

GÉOARCHÉOLOGIE DES PAYSAGES LITTORAUX LE LONG DU GOLFE SUD-EUBÉEN (ÎLE D'EUBÉE, GRÈCE) AU COURS DE L'HOLOCÈNE



Matthieu GHILARDI¹, Matteo VACCHI², Andrés CURRÁS³, Sylvie MÜLLER CELKA⁴,
Thierry THEURILLAT⁵, Irene LEMOS⁶ & Kosmas PAVLOPOULOS⁷

RÉSUMÉ

Dans le cadre d'un programme de recherche pluridisciplinaire dirigé par le CNRS, en collaboration avec l'École suisse d'archéologie en Grèce (ESAG), l'École britannique d'archéologie d'Athènes, l'Université Harokopioi d'Athènes et l'Éphorie des Antiquités d'Eubée, différents sites d'occupation datant du Néolithique à la période antique, et localisés le long de la rive septentrionale du golfe sud-eubéen (Eubée, Grèce) ont été incorporés dans un programme d'étude géoarchéologique visant à reconstituer l'évolution globale des paysages au cours de l'Holocène, en lien avec l'histoire de l'occupation humaine. À ce titre, les sites de Lefkandi, d'Éréttrie, d'Amarynthos et du delta du Lilas ont plus particulièrement retenu l'attention en raison de leur importance archéologique et d'une occupation humaine très bien documentée. Les méthodes d'étude se sont fondées sur la réalisation de 26 carottages implantés dans des plaines littorales. Les analyses de laboratoire ont été les suivantes : l'identification malacologique et la granulométrie des dépôts ont permis de caractériser les paléoenvironnements, l'étude palynologique d'une séquence prélevée à Amarynthos, couvrant les périodes 5 500-4 300 et 1 100-850 av. J.-C., a permis de reconstituer l'histoire de la végétation au cours du Néolithique et au début de l'âge du Fer. Enfin la réalisation de 71 datations par le radiocarbone a facilité l'obtention de séquences chronostratigraphiques de référence pour chacun des sites étudiés. Les résultats permettent de i) reconstituer la mobilité latérale du trait de côte depuis le début de l'Holocène entre le delta du Lilas et Amarynthos, où des phases marquées de progradation du trait de côte sont enregistrées à la fin du IV^e/début du III^e millénaire, au début du I^{er} millénaire av. J.-C. et au cours de la période ottomane (XV^e-XIX^e siècles) alors qu'un phénomène très localisé d'incursion marine est enregistré à Éréttrie au cours du II^e millénaire avant notre ère, ii) proposer une courbe de remontée du niveau marin au cours des huit derniers millénaires en Égée centre-occidentale où la tectonique régionale contribue à un phénomène global de surrection des côtes du secteur attico-eubéen compensé localement par des phénomènes de subsidence et iii) restituer pour la première fois en contexte attico-eubéen l'histoire de la végétation en lien avec les activités d'origine anthropique depuis le Néolithique dans le secteur d'Amarynthos, mettant en évidence une forte emprise des sociétés agro-pastorales depuis au moins le Néolithique récent, jusqu'à l'époque Géométrique, dans un contexte de paysage forestier très ouvert.

Mots-clés : Géoarchéologie, Eubée, paléoenvironnements, palynologie, tectonique, Néolithique, âge du Bronze, début de l'âge du Fer, Antiquité, variations du niveau marin

ABSTRACT

GEOARCHAEOLOGY OF COASTAL LANDSCAPES ALONG THE SOUTH EUBOEA GULF (EUBOEA ISLAND, GREECE) DURING THE HOLOCENE

A joint geoarchaeological research programme developed by CNRS, together with the Swiss School of Archaeology in Greece, the British School at Athens, the Harokopioi University of Athens and the local archaeological services (Ephorate of Antiquities of Euboea), has endeavored to reconstruct the Holocene coastal landscape evolution in the vicinity of major archaeological sites along the southwest shoreline of Euboea Island (Greece), together with the history of human occupation. The sites of Lefkandi, Eretria, Amarynthos and the Lilas delta were selected for their rich archaeological record. During the work, 26 boreholes were drilled in the corresponding coastal plains. Laboratory analysis comprised the identification of mollusks and ostracods, together with granulometric analyses of the sediments, to characterize the different sedimentary environments. 71 radiocarbon dates provided a robust chronostratigraphic framework for the studied sites. In addition, a pollen sequence from Amarynthos was studied to reconstruct the vegetation history from ca. 5.500-4.300 (Neolithic times) and from 1.100-850 cal. BC (Early Iron Age). The results enable us to: (i) Reconstruct the Holocene shoreline migrations from the Lilas delta, in the north, to Amarynthos in the south. Three major phases of shoreline progradation are recorded at the end of the IVth/beginning of the IIIrd Millennium BC, at the beginning of the

¹ Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), UM34 AMU, CNRS UMR7330, IRD, Collège de France. Europôle de l'Arbois BP 80, FR-13545 AIX-EN-PROVENCE cedex 04. *Courriel* : ghilardi@cerege.fr

² University of Exeter, College of Life and Environmental Sciences, Department of Geography, Amory Building, Rennes Drive, EXETER UK-EX4 4RJ. *Courriel* : matteo.vacchi@gmail.com

³ Instituto de Ciencias del Patrimonio (Incipit), Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Avda. de Vigo s/n, ES-15705 SANTIAGO DE COMPOSTELA. *Courriel* : andrescurras@gmail.com

⁴ Archéorient UMR 5133 (Université de Lyon / CNRS UMR 5133), Maison de l'Orient et de la Méditerranée, 7 rue Raulin, FR-69365 LYON cedex 07. *Courriel* : sylvie.muller-celka@mom.fr

⁵ École suisse d'archéologie en Grèce, IASA, Université de Lausanne, CH-1015 LAUSANNE. *Courriel* : thierry.theurillat@unil.ch

⁶ Oxford University, School of Archaeology, 36 Beaumont St, OXFORD UK-OX1 2PG. *Courriel* : irene.lemos@classics.ox.ac.uk

⁷ Paris Sorbonne University Abu Dhabi, Département de géographie et d'aménagement, Al Reem Island, Abu Dhabi, P.O. UAE-38044 ABU DHABI. *Courriel* : kosmas.pavlopoulos@psuad.ac.ae

Ist Millennium BC and during the Ottoman period (XVth-XIXth Cent. AD), while a marine incursion occurred only in Eretria during the IInd millennium BC; ii) reconstruct the sea level curve for the last 8 millennia in the West-Central Aegean Sea. A significant role of local tectonic vertical movements (uplift) is evident, attested by the presence of several hiatuses in sedimentation; (iii) reconstruct for the first time the vegetation history in the surroundings of Amarnthos, from Neolithic times and Early Iron Age, within the broader South Aegean-Attica environmental context, which has never been achieved before. Human activities (grazing and cereal cultivation) are recorded since at least Late Neolithic times where an open landscape dominated until at least the Early Iron Age.

Keywords: Geoarchaeology, Euboea, paleoenvironments, pollen analyses, tectonics, Neolithic Times, Bronze Age, Early Iron Age, Antiquity, sea-level changes

1 - INTRODUCTION

Les études visant à reconstituer les dynamiques paléoenvironnementales et paysagères holocènes de l'île d'Eubée (Grèce centrale, fig. 1) se sont particulièrement développées au cours des trente dernières années pour tenter notamment de mieux apprécier la part des forçages d'origine naturelle et anthropique dans l'élaboration des paysages littoraux (Kambouroglou, 1989 ; Genre, 1989 et 1999 ; Ghilardi *et al.*, 2016). Certaines de ces recherches se sont plus particulièrement focalisées sur les rythmes de la remontée post-glaciaire du niveau moyen de la mer (Kambouroglou *et al.*, 1988 ; Kambouroglou, 1989 ; Stiros *et al.*, 1993 ; Maroukian *et al.*, 2001 ; Evelpidou *et al.*, 2012 ; Pavlopoulos, 2010 ; Pavlopoulos *et al.*, 2012), bien que le contexte tectonique actif de la zone sud-égéenne ne permette pas toujours de produire des reconstitutions homogènes et fiables (Pavlopoulos *et al.*, 2012 ; Vacchi *et al.*, 2014), à l'inverse de la Méditerranée occidentale (Vacchi *et al.*, 2016). La réalisation de carottages, associée à des analyses de laboratoire (sédimentologie et identification des mollusques et foraminifères) est devenue incontournable pour appréhender la mobilité des paysages dans le contexte archéologique attico-eubéen et a favorisé la reconstitution paléogéographique des espaces côtiers, principalement depuis le milieu de l'Holocène, permettant ainsi d'apprécier les variations latérales du trait de côte en lien avec des phénomènes de colmatage d'anciennes baies marines. Parmi les nombreux sites étudiés (fig. 1), il est possible de citer ceux de Kerinthos (Maroukian *et al.*, 2001), de Brauron (Triantaphyllou *et al.*, 2010), de la plaine de Marathon (Baeteman, 1985 ; Triantaphyllou *et al.*, 2003 ; Pavlopoulos *et al.*, 2006), d'Aulis (Ghilardi *et al.*, 2013), d'Amarnthos (Ghilardi *et al.*, 2012), d'Érétrie (Kambouroglou, 1989 ; Ghilardi *et al.*, 2014 et 2016) et de la baie de Palamari (île de Skyros ; Pavlopoulos *et al.*, 2010). Depuis les années 2000, une approche complémentaire a été privilégiée pour tenter de mieux appréhender la dynamique holocène des paysages de la région, en plus de l'étude de la mobilité spatio-temporelle du trait de côte, et concerne notamment la contribution des forçages hydro-climatiques et anthropiques dans l'élaboration des paysages. À ce titre, des reconstitutions de la végétation ont été proposées à partir de l'étude palynologique de sédiments provenant de carottes prélevées en Attique (Kouli *et al.*, 2009 ; Kouli, 2011) pour tenter d'apprécier les effets des changements climatiques holocènes et ceux des activités humaines sur le couvert végétal depuis le début de l'âge du Bronze (également appelé Helladique

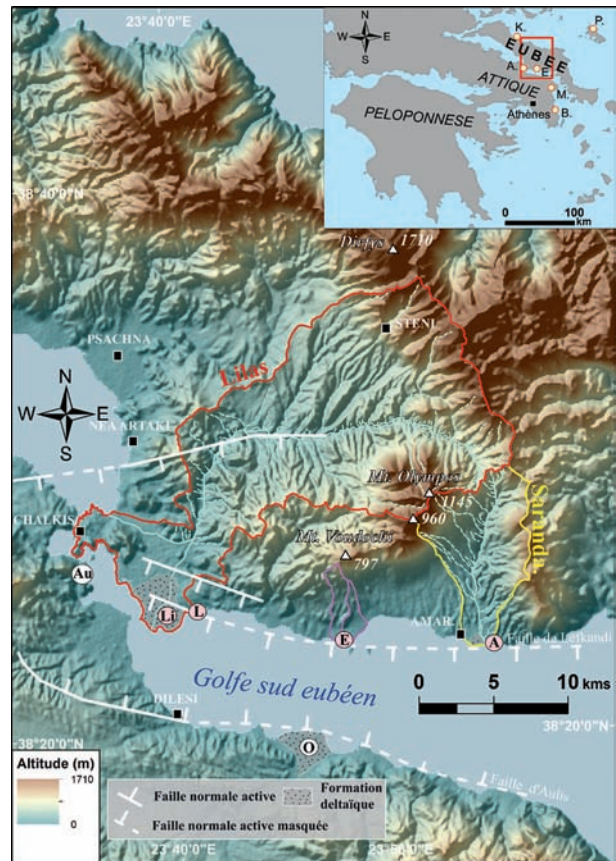


Fig. 1 : Carte de localisation des sites étudiés (cercles rouges), des sites mentionnés dans l'article (cercles blancs) et des principales failles normales actives du secteur attico-eubéen.

A : Amarnthos ; Au : Aulis ; E : Érétrie ; L : Lefkandi ; Li : delta du Lilas ; O : Oropos. Les carrés noirs représentent les localités modernes et les triangles indiquent les altitudes. Le bassin versant du Lilas est délimité par un trait rouge, celui du Sarandapotamos est figuré par un trait jaune alors que les bassins versants situés de part et d'autre de la colline de Kastelli (Érétrie) sont figurés en violet. Les données SRTM (résolution du pixel : 30 m de côté) ont permis de créer le modèle numérique de terrain. Dans le carton en haut à droite : A.: Aulis ; B.: Brauron ; E.: Érétrie ; K.: Kerinthos ; M.: Marathon ; P.: Palamari.

Fig. 1: Location map of the studied sites (red circles), other sites mentioned in the text (white circles) and main active fault lines of the Attica-Euboea area. A: Amarnthos ; Au: Aulis ; E: Eretria ; L: Lefkandi ; Li: Lilas delta; O: Oropos. Black squares indicate the location of the modern towns and the black triangles correspond to summits. The Lilas drainage basin limits are shown in red, Sarandapotamos River drainage basin limits are shown in yellow and the drainage basin limits near Eretria (situated on both sides of the Kastelli hill) are shown in purple. SRTM data (resolution: 30 m) were derived in order to build a Digital Elevation Model. Top right (locator map): A.: Aulis ; B.: Brauron ; E.: Eretria ; K.: Kerinthos ; M.: Marathon ; P.: Palamari

dans le contexte attico-eubéen). D'autres travaux se sont focalisés sur l'étude des dynamiques sédimentaires alluviales enregistrées dans des coupes stratigraphiques (Rust, 1978 ; Genre, 1999) ou dans des carottages prélevés en secteur deltaïque (Oropos en Attique ;

Gaki-Papanastassiou *et al.*, 2011 ; fig. 1) pour déterminer la part des forçages tectonique et hydro-sédimentaire sur l'évolution de ce type d'embouchure fluviale. Cependant, il n'existe pas de recherches de référence sur l'étude des rythmes holocènes de la mobilité du trait de côte le long de la rive nord du golfe sud-eubéen (malgré les résultats encourageants de Leontaris, 1974), alors que la rive sud a, pour sa part, livré des reconstitutions de référence (Pavlopoulos *et al.*, 2006 ; Triantaphyllou *et al.*, 2010). De plus, rares sont les travaux qui proposent des études à l'échelle de l'Holocène et qui associent plusieurs secteurs d'étude géoarchéologique dans un périmètre géographique – et archéologique – plus large. Le secteur compris entre les deltas du Lilas et du Sarandapotamos, se situe le long de la rive nord du golfe sud-eubéen (fig. 1), et a particulièrement retenu notre attention pour son riche potentiel géoarchéologique (fig. 2). À ce jour, seule la côte ionienne a fait l'objet d'une synthèse sur plusieurs aires deltaïques de Grèce, dont le but principal était de reconstituer les variations relatives du niveau moyen de la mer en lien avec les effets de la tectonique (Vött, 2007), sans confrontation directe avec les données de l'occupation humaine. Dans le cadre du présent article, l'objectif et l'ambition sont de reconstituer l'histoire des paysages dans un secteur très anciennement occupé de la seconde île de la mer Égée où les études intégrées paléopaysagères régionales sont rares.

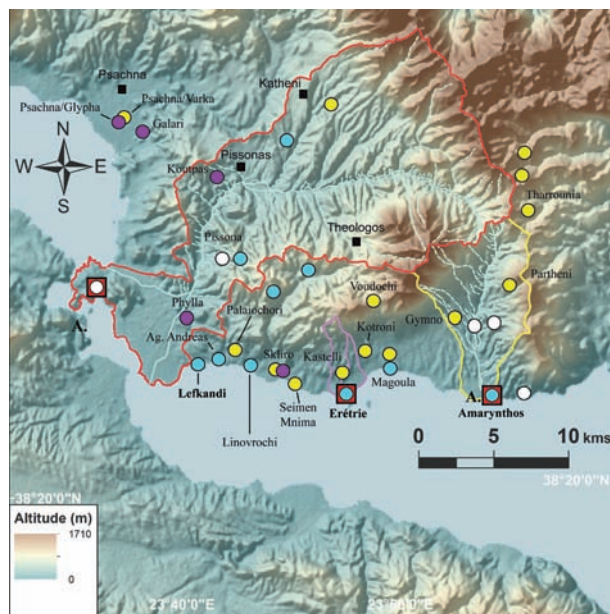


Fig. 2 : Carte de localisation des principaux sites archéologiques mentionnés dans le présent article (adapté de Sampson, 1981).

Cercles blancs : Néolithique ancien (6500-5800 av. J.-C.) ; cercles violets : Néolithique moyen (5 800-5 300 av. J.-C.) ; cercles jaunes : Néolithique récent (5300-4500 av. J.-C.) et/ou final (4 500-3 000 av. J.-C.) ; cercles bleus : Bronze ancien (3 000-2 000 av. J.-C.) et carrés rouges : site antique majeur ; A : sanctuaire d'Artémis.

Fig. 2: Location map of the main archaeological sites mentioned in the text (after Sampson, 1981). White circles: Early Neolithic (6 500-5 800 BC); purple circles: Mid Neolithic (5 800-5 300 cal. BC); yellow circles: Late (5 300-4 500 BC) to Final Neolithic (4 500-3 000 BC); blue circles: Early Bronze Age (3 000-2 000 BC); red squares: major site dated from Antiquity; A: Artemis Sanctuary.

2 - CONTEXTES GÉODYNAMIQUE, GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

D'un point de vue géodynamique, l'île d'Eubée se situe sur la sous-plaque égéenne et de précédentes recherches soulignent un phénomène constant de soulèvement tectonique des côtes septentrionale et orientale de l'île au cours de l'Holocène (Stiros *et al.*, 1992 ; Evelpidou *et al.*, 2012). Le secteur littoral compris entre les villes de Chalkis et d'Aliveri serait pour sa part subsident (Genre, 1999). Au nord et à l'est de l'Eubée, l'identification d'une première encoche marine soulevée située à + 0,70-1 m au-dessus du niveau moyen de la mer (datée vers 750-350 avant notre ère ; Stiros *et al.*, 1992), vient appuyer le constat d'un soulèvement général au cours de l'Holocène récent. Plus récemment (Evelpidou *et al.*, 2012), d'anciens niveaux marins exondés (présence de *Lithophaga lithophaga*) ont été reconnus au-dessus (à +1,7 et à +3,8 m au-dessus du niveau moyen de la mer –NMM) de celui identifié par Stiros *et al.* (1992) ; leur datation vers 2 200 (+1,7 m) et 5 200 (+3,8 m) cal. BP démontre ainsi un phénomène de soulèvement qui s'inscrit de manière continue à l'échelle de l'Holocène à l'est, à l'ouest et au nord de l'Eubée. Les informations chrono-stratigraphiques issues de carottages effectués dans la plaine de Marathon (Attique, fig. 1 ; Pavlopoulos *et al.* 2006) et à Kerinthos (NE Eubée, fig. 1 ; Maroukian *et al.*, 2001) mettent également en évidence un soulèvement général de la région attico-eubéenne au cours de l'Holocène récent, avec notamment, à Kerinthos, une surrection d'environ 5 m au cours des 5 000 dernières années (Maroukian *et al.*, 2001), concordant avec les résultats obtenus par Evelpidou *et al.* (2012), sur la datation des encoches marines soulevées. Le secteur eubéen méridional situé au sud de la ville de Chalkis est considéré comme relativement stable d'un point de vue néotectonique : la sismicité y est modérée (Drakopoulos *et al.*, 1984) et aucune encoche marine soulevée n'a encore été identifiée dans la partie méridionale de l'île. Des beachrocks immergés vers 4,1 m sous le niveau actuel de la mer à Érétrie, et datant de l'époque Helladique (Kambouroglou, 1989 et 1991 ; fig. 3B), laissent même suggérer un phénomène de subsidence (Genre, 1999). Deux failles normales actives et antithétiques (failles d'Aulis et de Lefkandi, fig. 1) de direction WNW-ESE délimitent de part et d'autre le golfe sud-eubéen (associées à la formation du bassin néogène) et leur évolution dépend grandement de l'activité tectonique de la région (Rondoyanni *et al.*, 2007 ; fig. 1). La faille de Lefkandi, d'une longueur d'environ 25 km, est notamment identifiée au niveau du coude que forme le fleuve Lilas dans sa plaine deltaïque (fig. 1 et 4) et passe probablement juste au nord du site de Lefkandi (fig. 1 et 4) puis se retrouve immergée au sud des sites d'Érétrie et d'Amarnythos (fig. 1 ; Rondoyanni *et al.*, 2007). Il est prouvé que l'activité de ces failles produit des mouvements de terrain et des phénomènes de liquéfaction au niveau du littoral (Galanopoulos 1955, Papazachos & Papazachou 1997 ; Rondoyanni *et al.*, 2007). De précédents travaux ont également démontré le rôle majeur de la subsidence locale dans la forma-

