



HAL
open science

Changements climatiques en Méditerranée à la transition Pléistocène inférieur-moyen : pollens, isotopes stables et cyclostratigraphie

Sebastien Joannin

► To cite this version:

Sebastien Joannin. Changements climatiques en Méditerranée à la transition Pléistocène inférieur-moyen : pollens, isotopes stables et cyclostratigraphie. Sciences de la Terre. Université Claude Bernard - Lyon I, 2007. Français. NNT: . tel-00347549

HAL Id: tel-00347549

<https://theses.hal.science/tel-00347549v1>

Submitted on 16 Dec 2008

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

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

THESE

présentée

devant l'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON 1

pour l'obtention

du DIPLOME DE DOCTORAT

(arrêté du 7 août 2006)

présentée et soutenue publiquement le

16 Février 2007

par

M. Sébastien JOANNIN

TITRE :

**Changements climatiques en Méditerranée à la transition
Pléistocène inférieur-moyen : pollens, isotopes stables et
cyclostratigraphie**

Directeurs de thèse :

Jean-Pierre SUC

Jean-Jacques CORNEE

JURY :

M. Franck BASSINOT, Ingénieur CEA, Gif sur Yvette, examinateur

M. Jean-Jacques CORNEE, Chargé de Recherche CNRS, Université Lyon 1, directeur de thèse

M. Wout KRIJGSMAN, Chercheur, Université d'Utrecht, rapporteur

M. Jean-Pierre SUC, Directeur de Recherche CNRS, Université Lyon 1, directeur de thèse

M. Frédéric THEVENARD, Professeur, Université Lyon 1, examinateur

M. Poli Chronis TZEDAKIS, Professeur, Université de Leeds, rapporteur

Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier Jean-Pierre Suc qui a assuré le bon déroulement de cette thèse. Depuis le DEA, j'ai bénéficié de son grande expérience de palynologue pour la détermination des pollens. La structure qu'il a mise en place au sein de l'UMR 5125, permet de travailler dans d'excellentes conditions, grâce à l'accès à la salle des microscopes, à la salle de traitements chimiques ou encore à la collection d'ouvrages recouvrant notamment les recherches en palynologie de ces dernières décennies. Jean-Pierre Suc a mis à ma disposition un ordinateur sur lequel l'intégralité des articles et de la thèse a été rédigée. Grâce à ses compétences en palynologie et en stratigraphie, Jean-Pierre Suc a aiguillé nos discussions afin d'extraire les renseignements importants fournis par les analyses polliniques des sites étudiés dans ce travail. Il m'a également permis d'effectuer plusieurs missions de terrain (en Italie, en Grèce et en Arménie) et de participer à plusieurs congrès internationaux qui complètent ma formation. Enfin, ses qualités d'homme pragmatique et décidé sont une source d'inspiration et de motivation. Un exemple l'illustre : il a corrigé mon mémoire de DEA sur son lit d'hôpital en 2003.

Je tiens également à remercier Jean-Jacques Cornée. Il a toujours été disponible pour discuter et apporter un regard extérieur dans l'expertise des résultats palynologiques. Pendant ce travail, j'ai bénéficié de son expérience d'homme de terrain, de sédimentologue et de structuraliste. Notre collaboration a d'ailleurs permis de proposer un scénario de l'histoire tectonique récente de l'île de Rhodes et plus particulièrement de la formation de Ladiko-Tsampika. Il s'est toujours montré disponible pour relire mes manuscrits d'article, et pour apporter ses commentaires afin de les améliorer sur le fond mais aussi sur la forme. Je me suis efforcé, à travers ses corrections, d'acquérir un esprit plus critique et plus synthétique.

J'aimerais aussi remercier le groupe « palyno » : Jean-Pierre Suc, Speranta Popescu, Célia Beaudouin, Gonzalo Jimenez-Moreno, Philippe Sorrel, Lysianne Thévenod, Simona Boroï et Desmet Biltekir. Au sein de ce groupe, tous les membres s'aident mutuellement, notamment pour la détermination des grains de pollen et des dinokystes. Cette petite unité permet un relais des connaissances depuis celles de Jean-Pierre Suc et de Speranta Popescu et entre anciens et nouveaux étudiants.

Je souhaite également remercier le directeur de notre laboratoire. Christophe Lécuyer a permis la réalisation de certaines missions effectuées au cours de cette thèse. Le pôle géochimique, qu'il développe au sein de notre UMR, a permis d'ajouter à mes compétences

Remerciements

de palynologue l'utilisation des lignes manuelles et automatiques pour l'extraction du CO₂ des carbonates. J'associe à ces remerciements les « François » du 5^{ème}. Christophe Lécuyer a également été un soutien scientifique et moral par son implication dans nos articles communs et sa disponibilité.

Je remercie tout particulièrement Claude Colombié qui a souvent été la première à essayer de déchiffrer mes écrits en français comme en anglais.

Merci aussi à Frédéric Quillévére pour son implication dans le premier article publié de cette thèse. Il a contribué à construire un raisonnement solide sur les facteurs intervenant en Méditerranée. Il m'a formé à la détermination des foraminifères.

Je veux aussi remercier Martin Head qui s'est montré disponible pour écouter et discuter les idées que je développe afin de comprendre la transition entre le Pléistocène inférieur et moyen. Il a considérablement amélioré l'emploi de l'anglais dans le manuscrit de Santa Lucia.

Je souhaite également remercier Dominique Barbe pour sa grande disponibilité et sa gentillesse, pour l'impression de nos publications et de cette thèse.

Enfin merci aux différents collaborateurs : Paul Roiron, Christine Chataignier, Ivan Gabrielyan, Samuel Nahapetyan pour l'équipe Arménie ; Neri Ciaranfi, Simona Stefanelli, Maria Marino et Patrizia Maiorano pour l'équipe de Bari (Italie) ; Sébastien Rohais pour l'étude de Corinthe (Grèce), Vincent Lebreton et Erwan Messenger pour nos discussions sur le Caucase.

Spéciale dédicace au « French Rhodes Research Group », notamment Mc Me7 (Pierre Moissette) qui a amené (yo je sais on dit apporté !!) beaucoup d'éléments de réflexion sur l'environnement de dépôt dans la baie de Tsampika et qui nous a fait déguster cette fameuse « rezina » à Rhodes. Merci aussi à Paula-Pauline Desvignes qui a effectué le lavage de plusieurs échantillons pour les analyses sur les foraminifères.

Je remercie aussi mon très « vénérable » père et que Thomas Bédouin (le seul « Rennes » que ma sœur ait trouvé au pays des caribous), et le service technique pour leur aide à la conception puis à la construction de la « Tapoteuse » 001 (version structure bois – taille-haie) et de la « Tapoteuse » 002 (version structure métallique – ponceuse).

Merci à Elizabeth et Bernard qui m'accueillent souvent à Paris pour les congrès.

Je remercie tous les anciens doctorants qui nous ont fait partager leur expérience pour survivre au cours de la thèse et qui nous ont guidé à travers les méandres administratifs. Ils nous ont surtout permis de découvrir les spécialités de leur régions d'origine : Romain, LoLo,

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Célia, Olivier, Marie-Anne, Yann, Arnaud, Bérengère, Hélène, Mathieu, Gonzalo. Tout comme les doctorants et étudiants actuels : Vincent, Benji, Caroline, Jérémy, Kenny, Guillaume, Nok noy, ...Merci à tous les membres du bureau 214: Eric, Yun, bu-bulle, coin-coin, coin-coin, coin-coin, coin-coin et coin-coin. Enfin, je remercie tous mes amis notamment les Saint Martinois et les Yzeronais qui m'ont permis de passer d'agréables week-end tout en contemplant les innombrables victoires de l'OL et en s'exerçant à la belotte.

Enfin j'adresse mes remerciements aux différentes personnes impliquées dans mon projet de voyage scientifique entre Lyon et Pékin à vélo qui débutera mi-avril 2007 et qui va me permettre de continuer l'aventure: Jean-Pierre Suc, Jean-Jacques Cornée, Christophe Lécuyer, Claude Guérin, Noël Podevigne, Robert Abraham (les coureurs du jeudi), sans oublier Olive.

Merci à ma famille qui m'a toujours soutenue.

Sommaire

Remerciements	3
Introduction	11
1. Outils	17
1.1. Climat	17
<i>1.1.1. Cycles climatiques</i>	17
• Les isotopes de l'oxygène comme marqueurs du climat « global »	17
• Les isotopes de l'oxygène enregistrés en Méditerranée, marqueurs du climat « global » ?	19
• Les isotopes de l'oxygène « atmosphérique »	21
• Périodicité observée dans le $\delta^{18}\text{O}$	22
<i>1.1.2. Paramètres orbitaux</i>	22
• Description	22
• Insolation	24
• Les mondes à 41 ka et à 100 ka	24
• La transition du Pléistocène moyen (MPT)	26
<i>1.1.3. Climat et Méditerranée</i>	28
• Circulation océanique	28
• Circulation atmosphérique	30
• Sapropèles	31
• Changements climatiques millénaires	35
1.2. Végétation	37
<i>1.2.1. Définitions</i>	37
• Organisation spatiale et phytogéographie actuelle	37
• Phytosociologie passée	40
• Représentativité des analyses palynologiques	41
<i>1.2.2. Fluctuations de la végétation</i>	42
• Inventaire pollinique	42
• Successions de végétation	47
• Opposition climatique	49
2. Méthode	53
2.1. Terrain	53

Sommaire

2.2.	Analyse pollinique	53
2.3.	Isotopes	54
2.4.	Outils chronologiques	55
3.	Stratégie	59
3.1.	Transect Ouest-Est	59
3.2.	Présentation des coupes	61
•	Méditerranée occidentale	61
•	Méditerranée centrale	61
•	Méditerranée orientale	63
•	Asie occidentale	64
•	Corinthe : <i>une application de la palynologie</i>	65
4.	Sites	67
4.1.	Méditerranée occidentale	67
•	ODP Site 976 - le témoin océanique	67
4.2.	Méditerranée centrale	79
4.2.1	<i>Santa Lucia - le premier témoin de la précession</i>	81
4.2.2.	<i>Montalbano Jonico interval A</i>	93
•	Montalbano Jonico a - le calage chronologique	93
•	Montalbano Jonico b - le contrôle orbitale	109
•	Montalbano Jonico b - abstract	119
4.3.	Méditerranée orientale	123
•	Rhodes - apport des pollens à la sédimentologie (Cornée et al., 2006)	125
•	Tsampika - pas d'opposition climatique (Joannin et al., soumis)	149
4.4.	Asie occidentale	
•	Shamb - le témoin oriental et continental	171
•	Shamb - abstract	183
5.	Synthèse	185
5.1.	Bilan	185
5.2.	Les modifications dans la flore et la végétation	188
5.2.1.	<i>Au niveau taxonomique</i>	189

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

5.2.2. <i>Cycles climatiques</i>	192
• Dans le temps	192
• Dans l'espace	193
5.2.3. <i>Le forçage astronomique</i>	193
• De l'obliquité	193
• De la précession	195
• De l'excentricité (via la modulation des amplitudes de la précession)	197
5.3. Discussion	199
5.3.1. <i>L'opposition climatique</i>	199
5.3.2. <i>La MPT</i>	201
• Les cycles astronomiques	201
• L'interférence obliquité vs. précession	201
• Transition ou révolution ?	202
Conclusions et perspectives	205
Bibliographie	210
Annexes	221
Annexe 1. <i>Globorotalia crassaformis</i> .	221
Annexe 2. Planche photographique.	222
Annexe 3. Rohais et al., sous presse	225

Introduction

Le bioclimat méditerranéen est défini par la végétation que l'on trouve actuellement autour de la Méditerranée. Il constitue un centre important de biodiversité mondiale puisque l'on y trouve 10% des plantes à fleurs sur seulement 1,6% de la surface terrestre (Médail et Quézel, 1999). Ce domaine est dépendant de conditions climatiques particulières telles qu'une forte aridité pendant la saison chaude (été), un contraste thermique été-hiver assez important et des précipitations abondantes en automne. Ces conditions varient elles-mêmes selon la situation géographique, soit, dans la zone tempérée, entre 30 et 42° de latitude Nord mais aussi en fonction de la proximité de l'océan Atlantique, lui-même fortement affecté par la circulation atmosphérique. Tout cela influence la durée de la période sèche qui est, par exemple, de 3 mois à Nice et 7 mois à Beyrouth. La diversité végétale élevée du domaine méditerranéen est donc issue de la conjonction de conditions particulières. Mais ces conditions ont-elles toujours existé ? Si non, quels sont les facteurs qui ont permis l'installation de la flore et de la végétation actuelles ?

Les recherches paléobotaniques et palynologiques conduites dans les sédiments continentaux et marins suggèrent des conditions climatiques tropicales à subtropicales en Europe et dans le bassin méditerranéen depuis le début du Néogène (23,03 Ma) jusqu'à 2,6 Ma environ (Suc, 1984, 1989 ; Suc et al., 1995 ; Bessedik, 1985; Jiménez-Moreno, 2005 ; Roiron, thèse ; Thompson et Fleming, 1996). Ces études ont révélé une réduction importante mais progressive des plantes représentatives des milieux tropicaux à subtropicaux vers le bassin méditerranéen. C'est le cas, par exemple, de *Sequoia*, *Taxodium* et *Nyssa* (Zagwijn, 1990), des Taxodiaceae et *Cathaya* (Combourieu-Nebout, 1993 ; Thompson et Fleming, 1996). Actuellement, ces plantes n'existent plus sur le pourtour méditerranéen du fait des conditions climatiques arides pendant la saison chaude (Suc et al., 1995 ; Svenning, 2003). Elles ont vraisemblablement disparu au Pliocène supérieur (2,59 – 1,81 Ma) et au Pléistocène (Suc, 1986, 1989 ; Suc et al., 1995 ; Ravazzi et Rossignol-Strick, 1995; Suc et al., 2004). La disparition de ces taxons thermophiles a été progressive et est liée à plusieurs facteurs. Notamment la mise en place des cycles glaciaire-interglaciaire au Pliocène supérieur (2,4 Ma) qui a induit un lent refroidissement du climat terrestre (Ruddiman, 2003). Elle est également imputée à l'existence de barrières paléogéographiques telles les montagnes sud-européennes et de la mer Méditerranée orientatées Est-Ouest (Suc et al., 1999 ; Svenning, 2003). En effet,

Introduction

ces barrières ont empêché la migration des essences thermophiles plus au Sud lors des phases glaciaires de plus en plus marquées, tout comme le voisinage du désert saharien (Suc et al., 1999). Il apparaît aussi que ces réductions d'aire se sont faites d'Ouest en Est puisque ces taxons sont désormais réfugiés dans les zones montagneuses du Caucase (Suc et al., 1992; Leroy et Roiron, 1996) ou bien encore dans les forêts subtropicales à tempérées-chaudes de Chine (Suc et al., 1999 ; Suc et Popescu, 2005 ; Sorrel, accepté).

Le refroidissement a continué à s'accroître au Pléistocène inférieur (1,81 – 0,78 Ma) et moyen (0,78 – 0,126 Ma). Des taxons participant alors aux forêts tempérées-chaudes d'Europe comme *Carya*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Liquidambar*, *Pterocarya*, *Zelkova* ont vraisemblablement cessé d'avoir un rôle important dans la végétation puisqu'ils ont partiellement ou totalement disparu d'Europe et du pourtour méditerranéen. Cette deuxième vague de réduction de la diversité végétale au Pléistocène inférieur et moyen a été peu étudiée (*e.g.* Pons et al., 1995 ; Suc et Popescu, 2005). Il est facile d'imaginer que comme pour les reliques tropicales du Miocène et subtropicales du Pliocène, la région nord-est méditerranéenne fut le refuge jusqu'à l'extinction des taxons les plus thermophiles de climat tempéré-chaud et humide pour l'Europe au cours du Pléistocène (Suc et al, 2004). Retracer précisément l'histoire de ces extinctions nécessite donc de recenser ces taxons dans l'enregistrement sédimentaire de cette province (Suc et Popescu, 2005). L'analyse pollinique est l'outil approprié pour le faire compte tenu de sa richesse en témoignages non seulement dans l'espace mais aussi au cours du temps. C'est d'ailleurs cet outil qui a permis la définition des cycles climatiques (Van der Hammen et al., 1971).

La restitution de l'histoire de la végétation permet donc de connaître les modalités des changements climatiques. Ils peuvent être également étudiés par l'intermédiaire de la composition isotopique en oxygène des tests de foraminifères planctoniques et benthiques (Lisiecki et Raymo, 2005). Cette approche a permis de répertorier précisément les cycles glaciaire-interglaciaire enregistrés au Quaternaire, de les numéroter (MIS : marine isotopic stage) et d'établir leur durée. Milankovitch (1941) puis Hays et al. (1976) ont suggéré que le processus et la durée de ces cycles étaient contrôlés par les variations des paramètres orbitaux de la Terre tels que l'excentricité, dont la période est de 100 ka, l'obliquité, qui présente une période de 41 ka et la précession, dont la période est de 20 ka. L'obliquité influence principalement l'insolation aux hautes latitudes et contrôle le volume des calottes polaires (Berger et Loutre, 2004). Les répercussions climatiques concernent la totalité de la Terre. A l'inverse la précession influence les contrastes saisonniers et n'a donc pas la même influence

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

dans les deux hémisphères. Sa zone d'action concerne les basses latitudes (Rossignol-Strick et Paterne, 1999; Shackleton et al., 1999; Maslin et Ridgwell, 2005) où elle a un rôle dans les cycles de moussons (Wei et Gasse, 1999). La région méditerranéenne se place donc à l'interface des zones d'influence de ces deux paramètres orbitaux, l'un influençant le climat global, l'autre influençant la mousson africaine (Prell et Kutzbach, 1987; Rossignol-Strick et Paterne, 1999) et les augmentations de précipitations sur le bassin méditerranéen (Rohling et Hilgen, 1991; Rossignol-Strick et Paterne, 1999; Bar-Matthews et al., 2003). En région méditerranéenne, la signal de précession est amplifié car la mer est le réceptacle de l'eau de mousson déversée sur l'Afrique du Nord (Kroon et al., 1998). Par conséquent, tout outil retraçant les changements climatiques en Méditerranée est susceptible d'enregistrer les variations liées à ces deux paramètres (Kroon et al., 1998).

Les paramètres orbitaux exercent à leur tour des phases de dominance qui sont enregistrées dans les sédiments. Ainsi, les dépôts du Pliocène et du Pléistocène inférieur recèlent-ils la prédominance de l'enregistrement des cycles liés à l'obliquité (Pisias et Moore, 1981; Kroon et al., 1998; Ruddiman, 2003), le Pléistocène moyen et le Pléistocène supérieur celle de cycles liés à l'excentricité (von Grafenstein et al., 1999; Ruddiman, 2003). Cette hypothèse a été reprise et nuancée. Il convient désormais de parler de cycles de précession à 100 ka plutôt que de cycles d'excentricité puisque celle-ci ne serait que le modulateur de la précession (Maslin et Ridgwell, 2005). Les travaux récents indiquent un relais de dominance entre obliquité et précession (à 100 ka) à la limite entre Pléistocène inférieur et moyen. Le refroidissement qui se marque depuis le Miocène et s'est intensifié avec l'apparition des cycles climatiques glaciaire-interglaciaire de l'hémisphère Nord, s'accroît encore avec l'augmentation en durée de ces cycles. Néanmoins, ce changement est progressif et se marque au cours de la MPT (middle Pleistocene transition ; Maslin et Ridgwell, 2005). Selon les auteurs cette transition dure entre 1,2 et 0,5 Ma (Head et Gibbard, 2005) ou entre 0,9 et 0,65 Ma (Maasch et Saltzman, 1990 ; Mudelsee et Statteger, 1997 ; Maslin et Ridgwell, 2005). L'apparition exacte des cycles de 100 ka se situerait entre 0,9 et 0,8 Ma selon von Grafenstein et al. (1999) et Ruddiman (2003) ou à 0,62 Ma pour Mudelsee et Statteger (1997) et Maslin et Ridgwell (2005). Cette période « charnière » à l'échelle du climat du Quaternaire est sujette à débat puisque les spécialistes, loin d'en connaître les causes, doivent d'abord augmenter le nombre des observations et préciser leur signification. Les enregistrements sédimentaires de Méditerranée sont appelés à jouer un rôle important puisque précession et obliquité y sont bien marqués.

Introduction

Il existe en Méditerranée des études en géochimie isotopique recouvrant tout le Quaternaire, notamment sur les carottes des Sites ODP (ocean drilling program ; Kroon et al., 1998). En revanche, les études polliniques ont principalement été menées à terre par l'étude des sédiments que l'on trouve dans les maars volcaniques et les bassins lacustres d'Italie et de Grèce (Wijmstra et Smit, 1976; Suc et Zagwijn, 1983; Suc, 1984; Combourieu-Nebout et Vergnaud Grazzini, 1991; Russo Ermoli, 1994; Ravazzi et Rossignol-Strick, 1995; Tzedakis et Bennett, 1995; Okuda et al., 2002). Ces terrains sont souvent difficiles à dater (de Beaulieu et al., 2006). La Palynologie s'est donc tournée vers l'étude de pollens contenus dans les sédiments marins plus facile à dater et qui permettent la comparaison avec le signal géochimique (Subally et al., 1999). De plus, les dépôts y sont le plus souvent continus et couvrent de longues tranches de temps. Les sédiments marins sont prélevés dans les carottages profonds comme les sites ODP. Ils peuvent aussi être échantillonnés sur terre, puisque la subduction actuelle de la plaque africaine vers le Nord, c'est-à-dire sous la plaque européenne, a induit le soulèvement des dépôts sédimentaires plio-pléistocènes, en particulier dans les zones d'arcs.

