 ± 35	9547-9486	7598-7537 BC
Dik4-2 154-155	146-147	Lyon-10803	Sédiment organique	9475 ± 40	11066-10584	9117-8635 BC
Dik4-2 161-163	155-157	Poz-65028	Sédiment organique	13400 ± 70	16341-15877	14392-13928 BC
Dik4-2 169-171	164-165	Poz-65263	Sédiment organique	11380 ± 50	13318-13102	11369-11153 BC
Dik4-2 181-183	178-179	Poz-65264	Sédiment organique	11780 ± 60	13741-13472	11792-11523 BC
Dik4-2 193-194	191-193	Poz-61978	Sédiment organique	16220 ± 70	19844-19353	17895-17404 BC

Annexe 3 (1) : Inventaires des datations AMS obtenues dans le terrain d'étude avant la thèse (rouge), lors du programme ANR Balkans 4000 (orange) et pendant la thèse (vert).

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
Dik5-2 32 cm C14	132-132,5	Poz-57550	Microcharbon	2510 ± 130	2875-2212	926-263 BC
Dik5-2 77 cm C14 MC	177-177,5	Poz-57551	Microcharbon	3080 ± 50	3398-3160	1453-1211 BC
Dik5-3 68 cm C14	268-268,5	Poz-57553	Microcharbon	4250 ± 50	4960-4617	3011-2668 BC
<i>Dik5-4 25 cm C14</i>	<i>325-325,5</i>	<i>Poz-57554</i>	<i>Microcharbon</i>	<i>3220 ± 90</i>	<i>3681-3220</i>	<i>1736-1298 BC</i>
Dik5-4 72-73 cm Mo tot	372-373	Poz-57562	Sédiment organique	22240 ± 180	27033-26069	25675-24225 BC
Dik7-2 41 cm C14	141-141,5	Poz-57555	Microcharbon	2935 ± 30	3174-2977	1261-1041 BC
Dik8-2 64-65 cm Mo Totale	164-165	Poz-57563	Sédiment organique	1095 ± 30	1060-937	890-1014 AD
Dik8-3 65-66 cm C14 Mo	265-266	Poz-57564	Sédiment organique	2225 ± 30	2329-2152	384-203 BC
Dik8-4 46-47 cm C14 MO	346-347	Poz-57565	Sédiment organique	4150 ± 30	4825-4577	2823-2627 BC
Dik10-2 20 cm C14 MC	120-120,5	Poz-57556	Microcharbon	8430 ± 150	9741-9014	7793-7065 BC
Dik10-2 70 cm C14 MC	170-170,5	Poz- 57557	Microcharbon	7450 ± 80	8408-8051	6459-6101 BC
Dik10-2 82-84 C14 MO	182-184	Poz-57566	Sédiment organique	7030 ± 35	7945-7791	5997-5884 BC
Dik10 3-4 22 cm C14 charb	221-222	Poz-57559	Microcharbon	7100 ± 40	8365-8190	6052-5899 BC
Dik10 3-4 33 cm C14 charb	233-233,5	Poz-57558	Microcharbon	7460 ± 40	7999-7848	6415-6241 BC
Dik12-3 208	208-208,5	Poz-65034	Microcharbon	7930 ± 40	8981-8631	7032-6682 BC
Dik 12-3 221 MC	221-221,5	Poz-65035	Microcharbon	7530 ± 50	8416-8203	6467-6254 BC
Dik 12-3 233 MC	233-233,5	Poz-65036	Microcharbon	7585 ± 30	8424-8354	6475-6405 BC
Dik 12-3 250-252	250-252	Poz-65037	Sédiment organique	14840 ± 70	18269-17857	16320-15908 BC
<i>Dik 15-4 37 cm MC</i>	<i>337-337,5</i>	<i>Poz-65032</i>	<i>Microcharbon</i>	<i>4060 ± 50</i>	<i>4810-4421</i>	<i>2861-2472 BC</i>
Xé1-2 47 cm C14 MC	147-147,5	Poz-57572	Microcharbon	375 ± 25 BP	503-319	1447-1631 AD
Xé1 3-4 189 cm C14 MC	389-389,5	Poz 57573	Microcharbon	1380 ± 60 BP	1398-1181	558-773 AD
Xé1-6 53 cm C14 MC	553-553,5	Poz-57574	Microcharbon	2460 ± 40 BP	2710-2364	760-411 BC
Xé2 3-4 123 cm C14 MC	323-323,5	Poz-57575	Microcharbon	1665 ± 30 BP	1692-1444	258-504 AD
<i>Xé3 3-4 161-163 cm</i>	<i>361-363</i>	<i>Beta-394460</i>	<i>Sédiment organique</i>	<i>4240 ± 30 BP</i>	<i>4860-4654</i>	2911-2705 BC
<i>Xé3-6 20-22 cm</i>	<i>520-522</i>	<i>Poz-83114</i>	Sédiment organique	<i>5310 ± 40 BP</i>	<i>6207-5950</i>	<i>4258-4040 BC</i>
Xé3-6 51 cm C14 MC	550,5-551	Poz-65126	Microcharbon	2500 ± 35 BP	2740-2460	791-511 BC

Annexe 3 (suite 2) : Inventaires des datations AMS obtenues dans le terrain d'étude avant la thèse (rouge), lors du programme ANR Balkans 4000 (orange) et pendant la thèse (vert).