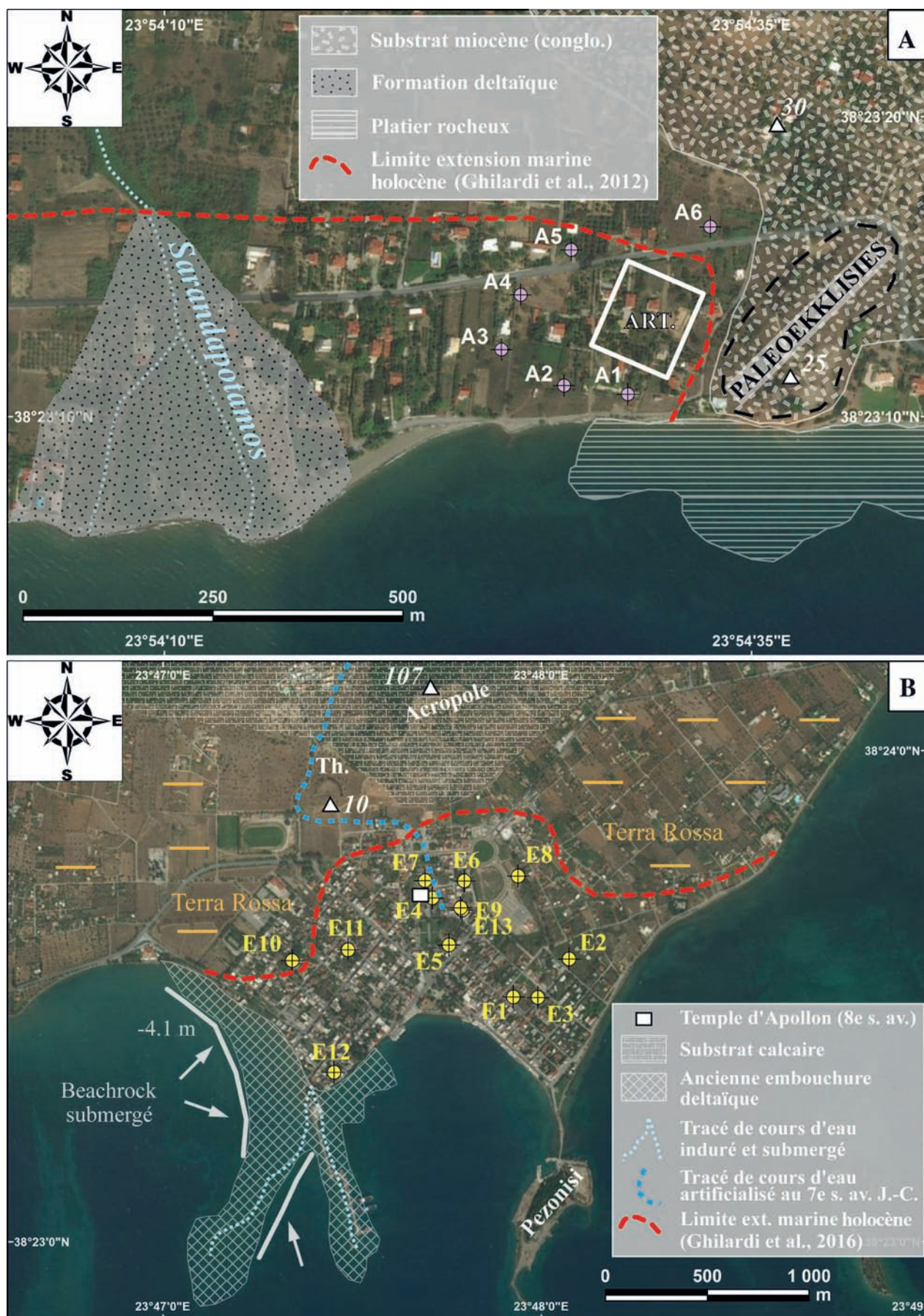


Fig. 3 : Carte de localisation des carottages et contextes géomorphologiques.

(A) Amarnthos. Art. : Sanctuaire d'Artémis à Amarnthos. (B) Érétrie. Th. : Théâtre. La position des beachrocks à Érétrie (3B) est issue de Kambouroglou (1989). Les triangles blancs indiquent les altitudes.

Fig. 3: Location map of the boreholes and local geomorphological context. (A) Amarnthos. Art.: Artemis Sanctuary at Amarnthos. (B) Eretria. Th. : Theater. The location of the submerged beachrocks at Eretria (3B) is based on Kambouroglou (1989). The white triangles show the elevation.



Fig. 4 : Carte de localisation des carottages et contexte géomorphologique dans le delta du Lilas et à Lefkandi (vignette en haut à droite).

Les tirets bleus localisent de possibles paléochenaux du Lilas.

Fig. 4: Location map and local geomorphological context of the Lilas Delta and at Lefkandi (top right). The blue dash line shows the potential position of the Lilas River paleochannels.

tion des plaines littorales le long de la faille de Lefkandi au cours de l'Holocène (Kambouroglou *et al.*, 1988 ; Kambouroglou, 1989 ; Genre, 1999) alors que les parties amont des bassins versants subissaient un soulèvement modéré (Genre, 1999). Ces phénomènes locaux, lents et modérés, ont favorisé le développement et l'épaississement des formations alluviales, édifiant par la suite les plaines littorales d'Amarynthos, d'Érétrie et du Lilas (Rust, 1978 ; Genre, 1999). À ce jour, aucune donnée de carottages n'a permis de corrélérer des phénomènes liés à la néotectonique dans ce secteur d'Eubée centrale avec la mobilité des paysages littoraux, alors que la côte ionienne de la Grèce a déjà livré des travaux significatifs sur la question (Vött, 2007). Le présent article compile des données déjà publiées (Ghilardi *et al.*, 2012, 2014 et 2016) et des informations inédites qu'apportent les carottages effectués sur l'ensemble des sites étudiés dans le but de pouvoir évaluer notamment les conséquences morphologiques des mouvements néotectoniques holocènes à travers les enregistrements sédimentaires.

3 - CONTEXTE DE L'OCCUPATION HUMAINE ET PRÉSENTATION ARCHÉOLOGIQUE DES SITES

L'Eubée compte parmi les régions les plus densément peuplées de Grèce au Néolithique, si l'on en juge par le nombre de sites recensés (près d'une centaine), particulièrement dans la partie centrale de l'île (Papaathanassopoulos, 1996). Ces données reposent toutefois

largement sur des prospections de surface (Theocharis, 1959 ; Sackett *et al.*, 1966 ; Sampson, 1980 et 1981) et seul un très petit nombre de sites a fait l'objet de fouilles systématiques. Selon ces données, l'Eubée n'a été habitée que sporadiquement au Néolithique ancien et moyen (du milieu du VII^e jusqu'au milieu du VI^e millénaire av. J.-C.). Le premier peuplement généralisé apparaît au Néolithique récent (env. 5 300-4 500 av. J.-C.) et il ne se densifie réellement qu'au Néolithique final (vers 4 500-3 200 av. J.-C. ; voir fig. 2 pour la répartition des sites).

Dans les plaines d'Érétrie et d'Amarynthos, les premières traces d'installation n'apparaissent qu'à la fin du Néolithique récent et concernent, dans le premier cas, surtout la frange littorale, comme l'attestent les sites de Magoula, environ 5 km à l'ouest d'Amarynthos (Sampson, 1981 ; fig. 2), et de Seïmen Mnima, environ 2 km à l'ouest d'Érétrie (Sampson, 1981 et 1993 ; fig. 2). La colline littorale d'Amarynthos (aussi nommée Palaiochora ou Palaioekklisies ; fig. 3A), dont la partie supérieure est un imposant tell de l'âge du Bronze, est aussi répertoriée comme un site du Néolithique récent et final par divers auteurs (dont Sampson, 1981) mais cette datation ne repose que sur quelques tessons de surface signalés anciennement (Sackett *et al.*, 1966). Les fouilles de la colline, en tout cas, n'ont rien livré d'antérieur à l'Helladique ancien (Parlama, 1979 ; Sapouna-Sakellari, 1988-1989). Clairement, les sites néolithiques de la région d'Amarynthos se trouvent donc principalement dans l'arrière-pays, sur les contreforts du mont Olympos, le long d'un passage naturel vers la côte nord de l'Eubée,

dans lequel s'échelonnent une demi-douzaine de sites du Néolithique ancien, récent et final. Le site de Tharrounia, situé vers 450 m d'altitude au nord-est d'Amarynthos (fig. 2), offre un bon exemple de ces sites de l'intérieur de l'île. Il est composé d'une part d'un plateau rocheux où se trouvent des habitations et un cimetière du Néolithique final, d'autre part de la grotte de Skoteini, occupée durant le Néolithique récent et final (Sampson, 1992 et 1993). Cette cavité a été utilisée, entre autres, pour le stockage de denrées alimentaires. Ainsi, plus de 700 *pithoi* (grands récipients de stockage) y ont été découverts, datant principalement de la seconde partie du Néolithique récent (première moitié du V^e millénaire av. J.-C.), ce qui peut indiquer la présence d'importants surplus à cette période. Les restes végétaux montrent la prédominance d'espèces variées de céréales et de légumineuses cultivées. Les restes faunistiques correspondent à une économie axée sur l'élevage : ils consistent surtout en déchets de consommation composés à 90 % d'espèces domestiques, essentiellement des ovi-caprinés. À Éréttrie, seul le sommet de la colline de Kastelli, au pied du mont Voudochi, est habité de la fin du Néolithique récent jusqu'à l'Helladique ancien I, et ce n'est qu'à cette dernière période qu'un village se développe également dans la plaine.

Le schéma d'implantation de l'occupation humaine ne change pas au début de l'âge du Bronze (fig. 2) : les sites du Néolithique final continuent en général à être habités à l'Helladique ancien I, y compris les rares sites littoraux, comme c'est le cas de Magoula et peut-être de Seïmen Mnima (les couches les plus profondes n'ont pas pu être atteintes par la fouille car situées sous le niveau marin actuel). Quelques nouveaux sites apparaissent, dont celui d'Éréttrie (Sampson, 1981 ; Müller Celka *et al.*, 2013), localisé dans la région du temple d'Apollon qui se trouvait alors sur le trait de côte (Ghilardi *et al.*, 2014 et 2016). Ce n'est toutefois qu'à partir de l'Helladique ancien II (vers 2 600-2 200 av. J.-C.) que les sites littoraux prennent de l'importance, comme l'illustrent bien Amarynthos, Magoula et Éréttrie, et que de nouveaux sites s'implantent sur la côte nord du golfe eubéen. Le tell côtier de Lefkandi, site majeur de la protohistoire eubéenne, n'apparaît que dans la seconde partie de la période, après le milieu du III^e millénaire av. J.-C. (Popham & Sackett, 1968). De manière concomitante, les sites de l'arrière-pays déclinent ou disparaissent. Seuls les sites côtiers installés sur des hauteurs survivront jusqu'à la fin de l'âge du Bronze, et au-delà dans le I^{er} millénaire, comme c'est le cas de Lefkandi (Lemos, 2012) et d'Amarynthos (Sapouna-Sakellarakis, 1988-1989), alors que Magoula et Éréttrie, disparaissent dès le début du Bronze moyen (Sapouna-Sakellarakis, 1988-1989, Müller Celka, 2010). L'occupation des deux principaux sites mycéniens, Lefkandi et Amarynthos, se poursuit sans solution de continuité au début du I^{er} millénaire av. J.-C., tandis qu'à Chalkis et à Éréttrie, les vestiges de cette époque sont peu nombreux, voire inexistantes dans le second cas. Il faut attendre le IX^e s. pour observer une occupation pérenne sur ces deux sites dont l'importance supplantera celle de Lefkandi et Amarynthos, et qui joueront au VIII^e s. un rôle actif

dans la fondation de colonies autour de la Méditerranée (Verdan 2010). À Éréttrie, un habitat discontinu se développe alors dans la plaine alluviale, du pied de l'acropole jusqu'au rivage, dans un paysage fortement marqué par les crues épisodiques et les étendues marécageuses et lagunaires, que les Érétriens s'appliqueront à drainer au cours des siècles suivants (Ghilardi *et al.*, 2016). La cité voisine de Chalkis est mal connue à cette époque, hormis son implication dans la « guerre lélantine » qui selon diverses traditions l'oppose au VII^e s. à Éréttrie pour la possession de la fertile plaine baignée par le Lilas (Thucydides 1.15.3). À Amarynthos, de profondes mutations sont à l'œuvre puisque l'habitat mycénien sur le tell est abandonné alors qu'au pied de la colline prend forme un lieu de culte dédié à Artémis, dont l'importance ne cessera de croître (Ghilardi *et al.*, 2013 ; Fachard *et al.*, 2017). L'Artémision se développe sur la rive orientale de l'ancienne baie préhistorique alors transformée en marais littoraux, dans un paysage caractéristique des sanctuaires d'Artémis, qui s'égrènent sur les rives du golfe eubéen à Aulis, Brauron et Halai.

4 - MÉTHODES

Les méthodes d'acquisition ont reposé sur la réalisation de 26 carottages (fig. 3 et 4, tab. 1) répartis sur les sites d'Amarynthos (6), d'Éréttrie (12), de Lefkandi (2) et du delta du Lilas (6). L'équipement utilisé est un carottier à percussion de type Cobra TT avec extracteur hydraulique permettant d'obtenir des sections d'1 m de longueur et de 5 cm de diamètre. La profondeur maximale atteinte est de 8,40 m. L'ensemble des carottages a été précisément nivelé au théodolite et par le raccordement aux bornes géodésiques grecques (HMGS 80-EGSA87). Les carottes ont ensuite été exportées vers la France pour être analysées au CEREGE (Aix-en-Provence).

4.1 - ANALYSES MICROPALÉONTOLOGIQUES ET MALACOLOGIQUES

L'ensemble des carottages réalisés a fait l'objet d'identification d'ostracodes et de mollusques. Les sédiments ont donné lieu à un échantillonnage systématique tous les 5 cm. Après un premier tamisage par voie humide (400 µm) et une mise à l'étuve (40°C), le résidu organique coquillier a ensuite été isolé des sédiments pour en déterminer les différentes espèces et en préciser les environnements. Ces identifications ont été réalisées grâce à un microscope Leica (CEREGE) et sont fondées sur les assemblages malacologiques de référence en Méditerranée, où les groupes écologiques sont bien définis (Péres & Picard, 1964 ; Péres, 1982).

4.2 - SÉDIMENTOLOGIE-GRANULOMÉTRIE

Les analyses granulométriques ont été effectuées au CEREGE (laboratoire de sédimentologie). Pour les échantillons supérieurs à 2 mm, des tamisages mécaniques par voie humide ont été réalisés de manière à

Site	Carottage	Latitude (WGS 84)	Longitude (WGS 84)	Profondeur (m)	Altitude (m)	Erreur $\pm$ (cm)
Amarynthos	A1 ¹	N 38°23'10.69"	E 23°54'27.85"	5,25	1,92	10
	A2 ¹	N 38°23'11.01"	E 23°54'24.78"	5,25	0,91	10
	A3 ¹	N 38°23'12.31"	E 23°54'23.68"	5,25	1,52	10
	A4 ¹	N 38°23'14.25"	E 23°54'25.33"	4,20	2,44	10
	A5	N 38°23'15.55"	E 23°54'27.30"	7,35	4,19	10
	A6	N 38°23'16.33"	E 23°54'33.23"	3,15	3,95	10
Erétrie	E1 ^{2,3}	N 38°23'30.09"	E 23°47'55.89"	5,25	1,52	5
	E2 ^{2,3}	N 38°23'35.06"	E 23°48'4.74"	3,15	0,95	2
	E3 ³	N 38°23'29.84"	E 23°47'59.46"	3,15	1,45	1
	E4 ^{2,3}	N 38°23'42.07"	E 23°47'42.60"	5,25	2,05	5
	E5 ^{2,3}	N 38°23'36.52"	E 23°47'45.51"	4,20	1,6	10
	E6 ^{2,3}	N 38°23'44.13"	E 23°47'48.12"	5,25	1,71	5
	E7 ³	N 38°23'44.12"	E 23°47'41.54"	4,20	2,12	1
	E8 ³	N 38°23'44.69"	E 23°47'56.29"	8,40	1,06	1
	E9 ³	N 38°23'40.54"	E 23°47'47.42"	3,15	1,63	1
	E10 ³	N 38°23'35.38"	E 23°47'20.99"	4,20	1,77	1
	E11 ³	N 38°23'35.67"	E 23°47'29.36"	3,15	2,35	1
	E12 ³	N 38°23'20.68"	E 23°47'27.13"	2,10	1,49	1
Lefkandi	Lefkandi 1	N 38°24'36.20"	E 23°41'1.80"	3,15	0,68	20
	Lefkandi 2	N 38°24'36.13"	E 23°41'2.50"	4,21	0,65	20
Delta Lilas	Lilas 1	N 38°24'06.4"	E 23°39'26.4"	3,00	1,7	50
	Lilas 2	N 38°24'09.9"	E 23°39'21.9"	3,12	1,4	50
	Lilas 3	N 38°24'13.72"	E 23°39'7.7"	2,40	2	50
	Lilas 4	N 38°24'34.24"	E 23°39'13.28"	3,20	4,7	50
	Lilas 5	N 38°24'20.16"	E 23°39'7.2"	4,80	2,8	50
	Lilas 6	N 38°24'43.21"	E 23°40'17.96"	3,21	1,15	25

Tab. 1 : Coordonnées géographiques des carottages présentés dans cet article.

La référence altimétrique est le système grec de nivellement. ^{1,2,3} indiquent que les carottages ont été respectivement présentés dans Ghilardi *et al.* (2012 ; 2014 ; 2016).

Tab. 1: Geographic coordinates of the boreholes detailed in the text. The altimetric reference is based on the Greek geodetic system. ^{1,2,3} indicate information derived from boreholes already published in Ghilardi *et al.* (2012; 2014; 2016, respectively).

obtenir le pourcentage de chaque classe granulométrique ; les carottages prélevés à Amarynthos et à Éréttrie sont particulièrement concernés. Pour les échantillons dont les éléments ont une taille inférieure à 2 mm, une analyse en diffraction laser a été effectuée grâce à un granulomètre laser Beckman Coulter LS 13 320 ; la méthode est décrite dans Ghilardi *et al.* (2014).

4.3 - PALYNOLOGIE

Trente-huit échantillons ont été prélevés dans le seul carottage Amarynthos 5 puis traités suivant le protocole habituel de préparation : traitements à l'HCl, tamisage à 200 μ m, traitements à l'HF, KOH, acétolyse et montage dans une solution de glycérine (Fægri & Iversen, 1989). Le pollen et les « Non pollen Palynomorphs » (NPP) ont été comptés puis identifiés à un grossissement x400 en se référant aux bases de données existantes (Reille, 1992, 1998 ; van Geel, 2001). La détermination des pollens de céréales a été effectuée d'après Andersen (1979). Parmi les trente-huit échantillons analysés, seulement vingt-huit (situés entre 7,20 et 5,20 m puis entre 3,85 m et 3,55 m de profondeur) présentaient une bonne préservation du pollen afin de réaliser une détermination. Il est également important de noter qu'entre 4,20 et 5,20 m de profondeur, la présence de sables moyens n'a pas permis la conservation du pollen.

Un diagramme pollinique a été produit. Le calcul des pourcentages a été effectué sur la base d'une somme pollinique en excluant les spores et les pollens de taxons hygrophiles. La valeur totale de la concentration pollinique, exprimée en grains de pollen par gramme de sédiment, a été calculée sur la base d'un nombre connu introduit de spores de *Lycopodium clavatum* (Stockmarr, 1971). Des palynozones ont été identifiées sur la base du *Constrained Incremental Sum of Squares Cluster Analysis* -CONISS (Grimm, 1987). Les activités agropastorales et les perturbations d'origine anthropique ont été évaluées d'après la présence de taxons d'écologie nitrophile, apophytique et coprophile (Behre, 1981 ; van Geel, 2001).