Les études polliniques ont permis de comprendre la dynamique de végétation ou « succession de végétation » pour chaque cycle glaciaire-interglaciaire notamment lors des cycles climatiques à 100 ka (Tzedakis et Bennett, 1995). Cette dynamique a également été établie pour le Pliocène supérieur (Combourieu-Nebout, 1993) lorsque les cycles climatiques étaient contrôlés par l'obliquité. Elle est en revanche très mal connue pour le Pléistocène inférieur et moyen. En effet, les études palynologiques concernant cet intervalle de transition sont rares (Capraro et al., 2005 ; Ravazzi et al., 2005 ; Suc et Popescu, 2005), c'est pourquoi il est essentiel de retracer l'histoire de la végétation et du climat au moment où l'enregistrement de la précession est renforcé dans la région méditerranéenne.

Pour cerner la migration des taxons vers l'Est lors des phases glaciaires, un transect longitudinal a été réalisé avec un témoin occidental en mer d'Alboran (le Site ODP 976), deux coupes d'Italie du Sud (Santa Lucia et Montalbano Jonico), une coupe dans le domaine oriental (Tsampika sur l'île de Rhodes) et une coupe en domaine continental qui s'est révélée plus ancienne que les autres mais qui permet de discuter de l'histoire des taxons (Shamb en Arménie). Une attention toute particulière a porté sur l'étude à haute résolution de la dynamique de végétation en réaction à chaque cycle climatique, ainsi que sur l'éventuelle présence au Pléistocène d'une opposition climatique décrite au Pliocène terminal et qui se marquerait par des interglaciaires chauds et humides et des glaciaires frais et secs à l'Ouest,

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

par des interglaciaires chauds et arides et des glaciaires frais et humides à l'Est (Subally et al., 1999 ; Suc et Popescu, 2005).

1. Outils

1.1. Climat

1.1.1. Cycles climatiques

- Les isotopes de l'oxygène comme marqueurs du climat « global »

La source des précipitations est constituée par le phénomène d'évaporation qui a lieu principalement aux basses latitudes. Lors de l'évaporation, la vapeur d'eau s'enrichit en ^{16}O qui est plus léger que le ^{18}O . Le transfert d'énergie des basses vers les hautes latitudes se fait dans l'atmosphère par le voyage des vents chargés d'humidité. Lors de ce transfert, des précipitations se forment par condensation, ce qui favorise des pluies relativement enrichies en ^{18}O . Par conséquent, les eaux piégées dans la glace des hautes latitudes sont enrichies en ^{18}O . Cette eau retourne à l'océan global par fonte des glaces et brassage océanique pour maintenir un rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ constant. Ce cycle de l'oxygène est bloqué lors de la constitution des inlandsis, c'est-à-dire en phase glaciaire. L'océan est alors relativement enrichi en ^{18}O et, par là même, les tests carbonatés des foraminifères planctoniques ou benthiques (Maslin et Ridgwell, 2005 ; Fig. 1.1). Ces tests se constituent en équilibre avec cette eau en dépit d'effets vitaux spécifiques et constants dans le temps et pour une même taille de foraminifères (Rohling et al., 2004). Le rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ permet, par conséquent, d'estimer les changements climatiques ainsi que les variations eustatiques associées puisqu'un cycle climatique se traduit par la diminution et l'augmentation des calottes de glace polaire. Une observation détaillée des courbes isotopiques permet de distinguer ces oscillations climatiques qui correspondent à l'alternance de phases chaudes et de phases froides.

Un refroidissement global existe depuis l'optimum du Miocène jusqu'à nos jours (*cf.* introduction). Il s'est accéléré avec l'avènement des cycles climatiques induisant la formation de calotte de glaces sur les deux pôles vers 2,6 Ma (début du Pliocène supérieur). A cette époque, les isotopes enregistrent une augmentation de l'amplitude et de la longueur d'onde des cycles. Cet accroissement s'est accentué jusqu'à présent, provoquant l'extension aux moyennes latitudes des calottes de l'hémisphère Nord (Fig. 1.1). En phase glaciaire, les inlandsis européens s'étendaient jusqu'en Angleterre et en Scandinavie.

1.1. Climat

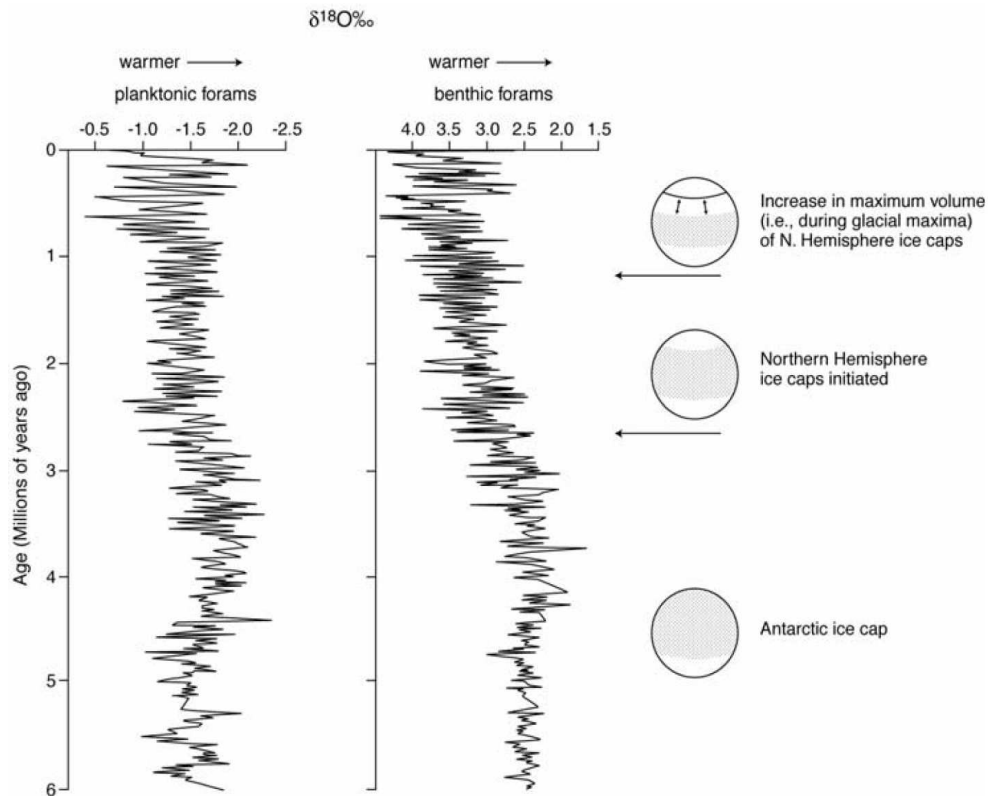


Figure 1.1. Ages de la formation des calottes de glace dans les deux hémisphères (d'après Maslin et Rigdwell, 2005).

Figure 1.1. Building ages of ice-sheets on the two hemispheres (after Maslin and Rigdwell, 2005).

L'observation des courbes isotopiques, par exemple sur la figure 1.1, montre également que la composition isotopique des tests de foraminifères planctoniques enregistre des amplitudes plus fortes que celles enregistrées par les foraminifères benthiques. En effet, le rapport isotopique de l'eau marine est aussi sujet aux variations du taux d'évaporation/précipitation et de l'arrivée d'eau douce enrichie en ¹⁶O du continent via les embouchures des fleuves (Lisiecki et Raymo, 2005). Par conséquent, l'augmentation des précipitations au cours d'une période chaude accentue encore la baisse du δ¹⁸O, plus particulièrement en surface où le temps de renouvellement de l'eau est plus rapide qu'en profondeur. Les foraminifères planctoniques enregistrent des variations du δ¹⁸O amplifiées par les précipitations, elles-mêmes influençant indirectement la salinité de ces eaux de surface. Pour définir les changements climatiques globaux, il est préférable de se baser sur les données provenant de l'analyse des tests de foraminifères benthiques (Lisiecki et Raymo, 2005). La courbe LR04 (Lisiecki et Raymo, 2005 ; Fig. 1.3), est obtenue par compilations des rapports isotopiques en oxygène des tests de foraminifères benthiques provenant de plusieurs

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

sites répartis dans les océans du globe. Cette courbe permet de s'affranchir plus encore des influences locales.

- Les isotopes de l'oxygène enregistrés en Méditerranée, marqueurs du climat « global » ?

Les phénomènes d'échelle globale ont bien entendu des répercussions aux échelles régionales et locales. A l'échelle de la Méditerranée, il est possible de dénombrer les MIS à partir d'une courbe de variations du $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 1.3) réalisée à partir de foraminifères planctoniques (*Globigerinoides ruber* et *Globigerina bulloides*). Ceux-ci proviennent de forages localisés sur la figure 1.2. Les variations de la composition isotopique en oxygène de ces deux foraminifères sont plus fréquentes que celles enregistrées dans la courbe LR04. Cette différence résulte probablement de changements locaux ou de changements trop rapides pour être enregistrés dans le domaine « profond ». On s'aperçoit également que l'amplitude des variations du $\delta^{18}\text{O}$ est plus importante chez *Gs. ruber* que chez *G. bulloides* (Fig. 1.3). Ces deux foraminifères planctoniques n'ont en effet pas exactement les mêmes préférences écologiques. *Globigerinoides ruber* prolifère dans les eaux chaudes et oligotrophiques liées aux eaux stratifiées en Méditerranée (Pujol et Vergnaud-Grazzini, 1995). *Gs. ruber alba*, par exemple, vit entre 50 et 100 m de profondeur. *Globigerina bulloides*, au contraire, indique le plus souvent la présence d'eaux froides et riches en nutriments des zones d'« upwelling » (Peeters et al., 2002). Leur plus grand nombre est actuellement enregistré entre 50-200m en Méditerranée (Pujol et Vergnaud-Grazzini, 1995).

Malgré les spécificités écologiques de l'espèce choisie pour l'analyse isotopique de l'oxygène, les variations climatiques globales sont nettement décelables. Bien que leurs spécificités permettent l'enregistrement de variations à plus haute fréquence qui peuvent atténuer, amplifier ou brouiller ces variations globales.

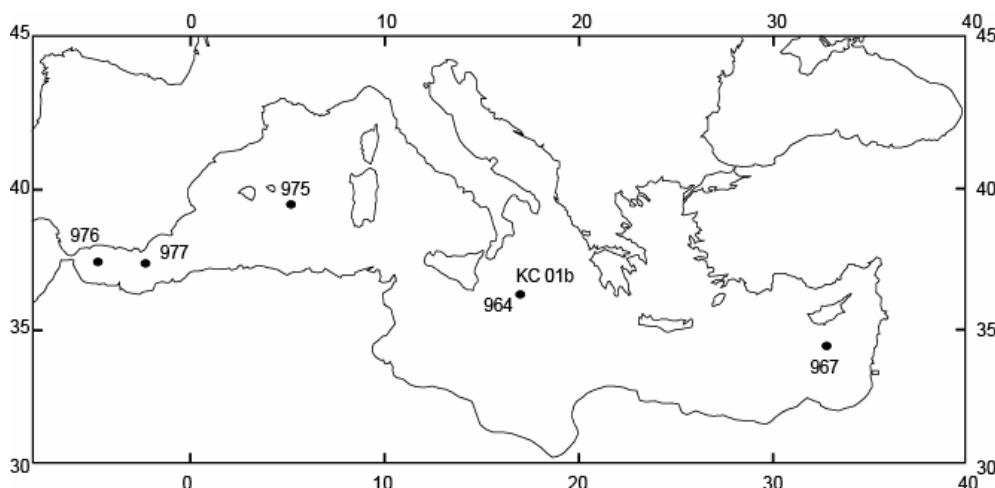


Figure 1.2. Carte de localisation des forages représentés en figure 1.3.

Figure 1.2. Localisation map of the drilling presented in figure 1.3.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Figure 1.3. Courbes isotopiques du Pliocène supérieur et du Pléistocène en Méditerranée calibrées aux MIS 1 et 19 (0,780 Ma) à partir de la courbe LR04. Sont indiqués en grisé les magnétochrons Cobb, Jaramillo et la limite Matuyama-Brunhes.

Figure 1.3. Upper Pliocene and Pleistocene isotopic curves obtained in Mediterranean Sea, calibrated with MIS 1 and 19 (0.780 Ma) based on LR04 stack curve. Magnetochrons Cobb, Jaramillo and Matuyama-Brunhes boundary are in grey-shapes.

- Les isotopes de l'oxygène « atmosphérique »

Même si le signal isotopique mesuré sur les foraminifères planctoniques est plus sujet aux changements locaux ou aux variations atmosphériques rapides, cet outil de quantification des variations climatiques est spécifique au milieu marin. Le signal isotopique est par conséquent biaisé par l'inertie calorifique marine. Pourtant, l'atmosphère a un rôle plus important que l'océan dans le transport d'énergie des basses vers les hautes latitudes (Trenberth et Caron, 2001). L'outil qui se prête le mieux à l'enregistrement des changements atmosphériques à haute fréquence est basé sur le déficit en Deutérium des bulles gazeuses préservées dans les glaces du Groënland et de l'Antarctique. Ce déficit traduit l'évolution des concentrations en gaz à effet de serre (GES) qui sont le CO₂ et le CH₄. Ces concentrations évoluent de la même manière que le $\delta^{18}\text{O}$: elles augmentent pendant les interglaciaires et diminuent lors des glaciaires. Néanmoins, cette méthode est limitée par l'âge maximal de préservation des glaces, c'est-à-dire 0,740 Ma en Antarctique (Fig. 1.4 ; EPICA, 2004). Mesurer les variations climatiques atmosphériques à plus haute fréquence plus anciennes que 0,740 Ma implique donc d'autres outils, et l'outil palynologique peut en faire office.

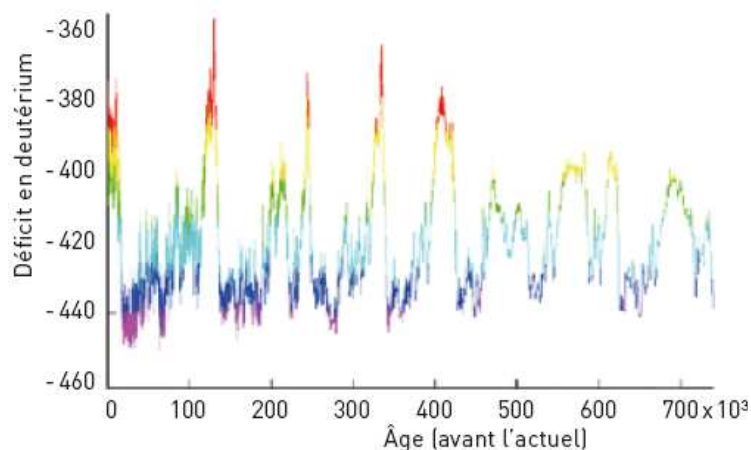


Figure 1.4. Déficit en Deutérium en Antarctique (dôme C ; EPICA, 2004).

Figure 1.4. Deuterium deficit in Antarctic (dôme C ; EPICA, 2004).

1.1. Climat

- Périodicité observée dans le $\delta^{18}\text{O}$

Les périodes des cycles observés peuvent être définies par l'analyse spectrale des données de $\delta^{18}\text{O}$. Par exemple, le Site ODP 967 en Méditerranée orientale a procuré des données isotopiques et a permis de définir à 80% de confiance (Fig. 1.5 ; Kroon et al., 1998) :

[1] au Pliocène supérieur (jusqu'à 1,8 Ma), des périodicités de 23 ka et des périodes de 40 ka,

[2] au Pléistocène inférieur (1,8 à 1 Ma), des périodicités de 40 ka essentiellement et des périodes de 23 ka,

[2] au Pléistocène moyen-supérieur (1 Ma jusqu'à maintenant), des périodicités de 23 ka et 100 ka.

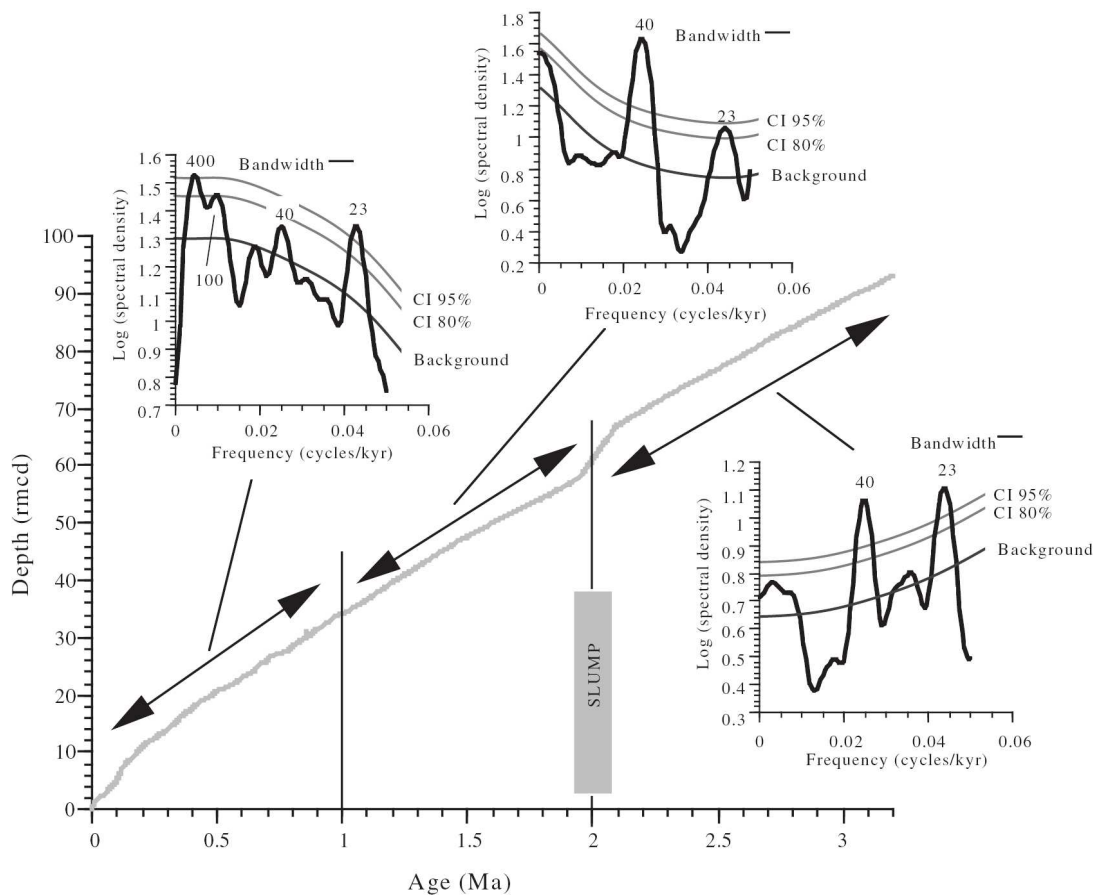


Figure 1.5. Analyses spectrales sur $\delta^{18}\text{O}$ en Méditerranée (d'après Kroon et al., 1998).

Figure 1.5. $\delta^{18}\text{O}$ spectral analysis in Mediterranean (after Kroon et al., 1998).

1.1.2. Paramètres orbitaux

- Description

En 1941, le mathématicien Milankovitch développa une théorie selon laquelle les cycles climatiques seraient liés aux variations d'insolation reçue durant l'été aux hautes latitudes de

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

l'hémisphère Nord. En effet, selon cette théorie astronomique, les latitudes proches du pôle Nord sont les plus sensibles aux variations d'insolation (énergie) puisqu'elles sont occupées par des continents. Cette énergie dépend de trois paramètres orbitaux : la précession, l'obliquité et l'excentricité. La précession et l'obliquité ont une influence linéaire sur le climat.

La précession des équinoxes est due à l'axe de rotation de la Terre qui décrit un cône (Fig. 1.6a). Cet effet « toupie » modifie la position des limites des saisons sur l'orbite de la Terre (ou plan de l'écliptique) avec une double période de 19 ka et 23 ka. Les effets de la précession sont prépondérants sur les différences d'insolation, jusqu'à 60 W/m^2 , par rapport à une moyenne de 340 W/m^2 .

L'obliquité est la variation d'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre. Cette inclinaison va de 22° à 25° par rapport à la perpendiculaire au plan de l'écliptique (Fig. 1.6b). Ce paramètre influe sur la différence d'insolation entre les pôles et l'équateur. Plus l'axe est incliné, plus les pôles se réchauffent. L'obliquité évolue selon un rythme de 40 ka.