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
Xé3-6 72-73 cm	572-573	Poz-83115	Sédiment organique	3055 ± 30 BP	3356-3180	1407-1231 BC
Xé3-6 79-80 cm	579-580	Poz-65127	Sédiment organique	3445 ± 30 BP	3829-3632	1880-1683 BC
Xe4-2 68 cm	168-168,5	Poz-65038	Microcharbon	2025 ± 35	2016-1893	157 BC- 58 AD
Xe4-3 30 cm	230-230,5	Poz-65039	Microcharbon	1945 ± 30	1970-1822	21 BC- 128 AD
Xé7-1 77 cm	77-77,5	Poz-74056	Microcharbon	2090 ± 50 BP	2300-1927	210 BC-24 AD
Xe7-1 86-88 cm	86-88	Poz-74093	Sédiment organique	2465 ± 30 BP	2713-2379	764-430 BC
Xe7-2 49-51 cm	149-151	Poz-74094	Sédiment organique	4345 ± 30 BP	5029-4847	3080-2898 BC
Xe7-4 18-20 cm	319-319,5	Poz-74095	Sédiment organique	12380 ± 60 BP	14805-14123	12856-12174 BC
Xe7-4 55-57 cm	355-357	Poz-74096	Sédiment organique	19130 ± 110 BP	23427-22723	21478-20774 BC
Xe7-4 97-99 cm	397-398	Poz-74120	Sédiment organique	28350 ± 280 BP	33103-31483	31154-29534 BC
Xe7-6 80-82 cm	580-581	Poz-74175	Sédiment organique	34500 ± 600 BP	39212-38675	38632- 35627 BC
cp xéro (Doxato)	150-151	Ly-559 OxA	Microcharbon	3385 ± 50 BP	3822-3480	1832-1534 BC
cp xéro (Kourovo)	70-71	Ly-8534	Microcharbon	470 ± 45 BP	626-335	1403-1607 AD
FCp1	451-463	Ly-2323(Poz)	Microcharbon	1091 ± 38	1071-928	885-1020 AD
FCp1	451-463	Dem-1116	Microcharbon	1179 ± 26	1180-1004	770-946 AD
FC1-2	190-192	Lyon-7187	Macroreste	2350 ± 30	2464-2324	515-375 BC
FC1-3	252-254	Erl-8790	Microcharbon	2545 ± 40	2754-2490	805-541 BC
FC1-4	345-345,5	Erl-8789	Microcharbon	2969 ± 43	3324-2994	1375-1045 BC
FC1-6	536-537	Lyon-6022	Bois	4270 ± 30	4874-4728	2925-2779 BC
FC1-6	568-568,5	Erl-8789	Microcharbon	4585 ± 46	5458-5052	3509-3103 BC
FC1-7	690-691	Lyon-6023	Bois	4775 ± 30	5591-5336	3638-3518 BC
FC1-8	780-782	Lyon-6392	Macroreste	5135 ± 35	5986-5752	3985-3808 BC
FC1-9	884-888	Erl-8789	Microcharbon	5663 ± 51	6601-6312	4551-4364 BC
FC1-10	992-995	Lyon- 6393	Pollen	5095 ± 35	5917-5747	3968-3796 BC
FC2-3	279-282	Erl-12812	Macroreste	291 ± 49	491-152	1459-1669 AD
FC2-4	389-390	Erl-12813	Macroreste	955 ± 49	957-764	993-1187 AD

Annexe 3 (suite 3) : Inventaires des datations AMS obtenues dans le terrain d'étude avant la thèse (rouge), lors du programme ANR Balkans 4000 (orange) et pendant la thèse (vert).

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
FC2-5	425-426	Lyon-6024	Macroreste	1920 ± 30	1948-1746	24-137 AD
FC2-8	793-794	Erl-12814	Sédiment organique	4841 ± 52	5710-5337	3715-3517 BC
FC2-9	891-892	Erl-12815	Sédiment organique	8495 ± 68	9584-9310	7590-7518 BC
FC2-9B	898-900	Lyon-7188	Sédiment organique	6665 ± 35	7591-7475	5642-5525 BC
FC2-10	986-987	Lyon-6025	Macroreste	6275 ± 35	7275-7030	5326-5207 BC
FC3-3	264-265	Lyon-6026	Macroreste	1215 ± 30	1256-1061	694-889 AD
FC4-2	128-128,5	Lyon-7189	Microcharbon	> 45000	-	-
FC4-4	338-338,5	Erl- 15209	Microcharbon	264 ± 30	434-...	1516-1670 AD
FC4-6	526-528	Erl-15210	Sédiment organique	2573 ± 52	2779-2489	830-540 BC
FC4-7	663-665	Lyon-8119	Sédiment organique	1925 ± 30	1947-1817	4-134 AD
FC4-7	698-700	Erl- 15211	Bois	1383 ± 33	1350-1267	600-684 AD
FC4-8	798-800	Beta-273957	Sédiment organique	3800 ± 40	4401-4008	2405-2132 BC
FC4-9	897-899	Beta-274146	Sédiment organique	3900 ± 40	4430-4161	2481-2279 BC
FC4-10	968-970	Beta-273957	Sédiment organique	3310 ± 40	3636-3452	1687-1503 BC
FC4-10	1060-1062	Erl-15212	Macroreste	2211 ± 33	2226-2146	379-199 cal. BC
FC4-11	1073-1074	Ly-8114	Bois	2405 ± 35	2115-1925	734-397 cal. BC
FC4-12	1198-1200	Erl- 15213	Sédiment organique	6268 ± 48	7291-7018	5341-5067 BC
FC5-314	314-314,5	Lyon-8112	Bois	175 ± 30	> 294	>1656 AD
FC5-422	422-424	Lyon-8113	Sédiment organique	365 ± 30	502-316	1449-1634 AD
FC5-478	478-480	Poz-58677	Sédiment organique	5825 ± 30	6731-6547	4782-4598 BC
FC5-5 484	484-486	Lyon-7190	Sédiment organique	4630 ± 30	5464-5301	3515-3352 BC
FC5-554	554-556	Lyon-8115	Sédiment organique	2175 ± 30	2310-2070	358-163 BC
FC5 684-686	684-686	Poz-58620	Sédiment organique	4070 ± 35	4806-4437	2857-2488 BC
FC5 850-852	850-852	Ly-8116	Sédiment organique	3310 ± 35	3615-3454	1666-1505 BC
FC5 1048-1050	1048-1050	Ly-7191	Sédiment organique	3665 ± 30	4085-3905	2136-1951 BC
FC5 1080-1082	1080-1082	Ly-8117	Sédiment organique	3550 ± 35	3960-3720	2007-1773 BC
FC5 1090-1100	1090-1100	Ly-8118	Sédiment organique	3605 ± 35	4067-3832	2033-1885 BC

Annexe 3 (suite 4) : Inventaires des datations AMS obtenues dans le terrain d'étude avant la thèse (rouge), lors du programme ANR Balkans 4000 (orange) et pendant la thèse (vert).