4.4 - DATATIONS PAR LE RADIOCARBONE

Soixante-et-onze échantillons de matière organique, de restes végétaux, de charbons et de coquilles ont été prélevés (tab. 2) et ont fait l'objet d'un envoi aux laboratoires de Poznań (Pologne) et à Beta Analytic (États-Unis) pour datation par le radiocarbone. Les résultats ont ensuite été calibrés grâce au logiciel Calib 7.1 en utilisant les courbes de calibration Intcal13 et Marine13 (Reimer *et al.*, 2013). Concernant l'effet réservoir marin, une correction $\Delta R = 148 \pm 40$ a été appliquée (Reimer & McCormac, 2002) même si l'appréciation du paléo-effet réservoir

Site	Carottage	Profondeur (en m)	le par rapport au niveau	Type de matériel	BP	Error ±	cal. 2	Error ±	Code laboratoire
Amarynthos	A1	2,54	-0,62	Coquille (<i>Ostraea sp.</i>)	3220	30	1030-780 BC	2968	Beta-297625 ¹
	A2	2,31	-1,40	Coquille (<i>Bolinus brandaris</i>)	4600	40	2870-2470 BC	4804	Beta-297624 ¹
	A2	2,32	-1,41	Matière organique	3750	35	2284-2036 BC	4233	Poz-52645 ¹
	A2	3,25	-2,34	Coquille (<i>Bittium reticulatum</i>)	5410	40	3889-3569 BC	5746	Poz-47375 ¹
	A2	4,31	-3,40	Coquille (<i>Loripes lacteus</i>)	5030	35	3468-3079 BC	5318	Poz-47339 ¹
	A3	2,18	-0,66	Charbon	2705	35	915-804 BC	2862	Poz-47949 ¹
	A3	2,22	-0,70	Charbon	2555	35	805-546 BC	2753	Poz-47951 ¹
	A3	2,49	-0,97	Charbon	3885	35	2470-2214 BC	4419	Poz-52892 ¹
	A3	2,63	-1,11	Coquille (<i>Bolinus brandaris</i>)	4390	40	2570-2190 BC	4504	Beta-297623 ¹
	A4	3,85	-1,41	Débris de plante	2570	35	809-552 BC	2759	Poz-52642 ¹
	A4	3,97	-1,53	Charbon	2995	30	1372-1128 BC	3324	Poz-46525 ¹
	A4	4,05	-1,61	Débris de plante	2915	30	1213-1012 BC	3158	Poz-52644 ¹
	A4	4,20	-1,76	Charbon	3365	35	1743-1535 BC	3694	Poz-46524 ¹
	A5	3,69	0,50	Débris de plante	2765	30	996-834 BC	2943	Poz-67953
	A5	4,61	-0,42	Charbon	5100	40	3973-3797 BC	5921	Poz-67954
	A5	5,30	-1,11	Débris de plante	5560	40	4462-4338 BC	6410	Poz-66001
	A5	5,6	-1,41	Tourbe	5630	40	4538-4365 BC	6487	Poz-67956
	A5	5,75	-1,56	Débris de plante	5750	40	4701-4501 BC	6650	Poz-67958
	A5	6,18	-1,99	Débris de plante	6040	40	5047-4836 BC	6996	Poz-68170
	A5	6,26	-2,07	Charbon	6270	40	5325-5076 BC	7273	Poz-67959
	A5	6,73	-2,54	Charbon	6060	40	5195-4842 BC	7142	Poz-67960
	A5	6,78	-2,59	Charbon	6180	40	5286-5002 BC	7233	Poz-67962
Erétrie	E1	1,77	-0,25	Débris de plante	335	30	1474-1641 AD	476	Poz-49054 ^{2,3}
	E1	1,83	-0,31	Débris de plante	255	30	1521-1675 AD	429	Poz-49055 ^{2,3}
	E1	3,49	-1,98	Coquille (<i>Conus mediterraneus</i>)	3315	35	1270-856 BC	3127	Poz-49057 ^{2,3}
	E2	2,10	-1,15	Coquille (<i>Bittium reticulatum</i>)	3290	35	1238-832 BC	3976	Poz-49056 ^{2,3}
	E3	1,91	-0,46	Coquille (<i>Bittium reticulatum</i>)	2565	30	229-35 BC	2208	Poz-70226 ³
	E3	2,38	-0,93	Coquille (<i>Cerithium vulgatum</i>)	3380	35	1231-1031 BC	3200	Poz-70225 ³
	E4	2,56	-0,51	Débris de plante	3250	35	1613-1445 BC	3563	Poz-49053 ^{2,3}
	E4	2,90	-0,85	Débris de plante	3365	35	1743-1535 BC	3694	Poz-49622 ^{2,3}
	E4	3,08	-1,03	Débris de plante	4230	35	2911-2695 BC	4860	Poz-49623 ^{2,3}
	E5	2,60	-1,00	Coquille (<i>Nassarius reticulatus</i>)	4065	35	2198-1771 BC	4065	Poz-49044 ^{2,3}
	E5	2,95	-1,35	Coquille (<i>Cerithium vulgatum</i>)	4840	40	3281-2863 BC	5116	Poz-49045 ^{2,3}
	E6	2,00	-0,30	Débris de plante	3375	35	1750-1605 BC	3701	Poz-49617 ^{2,3}
	E6	2,45	-0,75	Débris de plante	3260	30	1616-1454 BC	3565	Poz-49621 ^{2,3}
	E6	2,88	-1,18	Débris de plante	4050	35	2677-2473 BC	4787	Poz-49618 ^{2,3}
	E6	2,94	-1,24	Débris de plante	3935	35	2496-2299 BC	4513	Poz-49619 ^{2,3}
	E6	3,03	-1,33	Débris de plante	4410	35	3115-2915 BC	5267	Poz-49620 ^{2,3}
	E6	3,60	-1,90	Coquille (<i>Tricola speciosa</i>)	5400	40	3897-3536 BC	5734	Poz-49050 ^{2,3}
	E6	5,25	-3,55	Coquille (<i>Donacilla cornea</i>)	5660	35	4194-3791 BC	6020	Poz-49051 ^{2,3}
	E7	3,83	-1,71	Charbon	4170	35	2886-2629 BC	4833	Poz-70522 ³
	E7	4,00	-1,88	Débris de plante	4050	35	2839-2473 BC	4787	Poz-70520 ³
	E7	4,20	-2,08	Débris de plante	4080	35	2861-2491 BC	4809	Poz-70521 ³
	E8	4,09	-3,03	Matière organique	4775	35	3643-3515 BC	5592	Poz-64484 ³
	E8	5,28	-4,22	Coquille (<i>Donacilla cornea</i>)	5680	40	4155-3911 BC	6198	Poz-64318 ³
	E8	6,38	-5,32	Coquille (<i>Cerithium vulgatum</i>)	6730	40	5300-5058 BC	7356	Poz-64315 ³
	E8	7,05	-5,99	Coquille (<i>Loripes lacteus</i>)	6190	40	4677-4442 BC	6736	Poz-64317 ³
	E8	7,86	-6,80	Coquille (<i>Loripes lacteus</i>)	6920	40	5469-5294 BC	7512	Poz-64313 ³
	E8	8,05	-6,99	Coquille (<i>Loripes lacteus</i>)	6830	40	5407-5202 BC	7422	Poz-64319 ³
	E8	8,27	-7,21	Coquille (<i>Nassarius reticulatus</i>)	9550	50	8488-8217 BC	10548	Poz-64312 ³
	E9	1,55	0,08	Charbon	2225	35	382-203 BC	2330	Poz-70548 ³
	E9	1,74	-0,11	Charbon	2340	30	491-366 BC	2455	Poz-73699 ³
	E9	1,83	-0,20	Charbon	2410	35	748-398 BC	2697	Poz-70549 ³
	E9	2,48	-0,85	Coquille (<i>Bittium reticulatum</i>)	4890	35	3332-2903 BC	5197	Poz-73940 ³
	E9	2,97	-1,34	Coquille (<i>Rissoa ventricosa</i>)	5000	40	3497-3012 BC	5297	Poz-73941 ³
	E10	1,21	0,56	Charbon	2360	35	483-392 BC	2672	Poz-70547 ³
	E11	1,44	0,91	Coquille (<i>Gibbula sp.</i>)	2930	30	728-522 BC	2774	Poz-70227 ³
	E11	1,95	0,40	Coquille (<i>Mangelia sp.</i>)	3470	35	1367-1175 BC	3440	Poz-70228 ³
Lefkandi	Lefkandi 2	1,95	-1,30	Débris de plante	1210	30	695-891 AD	1255	Poz-66312
	Lefkandi 2	2,35	-1,70	Coquille (<i>Cerithium vulgatum</i>)	5865	30	4335-4132 BC	6256	Poz-66213
	Lefkandi 2	2,40	-1,75	Coquille (<i>Nassarius reticulatus</i>)	5960	180	4735-3934 BC	6249	Poz-66098
	Lefkandi 2	2,45	-1,80	Coquille (<i>Gibbula sp.</i>)	5855	30	4396-4164 BC	6249	Poz-67169
	Lefkandi 2	3,09	-2,44	Débris de plante	7160	120	6252-5754 BC	8276	Poz-66508
Delta du Lilas	Lilas 2	1,70	-0,30	Coquille (<i>Nassarius reticulatus</i>)	970	30	1356-1512 AD	526	Beta-297626
	Lilas 2	1,87	-0,47	Coquille (<i>Donacilla cornea</i>)	900	30	1429-1590 AD	481	Beta-297627
	Lilas 3	1,85	-0,25	Coquille (<i>Bittium reticulatum</i>)	700	30	1580-1815 AD	286	Beta-297632
	Lilas 3	2,55	-0,95	Coquille (<i>Bittium reticulatum</i>)	1160	30	1240-1395 AD	663	Beta-297633
	Lilas 6	1,61	-0,63	Débris de plante	1355	30	632-710 AD	1318	Poz-78945
	Lilas 6	1,81	-0,83	Débris de plante	1795	30	132-328 AD	1818	Poz-78946
	Lilas 6	1,83	-0,85	Charbon	1730	30	243-386 AD	1707	Poz-78947
	Lilas 6	2,63	-1,65	Sédiment organique	2315	35	230-431 BC	2423	Poz-78949

Tab. 2 : Résultats des datations par le radiocarbone.

71 échantillons sont ici présentés et ceux indiqués par : ^{1, 2, 3} indiquent que les carottages ont été respectivement présentés dans Ghilardi *et al.* (2012 ; 2014 ; 2016).

Tab. 2: Radiocarbon dating results. 71 samples are presented here. Dates indicated by ^{1, 2, 3} are published in Ghilardi *et al.* (2012; 2014; 2016, respectively).

marin reste très difficile à estimer en raison de la diversité d'environnements et de la variabilité du degré de salinité au cours de l'Holocène (Vött, 2007 ; Sabatier *et al.*, 2010).

5 - RÉSULTATS

5.1 - STRATIGRAPHIE GÉNÉRALE ET IDENTIFICATION DES PALÉOENVIRONNEMENTS PAR SITE

5.1.1 - Amarynthos

La réalisation de six carottages à l'est de la plaine deltaïque du Sarandapotamos (fig. 3A) a permis d'identifier 6 unités sédimentaires depuis la base vers le sommet. Une partie des résultats chronostratigraphiques (carottages A1 à A4) a été présentée dans Ghilardi *et al.* (2012) et deux carottages (A5 et A6) contiennent des données non publiées à ce jour (fig. 5).

L'unité basale PT1, uniquement identifiée dans le carottage A5 entre 6,75 et 7,50 m de profondeur, est constituée d'argiles de couleur gris orangée et d'un banc de

graviers de taille centimétrique intercalé vers 6,90 m de profondeur. Une datation par le radiocarbone réalisée à la transition avec l'unité P1, située au-dessus, révèle un âge de 5 195-4 842 cal. BC. Les caractéristiques granulométriques indiquent que PT1 est exclusivement associé à des dynamiques continentales de faible énergie (dépôts de bas de pente se déposant dans un environnement palustre), datant au moins du VI^e millénaire avant notre ère.

La deuxième unité, P1, est également identifiée uniquement dans le carottage A5 et est constituée d'argiles grises très riches en charbons de taille millimétrique. La datation par le radiocarbone de la partie inférieure indique un âge de 5 195-4 842 cal. BC, tandis que la partie supérieure (transition avec unité M1) indique un âge de 4 462-4 338 cal. BC. Il est également intéressant de relever que la partie supérieure de P1 est constituée d'un niveau tourbeux situé entre 5,85 et 5,45 m de profondeur. La partie centrale de ce niveau très riche en matière organique est datée de 4 538-4 365 cal. BC et la partie sommitale de 4 462-4 338 cal. BC. Les caractéristiques sédimentologiques et les données palynologiques (cf.

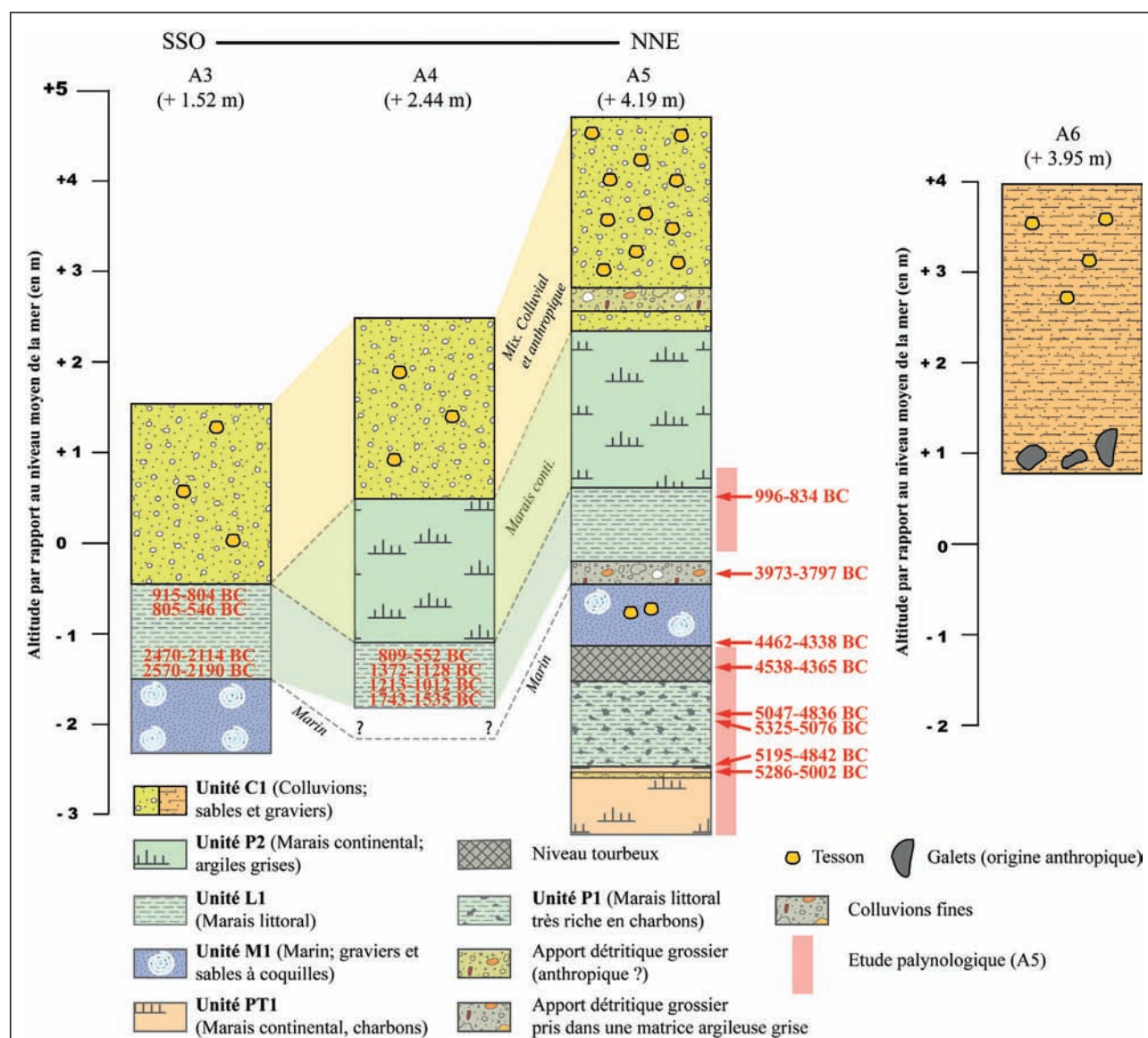


Fig. 5 : Profil chronostratigraphique et corrélation par faciès pour les carottages A3, A4, A5 et A6 à Amarynthos.

Fig. 5: Chronostratigraphic core profiles and correlation based on facies identification for cores A3, A4, A5 and A6 at Amarynthos.

section 5.2) démontrent clairement la présence d'un environnement palustre d'origine continentale ayant prédominé dans le secteur entre ~5 000 et 4 400 avant notre ère.

La troisième unité M1, située au-dessus de P1, est épaisse d'environ 70 cm (entre 5,30 et 4,60 m de profondeur) dans le carottage A5 tandis qu'elle constitue la base des carottages A1, A2 et A3, la puissance de cette strate n'a donc pu être totalement révélée pour ces trois carottages mais elle oscille entre 2,35 m (A1) et 1,50 m (A2 et A3 ; Ghilardi *et al.*, 2012). Il est important de distinguer la stratigraphie du carottage A5 des autres prélèvements. En effet, M1 est généralement constituée de dépôts hétérométriques, composés de sables grossiers, de graviers anguleux et de galets roulés dans les carottages A1, A2 et A3, tandis que des sables argileux prédominent dans A5. L'identification malacologique révèle la présence de gastéropodes marins de type *Bittium reticulatum* et de fragments de *Loripes lacteus* (carottage A2) dont la datation par le radiocarbone indique un âge de 3 468-3 079 cal. BC (Ghilardi *et al.*, 2012). Cependant, il faut noter le faible nombre d'individus retrouvés et seuls des gastéropodes de petite taille ont pu être récupérés intacts. Dans A5, l'unité M1 (60 cm d'épaisseur) peut être subdivisée en 2 sous-unités : à la base et au sommet des sables gris moyens homogènes sont présents avec au centre une intercalation argileuse où des tessons de couleur orangée sont identifiés. Une datation par le radiocarbone dans la partie supérieure de M1 du carottage A5 (dépôts sableux gris) indique un âge de 3 973-3 797 cal. BC, ce qui est cohérent avec les résultats obtenus pour les autres carottages, en particulier pour A2 (Ghilardi *et al.*, 2012). Il est intéressant de révéler que pour A5, la partie supérieure de M1 est tronquée par des apports hétérométriques (sables et graviers) de couleur jaune qui précèdent un apport de galets émoussés de taille pluricentrimétrique dans des argiles limoneuses de couleur grise. M1 correspond à un environnement marin de forte énergie dans les carottages A1, A2 et A3 (et de moindre énergie pour A5) qui a occupé le secteur entre la colline de Palaioekklisies et l'embouchure actuelle du Sarandapotamos (transgression marine) entre ~ 4 500 et 2 600 avant notre ère, avec un maximum de l'incursion marine, observé entre ~ 4 400 et 4 000 avant notre ère (carottage A5).

La quatrième unité, L1, est identifiée dans tous les carottages, à l'exception d'A6. Elle présente la même épaisseur, environ 1 m, et est composée d'argiles grises homogènes. L'identification malacologique révèle la présence ponctuelle de fragments de bivalves lagunaires de type *Cerastoderma glaucum* et *Abra segmentum* et de gastéropodes de type *Bolinus brandaris* au sommet de L1 (Ghilardi *et al.*, 2012). Dans ce dernier cas, une possible origine anthropique n'est pas à exclure pour expliquer sa présence (exploitation du pourpre issu du *Bolinus brandaris*). L1 correspond à un environnement lagunaire, situé assez proche de la mer, et dont l'existence peut être datée entre ~2 600 et 850 avant notre ère. La formation de cette lagune est à mettre en relation avec une progradation deltaïque du Sarandapotamos initiée entre le début et le milieu du III^e millénaire avant notre ère et qui a progressivement isolé une baie marine par la

suite transformée en milieu saumâtre confiné par isolement derrière des cordons littoraux.

La cinquième unité, P2, est située au-dessus de L1 et est identifiée dans tous les carottages, à l'exception d'A3 et d'A6. Elle est constituée d'argiles grises et marron clair des traces d'oxydation correspondant à des racines y sont également observées. Les études de malacofaune indiquent la présence de gastéropodes continentaux : *Planorbis* sp. et *Helicella* sp. P2 correspond à un environnement palustre continental où l'énergie de dépôt est très calme et qui semble asséché pendant une partie de l'année. Les datations par le radiocarbone réalisées à la transition entre L1 et P2 indiquent un âge de 915-804 cal. BC (A3), 809-552 cal. BC (A4) et de 996-834 cal. BC (A5). C'est d'ailleurs à partir de la date de 850 avant notre ère que des vestiges archéologiques ont été identifiés dans la plaine, englobant l'époque Géométrique ainsi que l'Arémision de l'époque Classique (Fachard *et al.*, 2017).