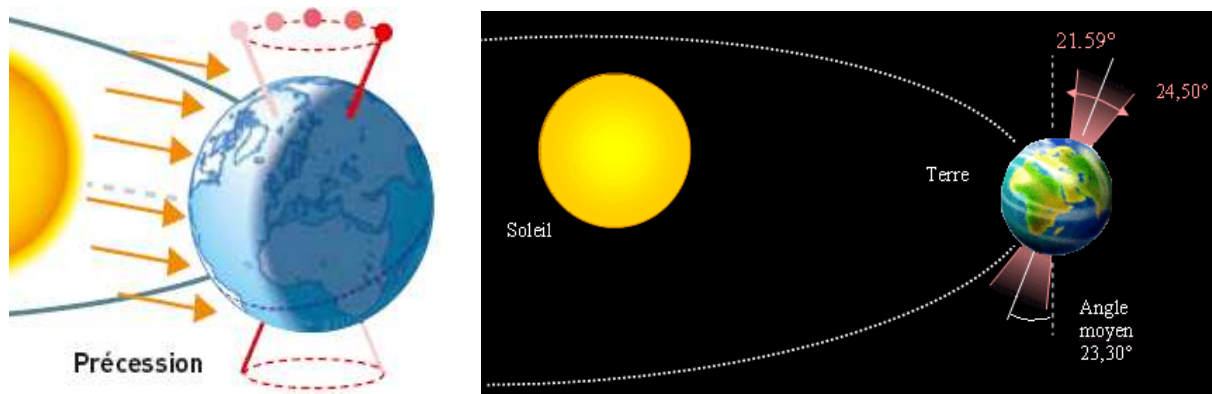


Figure 1.6. a) Précession des équinoxes ; b) Obliquité.

L'excentricité de l'orbite détermine la distance Terre-Soleil en contrôlant le degré d'aplatissement de la trajectoire elliptoïdale de la Terre qui varie de 7% (Fig. 1.7). Ce paramètre joue sur les contrastes saisonniers et oscille tous les 100 ka et 400 ka.

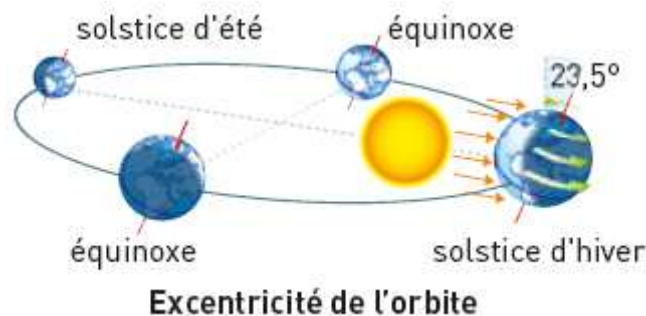


Figure 1.7. Excentricité.

1.1. Climat

Les prévisions de Milankovitch (1941) ont été reprises et améliorées, notamment par Hays et al., (1976) et Berger (1979). Les périodes définies correspondent par exemple à celles observées en Méditerranée (Fig. 1.5).

- Insolation

L'insolation d'été reçue aux hautes latitudes est contrôlée par la précession. Si l'insolation diminue, la couverture neigeuse persiste durant l'été, ce qui, couplé à l'effet retour de l'albédo, amorce une phase glaciaire. De plus, les étés froids sont accompagnés d'hivers mitigés à cause de l'effet retour température-humidité (Kallen et al., 1979). Ce processus accroît encore l'accumulation de neige (Raymo et Nisancioglu, 2003). Ces phénomènes sont mis en avant pour expliquer les cycles climatiques à 100 ka conformément à la théorie astronomique de Milankovitch.

Néanmoins, si on considère que les effets de la précession s'annulent sur l'ensemble de l'année et à l'échelle de la Terre, c'est l'obliquité qui contrôle le contraste saisonnier. Elle guide l'insolation annuelle reçue à toutes les latitudes. Ainsi, une forte obliquité augmente l'insolation des latitudes supérieures à 45° dans les deux hémisphères, et réduit l'énergie solaire reçue dans les tropiques (Liu et Herbert, 2004).

On le voit, obliquité et précession contrôlent des paramètres différents ayant des incidences convergentes ou divergentes sur le climat global à différentes échelles de temps. La difficulté consiste à démêler ces influences en un lieu et dans le temps surtout lorsque l'on sait que, par exemple, c'est l'obliquité qui imprime son rythme aux cycles climatiques dans le monde de l'obliquité (« obliquity world ») au Pliocène supérieur et au Pléistocène inférieur.

- Les mondes à 41 ka et à 100 ka

L'observation de la figure 1.8 permet de distinguer l'« obliquity world » du « 100 ka world ». Le « 41 ka world » aussi appelé l'« obliquity world » existait au Pliocène supérieur et au Pléistocène inférieur. Les cycles climatiques de cette période étaient rythmés à 41 ka et forcés par l'obliquité, comme l'illustre les figures 1.5 et 1.9. Par exemple, la SST (sea surface temperature), dont les variations enregistrent également les cycles climatiques, est contrôlée par l'obliquité entre 1,6 et 1 Ma (Ruddiman et al., 1989). Dans ce monde, l'obliquité a un impact modéré sur les variations du volume de glace (et donc sur les variations eustatiques ; Fig. 1.8). Les cycles climatiques contrôlés par l'obliquité se divisent en deux étapes qui sont symétriques. Pourtant, les modèles ont des difficultés à concevoir une calotte polaire contrôlée uniquement par l'obliquité car la précession s'exprime trop. Les modèles sont donc

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

trop sensibles aux insolation d'été dans les hautes latitudes. Raymo et Nisancioglu (2003) proposent que le gradient entre insolation reçue aux basses et hautes latitudes, via son influence sur le transfert d'humidité vers les régions polaires, soit le facteur dominant des changements climatiques entre 3 et 1 Ma.

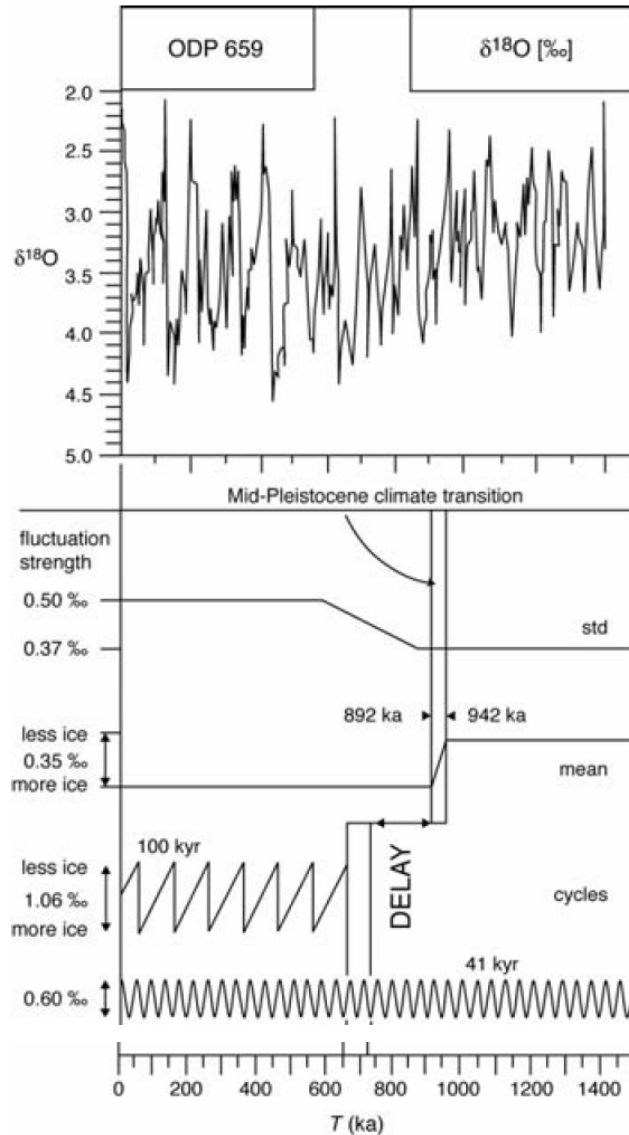


Figure 1.8. Décalage entre cycles à 41 ka et cycles à 100 ka (d'après Maslin et Ridgwell, 2005).

Figure 1.8. Time-lag between 41 ka cycles and 100 ka cycles (after Maslin and Ridgwell, 2005).

Le « 100 ka world » est aussi appelé l'« eccentricity world ». Il correspond aux derniers cycles climatiques qui existent depuis environ 0,800 Ma. Les modèles suggèrent une réponse non linéaire du système climatique à l'excentricité (Raymo et Nisancioglu, 2003). Les cycles de 100 ka sont donc rythmés par l'excentricité mais forcés par la précession. En d'autres

1.1. Climat

termes, la précession est modulée par l'excentricité (Maslin et Rigdwell, 2005). Dans ce monde à 100 ka, les cycles climatiques ont un impact plus important sur le volume de glace (Fig. 1.8). Toutefois, l'obliquité continue de s'exprimer (Fig. 1.5). Les cycles climatiques de cette période ont un comportement plus complexe en plusieurs étapes qui sont asymétriques. Par conséquent, au Pléistocène supérieur, la SST de l'Atlantique est forcée par la précession mais aussi par l'obliquité. Néanmoins, il convient de nuancer cette observation car la latitude de l'analyse a une importance. L'obliquité se marque plus dans la SST enregistrée aux latitudes supérieures à 50° et s'atténue, voire disparaît, dans les basses latitudes (Ruddiman et McIntyre, 1984). En effet, l'obliquité contrôle l'insolation des hivers des hautes latitudes et la formation de la banquise influence par ce biais les SST polaire et subpolaire (Denton et al., 2005).

Le passage d'un monde avec un système climatique à deux étapes à un monde à trois étapes s'est fait lors de la transition du Pléistocène moyen.

- La transition du Pléistocène moyen (MPT)

Dans le détail, la MPT se divise en deux phases (Fig. 1.8). La première se déroule à 0,942-0,892 Ma où l'on note une augmentation sensible du volume de glace mais la cyclicité reste à 41 ka. Néanmoins, une tentative de faire des glaciations sur le mode asymétrique du Pleistocène moyen-supérieur se perçoit dès 1,2 Ma (MIS 36 ; Fig. 1.9). La seconde phase démarre à 0,725-0,650 Ma, elle est marquée par des cycles de 100 ka à hautes amplitudes (Mudelsee et Stattegger, 1997). Pour Von Grafenstein et al. (1999) et Ruddiman (2003), l'apparition exacte des cycles de 100 ka est placée plus tôt, entre 0,9 et 0,8 Ma. L'asymétrie et la forme en dent de scie (« sawtooth ») des cycles à 100 ka, caractérisés par une lente construction de glace puis une fonte rapide, marquent la transition vers un système climatique non linéaire fort vers 0,725-0,650 Ma.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

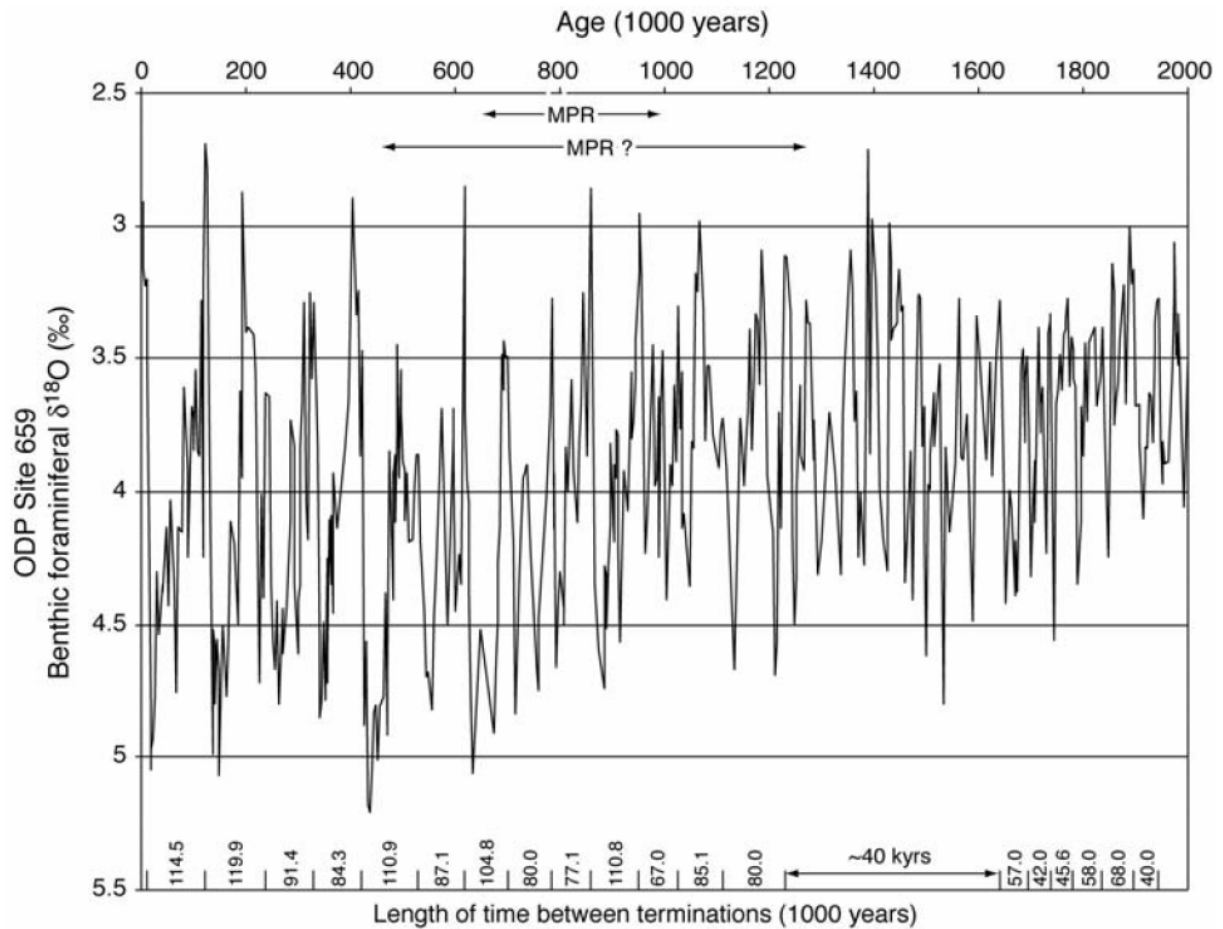


Figure 1.9. Durées possibles de la MPT (ou MPR) et allongement de la durée des cycles au cours du MPT (d'après Maslin et Ridgwell, 2005).

Figure 1.9. Possible time-duration of the MPT (or MPR) and increasing cycle duration during the MPT (after Maslin and Ridgwell, 2005).

Les causes potentielles pour expliquer l'existence de la MPT sont multiples et débattues.

Pour Imbrie et al. (1993), c'est la taille critique des calottes de glace dans l'hémisphère Nord, qui devient suffisamment importante pour répondre non-linéairement à la modulation de la précession par l'excentricité.

Pour Raymo et al. (1997), la tendance globale au refroidissement aurait permis aux calottes d'atteindre une limite leur permettant de perdurer entre 80 et 100 ka, et de ne pas répondre au forçage orbital de l'obliquité.

Pour Mudelsee et Statterger (1997) et d'autres auteurs, le facteur principal serait la baisse des concentrations des GES, et notamment le CO_2 , enregistrée depuis le Cénozoïque et dont les effets sont identiques à ceux de l'hypothèse précédente.

1.1. Climat

Pour Denton (2000), l'activité de la ride Groënland -Ecosse vers 0,950 Ma aurait modifié la circulation océanique et facilité la mise en place de conditions glaciaires.

Pour Kennett et al. (2003), le réchauffement des eaux intermédiaires de l'océan en déglaciation aurait déstabilisé les hydrates de gaz sur les talus continentaux et entraîné une libération de méthane renforçant le réchauffement pour chaque cycle.

De Garidel-Thoron et al. (2005) ont constaté que les mesures de SST dans le Pacifique Ouest étaient restées stables au cours du Pléistocène impliquant un faible changement dans le budget de radiation qui irait à l'encontre d'une baisse des concentrations en CO₂. Une augmentation du contraste entre les SST et la salinité à travers l'océan Pacifique équatorial aurait en fait induit des changements dans les processus d'interaction atmosphérique et océanique. Ceci aurait altéré le transfert méridional de chaleur et d'humidité vers les calottes de l'hémisphère Nord amorçant ainsi son entrée en glaciation durant la MPT.

Pour Raymo et al. (2006), l'insolation d'été dans l'hémisphère Nord (précession) contrôle les variations du niveau marin. A 1 Ma, le climat des hautes latitudes s'est refroidi, empêchant les bordures terrestres de l'Antarctique Est de fondre. L'ablation de glace se serait alors fait par vêlage (en mer) pendant que s'effectuait une accumulation de glace à terres et à un épaissement des calottes. Dans cette hypothèse, lorsque le niveau de la mer chute, du fait des variations des calottes de l'hémisphère Nord (HN), la calotte de l'Antarctique Est s'accroît vers le talus continental. Si le niveau remonte, amorcé par la fonte des calottes de l'HN, on assiste alors à une débâcle rapide en Antarctique Est. Les calottes de l'HN et de l'Antarctique Est varieraient donc en phase. Ceci expliquerait la non-linéarité de la réponse du système climatique depuis 0,800 Ma.

En région méditerranéenne, la précession s'exprime dans les analyses spectrales sur le $\delta^{18}\text{O}$ après mais aussi avant la MPT (Fig. 1.5; Kroon et al., 1998). La mer Méditerranée et son bassin versant sont en effet soumis à des conditions particulières qui permettent d'amplifier le signal de la précession.

1.1.3. Climat et Méditerranée

- Circulation océanique

La Méditerranée comprend deux bassins profonds majeurs limités à l'Ouest par le seuil de Gibraltar et au centre par celui de Sicile (350 et 400 m respectivement ; Béthoux et Gentilly, 1999). La circulation thermohaline est contrôlée par la différence de densité qui existe entre les eaux de l'océan Atlantique et celles de la Méditerranée. Cette mer est un bassin de

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

concentration car sa charge en sel (salinité) est contrôlée par le déséquilibre entre évaporation et précipitation. Les eaux atlantiques de surface, relativement peu salées (36.2 psu) et chaudes (~16°C) entrent en Méditerranée tandis que des eaux intermédiaires méditerranéennes, plus salées (38.4 psu) et plus froides (~13°C), se déversent dans l'Océan Atlantique jusqu'à influencer vers le Nord le circuit du Gulf Stream. L'eau Atlantique entrante détermine une partie importante de la circulation cyclonique de surface. Elle est transformée en hiver en eau méditerranéenne profonde (plongée des eaux de surface) du fait de la proximité des arrivées d'eau douce (golfe du Lion, mer Ligurie, mer Egée) ou parce que le climat y est plus froid (mer Adriatique). En Méditerranée Orientale, cette eau est transformée en eau levantine intermédiaire (Fig. 1.10) qui se trouve entre 150-600m de profondeur (Rohling et al., 2004).

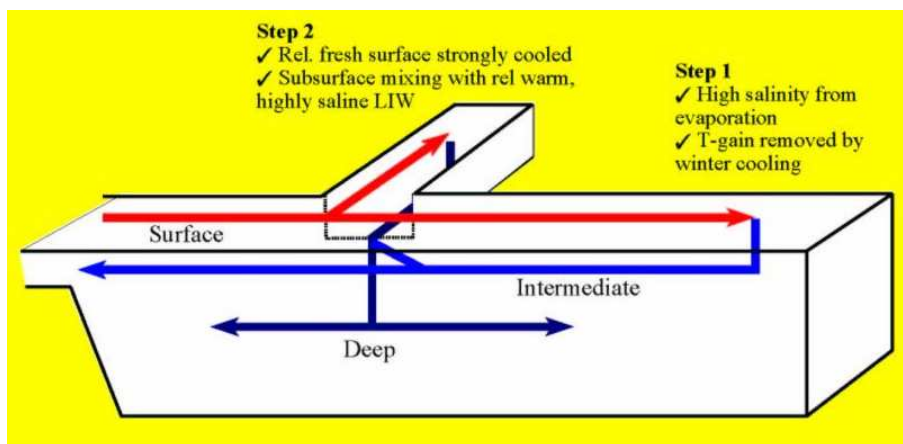


Figure 1.10. Circulation thermohaline en Méditerranée.

Figure 1.10. Mediterranean thermohaline Circulation.

Actuellement, le brassage des eaux de surface est minimal quand les vents sont faibles et qu'il y a un apport d'eau douce important. En Méditerranée, le printemps est aussi sujet au fort brassage des vents. Les apports d'eau douce diffèrent au cours de l'année selon les fleuves méditerranéens. Le Nil enregistre son débit maximum entre juin et octobre. Le gradient entre les hautes pressions sur le Sud de l'Atlantique subtropical et les dépressions au dessus du Sahara (Rossignol-Strick et al., 1998 ; Fig. 1.12) permet aux vents d'Ouest équatoriaux (« westerlies ») de couvrir le nord de l'Afrique tropical en été. En résulte la mousson sur les montagnes et les hauts plateaux d'Ethiopie du Nord, dont les masses d'eau sont drainées par le Nil Bleu. Les autres cours d'eau méditerranéens sont alimentés par les précipitations sous forme de pluies en automne ou par la fonte de neige au printemps (Fig. 1.11).