Nom échantillon	Profondeur (cm)	Numéro laboratoire	Type de matériel	Date non calibrée (BP)	Date calibrée en cal BP	Date calibrée en cal BC/AD
FC8-7	1235-1236	SacA-30526	Sédiment organique	3635 ± 30	4080-3861	2131-1912 BC
FC8-8	1350-1352	Poz-58621	Sédiment organique	3715 ± 35	4155-3966	2206-2017 BC
FC8-8	1425-1426	SacA-30527	Sédiment organique	3925 ± 30	4438-4246	2489-2299 BC
FC8-9	1515-1517	Poz-58622	Sédiment organique	6780 ± 40	7679-7577	5730-5628 BC
FC8-9	1563-1564	SacA-30528	Sédiment organique	4710 ± 30	5580-5322	3631-3373 BC
FC8-10	1764-1763	SacA-30529	Sédiment organique	4805 ± 30	5600-5472	3651-3523 BC
FC8-10	1840-1841	Poz-58623	Sédiment organique	4950 ± 35	5744-5601	3795-3652 BC
FC8-11	1961-1962	SacA-30530	Sédiment organique	5260 ± 30	6178-5934	4229-3995 BC
FC8-12	2158-2159	SacA-30531	Sédiment organique	5500 ± 30	6396-6216	4447-4267 BC
FC8-13	2309-2310	SacA-30532	Sédiment organique	6045 ± 30	6974-6795	5025-4846 BC
FC8-13	2441-2442	SacA-30533	Sédiment organique	6065 ± 30	7003-6800	5054-4851 BC
FC6-3 274-276 cm MO tot	274-276	Poz-74121	Sédiment organique	2455 ± 30	2705-2362	756-413 BC
FC6-5 481-483 MO tot	481-483	Poz-74177	Sédiment organique	1630 ± 30	1605-1415	346-536 AD
FC6-7 693-695 MO tot	693-695	Poz-74178	Sédiment organique	1515 ± 30	1522-1335	428-615 AD
FC6-12 1198-1200 MO tot	1198-1200	Poz-74179	Sédiment organique	3935 ± 35	4514-4248	2565-2299 BC
FC7-5	460-463	Lyon-7192	Sédiment organique	2255 ± 30	2345-2157	392-207 BC
FC7-7	662-672	Lyon-7193	Macroreste	2610 ± 30	2775-2720	828-766 BC
FC9-7-8 50-52 cm	650-652	Poz-57576	Sédiment organique	1480 ± 30	1412-1305	540-644 AD
FC9 11-12 52-55 m	1052-1055	Poz-57577	Sédiment organique	1970 ± 30	1994-1865	45 BC-112 AD
FC9 14-15 184-186 cm	1484-1486	Poz-57578	Sédiment organique	3455 ± 30	3828-3640	1880-1691 BC
FC10 14-15 175-177	1475-1477	Beta-394462	Sédiment organique	3670 ± 30	4090-3905	2140-1955 BC
KC3-7	652-654	Erl-12816	Sédiment organique	721 ± 50	737-559	1214-1390 AD
KC3-8	763-765	Ly-6030	Sédiment organique	3810 ± 30	4347-4090	2340-2143 BC
KC3-9	897-900	Erl-12817	Sédiment organique	4350 ± 57	5264-4828	3107-2879 BC
KC3-10	997-1000	Ly-6031	Sédiment organique	4395 ± 30	5213-4860	3094-2916 BC
KC4-5	432-434	Ly-7194	Sédiment organique	5005 ± 30	5889-5653	3934-3706 BC
TOTAL	134 datations obtenues (dont 17 datations douteuses ou erronées).	Lyon : 45 Erlangen : 19 Poznan : 55 Beta analytic : 6 Saclay : 8 Democritos : 1	Sédiment organique : 86 Macroreste : 9 Microcharbon : 33 Bois : 5 / Pollens : 1	Au cours de la thèse (70)	Dans le cadre de l'ANR Balkans 4000 (2007-2011) (39)	Antérieures à 2007 (25)

Annexe 3 (suite 5) : Inventaires des datations AMS obtenues dans le terrain d'étude avant la thèse (rouge), lors du programme ANR Balkans 4000 (orange) et pendant la thèse (vert).

Témoignage de Théophraste (372-282 av. J.-C.) sur la plaine de Philippes-Drama :

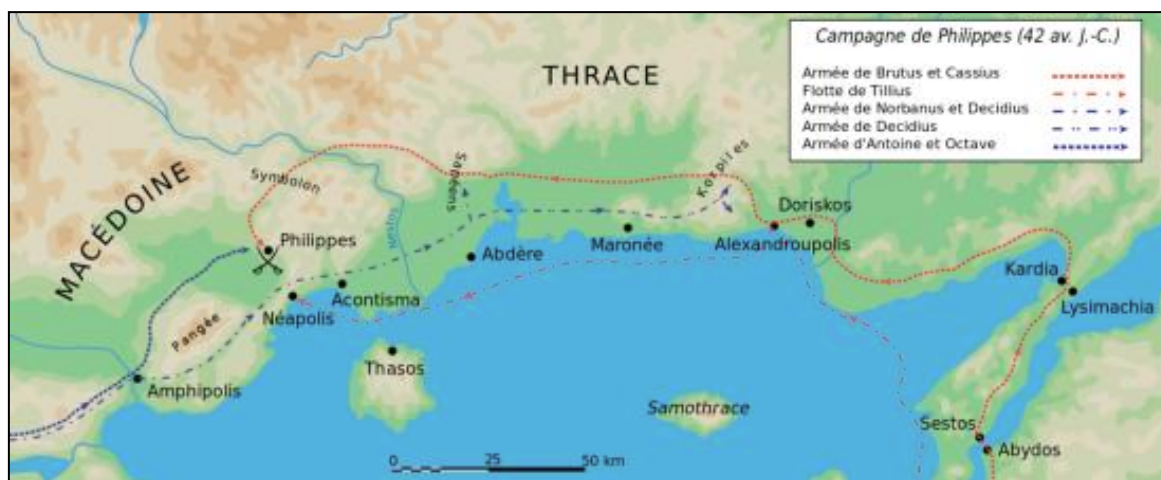
« A Philippes autrefois l'air était lourd ; il l'est beaucoup moins depuis que le terroir a été asséché et est devenu tout entier cultivable. L'air est plus léger pour deux raisons conjointes : l'assèchement et la mise en culture. En effet, la friche est plus froide et l'air y est plus lourd à cause de la végétation qui empêche la lumière du soleil de passer et l'air de circuler et parce qu'elle est pleine d'eau qui suinte et stagne. C'est ainsi autour de Krénidès quand les Thraces l'occupaient ; toute la plaine était couverte d'étangs et d'arbres ».