La sixième unité (C1) est observée dans tous les carottages, sur les 2 à 3 premiers mètres : il s'agit de dépôts de couleur marron orangé, composés de sables grossiers et de graviers de taille plurimillimétrique. Des fragments de tessons de couleur orangée sont retrouvés (datés du v^e siècle av. J.-C.) de manière continue entre la surface et 1,50 m de profondeur dans le carottage A5 tandis que l'on en retrouve jusqu'à 3,15 m de profondeur dans le carottage A6. Ce dernier présente une stratigraphie légèrement différente des autres sondages, avec l'omniprésence d'argiles rouges et la faible quantité de sables et graviers suggérant un éloignement par rapport au Sarandapotamos. Il est intéressant de noter qu'à la base du carottage A6, de larges galets anguleux de roche verte et des fragments de quartz sont retrouvés dans une matrice d'argile rouge où des inclusions millimétriques de tessons de poterie sont visibles. Une origine anthropique de ces galets doit être envisagée et, au vu de la profondeur à laquelle ils ont été retrouvés, un âge antique est tout à fait envisageable. Il apparaît évident que A6 a principalement enregistré des dépôts de bas de pente et a été protégé de toute influence marine, palustre, lagunaire ou fluviale.

5.1.2 - Érétrie

Douze carottages ont été réalisés dans la plaine qui abrite la ville moderne d'Érétrie (fig. 3B). Certains ont déjà été présentés (Ghilardi *et al.*, 2014 et 2016) tandis que les plus longues séquences et celles obtenues au centre ont été partiellement détaillées. Neuf unités sédimentaires ont pu être définies grâce à l'identification malacologique et aux analyses de granulométrie (fig. 6 et 7).

La première unité PT2, uniquement identifiée dans le carottage E8 entre 8.50 et 8.30 m de profondeur, est constituée d'argiles de couleur orangée révélatrices d'un environnement continental de faible énergie (bas de pente de la colline de Kastelli). Une datation par le radiocarbone réalisée sur un gastéropode marin (*Alvania cimex*) dans la partie inférieure de l'unité située au-dessus (M2) révèle un âge de 8 488-8 217 cal. BC. PT2 constitue donc la surface pré-transgressive au pied de la colline de Kastelli et date probablement de la fin du Pléistocène/début de l'Holocène.

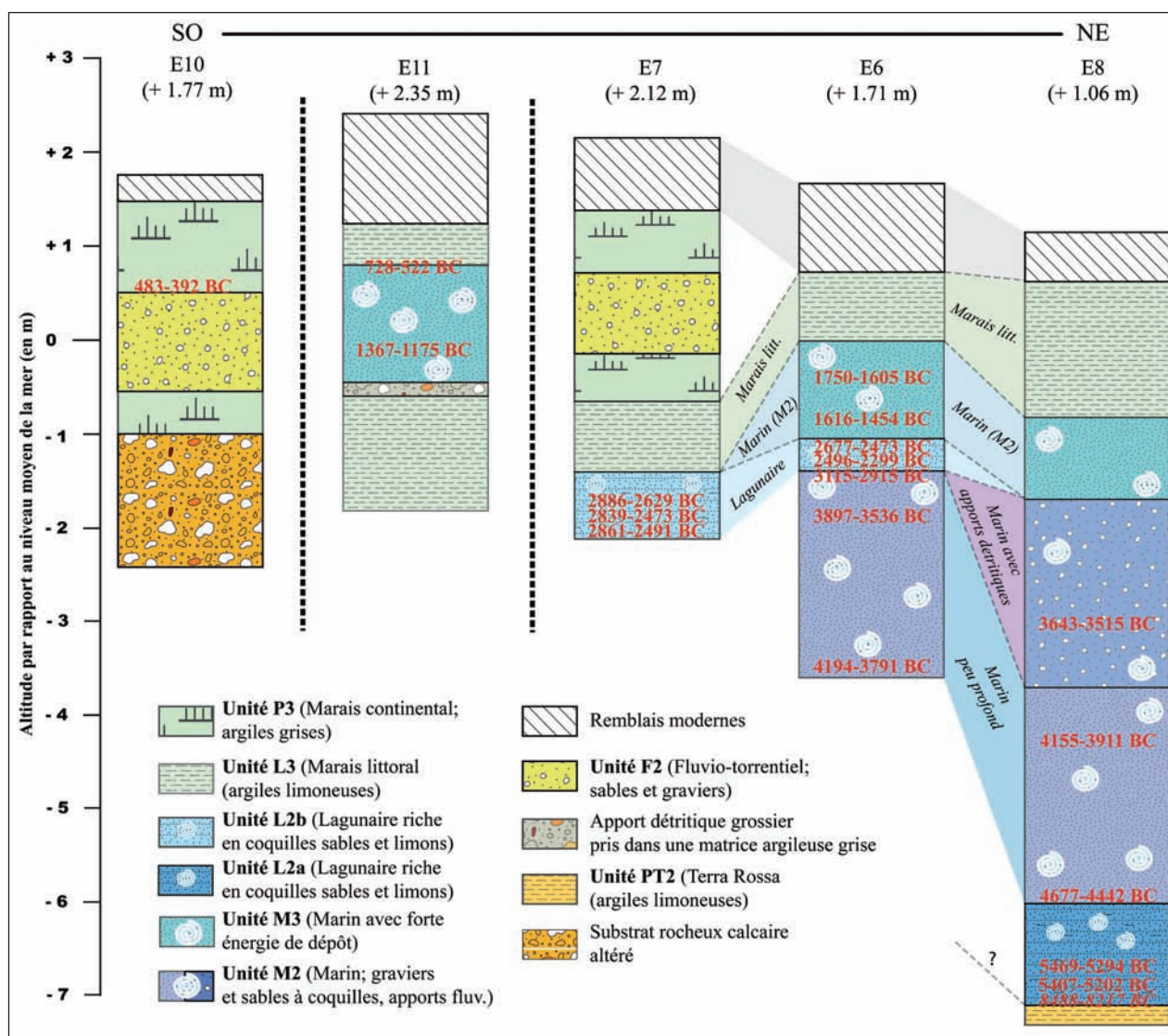


Fig. 6 : Profil chronostratigraphique et corrélation par faciès pour les carottages E6, E7, E8, E10 et E11 à Éréttrie.

Fig. 6: Chronostratigraphic core profiles and correlation based on facies identification for cores E6, E7, E8, E10 and E11 at Eretria.

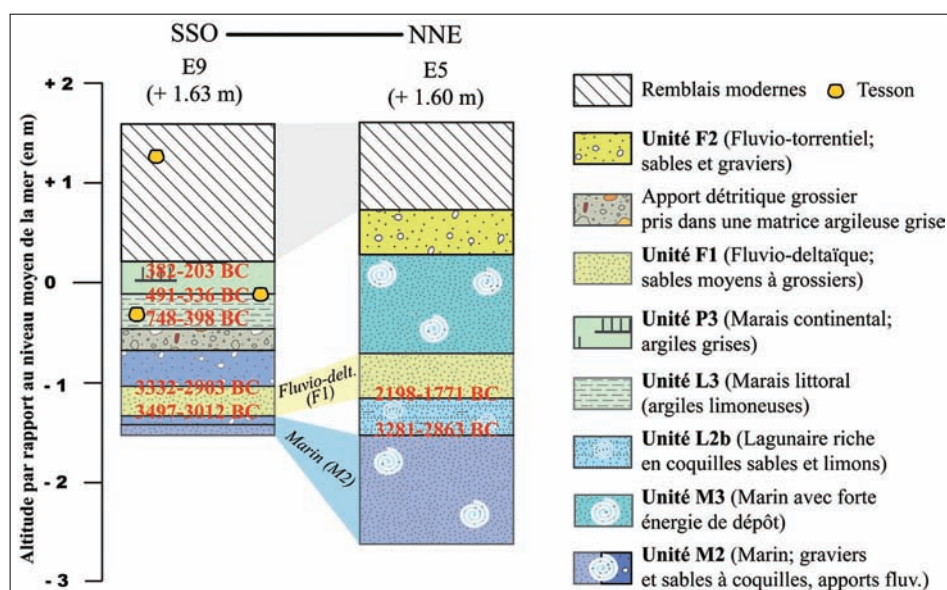


Fig. 7 : Profil chronostratigraphique et corrélation par faciès pour les carottages E5 et E9 à Éréttrie.

Fig. 7: Chronostratigraphic core profiles and correlation based on facies identification for cores E5 and E9 at Eretria.

La deuxième unité L2a est uniquement identifiée dans le carottage E8 et se situe au-dessus de PT2, sa puissance est d'environ 1m. Elle se compose d'argiles sableuses riches en bivalves lagunaires de type *Cerastoderma glaucum*, *Abra segmentum* et *Loripes lacteus* (fig. 8) et, pour les gastéropodes marins, seulement de coquilles de petite taille de type *Bittium reticulatum*. De rares spécimens de type *Alvania cimex* et *Tricolia pullus* sont également identifiés (fig. 8). Une datation réalisée à la base de L2a dans E8 indique un âge de 8 488-8 217 cal. BC tandis que la transition avec l'unité M2, située au-dessus, révèle un âge de 4 677-4 442 cal. BC. L2a est caractéristique d'un environnement lagunaire connecté à la mer (phase transgressive).

La troisième unité M2 est identifiée dans les carottes implantés autour du temple d'Apollon (E4 à E9), de l'ancien port militaire supposé (E1 à E3) et à proximité du littoral actuel (E12) tandis qu'elle n'est pas reconnue dans le carottage E10. M2 est composée de sédiments gris, oscillant entre argiles, sables et graviers. La malacofaune marine est très abondante et les espèces les plus fréquemment rencontrées témoignent d'un environnement marin peu profond. Parmi les mollusques marins les plus abondants (fig. 8), on retrouve des gastéropodes de type *Mangelia* sp., *Bittium reticulatum*, *Cerithium vulgatum*, *Rissoa*

ventricosa et *Tricolia pullus* ainsi que des bivalves des fonds sableux peu profonds, principalement de type *Loripes lacteus* (fig. 8). À l'exception du carottage E8, la puissance complète de M2 n'a pu être déterminée dans la mesure où la transition avec PT2 n'a pas été atteinte. Les datations par le radiocarbone indiquent que M2 a été déposée entre ~5 500 (E8) et 3 000 av. J.-C. (E4 à E7). Le maximum de l'incursion marine semble se situer, comme à Amarynthos, vers le milieu et la fin du V^e millénaire avant notre ère.

La quatrième unité, L2b, identifiée dans les carottes E4 à E8 (centre de la plaine actuelle), est constituée d'argiles grises riches en micro- et macrofaune caractéristique des environnements lagunaires (Ghilardi *et al.*, 2014). Ainsi, on retrouve des ostracodes de type *Cyprideis torosa*, des gastéropodes de type *Cerithium vulgatum*, des bivalves de type *Cerastoderma glaucum*, *Abra segmentum* et *Loripes lacteus* mais aussi des gastéropodes continentaux de type *Planorbis* sp. et *Helicidae*. La puissance des dépôts de L2 oscille entre 20 et 50 cm et les datations par le radiocarbone indiquent une phase de sédimentation lagunaire comprise entre ~3 000 et 2 500 av. J.-C. Ce phénomène est probablement à mettre en lien avec un colmatage progressif de l'ancienne baie marine en raison d'apports d'eau continentale et une amorce de progradation deltaïque.

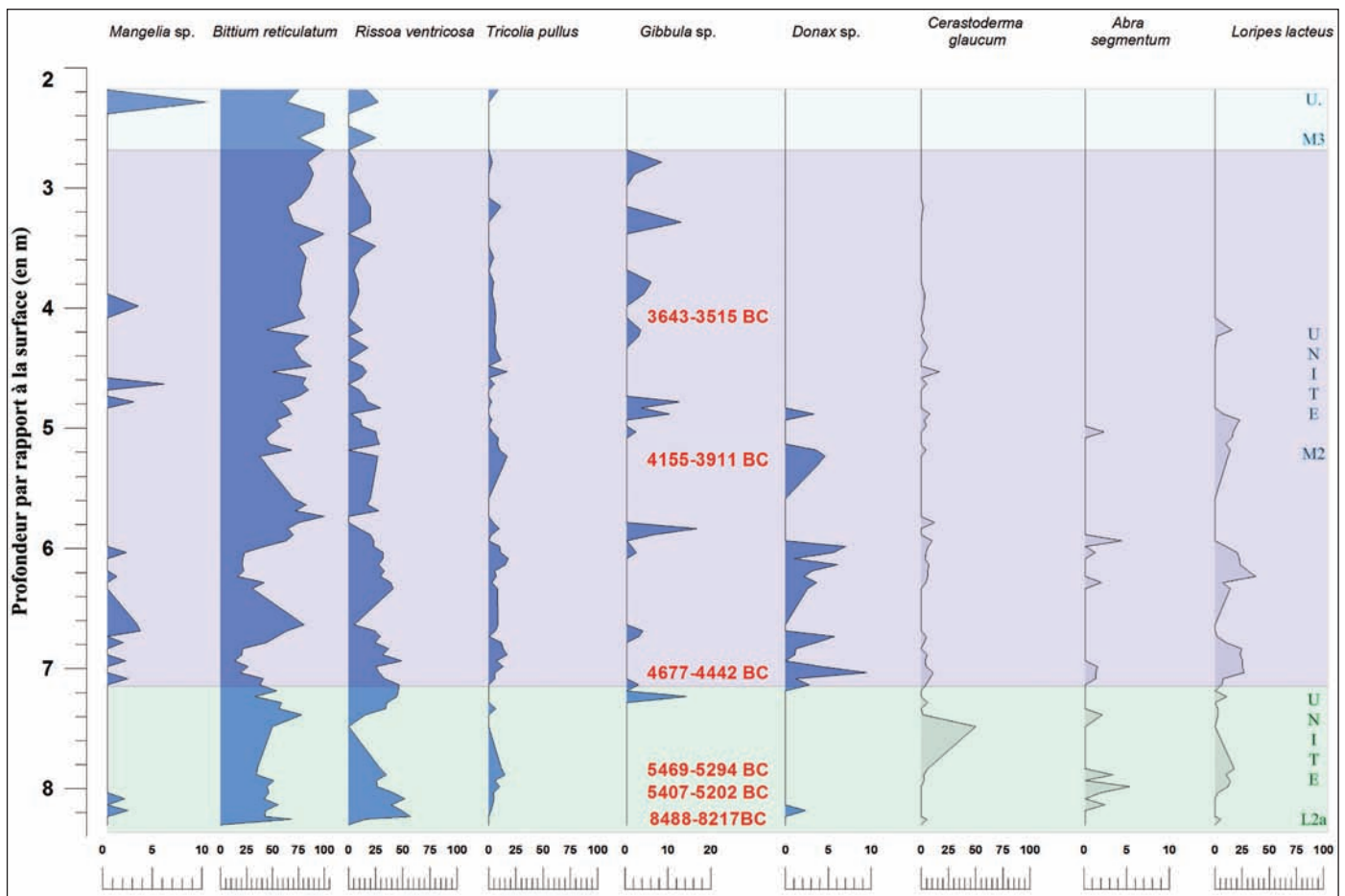


Fig. 8 : Fréquence relative (%) des différentes espèces de mollusques identifiées dans le carottage E8 (Érétie) à différentes profondeurs.

Les courbes en bleu indiquent des espèces d'environnement marin tandis que celles en gris révèlent des environnements lagunaires (source : <http://www.marinespecies.org/index.php>).

Fig. 8: Relative abundance (%) of the different species of mollusks identified for E8 core (Eretria) at different depths. Blue curves indicate marine species while gray curves indicate lagoonal species (source: <http://www.marinespecies.org/index.php>).

La cinquième unité F1 est seulement identifiée dans les carottages E5 et E9 et est composée de sables jaunes grossiers et de graviers anguleux qui témoignent d'une forte énergie de transport. Ces apports, que l'on peut qualifier de fluvio-torrentiels, viennent directement se mêler aux argiles lagunaires puis s'individualisent plus clairement. Une datation par le radiocarbone effectuée à la base des carottages E5 et E9 renvoient respectivement à des âges de 2 198-1 771 cal. BC et 3 497-3 012 cal. BC, suggérant un détritisme débutant vers la fin du IV^e millénaire avant notre ère et dont la durée de dépôt couvre le III^e millénaire. Cette phase d'alluvionnement souligne un phénomène de progradation deltaïque qui tend à combler progressivement l'ancienne baie marine en son centre, générant l'isolement de bras de mer en arrière de levées fluviales se transformant par la suite en cordons littoraux.

La sixième unité M3 est identifiée dans tous les carottages, à l'exception de E7 et de E10. Elle est constituée de sables gris homogènes et présente une malacofaune d'origine marine où *Bittium reticulatum* et *Rissoa ventricosa* sont les espèces les plus représentées. Les datations par le radiocarbone indiquent que ce nouvel épisode d'incursion marine s'est opéré entre ~1 800 et 1 100 av. J.-C. et a donc presque entièrement recouvert la plaine d'Érétie, y compris les structures archéologiques datant de l'Helladique.

La septième unité (L3) est généralement située au-dessus des dépôts marins liés à l'incursion marine du II^e millénaire avant notre ère (unité M3, figure 6) mais se retrouve aussi au-dessus des dépôts lagunaires de l'unité L2. Elle mesure de 40 à 50 cm d'épaisseur et se compose d'argiles grises compactes et homogènes riches en macrocharbons mais pauvres en mollusques et ostracodes (seules quelques valves d'ostracodes de type *Cyprideis torosa* sont identifiées). Des tessons anguleux sont également identifiés mais leur datation précise est impossible. Des datations par le radiocarbone ont été effectuées à la base de l'unité L3 dans les carottages E11 et E9 et les résultats obtenus suggèrent une date des VII^e-VI^e siècles avant notre ère pour la formation de ces marais littoraux.

La huitième unité F2 est identifiée uniquement dans les carottages E4, E6, E7 et E9. Il s'agit de dépôts constitués de sables moyens à grossiers de couleur jaune. La phase initiale de dépôt est datée du début du I^{er} millénaire av. J.-C., probablement vers 850. Il s'agit d'alluvions à l'origine de la formation actuelle de la plaine deltaïque d'Érétie. Des hypothèses quant à un possible forçage d'origine anthropique (canalisation puis diversion d'un cours d'eau situé à l'ouest de la colline de Kastelli) ont d'ailleurs été formulées (Krause, 1985).

Enfin, au-dessus de F2, des dépôts palustres d'eau douce (P3) sont généralement identifiés sur le premier mètre mais présentent de trop fortes perturbations, dues à leur proximité avec le sol actuel, pour être étudiés. La base de l'unité est datée du IV^e siècle avant notre ère dans le carottage E19. Ces marais ont d'ailleurs été drainés au cours du XIX^e siècle pour permettre l'établissement de la ville moderne d'Érétie (Pajor, 2010).

5.1.3 - Le delta du Lilas

Six carottages ont été réalisés dans le delta actuel du Lilas (fig. 4), dont 5 dans la partie terminale de l'embouchure actuelle (à moins d'1 km du trait de côte) et un dans le secteur oriental du Lilas, à proximité du site de Lefkandi. Les analyses de granulométrie et l'identification de malacofaune ont permis de révéler les différents environnements de dépôts (fig. 9) et 5 unités peuvent être caractérisées.

La première unité M4, située à la base de tous les carottages, à l'exception de Lilas 4, est composée de matériaux hétérométriques, oscillant entre des sables moyens gris et des galets roulés. L'épaisseur totale de cette unité ne peut pas être déterminée avec précision mais elle est présente sur les deux tiers inférieurs des carottages. L'identification d'une malacofaune marine est attestée avec la présence exclusive de gastéropodes *Bittium reticulatum*. La partie supérieure de M4 (transition avec L4) a été datée dans les carottages respectivement de 1 429-1 590 ap. J.-C. pour Lilas 2 et de 1 580-1 815 ap. J.-C. pour Lilas 3. Une datation réalisée sur le carottage Lilas 3 au centre de l'unité marine M4 indique un âge de 1 280-1 395 ap. J.-C., révélant l'existence de conditions marines dans ce secteur au début de l'époque vénitienne (1 204-1 453 ; fig. 10). Pour le carottage Lilas 6 (secteur oriental du delta actuel, proche de Lefkandi), une datation au centre de l'unité M4 indique un âge de 431-230 cal. BC.

La deuxième unité L4 est située au-dessus de M4 et est composée de sables fins de couleur grise où des bivalves de type *Donacilla sp.* et des gastéropodes de type *Nassarius reticulatus* sont identifiés. L'identification malacologique permet de révéler l'existence d'un milieu marin peu profond à lagunaire. On retrouve L4 dans tous les carottages, à l'exception de Lilas 4, et son épaisseur est comprise entre 0,20 et 0,35 m. La réalisation de datations par le radiocarbone révèle un âge de dépôt compris entre les XVI^e et XVIII^e siècles ap. J.-C. pour les carottages réalisés à proximité de l'embouchure actuelle du Lilas, tandis qu'à l'est (carottage Lilas 6), une datation vers les III^e-IV^e siècles ap. J.-C. est obtenue. La datation plus ancienne obtenue dans le secteur oriental du delta du Lilas indique probablement un phénomène de progradation deltaïque datant de l'époque romaine, avec une embouchure localisée à l'est de l'actuelle (fig. 4 et 10).