1.1. Climat

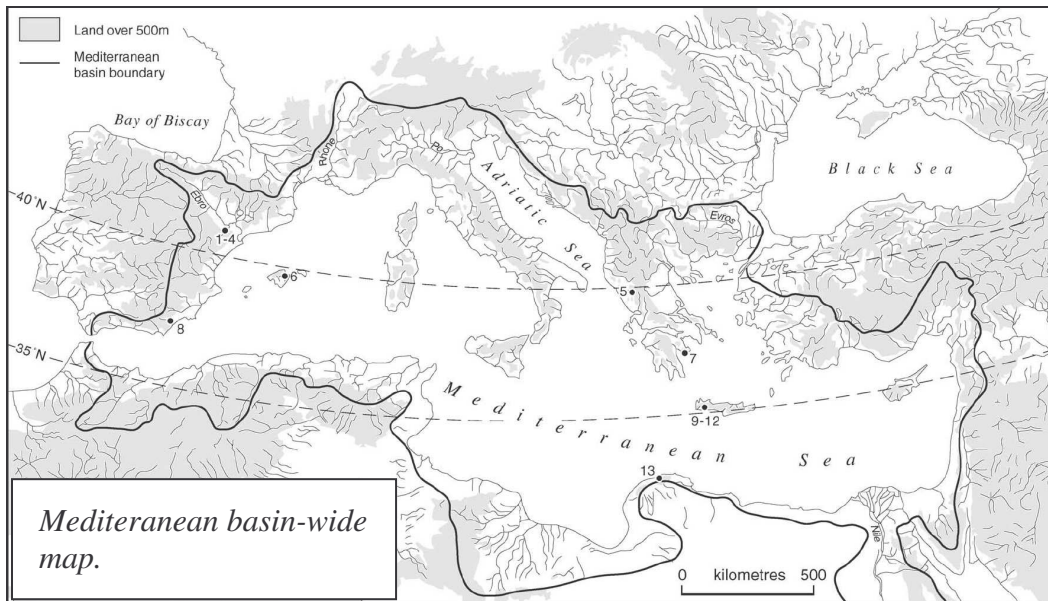


Figure 1.11. Carte des bassins versants de Méditerranée (d'après Macklin et al., 2002).

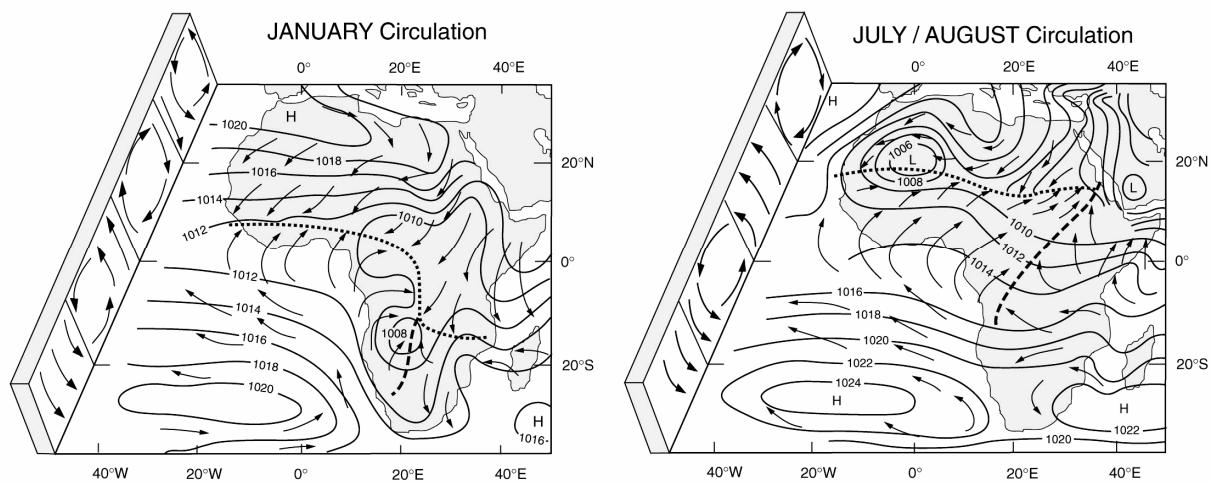


Figure 1.12. Vents et pressions sur l'Afrique et la Méditerranée (d'après Gasse, 2000).

Figure 1.12. African and Mediterranean winds and atmospheric pressures (after Gasse, 2000).

- Circulation atmosphérique

Le pourtour méditerranéen possède une atmosphère humide. Les reliefs du pourtour méditerranéen bénéficient de l'accroissement des précipitations lors de l'ascendance des vents mais aussi de l'advection horizontale de l'humidité car les eaux précipitables se régénèrent par un afflux latéral. Cette humidité est liée à l'accumulation d'énergie sous forme de chaleur en Méditerranée (Trzpit, 1980). L'évaporation dissipe les 9/10^{èmes} des calories emmagasinées par la mer. Normalement, il faut 600 calg de quantité de chaleur pour évaporer 1 gramme

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

d'eau. Or en Méditerranée, à 15°C de moyenne, seules 588 calg suffisent. D'autres raisons font que la Méditerranée est un accumulateur d'énergie : [1] son faible albédo, car cette mer est relativement transparente, notamment de mai à août où il est proche de celui de l'océan tropical (0,06 à 40° de latitude contre 0,08 à 1 pour l'Océan), [2] la faible nébulosité de l'atmosphère, [3] une rugosité augmentée, occasionnant plus de réflexions en chaîne au creux des vagues, car les vents de terre et de mer sont marqués.

Du point de vue des systèmes océaniques, la mer Méditerranée est un environnement très fermé, ouvert uniquement aux eaux Atlantiques de surface. En revanche, le bassin méditerranéen est un milieu sous influence de plusieurs zones atmosphériques. En effet, son emplacement et son bassin versant lui permettent d'être le réceptacle des eaux de mousson, des eaux sous influence du climat méditerranéen et des eaux de glaciers. Nous allons voir que ces conditions peuvent également se combiner pour former des dépôts particuliers à la Méditerranée.

- Sapropèles

Les sapropèles sont des niveaux riches en carbone organique. Ils se sont déposés périodiquement dans le bassin est-méditerranéen depuis le Miocène (Rohling, 1994). Cette périodicité est à rapprocher du forçage astronomique du climat. Ainsi, les sapropèles sont-ils associés aux minima de haute amplitude de la précession qui sont caractérisés par l'intensification de la mousson. Ces sapropèles se forment selon le même mode depuis le Miocène (Nijenhuis et al., 1996), avant et après la mise en place des glaciations dans l'hémisphère Nord qui ont pourtant impliqué des changements tels que l'installation d'hivers humides et frais, et d'étés chauds et secs (Suc, 1984).

Néanmoins, les sapropèles ne se forment pas systématiquement à chaque minimum de la précession. Rossignol-Strick (1983) a défini un indice de mousson « M » comme étant le gradient d'insolation d'été dans les basses latitudes de l'HN entre le tropique du Cancer (23°27' N) et l'Equateur. Selon cet auteur, la formation des sapropèles se produit quand M dépasse 41. Ceci est dû à l'importance et à l'extension en latitude des maxima de l'insolation d'été modulée par l'excentricité. Pour Hilgen (1991) puis Lourens et al. (1996b), au Pliocène, la formation ou non d'un sapropèle est liée à l'interférence possible entre obliquité et précession. Pour ces auteurs, les minima d'obliquité contrôlent l'expression de la mousson et des précipitations qui résultent de la précession. Dans le détail, ces minima d'obliquité pourraient moduler l'épaisseur des sapropèles. Cette hypothèse a depuis été reprise par les

1.1. Climat

modélisateurs (Tuenter et al., 2003). Pour eux, en période de minimum de précession et de maximum d'obliquité, les précipitations augmentent et remontent davantage vers le Nord qu'en période de minimum d'obliquité et un maximum de précession. Ce résultat est toutefois modulé par la latitude puisque précession et obliquité influencent ensemble l'insolation des latitudes supérieures à 30°N alors que seule la précession influence les latitudes inférieures à 30°N.

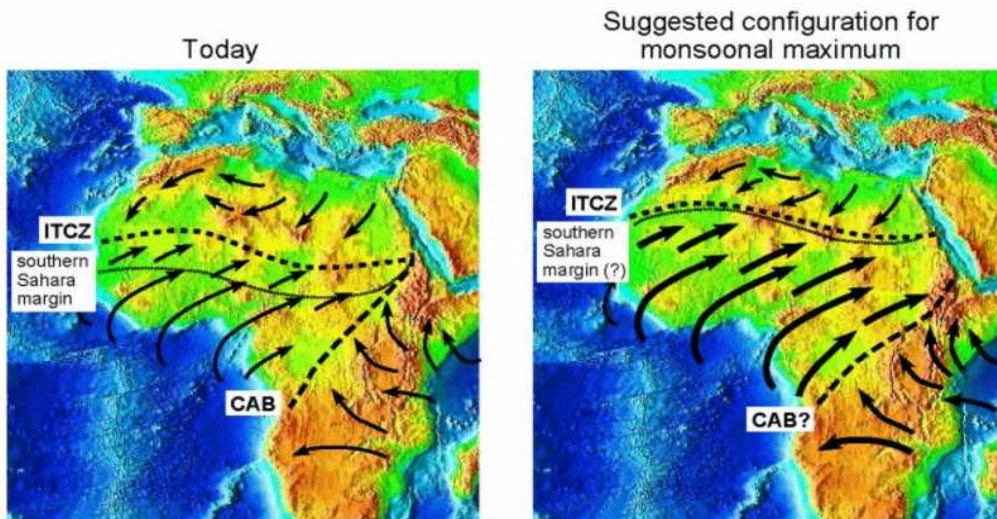


Figure 1.13. Vents d'Ouest en Afrique aujourd'hui et lors d'un maximum de mousson.

Figure 1.13. Westerlies on Africa: today and during monsoon maximum.

Les sapropèles les mieux étudiés se sont formés au Pléistocène supérieur. Les hypothèses suivantes en expliquent la formation. Les minima de précession guident les maxima d'insolation d'été sur l'HN. Comme les terres émergées se réchauffent plus rapidement que l'océan, l'augmentation du contraste thermique entre l'océan et les terres est probablement responsable de changements dans la circulation atmosphérique. La mousson, par exemple, résulte des vents chargés d'humidité se déplaçant depuis l'océan vers les continents de l'HN (Fig. 1.13). Ces changements atmosphériques se sont produits au Pléistocène supérieur, même en période glaciaire (exemple du sapropèle S6). L'augmentation d'insolation est alors suffisamment forte pour réchauffer d'avantage les continents que les océans en dépit des conditions climatiques et de l'extension des terrains enneigés. En région méditerranéenne, la formation des sapropèles pourrait être due à l'influence des vents d'Ouest plus au Sud en période glaciaire (Kallel et al., 2000).

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

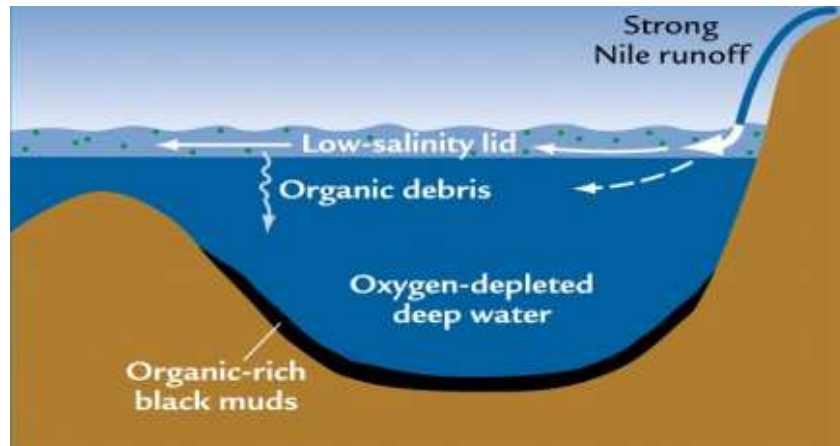


Figure 1.14. Conditions aboutissant à la formation d'un sapropèle.

Figure 1.14. Conditions leading to sapropel formation.

La mousson africaine se déplace vers le Nord lors des minima de précession où elle alimente les fleuves nord-africains et le Nil en particulier (Larrasoña et al., 2006 ; Fig. 1.11). Au Pléistocène supérieur, ce dernier présente alors un débit trois fois supérieur à son débit actuel. Le pourtour méditerranéen subit lui aussi une augmentation des précipitations. Ces deux types d'apport d'eau douce permettent (Fig. 1.14) d'une part la formation d'une couche moins saline en surface provoquant une stratification de la colonne d'eau et, d'autre part l'augmentation des apports terrigènes (« runoff ») qui aboutit à une augmentation de la productivité primaire. En effet, les eaux de surface peu salines ne sont plus assez denses pour s'approfondir. Les eaux profondes ne sont plus renouvelées. En mode normal, la circulation marine permet de maintenir les eaux profondes suffisamment oxygénées pour dégrader la matière organique produite en surface qui tombe dans les eaux sous-jacentes. Dans les moments de minima de précession, on a une double aggravation du système : non seulement la productivité de surface est augmentée mais en plus les eaux profondes sont appauvries en oxygène. Les conditions sont par conséquent favorables à la formation et à la préservation des sapropèles.

Selon Béthoux et Pierre, (1999), en Atlantique Nord, la position du front polaire plus au Sud en période glaciaire et la fonte des glaces de l'HN en période interglaciaire contrôlent la salinité des eaux passant par le détroit de Gibraltar. Ainsi, un affaiblissement de la différence de densité entre les eaux entrantes (baisse de salinité) et sortantes (hausse de la salinité) par Gibraltar provoquerait la stagnation des eaux profondes, entraînant la formation des sapropèles en Méditerranée occidentale. Pour ces auteurs, la détérioration du climat

1.1. Climat

Méditerranéen est secondaire dans la formation des sapropèles ou, du moins, son importance se cantonne-t-elle à la Méditerranée orientale.

Emeis et al. (2003) ont mis en évidence une baisse maximale des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ en Méditerranée toujours placée à la base des sapropèles. Elle serait initiée par l'arrivée soudaine d'eau douce. La stratification serait ensuite maintenue par l'augmentation de la SST durant toute la formation du sapropèle. Bar-Matthews et al. (2003) font la même observation à partir des mesures en $\delta^{18}\text{O}$ réalisées sur des spéléothèmes dont l'âge est équivalent des derniers sapropèles, et qui montrent tout d'abord un maximum de précipitations et des températures basses puis l'augmentation des températures et de l'aridité.

Emeis et al. (2003) traitent également des sapropèles glaciaires, notamment du cas S6. Ils observent que les SST étaient basses du fait des glaciations continentales en périphérie de la Méditerranée. Il y aurait deux causes possibles :

[1] les températures élevées observées dans l'océan Atlantique équatorial durant le MIS 6 auraient permis à la mousson de s'exprimer en assurant la décharge d'eau douce ; cependant, selon le mode de formation décrit plus haut, cet apport d'eau douce ne peut pas maintenir une stratification permanente durant toute la formation du sapropèle ;

[2] la source d'eau douce est la fonte des glaciers alpins ou de l'inlandsis eurasiatique dans le Nord de l'Europe via la mer Noire ; cette explication est cohérente avec les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et des SST basses.

On assiste parfois à un arrêt temporaire lors de la formation d'un sapropèle. L'étude haute résolution de ces dépôts montre, à l'intérieur de l'événement anoxique, une perturbation climatique des latitudes de mousson durant 800 ans au dernier maximum interglaciaire (125 ka) en mer Méditerranée (Rohling et al., 2002). Les résultats impliquent qu'avant et après cet événement, la zone de convergence intertropicale (ITCZ) ait pénétré suffisamment la ligne de partage des eaux du Sahara central (21°N) durant la mousson d'été pour alimenter en eau la Méditerranée le long des côtes nord-africaines, à travers les systèmes hydriques fossiles ressemblant au contexte holocène. La relâche de la pénétration de l'ITCZ durant l'événement intra-Eémien a réduit ce flux, tandis que le flux du Nil (qui a un bassin versant plus vaste) n'a pas été affecté.

Dans les dépôts Pléistocène de Méditerranée, il devient possible et nécessaire (Rohling et Thunell, 1999), grâce à la calibration fournie par le dépôt faiblement bioturbé des sapropèles, d'étudier les cycles dit « sous-Milankovitch », c'est-à-dire d'échelle millénaire.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

- Changements climatiques millénaires

Avec l'amélioration de la résolution d'étude du dernier cycle climatique notamment, les données isotopiques issues des carottages de glace au Groënland et de la dérive des glaces mesurées dans les sédiments de l'Atlantique Nord ont révélé des oscillations climatiques d'échelle millénaire (Kloosterboer van Hove et al., 2006) : cycles de Bond, qui sont quasi-périodiques et qui durent de 6 à 10 ka, cycles Dansgaard-Oeschger, de 1 à 3 ka, et cycles de 1,5 ka qui sont enregistrés durant l'Holocène. Les mécanismes qui contrôlent ces cycles sont encore mal compris. Ils sont généralement associés à la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord ou attribués aux perturbations de l'hydrologie de l'Atlantique Nord par des processus atmosphériques à long terme liés à l'Oscillation Nord Atlantique (NAO). Cette oscillation résulte d'une différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression islandaise, et module le climat sur la Méditerranée et l'Europe (Fig. 1.15).

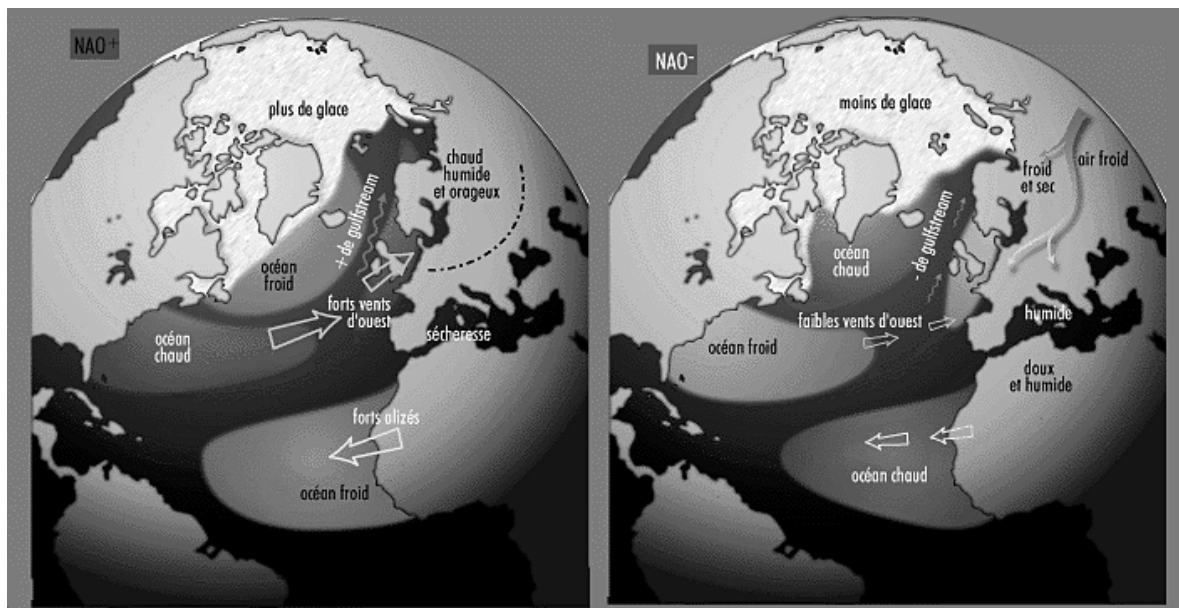


Figure 1.15. NAO (oscillation nord-Atlantique ou *north atlantic oscillation*).

Ces changements climatiques millénaires sont présentés dans ce travail de synthèse avec un objectif informatif et seront peu discutés dans ce travail.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

1.2. Végétation

1.2.1. Définitions

- Organisation spatiale et phytogéographie actuelle

La végétation est le reflet des conditions climatiques et édaphiques. Par exemple le domaine bioclimatique méditerranéen est défini par des conditions particulières (double saisonnalité, hivers frais et arrosés, étés chauds et secs avec au moins trois mois de sécheresse estivale) réunies en Méditerranée, mais aussi dans quatre autres régions du globe (Chili, Californie, Afrique du Sud et sud-ouest de l'Australie ; Médail et Quézel, 1999).

Dans l'ensemble, les conditions climatiques sont essentiellement guidées par le gradient thermique latitudinal ($0,6^{\circ}\text{C}/^{\circ}$ de latitude ; Fauquette et al., sous presse), qui est localement influencé par le gradient altitudinal ($0,55^{\circ}\text{C}/100$ m d'élévation; Theurillat et Guisan, 2001). Par ailleurs, une corrélation étroite existe entre températures et précipitations avec toutefois beaucoup de variantes locales telles que l'existence de façades océaniques arrosées et inversement l'aridité continentale ou aux revers des montagnes...

Pour Ozenda et Borel (2000), toutes les mécanismes décrits ci-dessus correspondent aux paramètres écologiques ayant permis de réaliser une carte européenne (et nord-méditerranéenne) des écosystèmes végétaux (Fig. 1.16 ; tableau 1.1).