Paragraphe XIV du livre V de son traité de botanique intitulé *De causis Plantarum*.

Fin du IV^e s. av. J.-C.

Traduction de Claude Vatin (1984)

Annexe 4: Témoignage écrit de Théophraste datant du IV^{ème}-III^{ème} siècle av. J.-C. (époque classique), en période de domination des populations grecques au dépend des Thraces sur le secteur d'étude.



Annexe 5: Mouvements des armées avant la bataille de Philippes (d'après Collart 1929, pl. XXVIII)

Témoignage d'Appien (90-170 ap. J.-C.) sur la bataille de Philippes (42 av. J.-C.) :

«A dix stades en avant de Philippes, sont encore deux autres éminences éloignées chacune de Philippes d'à peu près dix-huit stades, et éloignées l'une de l'autre de huit stades environ. Ce fut sur ces deux éminences que vinrent camper Brutus et Cassius ; savoir, Cassius sur celle qui était au midi, et Brutus sur celle qui était au nord...

...Autant la plaine était propre pour livrer une bataille, autant (ces) tertres convenaient à l'assiette d'un camp; car d'un côté étaient des étangs et des marais qui s'étendaient jusqu'au fleuve Strymon, de l'autre étaient des gorges inféquentées et impraticables. L'espace intermédiaire des deux tertres, sur une longueur de huit stades, était comme une espèce de porte qui servait de passage d'Europe en Asie. Sur cette longueur, ils élevèrent un mur d'un camp à l'autre, et afin que les deux n'en fissent qu'un, ils pratiquèrent des portes au milieu de ce mur. Au-delà de ce mur était une rivière que les uns appellent Ganga, les autres Gangitès. Sur leurs derrières, ils avoient la mer, où étaient en sûreté leurs munitions et leurs vaisseaux. Ils établirent leurs magasins dans l'île de Thase, qui était à une distance de cent stades...

... Antoine (...) vint camper dans la plaine, à huit stades seulement de distance de Cassius et de Brutus. Cette position d'Antoine rendit sensible sur-le-champ la supériorité du campement de l'ennemi, et l'infériorité du sien; car l'ennemi était sur des hauteurs, il était, lui, dans la plaine; l'ennemi tirait son bois des montagnes, lui, il ne pouvait en prendre que dans des marais (...) A l'exception des flancs du camp de Brutus, qui l'étaient par l'escarpement du terrain, et des flancs de celui de Cassius, qui l'étaient par les marais et par la mer. Tout ce qui était au-devant d'eux était couvert par des fossés, par des retranchements, par des murs percés de portes...

... Antoine était dans l'intention de forcer ses deux ennemis à livrer bataille. En attendant, il songea à se frayer clandestinement un passage au travers des marais, s'il était possible, afin de se porter sur les derrières de l'ennemi à son insu, et de lui enlever la communication qu'il avait pour ses subsistances avec l'île de Thase. Il rangea donc quelques jours de suite toute son armée en bataille, enseignes déployées, de manière à faire croire à l'ennemi que l'armée entière était en effet devant lui. Mais il employa nuit et jour une partie de ses troupes à former un passage étroit au milieu des marais, en coupant les roseaux, en faisant une chaussée, en la soutenant de chaque côté avec un revêtement en pierre, afin que la digue ne se rompît point, en faisant piloter dans les bas-fonds, et jeter des ponts, le tout avec le moins de bruit possible. Les roseaux qui étaient encore en vigueur, à l'endroit où se faisait le chemin, déroberent à l'ennemi la vue de cette manoeuvre ».

Livre IV, Chapitre XIII de l'Histoire des guerres civiles de la République romaine, 1er s. av. J.-C.
Traduction J. Combes-Dounous (1808)

Annexe 6 : Témoignage écrit d'Appien (octobre 42 av. J.-C. ; époque romaine), lors de la bataille de Philippes.

Annexe 7 : Protocole détaillé des analyses granulométriques.

On prélève environ 10 g de sédiment pour chaque échantillon préalablement séché à l'étuve pendant 24 heures à une température de 35 °C. Ils sont ensuite tamisés à 5 et 2 mm afin de séparer le matériel trop grossier (>2000 µm). Les refus de tamis ont ensuite été pesés et rapportés au poids total de l'échantillon de manière à les intégrer au résultat final.

Ce sédiment est placé dans des béchers en pyrex puis soumis à des attaques au peroxyde d'hydrogène (H₂O₂) communément appelé « eau oxygénée », pour détruire la matière organique et de ne conserver que la matière minérale. La réaction est active à température ambiante pendant 12 heures. On réalise ensuite de nouveau des attaques, en rajoutant 50 ml de H₂O₂, mais en chauffant à 70 °C pendant 30 minutes dans un premier temps jusqu'à ce que l'ébullition s'apaise. On monte ensuite le thermostat à 90°C pendant 2 heures, en veillant à ce que la solution se maintienne à un niveau proche de 200ml (rajouter de l'eau distillé si besoin). Après refroidissement pendant 24 heures, on observe si le surnageant est limpide. Si ce n'est pas le cas, c'est qu'il persiste de la matière organique et nous devons reproduire l'étape précédente jusqu'à ce que ce soit le cas. Le nombre de répétition des attaques au peroxyde d'hydrogène peut évidemment varier entre les échantillons selon leur teneur en matière organique.