La troisième unité S1 est située au-dessus de l'unité L4 et se compose de sédiments argileux gris compacts. On y retrouve des fragments de bivalves de type *Ostrea sp.* qui, de toute évidence, ne sont pas *in situ*. Aucune datation n'a été réalisée sur S1 mais les âges obtenus pour le sommet de L4 suggèrent un dépôt vers les XVII^e-XVIII^e siècles.

La quatrième unité F3 est identifiée dans tous les carottages, à l'exception de Lilas 6. Il s'agit de sables fins à grossiers de couleur jaune dont l'épaisseur varie de 0,80 m (carottages proches du littoral actuel) à 2 (Lilas 5) et 3 m (Lilas 4). Dans le carottage Lilas 4, la base est constituée de graviers et d'une matrice sablo-limoneuse compacte. La datation de F3 n'a pas été possible en raison de la faible teneur en matière organique des sédiments

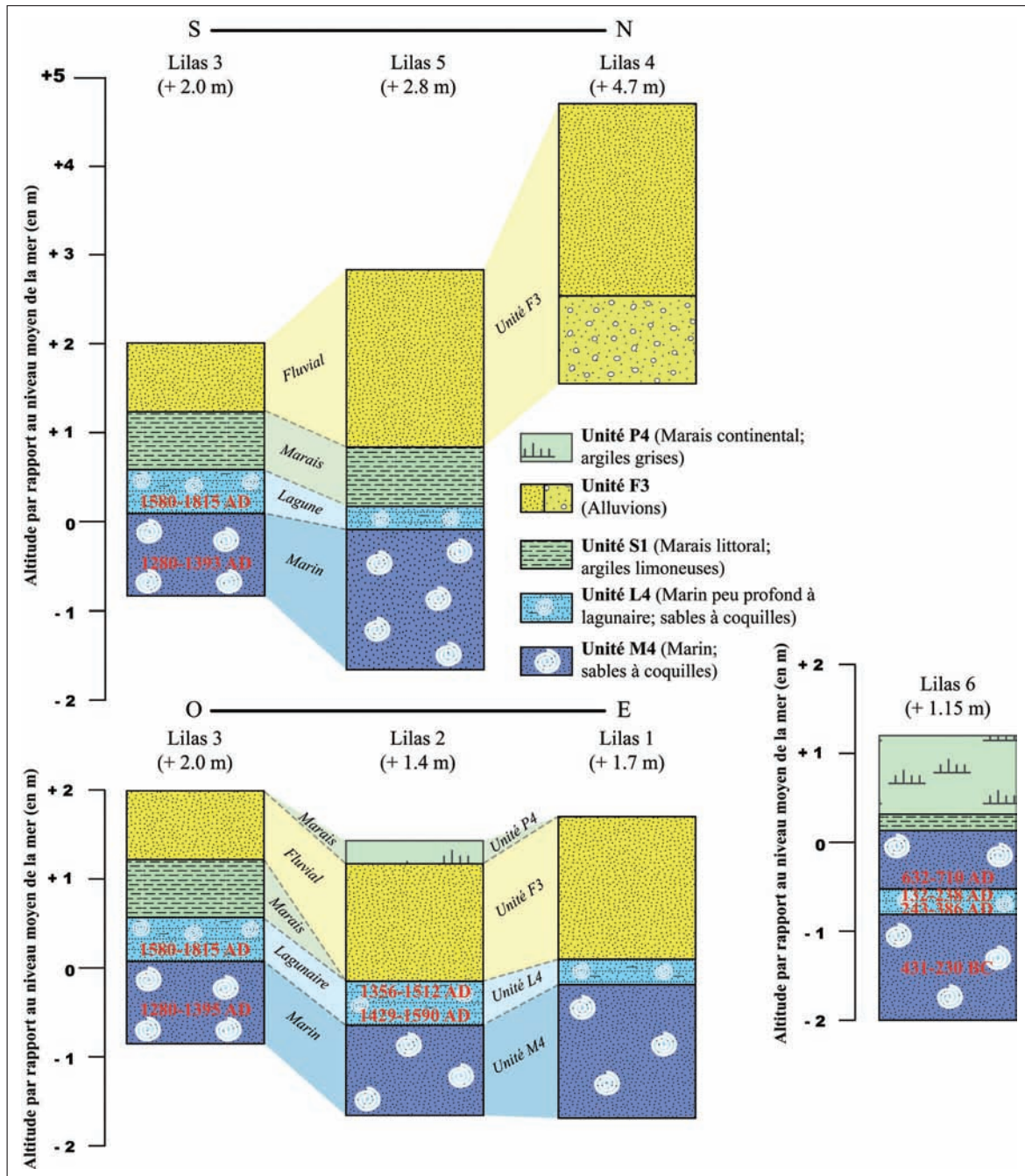


Fig. 9 : Profil chronostratigraphique et corrélation par faciès pour les carottages Lilas 1, 2, 3, 4, 5 et 6 dans le delta du Lilas et établissement de deux transects de direction N/S (en haut) et O/E (en bas).

Fig. 9: Chronostratigraphic core profiles and correlation based on facies identification for cores Lilas 1, 2, 3, 4, 5 and 6 at Lilas Delta and transects oriented N/S (top) and W/E (bottom).

mais avec la datation des unités M4, L3 et S1, il semble qu'un âge récent (xix^e- début xx^e siècles) soit cohérent.

La cinquième unité P4 est identifiée dans les carottages Lilas 2 et 6. Il s'agit de sédiments argilo-limoneux de couleur marron présentant de nombreuses marques d'oxydation correspondant à des racines. La puissance de P4 comprise entre 0,20 et 1 m. Il s'agit de dépôts palustres en lien avec le delta du Lilas, recouverts occasionnellement par des dépôts fluvio-torrentiels en contexte de plaine d'inondation. La datation de P4 est, de manière relative, attribuée à la fin du xix^e et au xx^e siècle.

5.1.4 - Lefkandi

Deux carottages ont été réalisés au nord du tell, jusqu'à une profondeur de 3.30 m (fig. 4), et ont permis d'obtenir une chrono-stratigraphie couvrant les huit derniers millénaires. Six unités sédimentaires peuvent ainsi être identifiées depuis la base vers le sommet (fig. 11).

La première unité PT3 est identifiée dans les deux carottages et est composée d'argiles limoneuses de couleur orange foncé (à la base du carottage Lefkandi 1). PT3 présente une épaisseur de 0,60 m (Lefkandi 2) à 0,70 m (Lefkandi 1) et est identifiée respectivement à 2,40 m et

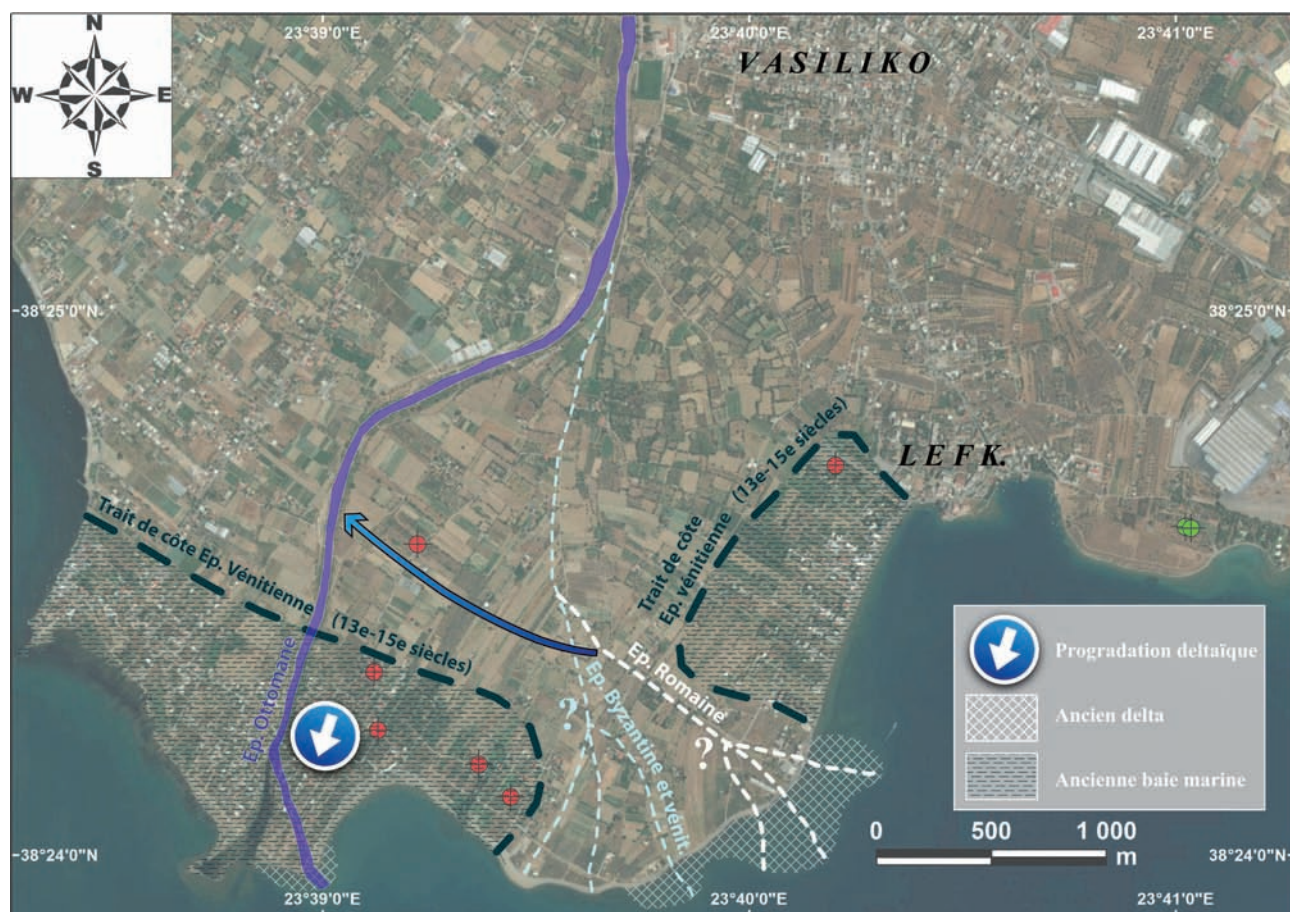


Fig. 10 : Position du trait de côte du delta du Lilas au cours de la période vénitienne (1204-1453) et essai de reconstitution paléogéographique pour la mobilité du Lilas entre les périodes romaine et ottomane.

Fig. 10: Estimated location of the coastline of the Lilas delta during the Venitian period (1204-1453) and proposed paleogeographic reconstruction of shifts of the Lilas River from the Roman to the Ottoman period.

à 3 m sous la surface, pour les carottages Lefkandi 1 et Lefkandi 2. Aucun bio-indicateur n'a été identifié mais les caractéristiques granulométriques ainsi que la couleur orangée, voire rouge (surface oxydée), sont similaires aux couches PT1 (A5) et PT2 (E8) et suggèrent un environne-

ment continental de type bas de pente d'âge Pléistocène, antérieur à la transgression marine. Une datation par le radiocarbone réalisée dans la partie supérieure de PT3 dans le carottage Lefkandi 2 renforce l'idée d'un dépôt au Pléistocène en donnant la date de 6 252-5 754 cal. BC.

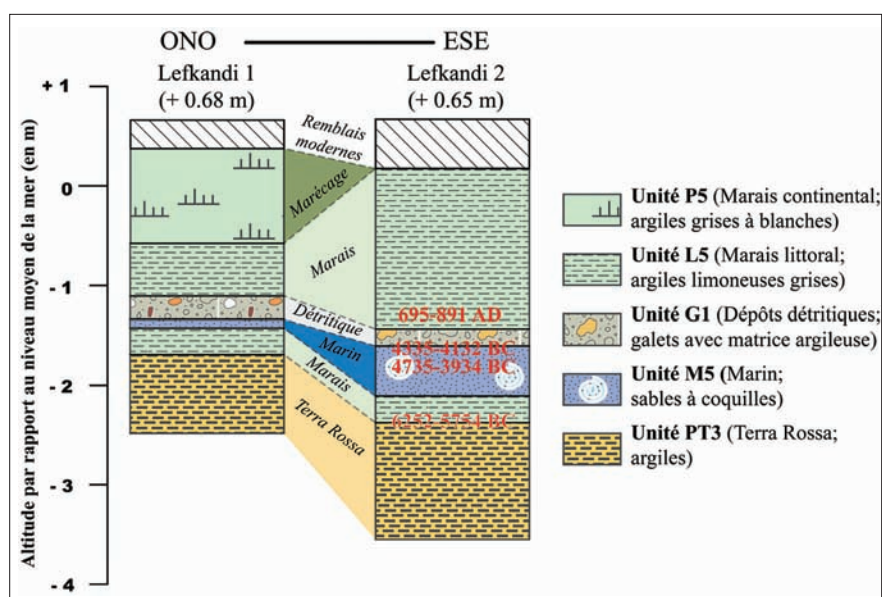


Fig. 11 : Profil chronostratigraphique et corrélation par faciès pour les carottages Lefkandi 1 et 2 à Lefkandi.

Fig. 11: Chronostratigraphic core profiles and correlation based on facies identification for cores Lefkandi 1 and 2 at Lefkandi.

La deuxième unité sédimentaire, L5, est épaisse d'environ 20 cm et se situe juste au-dessus de PT3, il s'agit d'argiles grises compactes où les bioindicateurs sont très pauvres. L5 a été déposée dans un environnement très calme et semble correspondre à des dépôts palustres littoraux, formés en relation avec la remontée générale du niveau de la mer dans le secteur.

La troisième unité sédimentaire M5 est identifiée dans les deux carottages et se situe au-dessus de l'unité L5. L'unité M5 est composée de sables moyens homogènes et est épaisse de 30 cm dans Lefkandi 2 et de seulement 10 cm dans Lefkandi 1. La malacofaune marine est très abondante et les espèces dominantes sont de type *Gibbula sp.*, *Cerithium vulgatum*, *Bittium reticulatum* et *Nassarius reticulatus*. Cet assemblage malacologique est caractéristique de fonds marins peu profonds sableux présentant une salinité normale (Vouvalidis *et al.*, 2005). Deux datations par le radiocarbone réalisées dans le carottage Lefkandi 2, respectivement à 2,40 et à 2,35 m de profondeur, indiquent des âges de 4 735-3 934 cal. BC et 4 335-4 132 cal. BC.

La quatrième unité sédimentaire G1 est identifiée dans les deux carottages et est caractérisée par la présence de galets anguleux pris dans une matrice argilo-sableuse (similaire à la séquence observée dans le carottage A5 à Amarynthos et E5 à Éréttrie, dont les âges ne sont toutefois pas identiques). Cette unité tranche radicalement avec M5 dans ses caractéristiques granulométriques et est localisée à une profondeur similaire de 2,10 m sous la surface. Aucune malacofaune n'a été retrouvée et aucune datation n'a pu être réalisée (absence de matière organique). Cependant, il s'agit à l'évidence d'un apport de haute énergie ponctuel, postérieur à 4 000 cal. BC, dans un environnement de sédimentation calme, de type lagune confinée.

La cinquième unité L5 se situe au-dessus de l'unité grossière G1 et se compose d'argiles gris-noir. Aucune malacofaune n'a été identifiée mais des débris de gastéropodes et de bivalves lagunaires sont retrouvés à la base de l'unité. Une datation par le radiocarbone réalisée à la base de l'unité lagunaire L5 dans le carottage Lefkandi 2 révèle un âge de 695-891 cal. AD.

La sixième unité P5 constitue la partie supérieure du carottage Lefkandi 1 et est située sous les remblais modernes (0,20 à 0,30 m d'épaisseur). Il s'agit d'argiles grises compactes à blanc-gris (uniquement identifiées dans le carottage Lefkandi 1, entre 0,40 et 1,35 m de profondeur). Aucune malacofaune n'a été retrouvée et les caractéristiques granulométriques suggèrent la présence de marais.

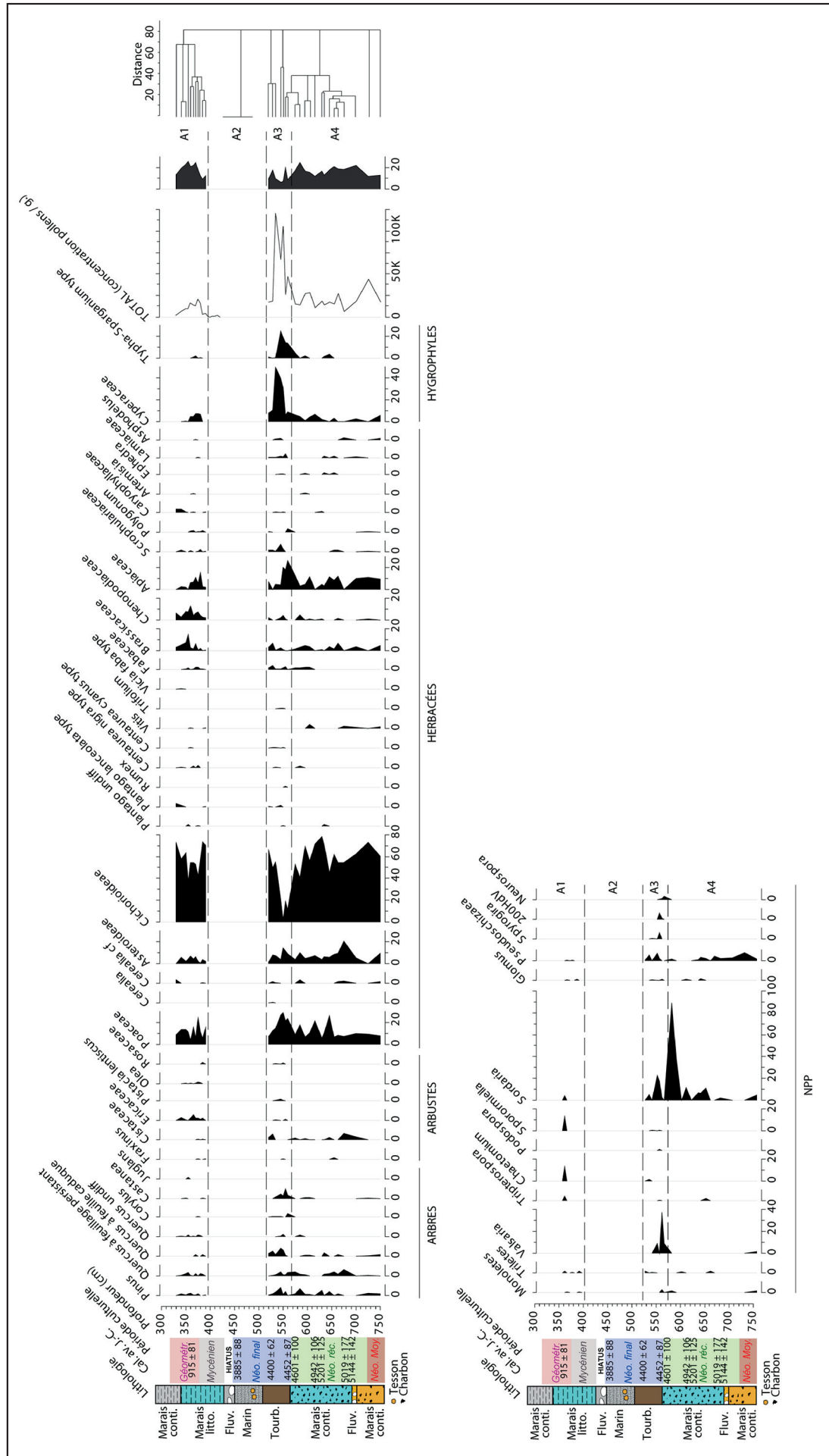
5.2 - ÉTUDE DE PALYNOLOGIE (AMARYNTHOS 5)

De manière générale, on constate que la séquence obtenue à Amarynthos (datée entre ~5 500-4 300 av. J.-C. puis entre ~1100-850 av. J.-C., fig. 12) enregistre une proportion élevée de pollens de Cichorioideae qui, avec des pourcentages d'environ 50-65 %, révèle la présence d'un sol perturbé d'origine anthropique tout au long de la séquence. Bien que nous ayons une très forte représen-

tation de ce taxon, quatre zones polliniques peuvent être identifiées.