1.	Boreal	2.	Atlantic
11	Sub-Arctic (tundra)	21	Boreo-Atlantic
12	Orocaledonian (mountain tundra)	211	Scottish mountain heaths
13	Forest tundra (taiga)	212	Blanket bogs
14	Northern taiga	22	Anglo-Irish acidiphilous oak woodlands
142	Mountain facies on Ural western slopes	23	Anglo-Irish neutrophilous oak-ash woodlands
15	Central taigas	24	Channel oak-beechwoods
151	Preuralian facies with Siberian species	241	Hyperhygrophilous armorican sector
152	Mountain facies on Ural western slopes	251	Continental acidiphilous oak woodlands, North Sea sector
16	Southern taigas	252	Continental acidiphilous oak woodlands, Loire sector
161	Preuralian facies with Siberian species	253	Continental acidiphilous oak woodlands, Submountainous Limousin sector
162	Mountain facies on Ural western slopes	254	Continental acidiphilous oak woodlands, Landes sector
17	Comprehensive Atlantic taiga on the	26	Neutrophilous mixed oak woodlands

1.2. Végétation

	western slope of the Scandes		
		261	Thermophilous aquitanian sector
		27	French Central Massif mountainous beech–pine complex
		28	Ibero-Atlantic acidiphilous oak woodlands
		29	Cantabric mountains range beechwoods
3.	Centro-European nemoral	4.	Sarmatic
31	Scandinavian boreo-nemoral	41	Boreo-nemoral mixed forest (hemitaiga)
32	Baltic beechwoods	411	Preuralian sector
33	Subcontinental oak-pine woods with xeric enclaves	42	Eastern Europe nemoral (without beech)
34	Subatlantic and submountainous beechwoods	421	Polish-Bielorussian sector (with hornbeam)
35	Hercynian mountainous beech–fir–sprucewoods	422	Pripet marshes subsector
		423	Forest enclaves in the following unit (43)
		43	Tree steppe
5.	Steppic	6.	Thermonemoral
51	Transitional forbes steppes	61	Po Basin riparian and collinean vegetation complex
52	<i>Stipa</i> central steppes	62	Submountainous oak–horbeam woodlands
53	<i>Stipa-Artemisia</i> southern steppes	63	Transylvanian thermophilous oak woodlands, tree steppes and riparian formation complex
54	Caspian hemideserts	64	Thermophilous Ungarian oak woodlands
		65	Mountainous eastern beechwoods
		66	Xeric Pontus hornbeam woodlands
		67	Thermohygrophilous Colchidian vegetation
7.	Mediterranean (I = Iberic peninsula only)	8.	Alpine
711	Monti- and alti-Mediterranean vegetation belts	81	Lower and mid mountain: collinean and montane vegetation belts
72	Supra-Mediterranean vegetation belt	82	High mountain: subalpine, alpine and nival vegetation belts
721	Silicolous (I)	83	Inner axis (Alps and Caucasus)
722	Calcicolous (I)		
73	Medio-Mediterranean vegetation belt	9.	Azonal
731	Silicolous, with round-leaved oak (I)	91	Coastal dunes
732	Calcicolous, with round-leaved oak (I)	92	Polders and river deltas
733	With cork oak		
734	Semi-arid (I)		
74	Thermo-Mediterranean vegetation belt		
741	Baetic arid sector (I)		

Tableau 1.1. Liste des unités de végétation (d'après Ozenda et Borel, 2000).

Table 1.1. List of the vegetation units (after Ozenda and Borel, 2000).

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

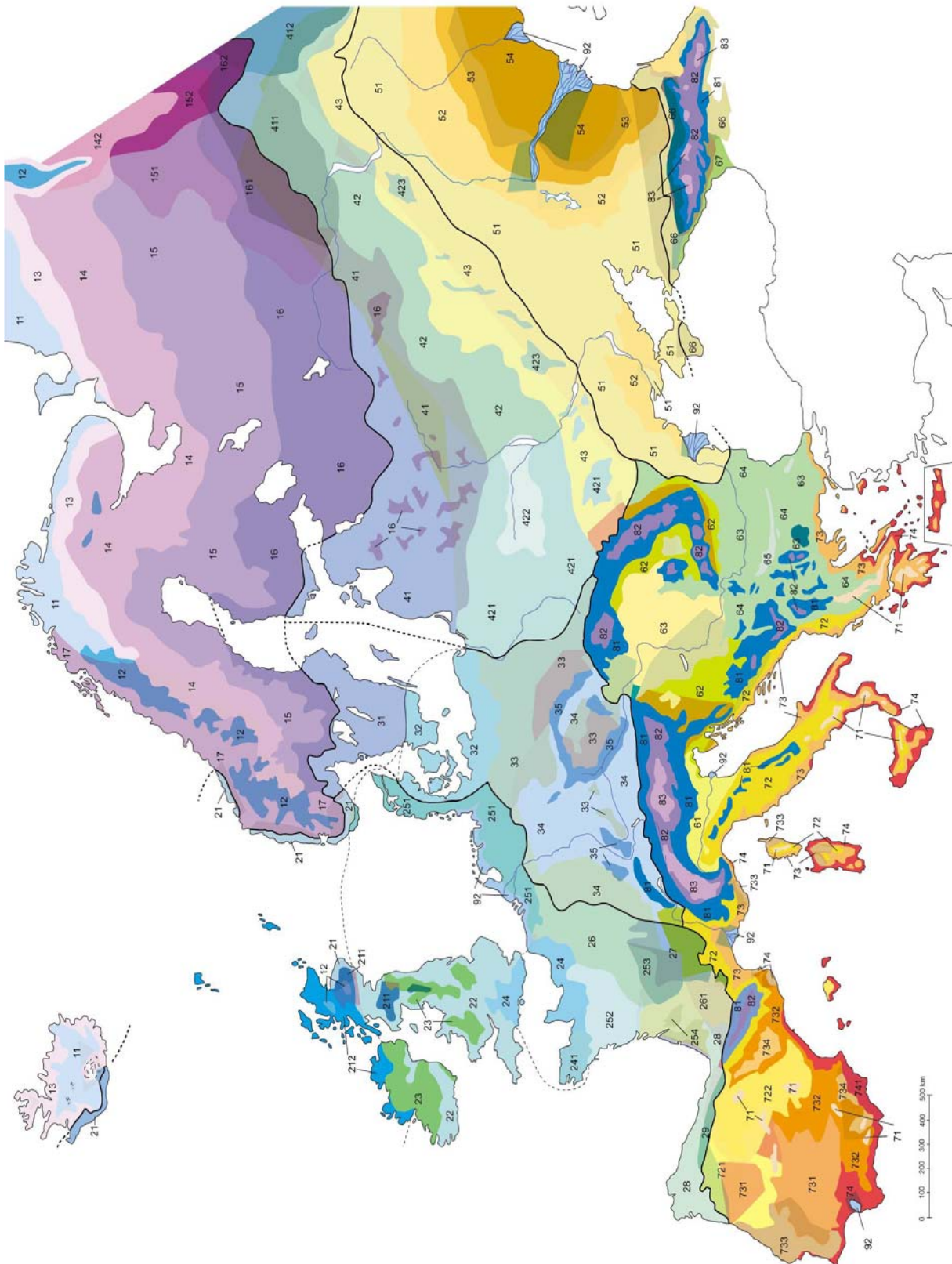


Figure 1.16. Carte de végétation européenne (d'après Ozenda et Borel, 2000).

Figure 1.16. European vegetation map (after Ozenda and Borel, 2000).

1.2. Végétation

- Phytosociologie dans le passé

De manière théorique, on peut projeter les ensembles actuels de végétation sur un climatogramme (Fig. 1.17 ; Fauquette et al., 1998). En un lieu donné, la végétation s'organise en altitude en étages de végétation (Ozenda, 1975). Comme 1° en latitude équivaut à 110 m en altitude (Ozenda, 1989), cet étagement correspond à la zonation latitudinale des groupements phytogéographiques (Fig. 1.18).

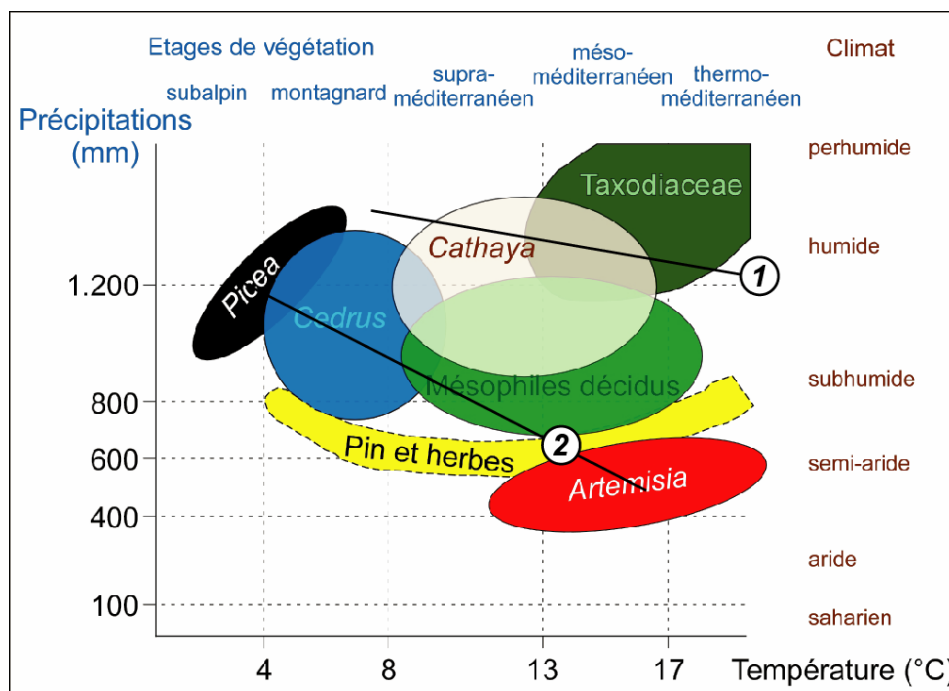
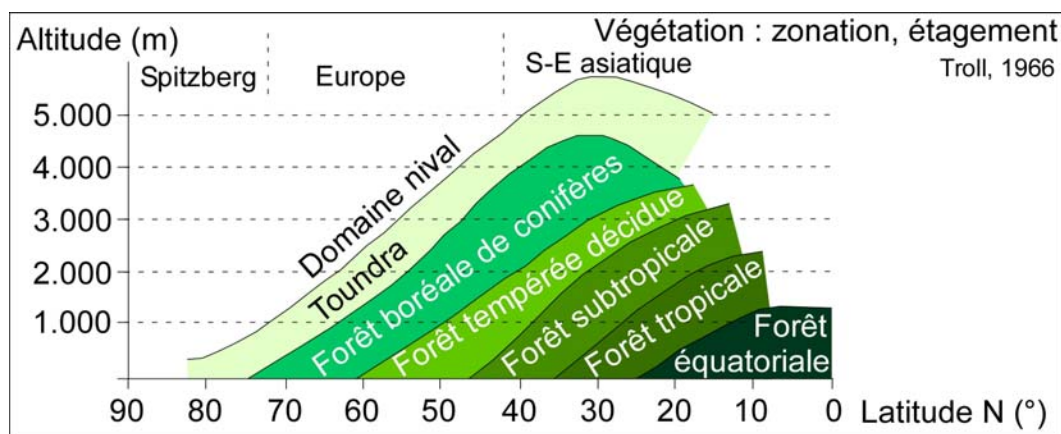


Figure 1.17. Groupements phytogéographiques actuels projetés sur un climatogramme (modifié d'après Fauquette et al., 1998 et Combourieu-Nebout et Quézel, 2000). Gradients altitudinaux en interglaciaire (1) et en glaciaire (2) (Combourieu-Nebout et Quézel, 2000)

Figure 1.17. Modern phytogeographic groups represented on a climatogram (modified after Fauquette et al., 1998 and Combourieu-Nebout and Quézel, 2000). Altitudinal gradients during interglacials (1) and glacial (2) (Combourieu-Nebout and Quézel, 2000).



Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Figure 1.18. Zonation latitudinale et altitudinale de la végétation sur le continent eurasiatique.

Figure 1.18. Latitudinal and altitudinal zonation of vegetation from the eurasiatic continent.

Au Pliocène, la végétation d'Europe et du bassin méditerranéen était déjà organisée en grands ensembles phytogéographiques (Suc et al., 1995a, b), notamment conditionnés par un gradient latitudinal proche de l'actuel établi depuis le Tortonien ($0,6^{\circ}\text{C}/^{\circ}$ de latitude et $0,55^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$; Fauquette et al., 1999, sous presse). L'organisation de la végétation du Pliocène inférieur et moyen et à fortiori celle des interglaciaires du Pliocène supérieur (Fig. 1.17, courbe 1) et du Pléistocène, étaient donc proches de l'organisation actuelle. Cette organisation altitudinale était modifiée durant les glaciaires (Fig. 1.17, courbe 2; Combourieu-Nebout et Quézel, 2000).

- Représentativité des analyses palynologiques

La représentativité pollinique de la végétation d'un bassin versant est bonne dans les dépôts marins littoraux. Beaudouin et al. (sous presse) ont démontré que les assemblages polliniques sédimentés dans le prodelta du Grand Rhône étaient représentatifs de la végétation régionale. Les pollens sédimentés proviennent essentiellement du fleuve pour seulement 0,25 % apportés par le vent (Cambon et al., 1997). Par conséquent, le fleuve, et par suite les sédiments marins du prodelta, reçoivent les pollens provenant de tous les affluents ce qui correspond à l'échantillonnage de tout le bassin versant et bien entendu de tous les étages de végétation qui y sont représentés. En revanche, il existe des biais, puisqu'il s'est avéré que la ripisylve est favorisée (Cambon et al., 1997; Beaudouin et al., 2005 et sous presse) et qu'inversement les pollens non arborés sont fortement sous-représentés (Heim, 1970; Favre et al., en préparation) tout comme les pollens de plantes entomogames. Ces biais sont constants au cours du temps et bien établis. Ils ne remettent pas en cause les diagrammes polliniques dont l'interprétation est fondée sur les variations enregistrées. Enfin, un biais taphonomique a été validé; il concerne le pollen à ballonnets du Pin, dont le transport et la préservation favorise la représentation. Il est aussi favorisé par une production importante. Sa concentration en milieu marin augmente avec la distance à la source, ici assimilable à l'embouchure du fleuve. Les variations de pourcentage de ce pollen seraient donc principalement liées aux variations du niveau marin relatif plutôt qu'à des variations de productivité. Beaudouin et al. (sous presse) concluent que les autres pollens bisaccates comme ceux, plus lourds, d'*Abies* et de *Picea* ne sont pas favorisés.

1.2. Végétation

1.2.2. Modifications de la végétation

- Inventaire pollinique

Les sites continentaux et marins qui ont fournis un enregistrement pollinique du Pléistocène inférieur et moyen sont répertoriés dans la figure 1.19 et ordonnés chronologiquement dans le tableau 1.2. Certains sites n'ont pas été inclus dans cette synthèse. C'est le cas de Colle Curti et de Cesi (Bertini, 2000) qui enregistrent respectivement la fin du magnétochron Jaramillo et le début de la période de Brunhes. Pour cette étude et celle de Pianengo core (Muttoni et al., 2003), la résolution de l'échantillonnage pollinique ne permet pas d'y discuter des successions. Rossignol-Strick et Paterne (1999) se sont exclusivement intéressés au contenu des sapropèles qui correspondent à des événements particuliers à l'échelle des cycles climatiques.

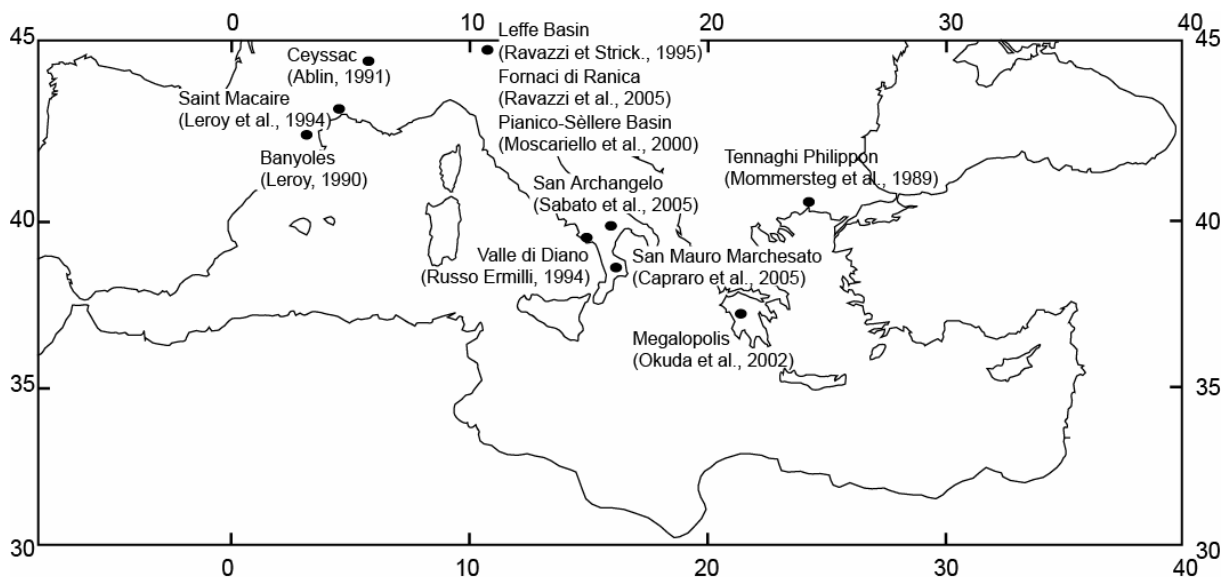


Figure 1.19. Carte de localisation des sites décrits dans le tableau 2.2.2.t1.

Figure 1.19. Localisation map of palynological studies presented in table 2.2.2.t1.

Les taxons aujourd'hui disparus du bassin méditerranéen, mais encore enregistrés au Pléistocène inférieur et moyen, sont présentés dans le tableau 1.2 (3^{ème} colonne). Toutefois, certains de ces taxons sont encore présent dans de petits refuges, par exemple *Zelkova* en Sicile (Di Pasquale et al., 1992), mais on peut les considérer comme quasiment disparus à l'échelle du bassin méditerranéen. Muttoni et al., (2003) observent la disparition de *Carya* entre les magnétochrons Jaramillo et Brunhes (~ 0,9 Ma), puis de *Tsuga* au début de la période de Brunhes tandis que *Pterocarya* persiste. Il en ressort que les premiers taxons à disparaître furent *Eucommia*, les Taxodiaceae, les Sapotaceae, *Nyssa*, *Engelhardia* et *Platycarya*. Vint

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

ensuite le tour de *Cathaya*. Puis, dans l'ordre : *Carya*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Parrotia*, *Liquidambar*, *Pterocarya*, *Zelkova*. Néanmoins tout ceci est à nuancer en fonction de la qualité des analyses, notamment le nombre de pollens comptés (Leroy, 1990), de l'altitude et de l'emplacement géographique des sites étudiés, du voisinage ou non de reliefs assez élevés pour recouper plusieurs étages de végétation (Suc et Popescu, 2005).