Une fois la matière organique détruite on prélève le surnageant avec précaution puis on effectue la défloculation, c'est-à-dire l'opération nécessaire pour désagréger les argiles et les carbonates. Chaque échantillon est mélangé avec un agent dispersant d'héxamétaphosphate de sodium à 0,3 % (Na₂PO₃) et de carbonate de potassium (K₂CO₃) afin de bien désolidariser les particules les unes des autres (élimination des ions flocculant Ca²⁺). On les place ensuite sur un agitateur rotatif pendant 24 la solution pour procéder à la dispersion du sédiment.

Pour préserver l'échantillon dispersé lors du passage dans le granulomètre laser, on le place en amont dans un bécher avec agitateur magnétique. La mesure se fait par prélèvements successifs dans le bécher jusqu'à obtenir une fenêtre d'obturation comprise entre 12 et 20 %. L'estimation de la taille des particules est faite à partir de la diffraction de la lumière d'un laser incident. Les résultats sont fournis sous forme d'une courbe de distribution des particules où figurent les classes granulométriques sur l'axe des abscisses et leur fréquence sur l'axe des ordonnées. On répète la mesure à trois reprises au minimum afin d'obtenir des courbes similaires que l'on pourra moyenner par la suite.

Annexe 8 : Le traitement chimique des échantillons polliniques et leur identification

Préparation des échantillons. - Lors de la préparation des échantillons, la masse de sédiment utilisée pour suivre le traitement chimique est dépendante des descriptions sédimentologiques préalables. Nous avons échelonné nos préparations entre 1-2 g pour les sédiments tourbeux très concentrés en grains de pollens et 15 g pour les sédiments les plus limoneux grossiers et moins organiques.

Le traitement chimique réalisé sur les dépôts sédimentaires d'origine anthropique ou non, suit la méthode dite « classique » (Girard et Renault-Miskovsky, 1969 ; Goeurly et de Beaulieu, 1979 ; Faegry et Iversen, 1989 ; Moore *et al.*, 1991; Burjachs *et al.*, 2003 ; López Sáez *et al.*, 2003). Cette méthode se décompose en plusieurs phases :

Destruction des carbonates, de la matière organique et des silicates. – Après avoir ajouté une pastille de *Lycopodium* afin d'estimer la concentration pollinique lors du comptage (grains.cm⁻

¹; Stockmarr, 1971), on soumet les sédiments à différentes réactions chimiques permettant de détruire tout ce qui n'est pas du contenu sporo-pollinique. Pour cela, on ajoute tout d'abord de l'acide chlorhydrique (HCl) dans le but de dissoudre la pastille de *Lycopodium* et d'éliminer les carbonates. On neutralise ensuite le pH de la solution en ajoutant de l'eau distillée et en centrifugeant (5 minutes à 2500 révolutions/min) autant que nécessaire. On ajoute de l'hydroxyde de sodium (NaOH) dilué à 20% afin d'agir sur les éléments silicatés. Pour accélérer et optimiser la réaction, on chauffe les échantillons dans un bain-marie pendant 20 minutes. De nouveau, on procède à une neutralisation du pH avec autant de lavages que nécessaire.

Récupération du contenu sporo-pollinique. – Cette phase permet de séparer les microfossiles polliniques et non polliniques du reste des sédiments. L'opération s'effectue par séparation densimétrique grâce à une liqueur dense (2) appelée « liqueur de Thoulet », élaborée à partir d'eau distillée, d'iodure de potassium (KI) et d'iodure de cadmium (CdI₂) (Girard et Renault-Miskovsky, 1969 ; Goeury et de Beaulieu, 1979). Pour procéder à cette phase délicate, on place tour à tour chacun des échantillons pendant 10 secondes dans un désintégreur à ultrason (Sonifer 450 CE) afin d'homogénéiser la solution, avant de les placer dans une centrifugeuse pendant 10 minutes. On récupère ensuite le surnageant contenant la liqueur de Thoulet et le contenu sporo-pollinique. On récidive une seconde fois l'opération. On filtre ensuite la liqueur du reste du contenu pollinique, à l'aide de filtres de verre. On place ensuite ces filtres et les pollens dans un tube en PVC pour pouvoir y ajouter de l'acide fluorhydrique (HF) qui va désintégrer le filtre pendant plusieurs heures. Enfin, après centrifugation et rinçage à l'eau distillée, on place le contenu pollinique dans des petits eppendorfs avec de la glycérine dans l'attente de l'observation microscopique. Nous ne procédons pas à la teinte des pollens et spores car cela est susceptible de masquer l'ornementation de certains types polliniques (Franco-Múgica *et al.*, 1997).