La Zone A4 (7,50 - 5,75 m), comprise entre le début du VI^e millénaire et 4 600 av. J.-C., est caractérisée par une présence éparse de pollens arboréens et arbustifs. On trouve du *Quercus* à feuillage persistant et des Cistaceae avec des valeurs d'environ 5 % entre 6,50 et 7 m de profondeur et une présence notable des taxons de type *Pinus* vers 6 m de profondeur (~4 700-4 600 avant notre ère). Les taxons d'herbacées sont bien représentés avec des pourcentages pour les Poaceae d'environ 10 % et l'on retrouve aussi des Apiaceae, Brassicaceae et Lamiaceae, révélant ainsi un paysage végétal ouvert. Pour les échantillons situés entre 7,50 et 6,75 m, on note la présence de *Pseudoschizaea*, un micro-fossile habituellement lié à un contexte érosif (Pantaleón Cano *et al.*, 1996). Du possible pollen de céréales (*Cerealina cf*) a également été identifié dans cette zone. Cependant, la mauvaise qualité de préservation des traits morphologiques ne permet pas de conclure avec certitude à une véritable mise en culture des versants entre 5 500 et 4 500 av. J.-C. L'enregistrement de pollens de *Vitis* pourrait mettre en évidence une domestication ancienne de la plante, déjà proposée pour ces dates en Méditerranée orientale (Valamoti *et al.*, 2007), mais dans ce cas particulier il s'agit d'une présence assez faible qui pourrait plutôt correspondre à la présence d'une forme sauvage, et non cultivée, poussant dans la ripisylve du Sarandopotamos. Entre 6,50 et 5,75 m de profondeur, on observe une augmentation des pollens de Poaceae, ce qui met en évidence une possible extension des herbacées sur le site. La présence de spores coprophiles de type *Sordaria* est bien attestée à partir de 6,50 m, indiquant la présence d'herbivores. Une possible activité pastorale est donc identifiée dès le début du V^e millénaire.

Zone A3 (5,60-5,20 m) : période comprise entre 4 600 et 4 400 av. J.-C., cette zone est notamment caractérisée par la baisse temporaire des pollens de Cichorioideae, avec des pourcentages inférieurs à 10 % entre 5,75 et 5,50 m. La baisse des Cichorioideae s'accompagne en parallèle de l'augmentation des taxons hygrophiles des Cyperaceae et du type *Typha-Sparganium*. Cet ensemble de données, conjugué à la hausse de la concentration pollinique totale, suggère l'installation de conditions plus humides pendant le Néolithique final. Un développement limité de la végétation arborescente est également visible au même moment, avec des pourcentages de *Pinus* en hausse (7 %) et une légère augmentation des pollens de *Quercus* à feuillage persistant, mais c'est la hausse de la représentation des pollens de chêne décidu (7 %) qui met en évidence l'extension de la forêt et l'installation de conditions plus humides à Amarynthos. La zone A3 enregistre aussi une activité anthropique que l'on peut déduire des pollens de céréales ainsi que d'autres taxons apophytiques comme ceux du type *Plantago lanceolata*, *Rumex*, type *Centaurea cyanus* et type *Centaurea nigra*. Des pollens de *Castanea* sont retrouvés dans cette zone, signe de l'existence du châtaigner dans les environs d'Amarynthos (bassin versant amont). Même s'il est impossible de vérifier l'origine anthropique de la



progression de cet arbre, la présence d'autres taxons liés à l'activité humaine pourrait étayer une telle hypothèse. La présence de pollens de *Trifolium* et l'augmentation des Apiaceae (17 %) et des Poaceae (qui enregistrent leur plus forte représentation, 28 %, dans la séquence à 5,45 m) suggèrent le développement de pâturages. La présence de spores d'écologie coprophile telles que *Sordaria*, *Sporormiella*, *Podospora* et *Chaetomium*, pourrait confirmer cette activité de pâturage. La présence de *Pseudoschizaea* et *Glomus*, habituellement associés à l'érosion, peut être liée à l'anthropisation, même si une influence climatique dans ce phénomène érosif ne peut être totalement exclue.

En résumé, une intensification de l'activité humaine est enregistrée pour la période du Néolithique final à Amarynthos, tout du moins pastorale, sinon agricole.

Zone A2 (5,20-3,95 m) : cette zone pollinique comprend six échantillons qui présentent une très faible concentration de pollens par gramme de sédiment et ont donc été considérés comme stériles.

Zone A1 (3,90-3,30 m) : période couvrant la fin du II^e millénaire av. J.-C. Cette zone est caractérisée par l'enregistrement d'un spectre pollinique similaire à celui des zones A3 et A4, avec l'omniprésence des pollens de Cichoriorideae ainsi que d'autres taxons d'herbacées. Les taxons hygrophiles sont toujours très bien représentés, même s'ils ne sont pas aussi élevés que ceux identifiés dans la zone A3. La somme des pollens d'arbres est la plus faible de la séquence et indique une nette régression de la forêt. Par contre, la présence de pollens d'Ericaceae met en évidence le développement d'une végétation arbustive. Parmi les herbacées, les Brassicaceae, les Apiaceae et les Poaceae sont les plus représentées. *Olea* est enregistré pour la première fois à Amarynthos et indique vraisemblablement l'extension de la culture de l'olivier sur les pourtours de la plaine deltaïque. Même si l'on ne retrouve pas de signes directs de la présence de pollens de céréales, les taxons apophytiques, comme ceux du type *Centaurea nigra* et du type *Plantago lanceolata*, soulignent une emprise des sociétés humaines sur le paysage au début de l'âge du Fer. La présence possible de la culture de Fabaceae, suggérée par la présence de *Vicia faba*, constitue un autre témoignage de l'activité humaine dans la plaine. De la même façon, on retrouve des traces ponctuelles de spores coprophiles qui permettent d'en déduire une activité pastorale.

6 - DISCUSSION

6.1 - MORPHOGENÈSE HOLOCÈNE DU LITTORAL EUBÉEN ENTRE LE DELTA DU LILAS ET AMARYNTHOS

6.1.1 - Une phase de transgression marine datée de la première moitié de l'Holocène

Il y a environ 10 000 ans, le niveau de la mer était d'environ 30 m sous son niveau actuel en mer Égée (Perissoratis et Cosnispoliatis, 2003) et a connu un premier ralentissement notable vers 7 000 cal. BC puis un second enregistré vers 2 000 cal. BC (Lambeck &

Purcell, 2005 ; Pavlopoulos *et al.*, 2010 ; Vacchi *et al.*, 2014). Dans le cas de la portion du littoral eubéen étudié, il apparaît nettement que le début de l'incursion marine se matérialise dans un premier temps par le développement de conditions palustres saumâtres, voire lagunaires, à partir de ~6 000 cal. BC à Érétrie et Lefkandi et de ~5 000 cal. BC à Amarynthos. Le développement de ces conditions palustres est en lien direct avec la remontée globale du niveau de la mer et du coin salé avant que la mer n'envahisse les secteurs d'Érétrie vers 5 500 av. J.-C. et d'Amarynthos-Lefkandi vers 4 500 av. J.-C. Ces différences dans la datation peuvent être attribuées à de nombreux facteurs comme la morphologie et la paléotopographie (pente) de la surface pré-transgressive mais aussi à de possibles effets tectoniques locaux. Pour sa part, la phase maximale d'extension de l'incursion marine peut être datée de manière précise et homogène pour l'ensemble des sites entre 4 500 et 4 000 av. J.-C. À partir de 4 500 cal. av. J.-C., un changement notable dans les conditions environnementales locales est mis en évidence par l'étude de la paléovégétation, indiquant une possible augmentation de l'activité humaine de type agropastoral dans la plaine d'Amarynthos.

6.1.2 - Une première phase de progradation deltaïque régionale enregistrée au début de l'âge du Bronze (Helladique ancien)

Les secteurs d'Érétrie et d'Amarynthos enregistrent, de manière quasi synchrone, le développement de conditions lagunaires entre 3 000 et 2 600 avant notre ère. L'identification d'apports fluvio-deltaïques dans les dépôts marins et lagunaires témoigne d'un phénomène de progradation qui transforme progressivement les anciennes baies marines en lagunes plus ou moins fermées. En effet, la morphologie du littoral dans le secteur d'Érétrie révèle qu'une ancienne baie marine peu profonde s'est développée entre deux talus (constitués de Terra Rossa et de colluvions calcaires) d'âge Pléistocène et a permis un colmatage d'origine marine mais aussi d'origine continentale, en raison des apports des bassins versants situés de part et d'autre de la colline de Kastelli. À Amarynthos, il apparaît nettement qu'un phénomène de progradation du delta du Sarandapotamos est à l'origine de l'isolement d'une lagune derrière un cordon littoral formé par les apports de ce même fleuve. Ce phénomène de progradation est constant jusque dans l'Antiquité. Les origines de cette première phase de sédimentation continentale observée à l'Holocène doivent s'expliquer par trois facteurs principaux, d'origine naturelle et anthropique. Les données archéologiques des deux sites nous indiquent une intensification de l'habitat sur les collines environnant les sites d'Érétrie et d'Amarynthos mais aussi dans les plaines nouvellement formées, ce qui laisse présager une forte pression anthropique sur les versants. Les forçages naturels sont également à considérer, avec en premier lieu la possibilité d'un rejeu néotectonique local de la faille de Lefkandi qui, en contexte subsident, a pu provoquer une variation du niveau de base et renforcer les phénomènes érosifs sur les pentes, comme le suggèrent de précédents travaux (Hurst, 1978 ; Genre, 1999). Enfin,

le paramètre climatique doit également être considéré dans la mesure où le secteur sud-égéen connaît une phase humide et chaude entre ~3 400 et 2 300 cal. BC avec un pic des précipitations relevé vers 2 700 cal. BC (Triantaphyllou *et al.*, 2009). Cette dernière date de 2 700 cal. BC semble être en adéquation avec le début de la progradation deltaïque du Sarandapotamos à Amarynthos et des deux petits bassins versants situés de part et d'autre de la colline de Kastelli à Érétrie. Il semble que la conjonction de ces trois paramètres soit à l'origine de ce premier grand mécanisme de progradation deltaïque le long du golfe sud-eubéen au début de l'âge du Bronze, période de fort alluvionnement en Grèce (Dusar *et al.*, 2011) et dans l'est de la Méditerranée (Roberts *et al.*, 2011).

6.1.3 - Une phase d'incursion marine (milieu du II^e millénaire av. J.-C.) seulement identifiée à Érétrie

Un fait morphologique singulier est observé dans les carottages prélevés à Érétrie : il s'agit d'une nouvelle phase d'incursion marine qui vient recouvrir les dépôts fluvio-deltaïques datés de l'Helladique ancien. Au cours de l'Helladique moyen et jusqu'au début de l'âge du Fer, un environnement marin se développe en effet au pied de la colline de Kastelli entre environ 1 800 et 1 000 avant notre ère. Ce phénomène très local, et non enregistré à Amarynthos ou à Lefkandi, suggère des paramètres locaux facilitant une réincursion marine : la subsidence décrite par certains auteurs (Kambouroglou, 1989 ; Genre, 1999) semble être en grande partie responsable de l'enfoncement des terrains fluvio-deltaïques puis de leur recouvrement par des sédiments marins en contexte de remontée globale du niveau de la mer. Cependant, il ne faudrait pas exclure la possibilité d'un déficit sédimentaire au niveau du delta récemment créé, qui pourrait expliquer l'abandon de certains chenaux et l'appauvrissement en apports sédimentaires des cordons sableux formés par la dérive littorale locale, entraînant leur fragilisation puis leur érosion.

6.1.4 - Une deuxième phase de progradation deltaïque régionale (début du I^{er} millénaire av. J.-C.)

Au début de l'âge du Fer (850 av. J.-C.), un nouveau phénomène d'alluvionnement est enregistré à Érétrie et à Amarynthos et se matérialise par la fermeture des lagunes qui se transforment en marais littoraux. Dans le secteur du temple d'Apollon à Érétrie, des dépôts alluvionnaires massifs de type fluvio-deltaïque sont enregistrés et datés d'environ 850 av. J.-C. Il est d'ailleurs probable que le temple devait faire face à la mer vers le sud et l'est, installé sur des dépôts sableux grossiers (Ghilardi *et al.*, 2016). En parallèle, à Amarynthos, on constate l'implantation de structures archéologiques dans ce qui formait l'ancienne lagune entre l'embouchure du Sarandapotamos et la colline de Paleoekklisies. Les apports alluvionnaires ont contribué à renforcer la sédimentation des cordons littoraux tandis que les apports d'eau douce ont contribué à abaisser la salinité, le secteur devenant logiquement moins insalubre et moins saumâtre, ce qui a facilité l'installation des premières structures aux abords de marais d'eau douce (ou légèrement saumâtre). La fin de

l'époque Helladique et le début de l'époque Géométrique marquent un tournant important dans l'histoire de l'occupation du golfe sud-eubéen où un réseau dense de sites, en connexion avec le continent voisin, est attesté (Lemos, 2002 et 2012 ; Knodell, 2017). Le paramètre anthropique semble jouer un rôle majeur dans cette nouvelle phase d'alluvionnement des cours d'eau entourant la colline de Kastelli à Érétrie mais aussi dans le bassin versant du Sarandapotamos. La réorganisation socio-culturelle qui a suivi la fin de l'Helladique, donc la période mycénienne, dans la région attico-eubéenne s'est traduite par une occupation des versants et leur mise en culture au profit de l'*Olea* et au détriment des céréales (Kouli, 2011). Le diagramme pollinique réalisé à Amarynthos dans le cadre du présent article vient confirmer ces observations sur l'extension d'*Olea*, de la même façon que l'on n'observe pas de reconquête par les forêts de pins, comme cela peut se voir en Attique (Kouli, 2011). Les conséquences paysagères de ces mutations sociétales se traduisent par une mise à nu des versants et un renforcement des événements érosifs mobilisant de grandes quantités de matériaux. L'amélioration des techniques hydrauliques et une bonne maîtrise des techniques d'ingénierie laissent aussi penser à certains auteurs (Krause, 1985) qu'une diversion volontaire des cours d'eau à Érétrie a été possible, de manière à créer artificiellement des espaces plats et asséchés dans un contexte de forte pression démographique.

6.1.5 - Une troisième phase de progradation deltaïque enregistrée dans le delta du Lilas au cours de la période ottomane

Les carottages réalisés dans l'une des plus grandes aires deltaïques de l'île d'Eubée, le delta du Lilas, ne permettent pas de reconstituer l'évolution du trait de côte pour les périodes les plus anciennes de l'Holocène. Les résultats chrono-stratigraphiques mettent surtout en évidence une progradation deltaïque au cours de la seconde moitié du II^e millénaire de notre ère. La période ottomane est une phase de fort alluvionnement en Grèce continentale (Lespez, 2003 ; Fuchs *et al.*, 2004). Entre les XV^e et XIX^e siècles, une forte érosion des versants est constatée dans la péninsule balkanique et s'explique par la combinaison d'une emprise des sociétés humaines sur les pentes (mise en valeur agricole et réorganisation socio-culturelle) dans le contexte humide du Petit Âge de Glace. Nos travaux démontrent que le delta du Lilas enregistre une phase de progradation deltaïque marquée au cours de cette même période (Figure 10) et l'avancée du trait de côte est rapide, de 1 km vers le sud environ, en moins de deux à trois siècles. Il ne s'agit pas d'un phénomène de grande ampleur, comme certains deltas de Grèce (Wiseman et Zachos, 2003 ; Ghilardi *et al.*, 2008) ou de la péninsule balkanique en ont connu (Fouache, 2006), mais cela témoigne tout de même d'un important remaniement des sédiments néogènes argilo-limoneux du bassin de Gydes et d'un transport par les affluents du Lilas, comme le suggèrent de précédents travaux (Genre, 1999). Ce dernier fleuve a été mis en valeur dès l'époque vénitienne dans sa partie amont (le bassin du Gydes) à des fins agricoles et a généré dès le XII^e siècle une forte

érosion sur des pentes soumises à la déforestation. Au cours de la période ottomane, le contexte climatique a favorisé la mobilisation de ces sédiments très fins par les affluents du Lilas dès le ^{xv}^e siècle, avec un pic d'alluvionnement au cours des ^{xvi}^e-^{xvii}^e siècles, à l'instar d'autres cours d'eau en Grèce (Fuchs *et al.*, 2004). Il est donc important de noter que si le Petit Âge de Glace correspond de nouveau à une avancée du trait de côte notable, une « préparation au fort alluvionnement » a eu lieu dès l'époque vénitienne (1204-1453) en raison de la quasi mise à nu des versants dans un terrain riche en matériaux non consolidés (formations néogènes fluvio-lacustres). Les secteurs d'Érétrie, d'Amarynthos et de Lefkandi ne témoignent pas d'un tel phénomène de progradation deltaïque durant la période ottomane, phénomène qui semble se révéler plutôt régional, affectant uniquement les grands systèmes fluviaux de l'île.

6.2 - ÉVOLUTION DU NIVEAU MOYEN DE LA MER ET RELATIONS AVEC LA TECTONIQUE LOCALE

La réalisation de carottages le long du golfe sud-eubéen a permis de révéler l'existence de faciès caractéristiques de zones palustres continentales et littorales ainsi que de milieux marins et lagunaires. La datation par le radiocarbone d'échantillons caractéristiques de ces différents environnements puis leur intégration dans un modèle géophysique de référence (Spada & Stocchi, 2007 ; Argus & Peltier, 2010 ; Vacchi *et al.*, 2016) ont permis d'extrapoler ces informations de manière à restituer l'évolution relative du niveau de la mer dans ce secteur de l'Eubée. Les marais littoraux représentent un bon indicateur du paléo-niveau de la mer (PNM), car leur développement est en équilibre avec le niveau moyen de la mer (NMM), en particulier dans le contexte microtidal de la mer Égée. En se fondant sur de précédentes études, une barre d'erreur d'environ $\pm 0,5$ m (Pavlopoulos *et al.*, 2012) est généralement attribuée aux échantillons provenant de zones palustres littorales (eaux saumâtres).

En ce qui concerne les environnements marin et lagunaire, ceux-ci sont représentatifs des limites inférieures d'un paléo-niveau de la mer : pour les échantillons marins (principalement des mollusques), il est difficile de donner un seuil supérieur d'erreur en raison d'une possible présence du paléo-niveau plusieurs mètres plus haut (en particulier pour des gastéropodes de type *Bittium reticulatum* qui peuvent être identifiés à plusieurs dizaines de mètres de profondeur dans les environnements marins actuels). En revanche, la barre d'erreur verticale est moindre pour les milieux lagunaires, car ces étendues d'eau saumâtre se forment en général au même niveau que la mer ou à seulement quelques décimètres en-dessous. Les lagunes côtières sont très communes en Méditerranée (Fontana *et al.*, 2017 ; Ghilardi *et al.*, 2017 ; Giaime *et al.*, 2017) et se développent parallèlement à la côte, en étant séparées de la mer ouverte par une ou plusieurs barrières sableuses (Rovere *et al.*, 2016). En Grèce, la profondeur des lagunes n'excède que rarement quelques décimètres, comme d'ailleurs dans l'ensemble des lagunes de Méditerranée (Vacchi *et al.*,

2016). En accord avec le protocole récemment développé par Vacchi *et al.*, (2016), une barre d'erreur supérieure d'1 mètre a donc été attribuée à tous les échantillons provenant de milieux lagunaires.

Les figures 13 et 14 illustrent la comparaison entre l'évolution du niveau moyen de la mer établie à partir d'échantillons prélevés à Amarynthos, à Érétrie, à Lefkandi et dans le delta du Lilas et la courbe géophysique de remontée du niveau de la mer pour l'Égée nord-occidentale, élaborée sur la base du modèle ICE5G-VM2 (Peltier, 2004) avec le code SELEN (Spada & Stocchi, 2007).

La superposition des deux courbes laisse apparaître un décalage entre les données et le modèle dans tous les secteurs étudiés. Au cours de l'Holocène moyen, les paléo-niveaux de la mer sont significativement situés au-dessus du modèle, le décalage étant particulièrement visible à Amarynthos et à Lefkandi et, dans une moindre mesure à Érétrie. Les données les plus récentes (entre 2 000 av. J.-C. et aujourd'hui) se situent également au-dessus de la courbe géophysique avec un paléo-niveau de la mer qui se place au même niveau que l'actuel, voire légèrement au-dessus. Plusieurs travaux (Pavlopoulos *et al.*, 2012 ; Vacchi *et al.*, 2014) démontrent cependant qu'il n'existe pas de niveau marin similaire ou supérieur à l'actuel (« sea-level high stand ») d'origine eustatique ou isostatique au cours de l'Holocène dans le bassin Égéen, même si les travaux conduits à Érétrie (Kambouroglou, 1989) tendaient à reconnaître un niveau marin supérieur à l'actuel au cours du Néolithique. Par conséquent, toutes les traces d'un niveau de la mer supérieur à l'actuel durant l'Holocène sont liées à des mouvements verticaux d'origine néotectonique (Pirazzoli *et al.*, 1999 ; Pavlopoulos *et al.*, 2012 ; Vacchi *et al.*, 2012). Dans le cas du littoral sud-eubéen, l'évolution du niveau de la mer semble être fortement influencée par un soulèvement lent et régulier qui apparaît de manière évidente pour la majeure partie de l'Holocène. Ce phénomène est également observé dans la périphérie orientale de l'Eubée (Pavlopoulos *et al.*, 2010). Cette tendance est probablement liée à l'activité de certaines failles majeures (en l'occurrence la faille de Lefkandi pour le secteur septentrional du golfe sud-eubéen; Rondoyanni *et al.*, 2007) qui a fortement influencé l'évolution du niveau de la mer en plusieurs secteurs de l'île (Stiros *et al.*, 1992 ; Pirazzoli *et al.*, 1999 ; Evelpidou *et al.*, 2012).