1.2. Végétation

Age (Ma) ou MIS	Nombre minimum de pollens comptés	Eléments thermophiles relictuels	Auteur / Lieu / altitude actuelle (m)	Interglaciaire			Glaciaire	
				a)	b)	c) ou Transition	a)	b)
Continental/ Marin 0,65-0,35 (MIS 16-9)	300 avec <i>Pinus</i>	<i>Zelkova</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Pterocarya</i>	Okuda et al., 2002 ; Mégapololis (Grèce ; 400)	<i>Quercus ilex</i> , <i>Olea</i> , Ericaceae	<i>Quercus</i> décadus, <i>Ulmus/Zelkova</i> , <i>Acer</i> , <i>Carpinus</i>	Conifères	<i>Artemisia</i> + Asteraceae Cichoroïdeae et Asteraceae Asteroïdeae	
Continental 0,65-0,45 (MIS 16-13)	300 avec <i>Pinus</i>	<i>Zelkova</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Carya</i> , <i>Nyssa</i> , Taxodiaceae	Russo Ermolli, 1994 ; Vallo di Diano (Italie ; 450)	<i>Quercus</i> surtout, <i>Carpinus</i> , <i>Zelkova</i>	<i>Abies</i>	<i>Pinus</i> , <i>Abies</i>	<i>Pinus</i>	Asteraceae Cichoroïdeae et Asteraceae Asteroïdeae, Poaceae et <i>Artemisia</i> (très faible)
Continental MIS 21-17 ou 21-18.3	500 avec <i>Pinus</i>	<i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i> et <i>Carya</i> sporadiques (dans Ravazzi et al., 2005)	Moscariello et al., 2000 ; Pianico-Sèllere (Italie ; 300)	Forêt tempérée à <i>Quercus</i> décadus, <i>Carpinus</i> , <i>Buxus</i> , <i>Ulmus</i>	<i>Abies</i> (conifères)		<i>Pinus</i> , steppe (<i>Artemisia</i> , Chenopodiaceae, <i>Ephedra</i> , <i>Helianthemum</i> , <i>Armeria</i> , <i>Lygeum</i> <6%). Glaciaire très court	
Continental 0,87-0,73 (MIS 21-18)	150 sans <i>Pinus</i>	<i>Pterocarya</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Carya</i> , <i>Engelhardtia</i> , <i>Platycarya</i> , <i>Taxus</i>	Capraro et al., 2005 ; San Mauro (Italie)	Cupressaceae, <i>Quercus ilex</i> et <i>Quercus</i> décadus	<i>Quercus ilex</i> et <i>Quercus</i> décadus	<i>Picea</i> puis <i>Abies</i> , finissant par pic de <i>Tsuga</i> puis <i>Cedrus</i>	<i>Artemisia</i>	<i>Artemisia</i> , Chenopodiaceae, Asteraceae Asteroïdeae
Marin								

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

MIS 25-1	55 avec taxon dominant	<i>Pterocarya</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Taxus</i> , <i>Parrotia</i> , <i>Carya</i> , <i>Eucommia</i> , Tricol- poropollenites	Van der Wiel et Wijmstra, 1987 ; Tenaghi Philippon (Grèce ; <200)	<i>Quercus</i> décidus, <i>Ulmus</i> , Oleaceae, <i>Salix</i>	<i>Pterocarya</i> , <i>Alnus</i>	<i>Pinus</i>	<i>Artemisia</i> , Chenopodiaceae, Poaceae, Cyperaceae, Typhaceae	Poaceae, Chenopodiaceae, <i>Artemisia</i> , <i>Juniperus</i> , <i>Betula</i>
Continental								
0,9	100 sans taxon dominant	<i>Zelkova</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Parrotia</i> , <i>Carya</i> , <i>Cathaya</i> , <i>Engelhardia</i> , <i>Eucommia</i>	Ablin, 1991 ; Ceyssac Cey-8 (France ; 750-820)	<i>Quercus</i> décidus, <i>Tsuga</i> , <i>Abies</i> , <i>Eucommia</i> , <i>Ulmus</i>	<i>Betula</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Carya</i>	<i>Picea</i> , Ericaceae	<i>Pinus</i> , Poaceae, <i>Artemisia</i>	
Continental								
Entre 1,4 et 0,7	100	<i>Cedrus</i> , <i>Cathaya</i> , Taxodiaceae, Sapotaceae, <i>Nyssa</i>	Leroy et al., 1994 ; Saint-Macaire (France ; <200)	<i>Quercus</i> décidus + subtropicaux (Taxodiaceae, Sapotaceae, <i>Nyssa</i>)	<i>Abies</i> , <i>Picea</i> , <i>Pinus</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Cathaya</i>		<i>Artemisia</i> , <i>Ephedra</i> , herbes (chenopodiaceae et Poaceae)	Cupressaceae (pionniers)
Continental								
1,2-1,05	n.c.	<i>Zelkova</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Taxodium</i>	Sabato et al., 2005 ; San Archangelo (Italie)	<i>Quercus</i> décidus	<i>Ulmus</i> , <i>Zelkova</i> , <i>Carpinus</i>	Faible <i>Abies</i> , <i>Picea</i> , <i>Fagus</i> , <i>Betula</i>	Asteraceae Cichoroideae et Asteraceae Asteroideae, <i>Pinus</i> , <i>Artemisia</i> et <i>Ephedra</i>	
Continental								

1.2. Végétation

Cobb Mountain : 1,211-1,19 (MIS 36/35) Continental	100	<i>Pterocarya</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Parrotia</i> , <i>Carya</i> , <i>Cathaya</i> , <i>Eucommia</i>	Leroy, 1990 ; Banyoles (Espagne ; <200)	<i>Quercus</i> décidus, <i>Tsuga</i>	<i>Carya</i> , <i>Carpinus</i> , Ericaceae, <i>Parrotia</i>	<i>Cathaya</i> , <i>Abies</i> , <i>Fagus</i> , <i>Ulmus/Zelkova</i> , <i>Tsuga</i>	<i>Pinus</i> , <i>Artemisia</i> (très faible), Cyperaceae
Cobb ou Jaramillo (MIS 36 ou plutôt 30-28) Continental	100 sans <i>Pinus</i>	<i>Pterocarya</i> , <i>Cedrus</i> (faible), <i>Tsuga</i> , <i>Carya</i> , Taxodiaceae	Ravazzi et al., 2005 ; Fornaci di Ranica (Italie ; 300)	<i>Tsuga</i> surtout et <i>Carya</i> , <i>Alnus</i> , <i>Ulmus Corylus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Quercus</i> décidus, <i>Pterocarya</i> , <i>Castanea</i>	<i>Pinus</i> , <i>Abies</i> , <i>Picea</i> , <i>Cedrus</i>	dominance de <i>Pinus</i> . <i>Artemisia</i> puis Cyperaceae, Poaceae et <i>Pinus</i>	
environ 1,6, sinon proposition MIS 43/41-31 (Ravazzi et al., 2005) Continental	400 avec <i>Pinus</i>	<i>Pterocarya</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Carya</i> , Taxodiaceae, <i>Nyssa</i> , <i>Eucommia</i>	Ravazzi et Rossignol-Strick, 1995; Ravazzi et Moscardello, 1998; Lefte Basin (Italie ; 300-600)	<i>Quercus</i> décidus, <i>Carpinus</i> <i>orientalis</i> , <i>Carya</i>	<i>Pterocarya</i> , <i>Acer</i> , <i>Tsuga</i> , Taxodiaceae	<i>Pinus</i>	<i>Artemisia</i> , <i>Betula</i>

Tableau 1.2. Synthèse des études polliniques du Pléistocène inférieur et moyen du bassin Méditerranéen.

Tableau 1.2. Early and Middle Pleistocene palynological studies in Mediterranean region.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

- Successions de végétation

Les successions de végétation telles qu'elles sont définies pour le Pléistocène moyen et supérieur par Tzedakis et Bennett (1995) résultent d'une dynamique bien définie ayant fortement guidé les variations de deux principaux paramètres climatiques : température et précipitations. Elles se décomposent généralement en quatre étapes. La première [1] est constituée par la forêt décidue se développant dans un climat tempéré-chaud et humide, à laquelle succède [2] une forêt marquant un climat plus humide puis [3] les forêts de conifères d'altitude se développent avec la baisse des températures. La dernière étape [4] est toujours constituée par un climat froid et aride à développement des steppes. Cette succession de végétation en quatre étapes a été enregistrée au Pliocène supérieur (Fig. 1.20a ; Combourieu-Nebout, 1993). Les quatre étapes ont la même durée, et la température et l'humidité varient parallèlement.

De Beaulieu et al., (2006) ont schématisé les successions de végétation obtenues au Pléistocène moyen pour le site Pianico-Sèllere en Italie du Nord (Moscariello et al., 2000) lors des cycles climatiques en partie forcés par l'obliquité (Fig. 1.20b). Le terme glaciaire des cycles est court, les variations de températures et d'humidité ne sont plus en phases.

De Beaulieu et al., (2006) proposent un modèle de successions végétales se référant à celles enregistrées dans la séquence du Velay (lac du Bouchet et de Praclaux) lors des cycles à 100 ka (France, Fig. 1.20c). Selon ces auteurs, une durée de l'étape glaciaire plus longue et une complexification des successions sont observables par rapport aux successions du Pléistocène moyen, néanmoins elles sont toujours structurées en quatre étapes.

Dans l'ensemble, les deux premières étapes sont clairement reliées à l'interglaciaire, la troisième y est souvent incluse mais constitue surtout une transition. La dernière étape appartient au glaciaire. Certains auteurs divisent parfois cette phase avec à son terme l'arrivée d'éléments pionniers marquant déjà le retour de conditions thermiques plus clémentes en dépit de l'aridité et du sol pauvre.

Certains auteurs envisagent un contrôle édaphique plutôt qu'un forçage strictement climatique pour ces successions de végétation (Fig. 1.20d). Ainsi, Birks et Birks (2004) les divisent en [1] une phase « protocratique » ou pionnière avec hausse des températures et développement d'une végétation nécessitant beaucoup de lumière et des sols non lessivés, [2] une phase « mésocratique » avec de hautes températures et le développement de forêts fermées sur sols fertiles, [3] une phase « oligocratique » avec diminution de la couverture forestière et des sols appauvris, [4] une phase « téléocratique » avec baisse des températures,

1.2. Végétation

développement d'une végétation de type ouverte sur sols non fertiles, et [5] la phase « cryocratique » en période glaciaire.

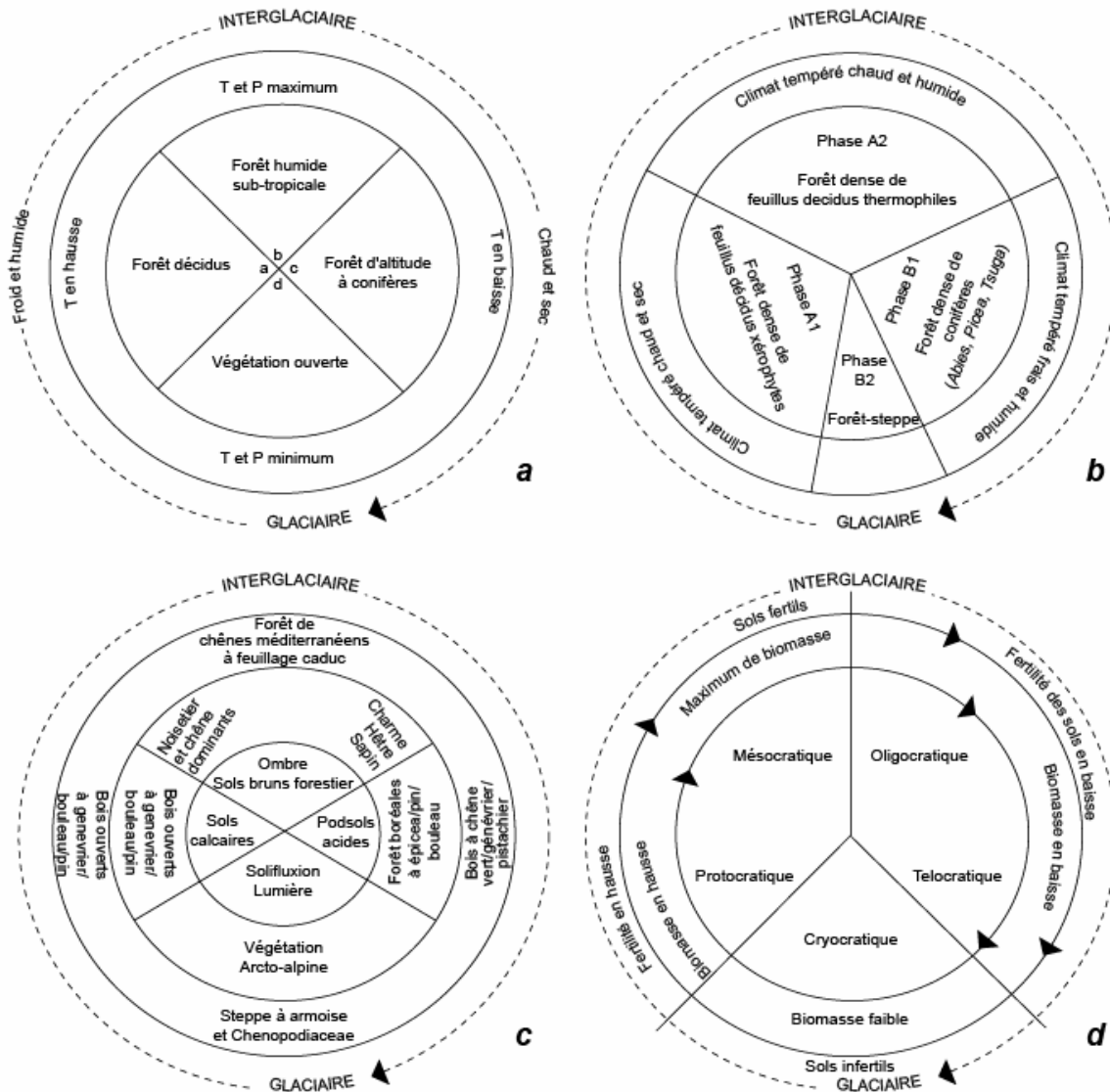


Figure 1.20. Représentation des différents modèles de successions de végétation pour, **a)** le Pliocène supérieur (Combourieu-Nebout, 1993), **b)** le Pléistocène inférieur et moyen et **c)** le Pléistocène supérieur (De Bealieu et al., 2006), et **d)** le forçage édaphique de Birks et Birks (2004).

Figure 1.20. Vegetation successions during, a) the Late Pliocene (Combourieu-Nebout, 1993), b) the Early and Middle Pleistocene and c) the Upper Pleistocene (De Bealieu et al., 2006), and d) the edaphic forcing of Birks and Birks (2004).

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Les taxons qui caractérisent les étapes des successions de végétation sont répertoriés dans le tableau 1.2. Il convient de signaler que ces taxons ont été synthétisés à partir de plusieurs successions de végétation pour chaque site. Il en ressort que les principaux taxons de chaque étape peuvent différer d'un site à un autre. Il existe plusieurs raisons à cela :

[1] Ceci est imputable aux exigences écologiques propres des taxons ce qui définit leurs zones refuges potentielles. En effet, le refroidissement climatique global observé tout au long du Quaternaire provoque une chaîne de désaffection de niches écologiques qui sont alors prises par d'autres. De Beaulieu et al., (2006) ont montré pour les derniers cycles climatiques, que certains taxons, à travers le cas de *Carpinus*, ne se réfugient pas à chaque phase glaciaire dans les mêmes zones géographiques. Ceci entraîne un retour lors des phases interglaciaires plus ou moins rapide. Les taxons sont alors susceptibles de trouver « leur » niche écologique déjà occupée.

[2] La plupart des sites fournissant les analyses répertoriées sont d'origine continentale. Ceci induit des biais tels que l'absence dans le diagramme pollinique de taxons vivant à des altitudes inférieures à celles des sites analysés.

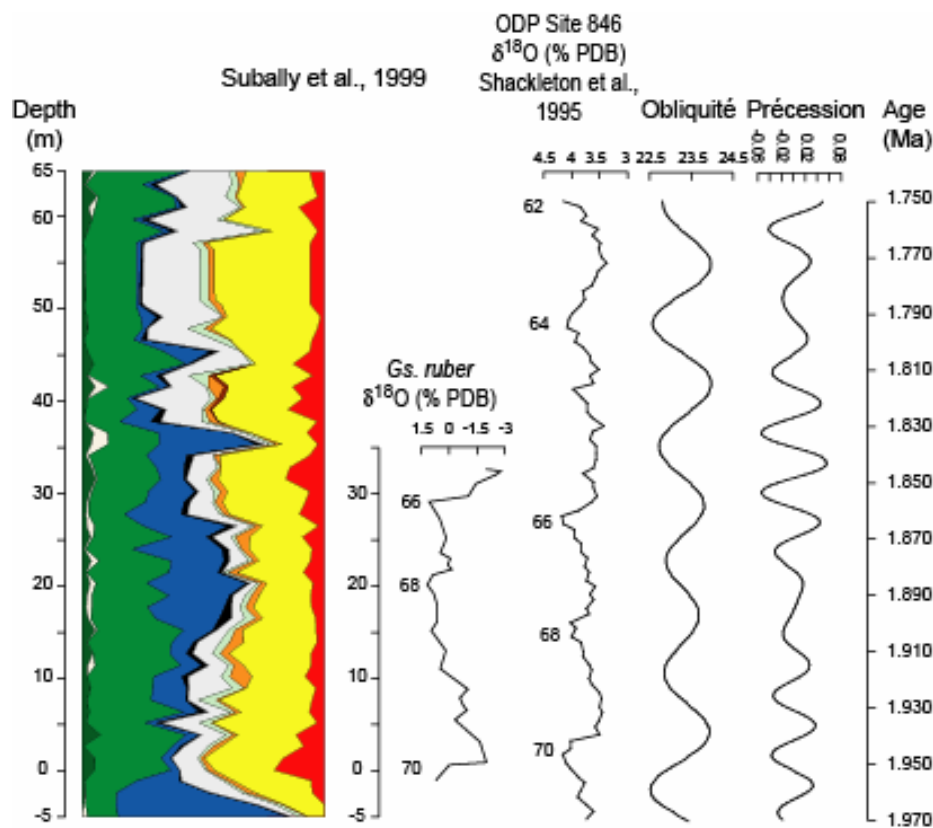
[3] L'absence de tout ou partie des phases glaciaires avec leur cortège pollinique du fait de hiatus souvent observés. Ainsi à Banyoles (Leroy, 1990), les phases glaciaires seraient constituées de conifères d'altitude marquant un climat froid et humide. Or ceci va à l'encontre du modèle généralement établi de phases glaciaires froides et arides en Méditerranée occidentale (voir discussion plus bas). Il est donc possible que la partie froide et aride du cycle n'ait pas été archivée soit par absence de sédimentation ou plus vraisemblablement par érosion en bas niveau du lac. Ce problème concernant les enregistrements continentaux est d'ailleurs reconnu (De Beaulieu et al., 2006).

- Opposition climatique

Combourieu-Nebout et Vergnaud Grazzini (1991) ont comparé le signal climatique issu des analyses géochimiques et polliniques effectué sur des échantillons de la section composite de Crotone. Les niveaux enregistrant une flore pollinique à caractère steppique correspondaient aux maxima des valeurs isotopiques de l'oxygène, c'est-à-dire aux phases glaciaires. C'est ce double contrôle de la validité de l'enregistrement climatique qui a permis de définir que le climat était chaud et humide en période interglaciaire et froid et aride en période glaciaire au Pliocène supérieur dans le sud de l'Italie en Méditerranée Centrale. Cette conclusion était alors conforme avec les interprétations des précédents travaux portant sur le Quaternaire.

1.2. Végétation

Subally et al. (1999) ont proposé une interprétation différente pour le même intervalle de temps sur la base des résultats obtenus en comparant les analyses polliniques et isotopiques de la section de la Citadelle à Zakynthos (Grèce). En effet, les phases steppiques sont en correspondance avec les périodes glaciaires enregistrées dans le $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 1.21). Selon Subally et Quézel (2002), une telle interprétation pose la question de la validité de la steppe pour caractériser les périodes glaciaires dans les assemblages polliniques. Leurs observations montrent que la steppe à *Artemisia* peut se développer sous des conditions balayant une large gamme thermique. Tout au moins, ces steppes seraient un indicateur de xéricité en phase chaude comme en phase froide. Dans ce qui est considéré comme la région méditerranéenne orientale, le climat enregistrerait des périodes interglaciaires chaudes et arides et des périodes glaciaires froides et humides. Comme les résultats de la mégnétostratigraphie permettent de placer cette partie de la section dans l'épisode normal de l'Olduvai et de proposer un calage précis (Subally et Quézel, 2002) il est possible de comparer cette interprétation climatique en Grèce avec celle de la coupe de Croton. En effet, cette dernière couvre également l'épisode normal de l'Olduvai. On aurait donc au Pliocène supérieur une opposition climatique entre le domaine méditerranéen occidental et le domaine méditerranéen oriental.



Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Figure 1.21. Diagramme pollinique synthétique (sans *Pinus*) et géochimie isotopique de la coupe de la Citadelle (Zakynthos, Grèce ; Subally et al., 1999) corrélés aux variations orbitales selon le calage par magnétostratigraphie proposé par Subally et Quézel (2002).

Figure 1.21. Synthetic diagram (without Pinus) and isotopic curve from the Citadelle section (Zakynthos, Greece; Subally et al., 1999) using the magnetostratigraphic correlation proposed by Subally and Quézel (2002).

2. Méthode

2.1. Terrain

J'ai participé à l'étude stratigraphique et sédimentologique des coupes de Tsampika (Mai 2004) et de Shamb (Octobre 2006). Après la détermination de la géométrie des terrains (repérage des failles, des glissements de terrain, etc.), les argiles et les diatomites ont été échantillonnées tous les mètres. Lorsque la lithologie n'est pas favorable à la conservation des grains de pollens (grès, conglomérats, etc.), l'échantillonnage a été plus lâche. J'ai bénéficié des prélèvements effectués antérieurement à ma thèse par plusieurs personnes (respectivement indiquées entre parenthèses), pour les sites de Tsampika (J.-P. Suc, S.-M. Popescu, S. Ferry), Montalbano Jonico (N. Ciaranfi, J.-P. Suc, D. Suballyova), Santa Lucia (J.-P. Suc, J. Cravatte, G. Clauzon, F. Gautier) et Corinthe (S. Rohais). J'ai passé commande des échantillons du site ODP 976 après avoir reconstitué à partir des profondeurs respectives de chaque carotte, la profondeur relative des échantillons à l'échelle du sondage pour obtenir un pas d'échantillonnage d'environ 40 cm.

2.2. Analyse pollinique

Le traitement chimique est basé sur le protocole établi par Cour (1974) pour les argiles. Pour les diatomites de Shamb, riches en silice, le traitement a débuté par une attaque HF, suivi d'une légère attaque HCl. Au total, j'ai traité et monté entre lame et lamelle 688 échantillons.

Les différentes phases du traitement des échantillons sont pour la plupart incompressibles. J'ai pris l'initiative de concevoir et de mettre au point une machine nommée « tapoteuse » (figure 2.1) que j'ai choisi de réaliser à ma charge et sur mon temps personnel pour ne pas pénaliser mes recherches. Cette machine tamise 4 échantillons à la fois au lieu d'un seul selon la procédure manuelle classique et permet de diviser le temps consacré à cette phase par 4-5.

2. Méthode



Figure 2.1. « Tapoteuse ».

Les pollens ont été repérés au microscope photonique au grossissement x250 puis déterminés au x1000. Les déterminations sont basées sur l'Atlas de la flore pollinique d'Europe (Reille, 1992, 1995, 1998) et sur le fichier iconographique de J.-P. Suc. Il est établi qu'il faut compter 150 grains de pollen autre que ceux du pollen le plus représenté (généralement *Pinus*) pour que les résultats soient significatifs (Combourieu-Nebout, 1987 ; Beaudouin et al, 2005). Les grains de pollens remaniés sont caractérisés par une structure détériorée. Les pollens indéterminables le sont du fait de leur usure ou de leur mauvaise présentation. Les grains indéterminés sont ceux qui n'ont pu être identifiés. J'ai déterminé environ 102.000 de grains de pollen dans 351 lames au cours de ce travail.