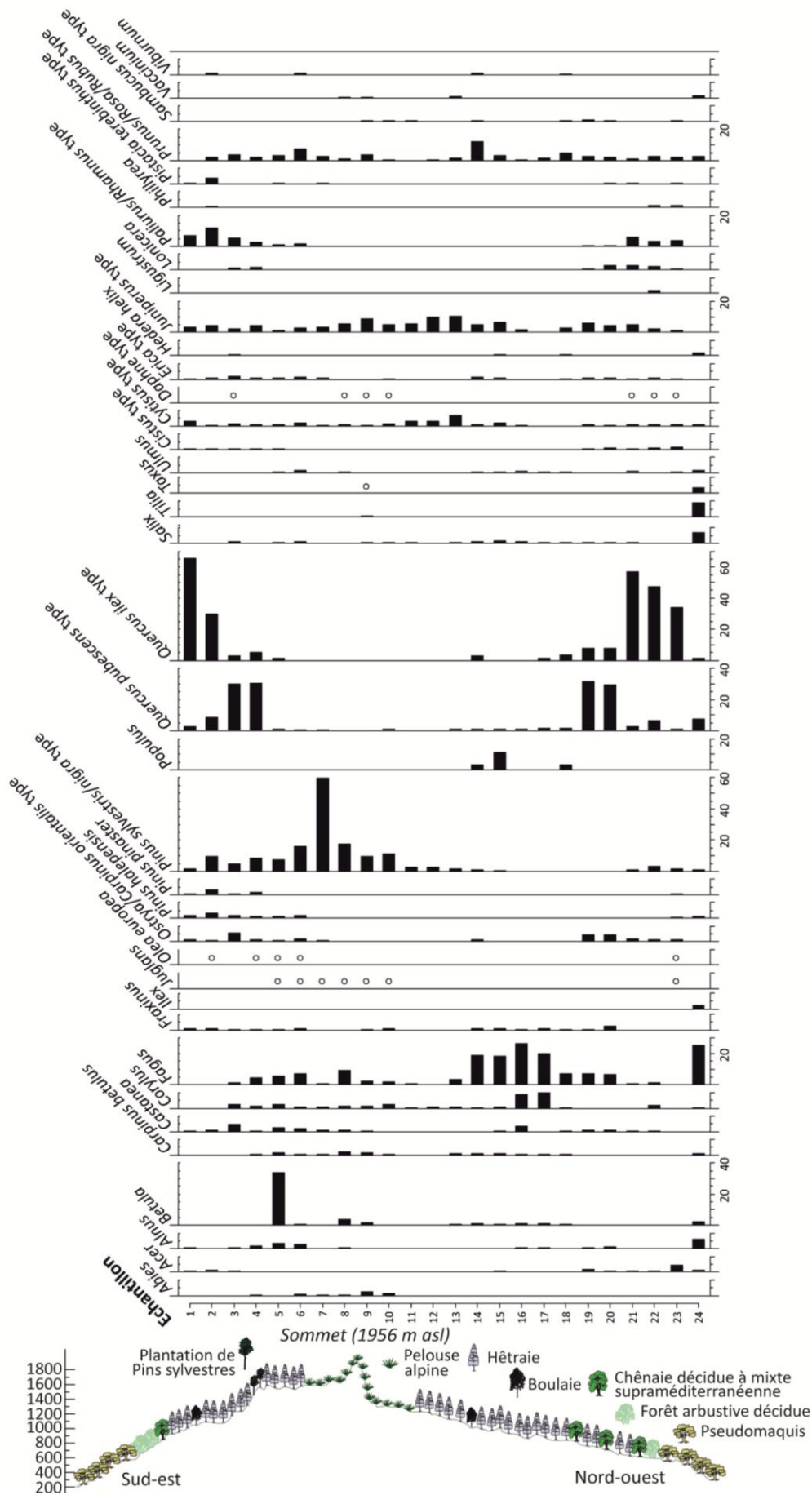
Outils d'identification. – Pour l'identification des morphotypes polliniques, des clés d'identification permettent une détermination plus précise des taxons observés. Dans ce travail, nous nous sommes appuyés sur diverses sources d'identification que sont la collection de référence du laboratoire d'archéobiologie du CSIC, et les ressources bibliographiques pour la végétation en générale (Moore *et al.*, 1991) ou méditerranéenne en particulier (Reille, 1992 ; 1995 ; 1999).

Préparation à l'observation. - La préparation en vue de l'observation au microscope a été réalisée sur des lames (76x26 mm ; 1 mm d'épaisseur), sur lesquelles on dépose une goutte du contenu pollinique pour chaque échantillon ainsi que de la glycérine, recouverte ensuite d'une microlame (24x60 mm) avant de la sceller avec de l'histolaque. L'identification et les comptages ont été réalisés au *Consejo Superior de « Investigación Científica (CSIC) »* de Madrid avec un microscope optique de type Olympus BX50 et au laboratoire LETG-Géophen de Caen à l'aide d'un microscope optique CX31. Dans les deux cas l'identification et les comptages se font à l'aide d'objectifs de 40x, 50x ou 100x fois avec de l'huile à immersion.