Cependant, les données mettent en évidence un décalage entre Amarynthos et Érétrie pour les deux derniers millénaires, où les données restent toujours proches ou au-dessus du modèle, et Lefkandi/Lilas où, au contraire, les données se placent en-dessous. Ce phénomène ne permet pas de décider si ce décalage est lié à une variabilité dans les mouvements tectoniques des différents secteurs ou s'il s'agit plutôt d'une forte compaction des sédiments, illustrée par les carottes effectuées dans le delta du Lilas où un phénomène local de subsidence a aussi pu être généré soit par des facteurs géologiques, soit par des facteurs anthropiques récents (hydro-compaction des sédiments en raison des pompes d'eau de l'aquifère).

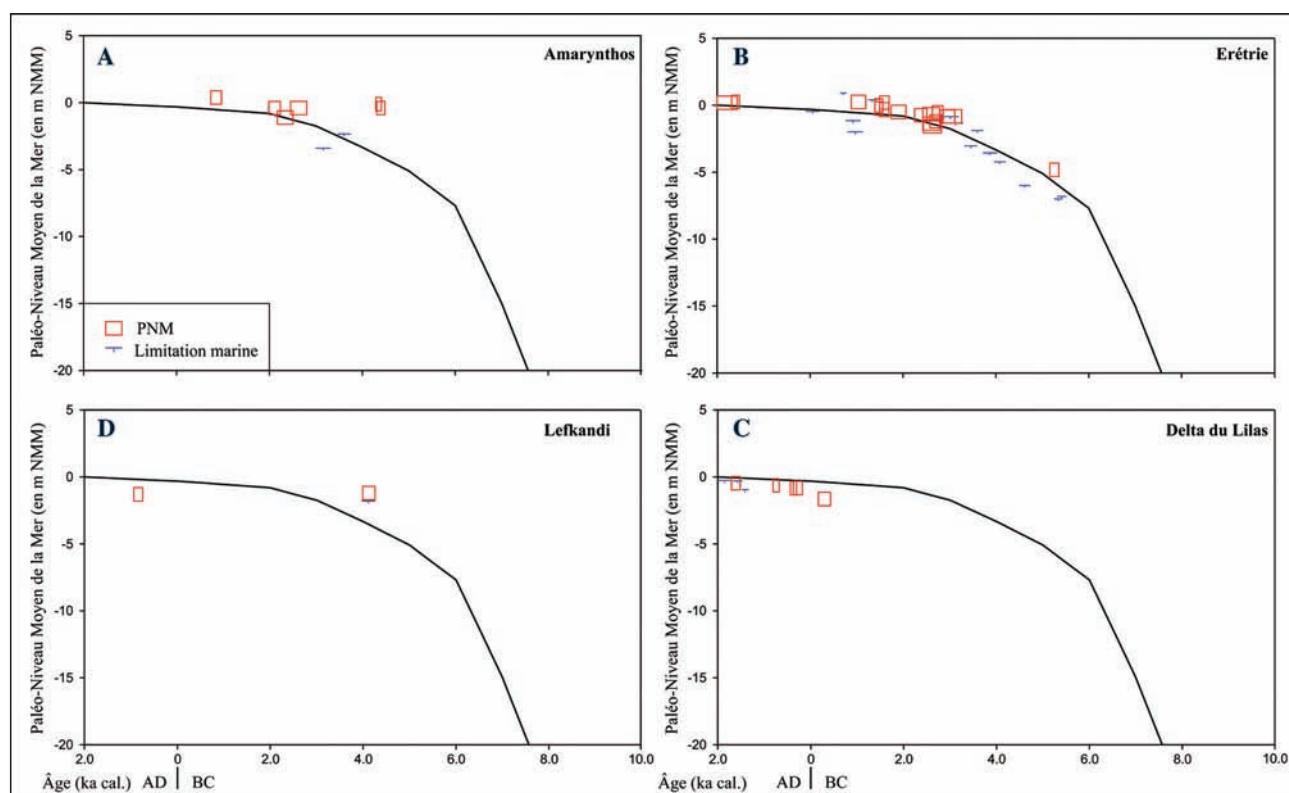


Fig. 13 : Établissement des courbes de remontée du niveau marin au cours des huit derniers millénaires.

(A) Amarnthos. (B) Éréttrie. (C) Delta du Lilas. (D) Lefkandi (Figure 11D). La courbe en trait noir représente la courbe du modèle géophysique (Spada et Stocchi, 2007).

Fig. 13: Proposal of sea level curve reconstruction for the last eight millennia. (A) Amarnthos. (B) Eretria. (C) Lilas delta. (D) Lefkandi. The black curve represents the geophysical model established by Spada and Stocchi (2007).

Malgré le nombre important de datations par le radio-carbone réalisées sur la plupart des 26 carottages, qui enregistrent tous des phases de dépôt d'origine marine, lagunaire ou palustre, il s'avère extrêmement compliqué d'établir une courbe générale de la remontée du niveau

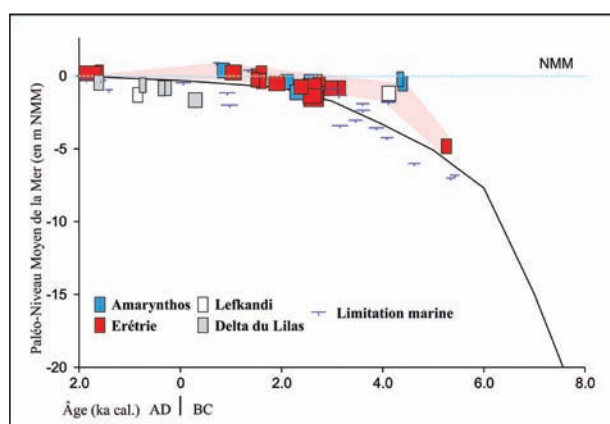


Fig. 14 : Courbe de synthèse régionale établie pour le secteur septentrional du golfe sud-eubéen pour les huit derniers millénaires.

La zone hachurée en rouge indique la tendance de la courbe de remontée du niveau marin entre le delta du Lilas et Amarnthos. A noter : les datations 14C sont toutes situées au-dessus du modèle établi par Spada & Stocchi (2007) pour la période 6 000-0 av. J.-C. alors que pour la période 0-1 950 ap. J.-C., les datations 14C sont situées en-dessous du modèle géophysique (Spada & Stocchi, 2007).

Fig. 14: Regional sea-level curve reconstruction established for the South Euboean gulf area for the last eight millennia. The red highlight indicates the main trend of the past sea-level for the area situated between the Lilas Delta and Amarnthos. Note that all the radiocarbon ages are located above the model established by Spada & Stocchi (2007) for the period 6,000-0 cal. BC while they are situated above the model for the period 0-1,950 cal. AD.

de la mer pour cette partie de l'Eubée, et ce en raison de la néotectonique, qui a probablement eu un rôle primaire dans l'évolution du trait de côte. La figure 14 permet de comparer la courbe générale avec la courbe géophysique établie pour ce secteur de Méditerranée et démontre une tendance à la surrection du trait de côte au cours des 8 000 dernières années. La magnitude de ce soulèvement varie d'un site à l'autre en raison de la fragmentation des failles et de la variabilité de compaction des sédiments (différents faciès et textures granulométriques).

6.3 - SUR LA QUESTION DES HIATUS SÉDIMEN- TAIRES OBSERVÉS ET LEUR POSSIBLE ORIGINE

Les données des carottes prélevées à Lefkandi (Lefkandi 2), Amarnthos (A5) et Éréttrie (E9) laissent apparaître des hiatus dans la sédimentation qui couvrent de manière sûre la période comprise entre le Néolithique final et l'âge du Bronze, s'amorçant généralement autour du IV^e millénaire. Ces hiatus se terminent vers la fin du I^{er} millénaire av. J.-C. pour Amarnthos, jusqu'au début du I^{er} millénaire av. J.-C. à Éréttrie et jusqu'au milieu du I^{er} millénaire ap. J.-C. pour Lefkandi. Il manque donc environ 3 000 à 4 000 ans d'enregistrements sédimentaires pour certains carottages de l'ensemble sites étudiés. Dans les trois cas, la stratigraphie révèle la présence de galets (3 à 6 cm de diamètre) émoussés pris dans une matrice argilo-sableuse (mélange de sables jaunes d'origine continentale et d'argiles grises d'envi-

ronnement palustre) au début du hiatus. La présence de ces sédiments plus grossiers d'origine fluvio-torrentielle au sein d'un environnement de sédimentation calme (de type palustre) témoigne de la soudaineté de ces apports de versant et peut trouver son origine soit dans le réajustement du profil d'équilibre des cours d'eau face à un phénomène tectonique régional de soulèvement général, soit dans un phénomène co-sismique intervenu entre le Néolithique final et l'âge du Bronze. Ces résultats corroborent de précédentes observations sur les conséquences des réajustements tectoniques se traduisant par le rejeu local de failles (Genre, 1999 ; Rondoyanni *et al.*, 2007). Si le paramètre tectonique semble être prépondérant dans l'explication de ces phénomènes d'incision, qui génèrent des hiatus dans la sédimentation, il ne faut pas non plus exclure des explications d'origine anthropique. En effet, à Lefkandi la faible profondeur à laquelle est identifié le hiatus sédimentaire pourrait correspondre à un prélèvement lors de phases de dragage de l'ancienne baie marine située au nord du tell au cours de la période byzantine. Pour les sites d'Amarynthos et d'Érétrie, il semble peu probable que de tels creusements aient été réalisés, notamment pour y aménager des structures portuaires, et il faudrait plutôt envisager une augmentation des dynamiques de transfert de versant au cours d'une période de forte mutation paysagère liée à l'anthropisation du Néolithique final et de l'âge du Bronze.

6.4 - IDENTIFICATION DE FORÇAGES CLIMATIQUES ET ANTHROPIQUES AU COURS DE L'HOLOCÈNE ET CONSÉQUENCES SUR L'ÉLABORATION DES PAYSAGES SUD-EUBÉENS

Les données palynologiques obtenues dans le cadre du présent article permettent pour la première fois de reconstituer l'évolution de la végétation depuis le Néolithique moyen (début du VI^e millénaire) dans le secteur attico-eubéen, contrairement aux précédentes reconstitutions palynologiques régionales qui ne remontaient pas au-delà de 4 000 avant notre ère (Kouli *et al.*, 2009 ; Kouli, 2011). Les résultats présentés ici permettent de mettre en évidence l'ancienneté des phénomènes d'origine anthropique (dominants) dans la modification du couvert végétal mais aussi d'identifier des changements dans la composition de la végétation en lien avec des changements climatiques. En général, les données permettent de révéler la forte ouverture paysagère observée à partir des données du carottage A5 (Amarynthos) dès la fin du Néolithique moyen. Celle-ci est d'origine anthropique, comme le confirme l'abondance de micro- et de macro-charbons retrouvés dans les sédiments palustres datés entre 5 500 et 4 300 avant notre ère. Les techniques d'ouverture de la forêt sont de toute évidence basées sur le développement d'incendies volontaires durant le Néolithique récent et final, générant ainsi l'extension d'un maquis dominé par des arbustes de type Cistaceae, résilients aux incendies. Malgré cette action anthropique directe sur la composition du couvert végétal, qui a pour consé-

quence une quasi disparition de la forêt au profit des prairies et des pâturages au cours du Néolithique récent (alors que les espèces arborées cultivées de type *Olea* ne sont pas encore enregistrées), il est possible d'identifier un phénomène d'augmentation de l'humidité et un refroidissement climatique au début du Néolithique final, vers 4 500-4 400 avant notre ère. Certains auteurs ont mis en évidence un apport important d'eau douce en Mer Égée vers 4 500 avant notre ère (Triantaphyllou *et al.*, 2009), sans doute imputable à un refroidissement climatique associé à une augmentation de l'humidité (Principato *et al.*, 2003 ; Triantaphyllou *et al.*, 2009). La présence importante de taxons de plantes hygrophiles d'eau douce (Cyperaceae et *Typha/Sparganium*) dans le diagramme pollinique présenté (fig. 12) permet de renforcer l'idée qu'un apport d'eau douce en provenance du bassin versant du Sarandapotamos a pu créer une zone humide de type marais au milieu du V^e millénaire. Si l'identification d'autres phénomènes d'origine climatique est difficile à déceler au cours de la Préhistoire dans le diagramme pollinique établi pour le présent travail, il semble que les carottages effectués dans le delta du Lilas puissent permettre d'identifier un phénomène de progradation deltaïque au cours de la période ottomane, qui serait donc directement liée à un effet du Petit Âge de Glace. Même si cette dernière période de refroidissement climatique, qui s'est accompagnée d'une augmentation des charges solide et liquide des cours d'eau, n'a pas été clairement identifiée en Eubée, elle est observée pour l'ensemble de la Méditerranée (Grove, 2003) et en Grèce en particulier (Fouache, 1994 ; Lespez, 2003 ; Duser *et al.*, 2011). En Eubée, la genèse des terrasses alluviales à l'époque historique tend à démontrer que le PAG a eu une part prépondérante dans la morphogénèse du lit des cours d'eau de l'île ainsi que sur le phénomène de progradation deltaïque (Genre, 1988, 1989 et 1999).

7 - CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Les résultats paléoenvironnementaux issus de carottages et présentés dans cet article permettent de reconstituer la mobilité des paysages holocènes le long de la rive septentrionale du golfe sud-eubéen, entre les villes modernes de Chalkis et d'Amarynthos. L'étude paléoenvironnementale des carottages a permis de révéler 5 points principaux.

En premier lieu, une forte mobilité du trait de côte depuis le début de l'Holocène, marquée par une alternance entre des phases d'incursion marine générale et plus ponctuelle ainsi que des phases de colmatage et de progradation deltaïque au cours des sept derniers millénaires. Nos résultats démontrent que l'extension maximale de la mer au cours de l'Holocène est datée de manière synchrone dans tous les sites vers 4 500-4 000 avant notre ère et que la première phase de progradation deltaïque est enregistrée entre 3 000 et 2 600 avant notre ère (début de l'âge du Bronze) sur les sites d'Érétrie et d'Amarynthos. Cette avancée significative du littoral

intervient donc plus tardivement que la date supposée (~3 500 avant notre ère) de progradation des deltas continentaux de Méditerranée orientale (Brückner *et al.*, 2005). Les paramètres tectoniques et climatiques s'associent localement avec le forçage d'origine anthropique (en lien avec le fort développement de l'agropastoralisme au début de l'Helladique) pour expliquer les phénomènes observés. Une deuxième phase de progradation deltaïque est enregistrée au début du I^{er} millénaire avant notre ère, vraisemblablement au début de l'époque Géométrique. C'est sans doute plus le forçage d'origine anthropique qui est à l'origine de cette seconde phase de progradation deltaïque enregistrée dans les secteurs d'Amarnythos et d'Érétrie. Une troisième phase de progradation est enregistrée dans le delta du Lilas au cours de la période ottomane (XV^e-XIX^e siècles) et peut être mise en lien direct avec le Petit Âge de Glace, dont les effets sont révélés pour la première fois sur la deuxième île de Grèce. De nouvelles prospections par carottages profonds dans le delta du Lilas pourraient favoriser, à l'échelle de l'Holocène, une reconstitution des grandes étapes d'édification et permettre d'estimer les rythmes d'alluvionnements de l'un des plus grands deltas d'Eubée. De premières recherches prometteuses (Leontaris, 1974 ; Karymbalis *et al.*, 2015) doivent être complétées par l'obtention d'une séquence chronostratigraphique de référence.

En second lieu, la difficulté d'obtenir une courbe de remontée du niveau marin de référence pour l'Eubée centrale, et ce malgré la réalisation d'un nombre très important de datations par le radiocarbone sur des mollusques caractéristiques d'environnements lagunaires ou marins peu profonds. En effet, le soulèvement tectonique d'ensemble de l'île, et du secteur attico-eubéen, est localement associé au jeu de failles (la faille de Lefkandi plus particulièrement) qui bordent le golfe sud-eubéen et qui contribuent localement à renforcer un phénomène de subsidence. Quoi qu'il en soit, la courbe de remontée du niveau marin obtenue dans le cadre du présent article démontre qu'elle se situe légèrement au-dessus des modèles géophysiques régionaux.

Troisièmement, la forte anthropisation des paysages, au moins dès le milieu du VI^e millénaire avant notre ère, où les paysages forestiers sont dès lors très ouverts et où les activités agro-pastorales sont bien attestées dans les enregistrements polliniques. À noter, l'absence totale de taxons d'*Olea* au cours du Néolithique moyen à final. De nouveaux carottages dans le bassin (poljé) du Dystos (situé dans le sud de l'Eubée) devraient permettre l'obtention d'une séquence chrono-stratigraphique couvrant le Pléistocène final et l'Holocène et susceptible de favoriser la reconstitution de la végétation depuis le Mésolithique.

En quatrième lieu, le décalage entre les données palynologiques, qui indiquent une anthropisation marquée dès 5 500 cal. BC, et l'absence presque totale de sites du Néolithique moyen (5 800-5 300 BC) dans la région étudiée. En effet, cette phase n'est pas du tout attestée dans les bassins d'Érétrie et d'Amarnythos et seuls deux sites ont été repérés à l'ouest de la plaine d'Érétrie. Dans l'état actuel des recherches archéo-

logiques, une exploitation soutenue des ressources environnementales, en particulier un fort déboisement pour obtenir des terres cultivables et des pâtures, à partir de sites installés préférentiellement dans le haut des bassins versants et sur les piémonts est attestée à partir de la seconde partie du Néolithique récent (première moitié du V^e millénaire av. J.-C.). Cependant, les données palynologiques et leur datation donnent à penser que de futures explorations pourraient bien faire remonter l'occupation de la région au VI^e millénaire. La formation tardive des plaines alluviales rend compte de l'absence de sites littoraux avant le Néolithique final où les rares occupations humaines correspondent à des buttes côtières. Ce n'est qu'à partir de l'Helladique Ancien II que le littoral est réellement colonisé, après 2 700 av. J.-C., avec une intermittence dictée par la mobilité du trait de côte dans la baie d'Érétrie.

Cinquièmement, l'existence d'un événement climatique plus humide et froid vers 4 500 avant notre ère, déjà enregistré dans des carottes marines en contexte sud-égéen mais jamais encore identifié dans des carottes continentales. Parmi les conséquences de ce refroidissement climatique et de l'augmentation de l'humidité, on observe une reconquête de la chênaie dans le bassin versant du Sarandapotamos.