La représentation graphique des comptages, sous forme de diagrammes détaillés, est effectuée par le biais du logiciel GpalWin (<http://www.imep-cnrs.com/pages/gpalwin.htm>; Goery, Marseille) à partir des bases de données Excel compilées. La représentation sous forme de diagrammes synthétiques se fait à partir des regroupements de taxons en fonction de leur préférences écologiques (Suc, 1984 ; Combourieu-Nebout, 1987).

2.3. Isotopes

L'étude des isotopes stables, oxygène et carbone, a été menée sur deux espèces de foraminifères planctoniques, *Globigerinoides ruber* et *Globigerina bulloides* (coll. Quillévére). Ces foraminifères ont été prélevés dans des résidus de lavage par piquage des tests sous loupe binoculaire. Les lavages ont consisté à détremper les échantillons en présence d'hydrogène peroxyde dilué à 8-10% sur 300 à 500g d'argile, puis à les tamiser. Lors de l'utilisation de la ligne manuelle du laboratoire PEPS, environ 140 spécimens par échantillon ont été prélevés (analyses et dupliquas). Le CO₂ de 8 échantillons plus 5 échantillons standard

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

ont en outre été extraits chaque semaine. Pour l'utilisation de la ligne automatique, une vingtaine de spécimens suffisent. Quarante échantillons ont finalement été analysés au spectromètre de masse GVI ISOPRIME.

2.4. Outils chronologiques

Magnetostratigraphie

Dans les coupes de Tsampika et Shamb, nous avons prélevé des échantillons orientés en vue de déterminer leur polarité magnétique (coll. Krijgsman, Utrecht). L'échelle magnétostratigraphique du Quaternaire est présentée en figure 1.3. La fin du Chron normal Olduvai (C2n), où a été défini le début du Pléistocène, est daté à 1,785 Ma par Lourens et al. (1998). Le Pléistocène inférieur appartient à la période à dominance inverse Matuyama qui comprend deux courts événements normaux: Cobb Mountain (C1r.2n : 1,211 à 1,200 Ma) et Jaramillo (C1r.1n : 1,070 à 0,990 Ma) (Berggren et al., 1995). Le Pléistocène moyen et supérieur appartiennent à la période normale Brunhes (C1n) qui débute à 0,780 Ma (Berggren et al., 1995) ou à 0,773 Ma (Channel et al., 2004) et qui s'étend jusqu'à aujourd'hui. Les débuts des Chrons normaux Jaramillo et Brunhes correspondent respectivement à la transition des MIS 31 à 30 et 19-18 (Maslin et Ridgwell, 2005).

Biostratigraphie marine méditerranéenne au Pléistocène

Les nannofossiles et les foraminifères permettent de dater de manière précise les sédiments en Méditerranée. Ces marqueurs sont compilés dans les tableaux 2.1 et 2.2 qui se réfèrent aux carottes océaniques prélevées par le « Ocean Drilling Program » (ODP ; figure 2.2) en Méditerranée. Au cours de ce travail, je me suis attaché à rechercher et identifier des foraminifères marqueurs (coll. F. Quillévéré), principalement le foraminifère planctonique *Globorotalia crassaformis* (cf. annexe 1) et le foraminifère benthique *Hyalinea balthica*. *G. crassaformis* connaît deux influx majeurs, à 1,299 et 1,140 Ma, *H. balthica* devient commune à ~1,400 Ma.

A Montalbano Jonico, une datation biostratigraphique par foraminifères a complété l'étude préexistante des nannofossiles calcaires.

2. Méthode

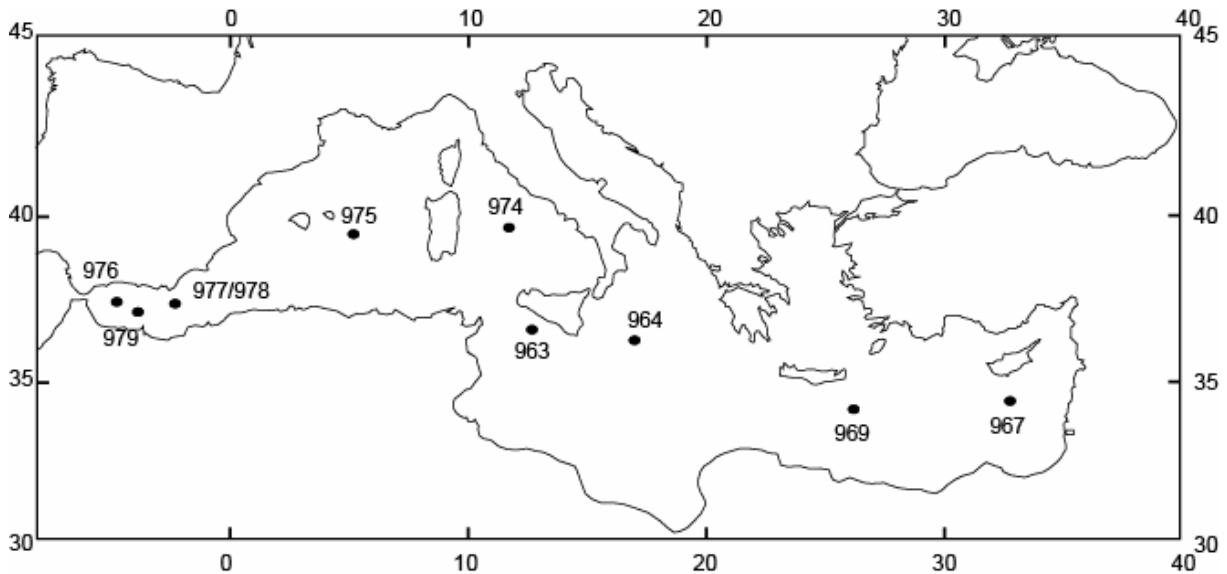


Figure 2.2. Carte de localisation des forages ODP en Méditerranée.

Figure 2.2. Mediterranean ODP localisation map (Ocean Drilling Program).

Radiométrie et Cyclostratigraphie

Un niveau de sable volcanique à Rhodes (Cornée et al., 2006) et quatre niveaux de tufs intercalés dans les diatomites de Shamb ont été datés par la méthode $^{40}\text{Argon}/^{39}\text{Argon}$ au laboratoire de Géochronologie de l'Université de Nice (coll. P. Münch, Marseille, C. Verati et M. Fourniret, Nice). Ces datations ont permis de consolider définitivement la chronostratigraphie de la coupe de Tsampika et de caler l'âge des diatomites de Shamb en l'absence de tout autre marqueur.

L'utilisation de la palynologie et de la géochimie isotopique a permis de retrouver les fluctuations glaciaires - interglaciaires, connues par ailleurs à l'échelle globale et inventoriées en MIS. Ces derniers sont numérotés par ordre croissant depuis l'Actuel en remontant dans le temps. Avec les contrôles temporels issus des données biostratigraphiques, magnétostratigraphiques et géochronologiques, les successions glaciaire-interglaciaire enregistrées dans les différentes coupes ont pu être corrélées avec les successions globales dont les âges sont connus.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

	Evènement	ODP 976	ODP 979	ODP 977-978	ODP 975	ODP 974	ODP 963	Vrica-Crotone	ODP 964	ODP 969	ODP 967	
Références												
		Leg 161 De Kaenel et al., 1999										
Foraminifères benthiques												
<i>Bolivinita quadrilatera</i>	FO							1,457				
<i>Hyalinea balthica</i>	FCO							1,493		1,403	1,492	
<i>Islandiella ionica</i>	LO							1,508				
<i>Islandiella ionica</i>	FO							1,897				
Foraminifères planctoniques												
<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	Influx									1,140	1,145	
<i>Globorotalia crassaformis</i>	Influx									1,140	1,135	
<i>Neoglobobquadrina</i> Sp. sénestre	Reappearance							1,220		1,203	1,209	
<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	Influx										1,262	
<i>Globorotalia crassaformis</i>	Influx									1,295	1,299	
<i>Neoglobobquadrina</i> Sp. sénestre	Desappearance							1,367		1,371	1,370	
<i>Globorotalia crassaformis</i>	Influx									1,537	1,539	

2. Méthode

	Evènement	ODP 976	ODP 979	ODP 977-978	ODP 975	ODP 974	ODP 963	Vrica-Crotone	ODP 964	ODP 969	ODP 967
Références				Leg 161 De Kaenel et al., 1999							
Nannoplankton calcaire											
<i>P. lacunosa</i>	LO	0,424	0,410	0,429	0,406	0,408			0,46		
<i>Crenolithus asanoi</i>	LO	0,778	0,779	0,777	0,781	0,781					
<i>R. asanoi</i> * Reale et Monechi, 2005	LCO	*(23/22)		# 0,913 (23)					# 0,906 (23)		# 0,894 (23)
<i>Gephyrocapsa omega</i> (>4µm) # Maiorano et Marino, 2004	FO	0,962	0,962	0,973 ou # 0,985 (27/26)	0,956	0,964			# 0,965 (25)		# 0,956 (25)
<i>Crenolithus asanoi</i>	FO	1,122	1,122	1,122	1,122	1,126					
<i>Helicosphaera sellii</i>	LO		1,246					1,235 (37)	1,25	1,273	1,259
<i>Gephyrocapsa</i> (>5,5µm)	LO		1,246	1,235	1,237	1,243	(37)	1,238 (37)	1,25	1,241	1,257
<i>Pseudoemiliana lacunosa</i>	FO acmé	1,358	1,370	1,361	1,369	1,359					
<i>Gephyrocapsa</i> (>5,5µm)	FO	1,569	1,566	1,563	1,566	1,566		1,608 (55-56)		1,626	1,616
<i>Calcidiscus macintyreii</i>	LO	1,619	1,632	1,619	1,619	1,619		1,671 (57-58)	1,63	1,663	1,673

Tableaux 2.1 et 2.2. FO : First Occurrence (Première occurrence); FCO : First Common Occurrence (Première occurrence commune); LO : Last Occurrence (Dernière occurrence); LCO : Last Common Occurrence (Dernière occurrence commune). Influx (invasion); disappearance/reappearance (disparition/réapparition); entre parenthèses: MIS.

3. Stratégie

3.1. Transect Ouest-Est

La configuration Ouest-Est de la Méditerranée, son positionnement entre les zones d'influence des paramètres orbitaux, l'étendue de son bassin versant, la proximité de l'océan Atlantique, ou encore les reliefs présents sur les îles et péninsules pénétrant fortement ce domaine selon des orientations Nord-Sud (Ibérie, Italie, Péloponnèse), font de la Méditerranée et de sa périphérie un atelier d'étude privilégié. En effet, l'étagement de végétation dans l'armature montagneuse des péninsules a pour conséquence la quasi juxtaposition de milieux allant, au Pléistocène inférieur, du domaine subtropical au domaine boréal avec comme corollaire des diagrammes polliniques très contrastés. La reconstitution de l'évolution de la végétation dans ce domaine doit permettre une meilleure compréhension de l'évolution climatique régionale pour l'extrapoler à l'échelle du globe.

Compte tenu de cette situation particulière des environnements péri-méditerranéens, ma stratégie de ce travail a été axée sur cinq sites principaux répartis sur un transect Ouest-Est de 4000 km de longueur dans une faible gamme latitudinale : 36 à 41°N. Les coupes sont localisées sur la figure 3.1 (la distorsion latitudinale n'est pas représentée).

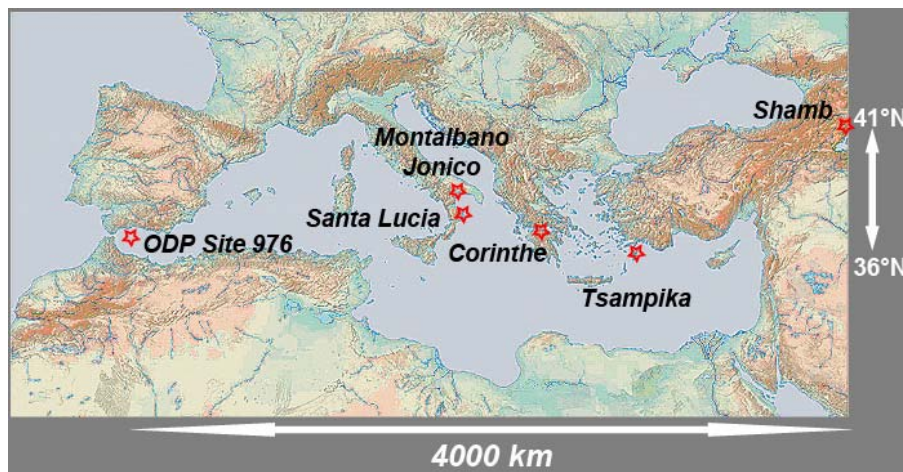


Figure 3.1. Carte de localisation des coupes étudiées durant la thèse.

Figure 3.1. Localisation map of studied sections during the PhD.

3. Stratégie

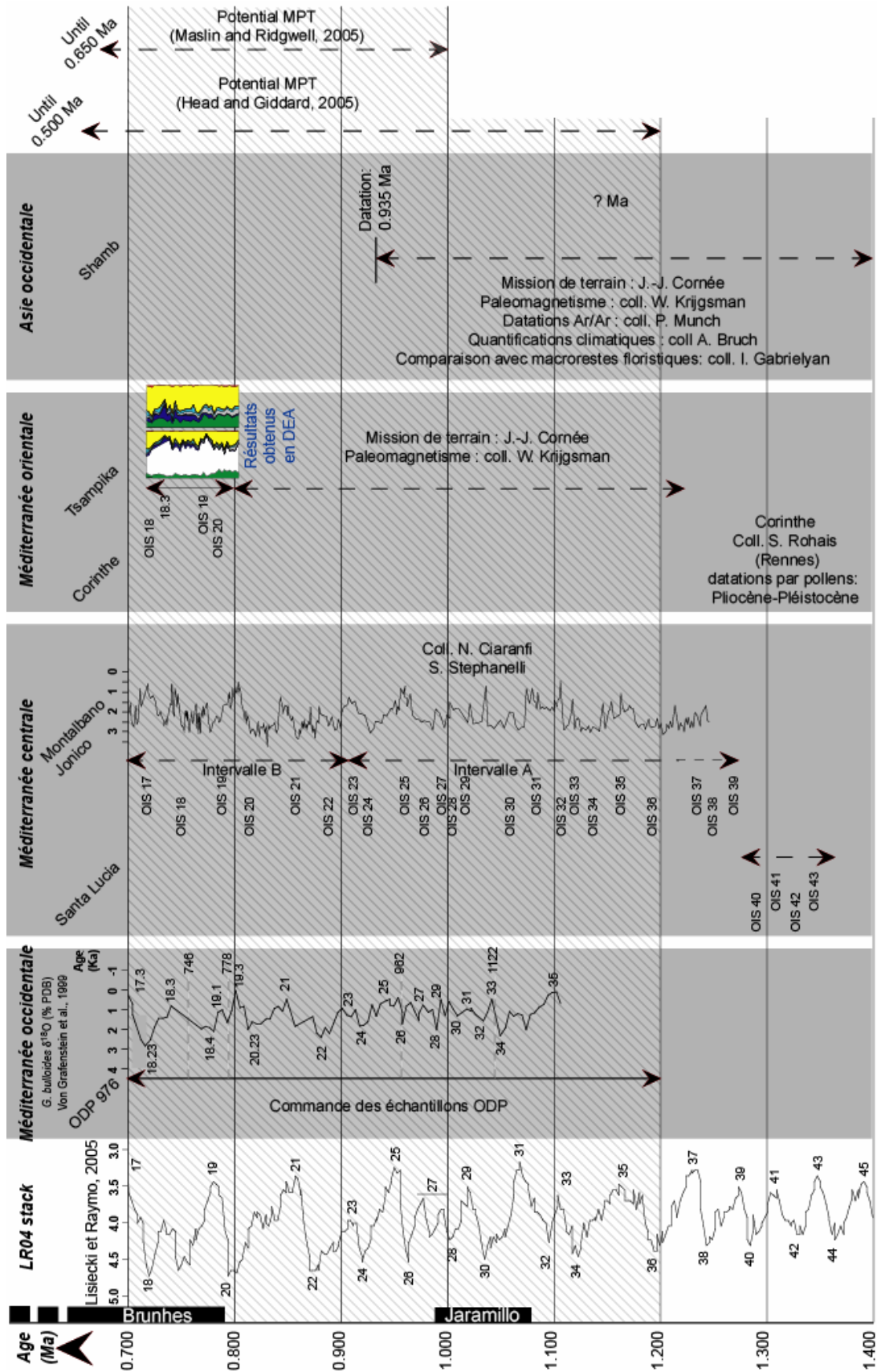


Figure 3.2. Extension possible des sites étudiés et de la MPT (zone hachurée).

Figure 3.2. Possible extension for studied sites and MPT (hatched area).

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Les sites ODP Site 976, Santa Lucia, Montalbano Jonico, Tsampika et Shamb ont été choisis car, outre leur emplacement, ils appartiennent tous au Pléistocène inférieur et moyen (Fig. 3.2). Ils étaient par conséquent susceptibles d'enregistrer une bonne partie de la MPT. En fonction des résultats et des nouveaux calages chronologique, et sans perdre de vue la reconstruction de la végétation sur le transect Ouest-Est, l'analyse pollinique a été concentrée sur le début de la MPT, notamment entre 1,100 et 0,900 Ma. Cette intervalle de temps inclut l'un des premiers cycles asymétriques à 100 ka (à ~0,950 Ma ; Maslin et Ridgwell, 2005) et le cycle dédoublé contrôlé par la précession (MIS 27).

3.2. Présentation des coupes

- Méditerranée occidentale

Le **site ODP 976** (Fig. 3.1) se trouve en mer d'Alboran, à l'ouverture du détroit de Gibraltar. Cet emplacement lui confère la valeur de témoin méditerranéen des influences atlantiques sur la végétation. De plus, la présence de forts reliefs dans le sud de l'Espagne ainsi qu'au Maroc alimentant l'apport pollinique devait permettre la présence de refuges de végétation malgré l'aridité régionale, comme c'est encore le cas aujourd'hui pour le Cèdre dans le Rif.

Une étude palynologique du Pléistocène supérieur de ce site profond a été réalisée par Combourieu-Nebout et al. (1999, 2002). Les pollens sont suffisamment bien conservés pour effectuer les traitements chimiques puis les comptages avec une certaine garantie de résultats. De plus, les analyses isotopiques menées sur *Globigerina bulloides* (Fig. 1.3 ; Von Grafenstein et al., 1999) sont bien calibrées par des études basées sur la biostratigraphie des nannofossiles (Fig. 1.3 et Fig. 3.2 ; De Kaenel et al., 1999). Une autre calibration a toutefois été proposée par González-Donoso et al. (2000), décalant les âges de 30 ka environ sur la base des SST.

Les analyses polliniques, provenant de 59 échantillons répartis sur environ 30 m (entre ~260 et ~ 230 m de profondeur), ont permis de compter plus de 14.000 pollens (*cf.* chapitre **4.1. Méditerranée occidentale**). La résolution est d'un échantillon tous les 2800 ans pour un enregistrement entre les MIS 31 à 23.

- Méditerranée centrale

Les sites de **Santa Lucia** et **Montalbano Jonico** se trouvent en Italie du Sud. Cette péninsule pénètre en plein domaine méditerranéen et se prolonge en mer par le seuil de Sicile

3. Stratégie

jusqu'en Afrique. Ces sites offrent donc l'opportunité d'avoir enregistré des changements environnementaux marins à l'interface des deux bassins principaux composant la Méditerranée. En effet, ces bassins ont des comportements parfois différents, comme constaté à travers l'étude des sapropèles (*cf.* 1.1.3. « Sapropèles »). Les sites d'Italie sont également à l'interface entre domaines atmosphériques de Méditerranée occidentale et orientale. Les enregistrements polliniques pourraient, par conséquent, témoigner d'une évolution dans le temps et dans l'espace de l'opposition climatique observée entre ces domaines au Pliocène supérieur (*cf.* 1.2.2. « Opposition climatique »).

L'Italie méridionale permet d'étudier des coupes marines qui, par le jeu de la tectonique récente, sont aujourd'hui portées à l'affleurement. C'est le cas de la célèbre série sédimentaire hémipélagique plio-pléistocène de Semaforo-Vrica dont l'analyse palynologique a été facilitée par un taux de sédimentation élevé (~0,5 m/1000 ans ; Combourieu-Nebout, 1987). Cet auteur a également étudié à haute résolution les changements de végétation (Fig. 1.20 ; Combourieu-Nebout et Vergnaud-Grazzini, 1991) pour le passage de la limite Plio-Pléistocène, le GSSP étant défini dans la coupe de Vrica. L'enregistrement palynologique a montré un bon témoignage des étages de végétation de la montagne de la Silla qui ont déjà servi de zone refuge au Pliocène supérieur et au Pléistocène inférieur.