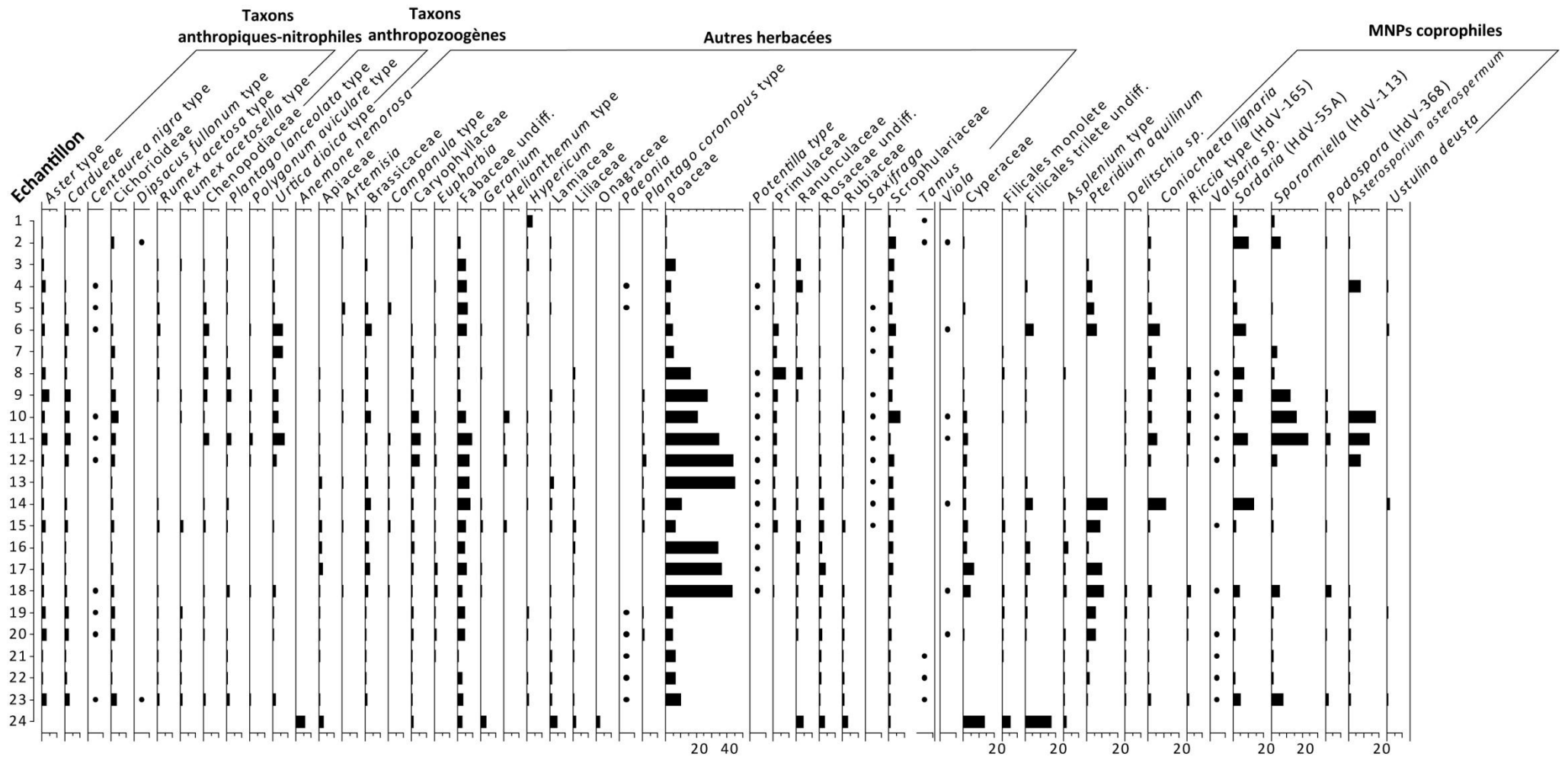
Propriétés des pollens. – L'identification des spores et grains de pollen est rendue possible d'une part grâce à la composition de la paroi extérieure des grains (exine) constituée d'une substance très résistante appelée « sporopollénine » qui permet sa résistance à la corrosion et sa conservation dans des milieux humides anoxiques. La structure et la composition chimique de l'exine des spores de fougères et autres ptéridophytes semblables à celle des pollens, leur permet également de résister aux attaques physico-chimiques et donc de les conserver dans le temps. D'autre part, la spécificité morphologique de l'exine permet d'identifier la plante productrice.

Méthode d'observation. - La méthode d'observation utilisée est qualifiée « d'analyse Lumière-Obscurité ». Cela consiste à observer au microscope par mises au point successives, un

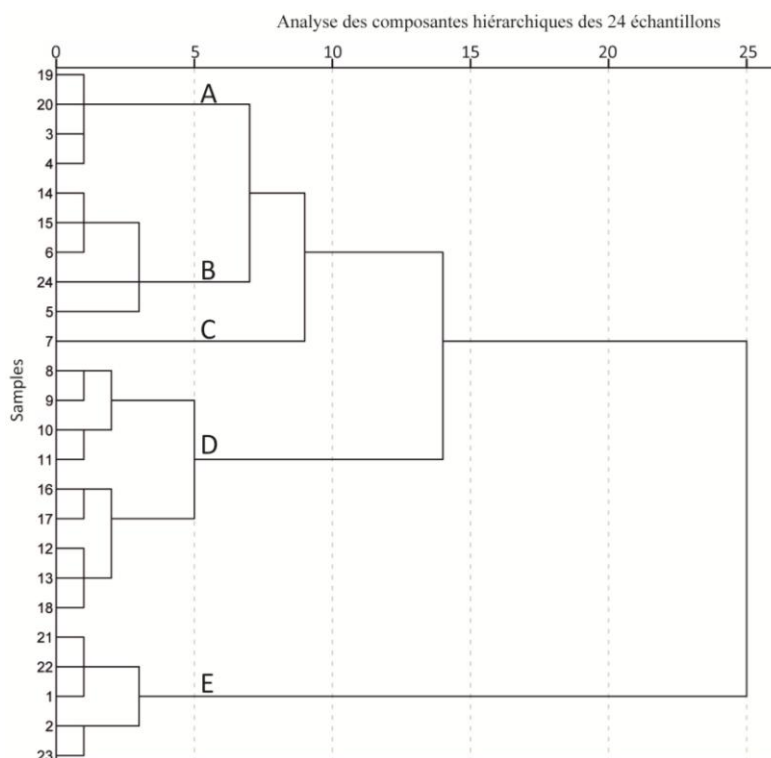
élément de relief qui apparaît d'abord lumineux puis obscur (Bertrand, 1961). L'observation au microscope se fait selon deux types de vues : une vue dite « polaire » permet de juger de la forme et des dimensions du contour équatorial, tandis qu'une vue « équatoriale » permet d'apprécier la forme et les dimensions des différents contours méridiens.