REMERCIEMENTS

Cet article s'intègre au programme de recherche Fonds Incitatifs de Recherche « Géoarchéologie des îles de Méditerranée orientale » co-dirigé par Matthieu Ghilardi et Christophe Morhange, et financé par l'Université d'Aix-Marseille (anciennement Université de Provence) pour la période 2010-2011. Les auteurs tiennent à remercier Amandine Bonneau, Christopher Collana et Yannick Crest pour leur participation aux différentes opérations de carottage réalisées entre 2011 et 2014 et effectuées dans le cadre de la réalisation d'un mémoire de Master 2 sous la direction de Matthieu Ghilardi. L'aide précieuse fournie par David Psomiadis, Maxime Colleu (Université Paris 1 Sorbonne), Stamatis Katsiadramis et Dimitris Vandarakis (Université Harokopeion, Athènes) lors des prélèvements par carottages a également été très appréciée. Giorgio Spada (Université d'Urbino, Italie) est ici également remercié pour la réalisation des différents modèles. Le personnel de l'École Suisse d'archéologie en Grèce, en particulier son Directeur Karl Reber, est également chaleureusement remercié pour l'aide logistique fournie. Les auteurs souhaitent particulièrement souligner le rôle majeur et positif des autorités archéologiques locales (éphories) dans le processus d'obtention des permis de prospection par carottage auprès du Ministère Grec de la Culture et du KAS). Enfin, les auteurs tiennent à remercier Jan Bloemendal pour avoir relu la version anglaise du résumé et des légendes ainsi que deux relecteurs anonymes et Nicole Limondin-Lozouet (éditrice de la revue) pour leurs commentaires très utiles qui ont permis d'améliorer une version antérieure du présent article.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANDERSEN S.T., 1979 - Identification of wild grass and cereal pollen, *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, årbog 1978, 69-92.
- ARGUS D.F. & PELTIER W.R., 2010 - Constraining models of postglacial rebound using space geodesy: a detailed assessment of model ICE-5G (VM2) and its relatives. *Geophysical Journal International*, **181** (2), 697-723.
- BAETEMAN C., 1985 - Late Holocene geology of the Marathon Plain (Greece). *Journal of Coastal Research*, **1** (2), 173-185.
- BEHRE K.E., 1981 - The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. *Pollen et Spores*, **23**, 225-245.
- BRÜCKNER H., VÖTT A., SCHRIEVER A. & HANDL M., 2005 - Holocene delta progradation in the Eastern Mediterranean: case studies in their historical context, *Méditerranée*, **104**, 95-106.
- PAPATHANASSOPOULOS G.A. (Ed.), 1996 - *Neolithic Culture in Greece*. Cycladic Art – N.P. Goulandris Foundation, Athènes, 352 p.
- DRAKOPOULOS I., MAKROPOULOS K. & STAVRAKAKIS G., 1984 - *Junction of Evia-Beotia and Chalkida diversion. Seismological study*. Report for the Greek Ministry of Public Works. 58 p. [en Grec].
- 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** (3-4), 137-157.
- EVELPIDOU N., VASSILOPOULOS A. & PIRAZZOLI P.A., 2012 - Holocene emergence in Euboea Island (Greece). *Marine Geology*, **295-298**, 14-19.
- FACHARD S., KNOEPFLER D., REBER K., KARAPASCHALIDOU A., KRAPP T., THEURILLAT T. & KALAMARA P., 2017 - Recent Research at the Sanctuary of Artemis Amarysia in Amarnthos (Euboea), *Archaeological Reports*, **63**, 167-180.
- FAEGRI K. & IVERSEN J., 1989 - *Textbook of Pollen Analysis*. In Faegri K., Kaland P.E. & Krzywinski, K. (eds.), 4th ed The Blackburn Press, New Jersey.
- FONTANA A., VINCI G., TASCA G., MOZZI P., VACCHI M., BISI G., SALVADOR S., ROSSATO S., ANTONIOLI F., ASIOLA A., BRESOLIN M., DI MARIO F. & HAJDAS I., 2017 - Lagoonal settlements and relative sea level during Bronze Age in Northern Adriatic: geoarchaeological evidence and paleogeographic constraints. *Quaternary International*, **439**, Part A, 17-36.
- FOUACHE E., 1994 - *Recherches sur l'alluvionnement historique en Grèce (Epire, Acarnanie, Péloponnèse) : Géomorphologie et géographie historique*. Thèse Université de Paris 4, 360 p.
- FOUACHE E., 2006 - *10 000 ans d'évolution des paysages en Adriatique et en Méditerranée Orientale*. Travaux de la Maison de l'Orient Méditerranéen (TMO), 45. Lyon, Paris, De Boccard, 225 p.
- 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*, **14** (3), 334-345.
- GAKI-PAPANASTASSIOU K., CUNDY A.B. & MAROUKIAN H., 2011 - Fluvial versus Tectonic Controls on the Late Holocene Geomorphic and Sedimentary Evolution of a Small Mediterranean Fan Delta System. *Journal of Geology*, **119** (2), 221-234.
- GALANOPOULOS A., 1955 - Géographie sismique de la Grèce. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*. VI, 83-121. [en Grec]
- GENRE C., 1988 - Les alluvionnements historiques en Eubée (Grèce). Caractères principaux, chronologie, signification. *Etudes Méditerranéennes*, **12**, 229-258.
- GENRE C., 1989 - Variations de la ligne de rivage depuis l'Antiquité en Egee centre-occidentale. *Cahiers du Centre de Géomorphologie de Caen*, **36**, 247-250.
- GENRE C., 1999 - Néotectonique et développement des terrasses de l'Holocène récent : l'exemple de l'Eubée (Grèce centre-orientale). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, **5** (2), 143-158.
- 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** (3-4), 617-630.
- GHILARDI M., FACHARD S., PAVLOPOULOS K., PSOMIADIS D., COLLANA C., BICKET A., CREST Y., BONNEAU A., DELANGHE-SABATIER D., KNOELL A.K. & THEURILLAT T., 2012 - Reconstructing Mid-to Recent Holocene palaeoenvironments in the vicinity of Ancient Amarnthos (Euboea Island, Greece). *Geodinamica Acta*, **25** (1-2), 38-51.
- GHILARDI M., COLLEU M., PAVLOPOULOS K., FACHARD S., PSOMIADIS D., ROCHETTE P., DEMORY F., KNOELL 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), 2071-2083.
- GHILARDI M., PSOMIADIS D., PAVLOPOULOS K., MÜLLER CELKA S., FACHARD S., THEURILLAT T., VERDAN S., KNOELL A.K., THEODOROPOULOU T., BICKET A., BONNEAU A. & DELANGHE-SABATIER D., 2014 - Mid- to Late Holocene shoreline reconstruction and human occupation in Ancient Eretria (South Central Euboea, Greece). *Geomorphology*, **208**, 225-237.
- GHILARDI M., MÜLLER CELKA S., THEURILLAT T., FACHARD S. & VACCHI M., 2016 - Evolution des paysages et histoire de l'occupation d'Eretria (Eubée, Grèce) du Bronze ancien à l'époque romaine. In Ghilardi M. (Ed.), *Géochronologie des îles de Méditerranée*. CNRS éditions Alpha, Paris, 149-163.
- GHILARDI M., ISTRIA D., CURRAS A., VACCHI M., CONTRERAS D., VELLA C., DUSSOUILLEZ P., CREST Y., GUITER F. & DELANGHE D., 2017 - Reconstructing the landscape evolution and the human occupation of the Lower Sagone River (Western Corsica, France) from the Bronze Age to the Medieval period. *Journal of Archaeological Science: Reports*, **12**, 741-754.
- GIAIME M., MORHANGE C., ONTIVEROS, M.A.C., FORNOS J.J., VACCHI M., & MARRINER N., 2017 - In search of Pollentia's southern harbour: Geoarchaeological evidence from the Bay of Alcúdia (Mallorca, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **466**, 184-201.
- GRIMM E., 1987 - CONISS: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computer Geosciences*, **13** (1), 13-35.
- GROVE J.M., 2003 - *The Little Ice Age*, Routledge, 520 p.
- KAMBOUROGLOU E., 1989 - *Eretria: paleogeographic and geomorphological evolution during Holocene. Relationship between ancient environment and ancient inhabitation*. Thèse de doctorat, Université d'Athènes 220 p. [en Grec].
- KAMBOUROGLOU E., 1991 - Beachrocks of the hellenic area and their significance in the recent holocene transgression. *Bulletin de la Société Géologique de Grèce*, **25** (4), 39-57. [en Grec]
- KAMBOUROGLOU E., MAROUKIAN H. & SAMPSON A., 1988 - Coastal evolution and archaeology north and south of Chalkis (Euboea) in the last 5000 years. In Raban A. (ed.), *Archaeology of Coastal Changes* 404. British Archaeological Research International Series, Oxford, 71-79.
- KARYMBALIS E., VALKANOU K., TSIRONIS G., TSODOULOS I., ILIOPOULOS G., TSANAKAS G. & BATZAKIS V., 2015 - Geomorphic evolution of the Lilas River fan delta (Central Evia, Greece), during the Quaternary. *Geophysical Research Abstracts*, **17**, 8477.
- KOULI K., TRIANTAPHYLLOU M., PAVLOPOULOS K., TSOUROU T., KARKANAS P. & DERMITZAKIS M.D., 2009 - Palynological investigation of Holocene palaeoenvironmental changes in the coastal plain of Marathon (Attica, Greece). *Geobios*, **42** (1), 43-51.
- KOULI K., 2011 - Vegetation development and human activities in Attiki (SE Greece) during the last 5000 years. *Vegetation History and Archaeobotany*, **21** (4-5), 267-278.
- KRAUSE C., 1985 - Naissance et formation d'une ville. Histoire et archéologie. *Les Dossiers*, **94**, 17-25.
- KNOELL A.K., 2017 - A Conduit Between Two Worlds: Geography and Connectivity in the Euboean Gulf. In Tankosic Z., Mavridis F. & Kosma M. (eds.), *An Island between Two Worlds: The Archaeology of Euboea from Prehistoric to Byzantine Times*. Norwegian Institute of Archaeology in Athens, 6, 195-213.
- 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** (18-19), 1969-1988.
- LEMOS I.S., 2002 - *The Protogeometric Aegean: The Archaeology of the Late Eleventh and Tenth Centuries BC*. Oxford: Oxford University Press, 245 p.
- LEMOS I.S., 2012 - Euboea and Central Greece in the Post-Palatial and Early Greek Periods. *Archaeological Reports*, **58**, 19-27.
- LEONTARIS S., 1974 - Sur la genèse de la plaine lélantine et l'évolution morphologique du détroit de Bourti (Chalkis). *Archives des études euboïques*, **19**, 33-47 [en Grec].
- LESPEZ L., 2003 - Geomorphic responses to long-term land use changes in Eastern Macedonia (Greece). *Catena*, **51** (3-4), 181-208.
- MAROUKIAN H., PALLYVOS N., PAVLOPOULOS K. & NICOLOPOULOS E., 2001 - Paleogeographical evolution of the Kerinthos coastal area (NE Evia Island) during the Late Holocene. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **XXIV/1**, 459-465.
- MÜLLER CELKA S., 2010 - Avant la cité. In Martin-Pruvot C., Reber K., Theurillat T. (eds), *Cité sous terre. Des archéologues suisses explorent la cité grecque d'Eretria*. Gollion : Infolio Editions, 50-55.

- MÜLLER CELKA S., KRAPP T. & VERDAN S., 2013 - La céramique helladique du sanctuaire d'Apollon Daphnéphoros à Éréttrie (Eubée). *Bulletin de Correspondance Hellénique*, **135/1**, 21-61.
- PAJOR F., 2010 - Érétrie-Nea Psara. Chronique d'une communauté. Athènes, Melissa Editions, 199 p. [en Grec].
- PANTALEÓN-CANO J., PEREZ-OLBIOL R., YLL E.I. & ROURE J.M., 1996 - Significado de Pseudoschizaea en secuencias sedimentarias de la vertiente mediterránea de la Península Ibérica e Islas Baleares. In B. Ruiz Zapata (ed.), *Estudios Palinológicos*, 101-105.
- PAPAZACHOS B. & PAPAZACHOU C., 1997 - *The Earthquakes of Greece*. Ziti editions, Thessaloniki, 305 p.
- PARLAMA L., 1979 - Mikri anaskaphiki erevna sto proistoriko lophotis Amarynthou (Evvia). *Archaiologika Analekta ex Athinon*, **12**, 3-14. [en Grec].
- PAVLOPOULOS K., 2010 - Relative sea-level fluctuations in the Aegean coastal areas from middle to Late Holocene. *Geodinamica acta*, **23** (5-6), 225-232.
- PAVLOPOULOS K., KARKANAS P., TRIANTAPHYLLOU M., KARYMBALIS E., TSOUROU T. & PALLYVOS 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*, **22** (2), 424-438.
- PAVLOPOULOS K., TRIANTAPHYLLOU M., KARKANAS P., KOULI K., SYRIDES G., VOVALIDIS K., PALLYVOS N. & TSOUROU T., 2010 - Paleoenvironmental evolution and prehistoric human environment in the embayment of Palamari (Skyros Island, Greece) during Middle Holocene. *Quaternary International*, **216** (1-2), 41-53.
- PAVLOPOULOS K., KAPSIMALIS V., THEODORAKOPOULOU K. & PANAGIOPOULOS I.P., 2012 - Vertical displacement trends in the Aegean coastal zone (NE Mediterranean) during the Holocene assessed by geo-archaeological data. *The Holocene*, **22** (6), 717-728.
- PELTIER W.R., 2004 - Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: the ice-5G (VM2) model and grace. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **32**, 111-149.
- PÉRES J.M., 1982 - Major benthic assemblages. In Kinne, O. (ed.), *Marine Ecology 5*. Wiley, Chichester, 373-522 (Part 1).
- PÉRES J.M. & PICARD J., 1964 - Nouveau manuel de bionomie benthique. *Recueil des Travaux de la Station marine d'Endoume*, **31** (47), 5-137.
- PERISSORATIS C. & CONISPOLIATIS N., 2003 - The impacts of sea-level changes during latest Pleistocene and Holocene times on the morphology of the Ionian and Aegean seas (SE Alpine Europe). *Marine Geology*, **196** (3-4), 145-156.
- PIRAZZOLI P.A., STIROS S.C., ARNOLD M., LABOREL J. & LABOREL DEGUEN F., 1999 - Late Holocene coseismic vertical displacements and tsunami deposits near Kynos, Gulf of Euboea, Central Greece. *Physics and Chemistry of the Earth*, **24** (4), 361-367.
- POPHAM M.R. & SACKETT L.H., 1968 - *Excavations at Lefkandi, Euboea, 1964-66: A preliminary report*. The British School at Athens. Thames and Hudson, 35 p.
- PRINCIPATO M., GIUNTA S., CORSELLI C. & NEGRI A., 2003 - Late Pleistocene-Holocene planktonic assemblages in three box-cores from the Mediterranean Ridge area (west-southwest of Crete): paleoecological and palaeoceanographic reconstruction of sapropel S1 interval. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **190**, 61-77.
- REILLE M., 1992 - *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord*. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Université d'Aix-Marseille III, Marseille, 543 p.
- REILLE M., 1998 - *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord. Supplément 2*. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Université d'Aix-Marseille III, Marseille, 520 p.
- 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., GROUTES P.M., GILDERSON T.P., HAFLIDASON H., HAJDAS I., HATTE C., HEATON T.J., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.F., KROMER B., MANNING S.W., NIU M., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SCOTT E.M., SOUTHON J.R., TURNEY C.S.M. & VAN DER PLICHT J., 2013 - IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal. BP. *Radiocarbon*, **55** (4), 1869-1887.
- REIMER P.J. & MCCORMAC F.G., 2002 - Marine radiocarbon reservoir corrections for the Mediterranean and Aegean Seas. *Radiocarbon*, **44** (1), 159-166.
- RONDYANNI T., GALANAKIS D., GEORGIOU C. & BASKOUTAS I., 2007 - Identifying fault activity in the Central Evoikos Gulf (Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **XXXX**, 439-450.
- ROBERTS N., EASTWOOD W., 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**, 147-162.
- ROVERE A., RAYMO M.E., VACCHI M., LORSCHIED T., STOCCHI P., GOMEZ-PUJOL L., CASELLA E. & HEARTY P.J., 2016 - The analysis of last interglacial (MIS 5e) relative sea-level indicators: reconstructing sea-level in a warmer world. *Earth Science Reviews*, **159**, 404-427.
- RUST U., 1978 - Die Reaktion der fluvialen Morphodynamik auf anthropogene Entwaldung ostlich Chalkis (Insel Euboea, Griechenland). *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, **30**, 183-203.
- SABATIER P., DEZILEAU L., BLANCHEMANCHE P., SIANI G., CONDOMINES M., BENTALEB I. & PIQUES G., 2010 - Holocene variations of radiocarbon reservoir ages in a Mediterranean lagoonal system. *Radiocarbon*, **52** (1), 1-12.
- SACKETT L.H., HANKEY V., HOWELL J., JACOBSEN T.W. & POPHAM M.R., 1966 - Prehistoric Euboea: contributions toward a survey. *Annual of the British School at Athens*, **61**, 33-112.
- SAMPSON A., 1980 - Lieux et sites d'habitat préhistoriques Proïstoriques en Eubée, *AEM*, **23**, 91-249. [en Grec]
- SAMPSON A., 1981 - Le Néolithique et l'Helladique ancien I en Eubée, *AEM*, suppl. **24**, Athènes. [en Grec]
- SAMPSON A., 1992 - Late Neolithic remains at Tharrounia, Euboea: a model for seasonal use of settlements of caves. *Annual of the British School at Athens*, **87**, 61-101.
- SAMPSON A., 1993 - *Skoteini, Tharrounia. La grotte, le site d'habitat et le cimetière*, Athènes, 526 p., 74 p. de planches hors-texte. [en Grec]
- SAPOUNA-SAKELLARAKI E., 1988-1989 - Recherche sur les sites préhistoriques d'Amarnthos et de Magoula (Eréttrie), *AEM*, **28**, 91-104. [en Grec]
- SPADA G. & STOCCHI P., 2007 - SELEN: a Fortran 90 program for solving the "sea-level equation". *Computer Geosciences*, **33** (4), 538-562.
- STIROS S.C., ARNOLD M., PIRAZZOLI P.A., LABOREL J., LABOREL F. & PAPAGEORGIOU S., 1992 - Historical coseismic uplift on Euboea island, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, **108**, 109-117.
- STIROS S., PIRAZZOLI P., LABOREL J., LABOREL F., ARNOLD M. & PAPAGEORGIOU S., 1993 - Holocene sea-level changes in Euboea. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **XXVIII** (1), 435-445.
- STOCKMARR J., 1971 - Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, **13** (4), 615-621.
- THEOCHARIS T., 1959 - On the Prehistory of Euboea and Skyros, *AEM*, **6**, 279-328. [en Grec]
- TRIANANTAPHYLLOU M.V., PAVLOPOULOS K., TSOUROU T. & DERMITZAKIS M.D., 2003 - Brackish marsh benthic microfauna and paleoenvironmental changes during the last 6000 years on the coastal plain of Marathon (SE Greece). *Rivista Italiana Paleontologia et Stratigrafia*, **109** (3), 539-547.
- TRIANANTAPHYLLOU M.V., ZIVERI P., GOGOU S., MARINO G., LYKOUSIS V., BOULOUBASSI I., EMEIS K.C., KOULI K., DIMIZA M., ROSELL-MELE A., PAPANIKOLAOU M., KATSOURAS G. & NUNEZ N., 2009 - Late Glacial-Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea. *Marine Geology*, **266**, 182-197.
- TRIANANTAPHYLLOU M.V., KOULI K., TSOUROU T., KOUKOUSIOURA O., PAVLOPOULOS K. & DERMITZAKIS M.D., 2010 - Paleoenvironmental changes since 3000 BC in the coastal marsh of Vravron (Attica, SE Greece). *Quaternary International*, **216**, 14-22.
- VACCHI M., ROVERE A., ZOUIROS N., DESRUELLES S., CARON V., FIRPO M., 2012 - Spatial distribution of sea-level markers on Lesbos Island (NE Aegean Sea): evidence of differential relative sea-level changes and the neotectonic implications. *Geomorphology*, **159**, 50-62.
- VACCHI M., ROVERE A., CHATZIPETROS A., ZOUIROS N. & FIRPO M., 2014 - An updated database of Holocene relative sea level changes in NE Aegean Sea. *Quaternary International*, **328-329**, 301-310.
- VACCHI M., MARRINER N., MORHANGE C., SPADA G., FONTANA A. & ROVERE A., 2016 - Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal. *Earth Science Reviews*, **155**, 172-197.
- VALAMOTI S.M., MANGAFA M., KOUKOULI-CHRYSTANTHAKI C. & MALAMIDOU D., 2007 - Grape pressings from northern Greece: the earliest wine in the Aegean? *Antiquity*, **81**, 54-61.

- VAN GEEL B., 2001** - Non-pollen palynomorphs. In SMOL J., BIRKS H.J.B. & LAST W. (eds), *Tracking environmental change using lake sediments. Vol 3: Terrestrial, algal, and siliceous indicators*. Kluwer, Dordrecht, 99-109.
- VERDAN S., 2010** - La naissance de la cité. In C. Martin-Pruvot - K. Reber - T. Theurillat (dir), *cité sous terre. Des archéologues Suisses explorent la cité grecque d'Érétrie*. Catalog of the exhibition held in Antikenmuseum Basel und Sammlung Ludwig (22.09.2010-30.01.2011). Gollion, 64-71.
- 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** (7-8), 894-919.
- VOUVALIDIS K., SYRIDES G. & ALBANAKIS K., 2005** - Holocene morphology of the Thessaloniki Bay: Impact of sea level rise. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, **137**, 147-158.
- WISEMAN J. & ZACHOS K., 2003** - *Landscape Archaeology in Southern Epirus, Greece I*. Hesperia, Suppl. **32**, 292 p.