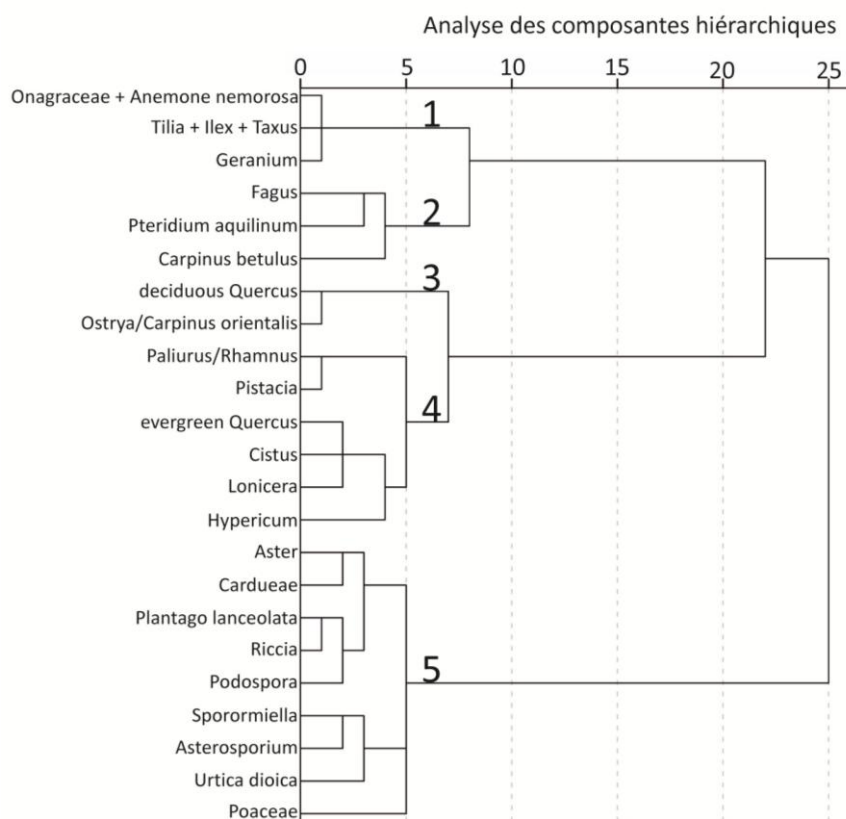
Annexe 9 : Diagramme pollinique des arbres et des arbustes des 24 échantillons de surface de la pluie pollinique, prélevés sur le Pangée selon un gradient altitudinal.



Annexe 10 : Diagramme pollinique des herbacées, des taxons hydro-hygrophiles et des MNPs pour les 24 échantillons de surface de la pluie pollinique, prélevés sur le Pangée selon un gradient altitudinal



Annexe 11 : Analyses des composantes hiérarchiques pour les 24 échantillons de pluie pollinique prélevés sur le Pangée.



Annexe 12 : Analyses des composantes hiérarchiques à partir des taxons présents dans les es 24 échantillons de pluie pollinique prélevés sur le Pangée.

Résumé : Interactions Sociétés-Environnement en Macédoine orientale (Grèce du Nord) depuis le début de l'Holocène. Approche multiscale et paléoenvironnementale.

Les perturbations environnementales enregistrées aujourd'hui dans le cadre du changement climatique global exacerbent les craintes des sociétés quant au développement durable. Si l'impact des actions anthropiques sur les changements contemporains est désormais reconnu scientifiquement, les spécialistes des sociétés anciennes et des géosciences se demandent si les changements environnementaux d'origine naturelle ou anthropique n'ont pas déjà et à plusieurs reprises, affecté le développement des sociétés au cours des derniers millénaires. Les investigations menées, dans le cadre de cette thèse, proposent de contribuer à ce débat à partir de l'étude sur le temps long de la basse vallée du Strymon (Grèce du Nord) depuis le début de l'Holocène (11700 ans). L'enjeu est de comprendre les relations qu'ont entretenues les sociétés avec leur environnement afin d'examiner les questions d'éventuels effondrements culturels d'origine environnementale comme le suggèrent certains chercheurs pour la fin du Néolithique ou l'âge du Bronze Réciproquement, il s'agit de définir les conséquences des actions des sociétés (néolithisation, conquête grecque, etc.) sur l'environnement et la durabilité de son exploitation. Pour dépasser les études de cas, nous proposons une approche géographique multiscale et géoarchéologique. Elle s'appuie sur une étude des archives paléoenvironnementales combinant (1) une analyse géomorphologique et (2) une analyse palynologique des cours d'eau et des zones humides afin de renseigner les changements environnementaux au plus près des lieux de vie des populations et de leurs pratiques agropastorales. Les résultats obtenus sont ensuite confrontés aux recherches archéologiques et historiques pour comprendre les interactions Sociétés/Environnement à différentes époques, de l'échelle de l'habitat à celle de la région et participer activement aux discussions multidisciplinaires sur la question.

Mots-clés :

Zones humides – Paléoenvironnement – Palynologie – Géomorphologie – Géoarchéologie - Grèce du Nord – Holocène - Changement climatique – Anthropisation – Paysages méditerranéens

Mots-clés (indexation Rameau) :

Paléoenvironnement – Palynologie – Géomorphologie – Holocène – Néolithique – Climat changements – Paysage – Grèce du Nord

Abstract: Human-Environment relationships in eastern Macedonia (northern Greece) since the early Holocene. Multiscalar and palaeoenvironmental approach.

Environmental disturbances recorded nowadays in global changes rise up society fears about sustainable development. Even if the responsibility of activities on contemporary changes is now well-known, the specialists of past societies are still wondering if such environmental changes, either from natural or from anthropogenic origin, have not already affected societies development in last thousands of years. This research project contributes to this debate on the base of long time study of Strymona low valley (northern Greece), from Early Holocene. The aim is to understand the relationships between societies and environment by questioning the possibility of cultural collapses from environmental origin, and to examine the consequences of human activities (Neolithisation, Greek conquest, ...) on environment and his sustainability. To overcome case studies, we suggest a geographical and geoarchaeological approach. Based on study of palaeoenvironmental archives which combine geomorphological and palynological analyses of streams and wetlands. Our aim is to analyze the role of agropastoral practices and climate events and oscillations on environmental changes, and on the dynamics of mosaic landscapes. Results will be compared with archaeological and historical researches to understand the interactions between societies and their environment from sites to regional scale, from the Neolithic to Ottoman period and to take part actively to multidisciplinary discussions on this debate.

Key-words :

Wetlands – Palaeoenvironment – Palynology – Geomorphology – Geoarchaeology - Northern Greece – Holocene - Climate Change – Anthropization – Mediterranean landscape

Key-words (Rameau indexing) :

Paleoenvironnement – Palynology – Geomorphology - Climatic changes – Holocene – Neolithic –Landscapes – Northern Greece