Cette coupe a été recalibrée sur la base d'analyses isotopiques sur *Globigerinoides ruber* et de la biostratigraphie des nannofossiles et des foraminifères, et étendue dans sa partie supérieure (Crotone) jusqu'à 1,280 Ma (Lourens et al., 1996a). La coupe de Vrica-Crotone a permis de calibrer la plupart des sapropèles plio-pléistocènes. Il a été possible d'effectuer des analyses palynologiques à haute résolution de cette partie sommitale encore non étudiée mais bien datée. Les 25 m de cette coupe nommée **Santa Lucia** (Fig. 3.1) couvrent ~70 ka entre 1,356 et 1,280 Ma (Fig. 3.2). Quelques 9.000 pollens ont été comptés pour une résolution de 3000 ans par échantillon. J'ai aussi effectué les analyses géochimiques des isotopes stables de cette section (*cf.* chapitre **4.2.1. Santa Lucia** ; Joannin et al., sous presse).

Depuis plusieurs années, l'équipe de N. Ciaranfi (Bari) étudie les nombreux enregistrements sédimentaires du sud de l'Italie. Il est le découvreur de la coupe de **Montalbano Jonico** (Fig. 3.1) qui s'étend sur environ 450 m d'épaisseur. Les analyses sédimentologiques, géochimiques, et paléontologiques montrent l'enregistrement de variations eustatiques importantes en liaisons avec les changements climatiques du Pléistocène inférieur-moyen (Ciaranfi et al., 1996, 1997, 2001). Des études plus récentes sur

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

les nannofossiles ont permis de mieux dater cette coupe (Maiorano et al., 2004) qui enregistre sûrement les MIS 25 et 19, sans vraiment préciser l'âge de sa base et de son sommet.

Pour ce site très prometteur enregistrant en continu la MPT, le contenu pollinique s'était avéré trop pauvre sur quelques analyses standard effectuées par D. Suballyova. J'ai donc tenu compte de ce faible rendement pour traiter des échantillons plus volumineux. Une bonne comparaison du signal pollinique est désormais possible avec la courbe isotopique issue des mêmes échantillons (Fig. 3.2), ce qui permet maintenant de mieux calibrer en âge la partie inférieure de la coupe. Environ 35.000 pollens ont été comptés, répartis dans 139 échantillons, qui enregistrent les changements climatiques depuis le MIS 37 jusqu'au MIS 23, avec une résolution de 2500 ans par échantillon (*cf.* chapitre **4.2.2. Montalbano Jonico**).

- Méditerranée orientale

La coupe de **Tsampika** sur l'île de Rhodes (Grèce ; Fig. 3.1) est capitale pour retracer l'histoire de la résorption progressive des taxons les plus thermophiles vers le nord-est de la Méditerranée. A ce jour, aucune coupe n'existait dans ce domaine oriental. Son contenu pollinique devait permettre de vérifier l'existence possible de l'opposition climatique uniquement observée au Pliocène supérieur.

Les premiers travaux sur cette coupe ont été effectués par l'équipe Climat Eustatisme et Tectonique (CET) de l'Université Lyon 1, et tout particulièrement par J.-P. Suc puis par S. Ferry pour son organisation stratigraphique et son histoire sédimentaire. Les premiers travaux de palynologie ont été réalisés par Buisine (2000), pour qui l'enregistrement pollinique était contrôlé par la tectonique. Puis j'ai pu montrer (Joannin, 2003) que certaines portions de la succession étaient d'âge pléistocène inférieur à moyen en intégrant des données de magnétostratigraphie (coll. Suc, Krijgsman). L'enregistrement pollinique sur cette île était contrôlé par les variations eustatiques et les changements climatiques (Fig. 3.2). Au regard de l'importance de la formation de Ladiko-Tsampika dans le schéma stratigraphique de Rhodes dont découle l'interprétation de l'histoire tectonique récente de cette île appartenant à l'arc Egéen, cette nouvelle interprétation se devait d'être complètement validée. Lors d'une mission de terrain en Mai 2004, l'ensemble de la formation du site de Tsampika a été revu quant à son organisation sédimentaire et les datations des échantillons précédemment étudiés ont pu être clairement replacées. En outre, l'étude de la coupe initiale a pu être prolongée vers le haut et vers le bas (*cf.* chapitre **4.3. Rhodes**; Cornée et al., 2006).

On dispose ainsi pour la première fois au Pléistocène en domaine marin d'un référent en palynologie pour la Méditerranée orientale. La nouvelle coupe de **Tsampika** enregistre les

3. Stratégie

changements climatiques entre les MIS 37 et 29 puis entre les MIS 20 et 17. La partie intermédiaire de cette série de 160 m a été démembrée par un événement tectonique. L'étude de cette coupe repose sur le comptage d'environ 32.000 pollens répartis en 116 échantillons pour une résolution de 2800 ans par échantillon (*cf.* chapitre **4.3. Tsampika**; Joannin et al., soumis).

- Asie occidentale

Pour mieux contraindre les étapes de la réduction d'aire des taxons aujourd'hui éteints en Méditerranée, mais pour certains encore présents à l'Est (exemple *Pterocarya* en Colchide, Géorgie), il était indispensable de trouver un site dans la zone du Caucase. En particulier, aucune information n'était disponible en domaine continental, pour l'observation de la réaction des végétations eurasiatiques aux changements climatiques qui s'intensifiaient durant le début de la MPT, et plus précisément pour déceler les influences possibles dans cette zone des moussons africaine ou asiatique et des anticyclones sibériens.

Le site de **Shamb** (Fig. 3.1) se trouve dans la vallée du Sisian en Arménie, à 50 km de l'Iran. Des dépôts lacustres (souvent diatomitiques) affleurent. Une première analyse pollinique en avait été faite par Sayadyan et al. (1986). Cette coupe, alors datée du Plio-Pléistocène, présentait un diagramme pollinique surprenant, laissant à penser que la série pouvait être redoublée. Un programme Eclipse II a permis de reprendre l'étude de cette coupe. La coulée basaltique en discordance au sommet de la série a été datée à 0,935 Ma \pm 15 ka (Fig. 3.2 ; Ollivier et al., 2004). Ce site couvre donc selon toute vraisemblance une partie du Pléistocène inférieur. Nous avons effectué une mission de terrain pour l'échantillonnage après identification des décalages tectoniques. Cette mission a, en outre, permis de prélever plusieurs tufs volcaniques pour datation (en cours) et de recalibrer dans la succession 17 niveaux à macro-restes étudiés par I. Gabrielyan. Elle m'a aussi permis de me familiariser avec l'écosystème végétal particulier de ce milieu de moyenne montagne aride mais permettant tout de même l'existence d'une ripisylve dans les fonds de vallées. Ce dernier point correspond en effet, en grande partie aux comptages polliniques préliminaires que j'avais effectué en 2004 et fut donc utile à l'interprétation des données polliniques fossiles.

En tout, les 116 m de la coupe de **Shamb** ont permis le comptage de 31 échantillons (environ 8.000 pollens) seulement sur les 99 prélèvements. La polarité inverse (coll. Krijgsman) et le tuf T7 qui a livré un âge de 1,400 Ma (\pm 20 ka ; coll. Munch), indiquent que la coupe enregistre des dépôts sédimentaires appartenant au magnétochron Matuyama, entre 1,800 au plus vieux et 1,220 Ma au plus jeune (*cf.* chapitre **4.4. Shamb**).

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

- Corinthe : *une application de la palynologie*

Grâce aux données polliniques acquises au cours de cette thèse et à l'aide des enregistrements pré-existants, il a aussi été possible de faire des propositions d'âge pour des sédiments lacustres et marins plio-pléistocènes provenant des épaisses séries deltaïques de **Corinthe** (Grèce ; Fig. 3.1). Ces calibrations ont permis à S. Rohais de contraindre dans le temps l'évolution tectonique et sédimentaire du golfe de Corinthe. Bien que ces résultats ne soient pas primordiaux pour le travail de thèse présenté dans ce manuscrit, ils sont inclus en Annexe 3 (Rohais et al., sous presse) pour montrer à quel point l'outil palynologique peut être utile pour les reconstructions stratigraphiques et paléoenvironnementales, particulièrement en domaine continental.

4. Sites

4.1. Méditerranée occidentale

A 190 ka long pollen record during the Early Pleistocene in the ODP Site 976, Western Mediterranean region.

Introduction

Earth climate was affected by a relatively progressive cooling during the Pliocene and the Pleistocene times (e.g. Ruddiman, 2003). This cooling trend was constituted by successive climate cycles. These cycles were 41 kyr-long, forced by the obliquity orbital parameter during the Early Pleistocene, and 100 kyr-long, forced by the eccentricity (precession modulator) during the Middle Pleistocene. The shift from the “41 kyr world” to the “100 kyr world” was a period of increased cooling called the Mid Pleistocene Transition (MPT: 1.200 to 0.500 Ma; Head and Gibbard, 2005). During this transition, several climate cycles were identified with different duration, associated with particular ice-sheet volume changes. The marine isotopic stratigraphy is dependent on marine glacio-eustasy related to ice-sheet growing and melting (Ruddiman, 2003). It allows to define the marine isotopic stages (MIS), which characterized the increasing duration of climatic cycles associated with a reinforced precession influence during the MPT. However, the oxygen isotopic proxy shows weak precessional control in marine Pleistocene sediments (Von Grafenstein et al., 1999).

As obliquity is highly expressed at high latitudes and precession is highly expressed at low latitudes (Ruddiman and McIntyre, 1984), the Mediterranean region is expected to be under the influence of both obliquity and precession (Kroon et al., 1998). Insolation forcing induced heat-transfer related to the temperature gradient from low to high latitudes (Raymo and Nisancioglu, 2003). Nowadays, the heat-transfer from 17° to 90°N of latitude is almost supported by atmospheric transport, the marine one being reduced (Trenberth and Caron, 2001). As a consequence, climatic conditions that occurred on the continent experienced this atmospheric transport. Pollen analysis is one of the continental approach used to study the climate changes. Moreover, pollen analysis from the Mediterranean region sediments (i.e. 30-45°N latitude) can usefully help to reconstruct the climate changes during MPT (Wijmstra and Smit, 1976; Suc and Zagwijn, 1983; Suc, 1984; Combourieu-Nebout and Vergnaud Grazzini, 1991; Russo Ermolli, 1994; Ravazzi and Rossignol-Strick, 1995; Tzedakis and Bennett, 1995; Subally et al., 1999; Okuda et al., 2002). These studies also provided information on taxa disappearance related to reinforced climate cycles and the global cooling. However, these studies are restricted to the Central and Eastern Mediterranean regions.

In the Western Mediterranean region, pollen records are scarce (Rio Maior: Diniz, 1984; Suc et al., 1995; Tres Pins: Leroy, 1997) and often focussed on the last climatic cycles (ODP Site 976: Combourieu-Nebout et al., 1999, 2002; MD95-2043: Sánchez-Goñi et al., 2002). None of these studies deals with vegetation changes that occurred during the MPT. Based on this consideration, we propose a pollen study of the ODP Site 976 at the beginning of the MPT (1.090 to 0.900 Ma). Pollen changes are expected to correspond to global climate changes observed from the oxygen isotopic curve (Von Grafenstein et al., 1999) and the SST curves (González-Donoso et al., 2000). Using a high resolution sampling, vegetation is expected to record changes related to local and global climate changes. We also try to refine age calibration of this part of the ODP Site 976 core which is still debated (González-Donoso et al., 2000).

4.1. ODP Site 976

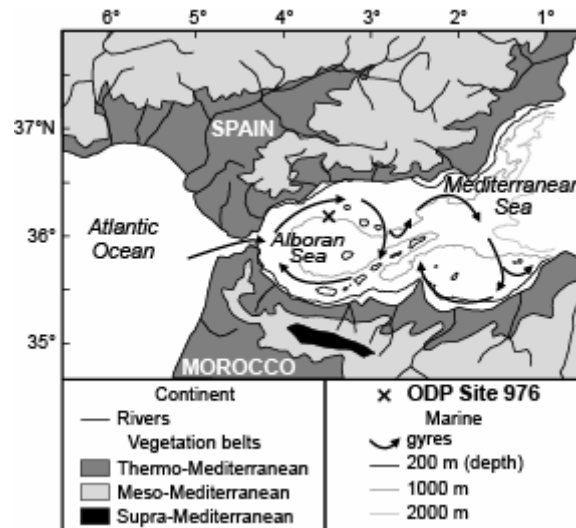


Figure 1. ODP Site 976 location.

General setting

The ODP Site 976 (36°12.3'N, 4°18.8'W; leg 161) is a deep-sea section which records marine hemipelagic sediments from the Western Alboran Sea (Fig. 1). This site is located 60 km off the southern Spanish coast and 11 km east of the Strait of Gibraltar. This section provided an almost complete record of the Pliocene and the Pleistocene sediments. Von Grafstein et al. (1999) used geochemical analysis to perform the $\delta^{18}\text{O}$ curve on *Globigerina bulloides* and to define the MIS. De Kaenel et al. (1999) provided nannofossil analysis coupled with sapropelic calibration (from Lourens et al., 1996) to establish the ages of nannofossil events. However, recent study considering the SST measurements (González-Donoso et al., 2000) exposed mismatches between ODP 976 depth age calibrations and previous studies. The differences are particularly significant during the MPT.

Methods

According to the age model provide by De Kaenel et al. (1999), a total of 79 samples were collected (~40 cm interval) from 259.50 (MIS 31, ~1.060 Ma) to 230.42 mcd (MIS 23, ~0.900 Ma). Samples were processed using a standard method adapted from Cour (1974). HCl and HF attacks were followed by residue sieving between 160 μm and 10 μm and by enrichment procedures (ZnCl_2). Only 59 samples provided enough pollen grains (150) for analysis excluding *Pinus*. Thus about 14,000 pollen grains were counted in the whole section. A rich pollen flora (70 taxa, see the detailed diagram in Fig. 2) was documented (at least 20 taxa per sample), including herbaceous and arboreal plants that live today over a large range of latitudes. Percentages of taxa were calculated with respect to the total sum of pollen grains excluding *Pinus*. Variations in the *Pinus* abundance were normalized to the total sum of pollen grains. Following Suc (1984) and Combourieu-Nebout (1987), the taxa have been grouped according to their estimated ecology determined on the base of their representatives in the present-day plant associations (Fig. 2).

The groups of vegetation are shown in a synthetic diagram (given with and without *Pinus*; Fig. 3) and the main informative groups are represented in figure 4 to reconstruct the dynamics of vegetation changes along the studied time-interval.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

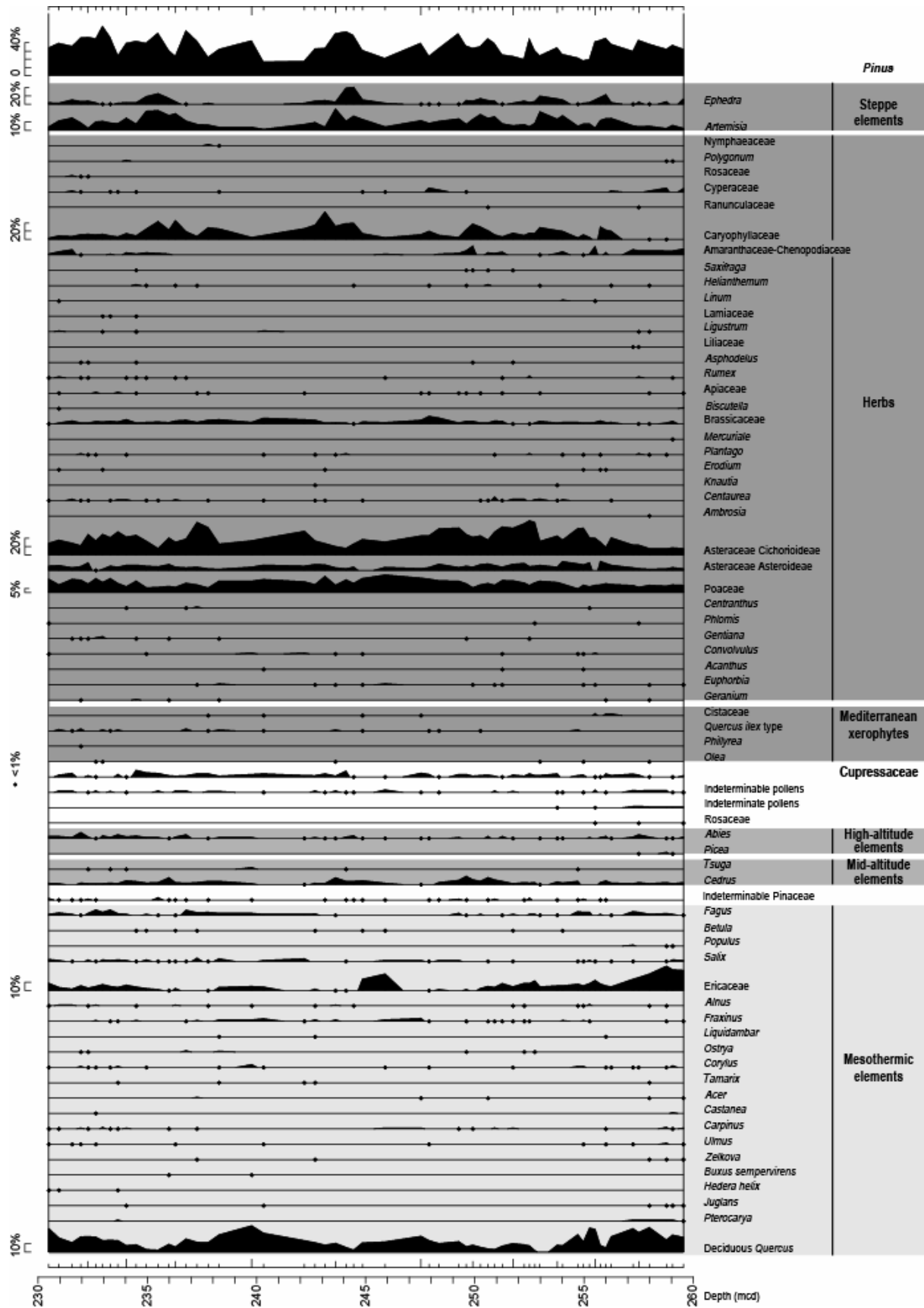


Figure 2. Detailed pollen diagram of ODP Site 976. All taxa (except *Pinus*) are represented in relative percentages, which are calculated according to the total of counted pollen grains minus *Pinus*. Only *Pinus* has a relative percentage based on the total of counted pollen grains.

4.1. ODP Site 976

Vegetation groups are based on the ecological significance of their present-day representatives: mesothermic elements (such as deciduous *Quercus*, Ericaceae, ...), mid-altitude elements (*Cedrus*, *Tsuga*), high-altitude elements (*Picea*, *Abies*), Mediterranean xerophytes (such as *Olea*), herbs (such as Poaceae, Asteraceae Asteroideae...) and steppe elements (such as *Artemisia* and *Ephedra*).

Results

Pollen analysis

Pollen flora includes typical mesothermic (i.e. warm-temperate) and mid-altitude taxa still found in the Early and Middle Pleistocene of the Mediterranean region, such as *Liquidambar*, *Zelkova* and *Pterocarya*, *Cedrus* and *Tsuga* respectively (Fig. 2). Combourieu-Nebout et al. (1999) and Sánchez-Goñi et al. (2002) recorded high amounts of *Cedrus* pollen grains in Middle and Upper Pleistocene marine sediments. Such an abundance of *Cedrus* grains was not evidenced in our samples. Specific vegetation patterns of the ODP Site 976 are marked by the abundance of Ericaceae which is typical of the Western Mediterranean region since the Zanclean (Rio Maior: Diniz, 1984, Suc et al., 1995) to the Holocene (Naughton et al., 2006). High amounts of Asteraceae Cichorioideae are found in the ODP Site 976, as in the older lacustrine sediments from Tres Pins (North Spain: Leroy, 1997). This author interpreted the increases of Asteraceae Cichorioideae as an evidence for a warm and dry climate.

Four main vegetation groups are recorded (Figures 2 and 3): mesothermic elements, *Pinus*, herbs and steppic elements. The synthetic diagrams show a pronounced opposition between mesothermic and steppic elements. Combourieu-Nebout et al. (1999) evidenced that mesothermic elements were representatives of interglacial periods while steppic elements and *Pinus* characterized glacial periods during the Middle Pleistocene. On figure 4, herbs are shown with and without halophytes. Halophytes are Caryophyllaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae and *Ephedra*. As halophytes are associated with steppic elements in the pollen ratio mesothermic vs. halophyte and steppic elements (Fig. 3), *Ephedra* is not included in the halophytes used in this study. As halophytes are able to live in saline environments, their increase is expected during sea-level falls related to glacial periods (with steppic elements), because of the creation of new emerged lands in the littoral areas. The pollen ratio mesothermic vs. halophyte and steppic elements is obviously anti-correlated ($r = -0.75$; $p < 0.001$).

The mesothermic vs. halophyte and steppic elements pollen ratio records sixteen warm-temperate pollen phases. The phases I, III, V, VIII, XI and XV characterized warmer and wetter conditions as mesothermic group ratio increases. Surprisingly, only few samples of these specific phases provided enough pollen grains for analyses. Despite this lack of sample resolution within the previously-cited warmer and wetter phases, these warm-temperate phases record long-term warm and wet conditions.

Oxygen isotopes and SST correlations

In the present study, we used the oxygen isotopic curve represented according to the core depth and to the age model proposed by De Kaenel et al. (1999). The First Occurrence (FO) of the *Gephyrocapsa omega* ($> 4 \mu\text{m}$) is dated at 0.962 Ma (244.33 mcd). This nannofossil event corresponds to the glacial MIS 26. De Kaenel et al. (1999) considered that the studied section records MIS 31 to MIS 23 from ~260 mcd to ~230 mcd.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

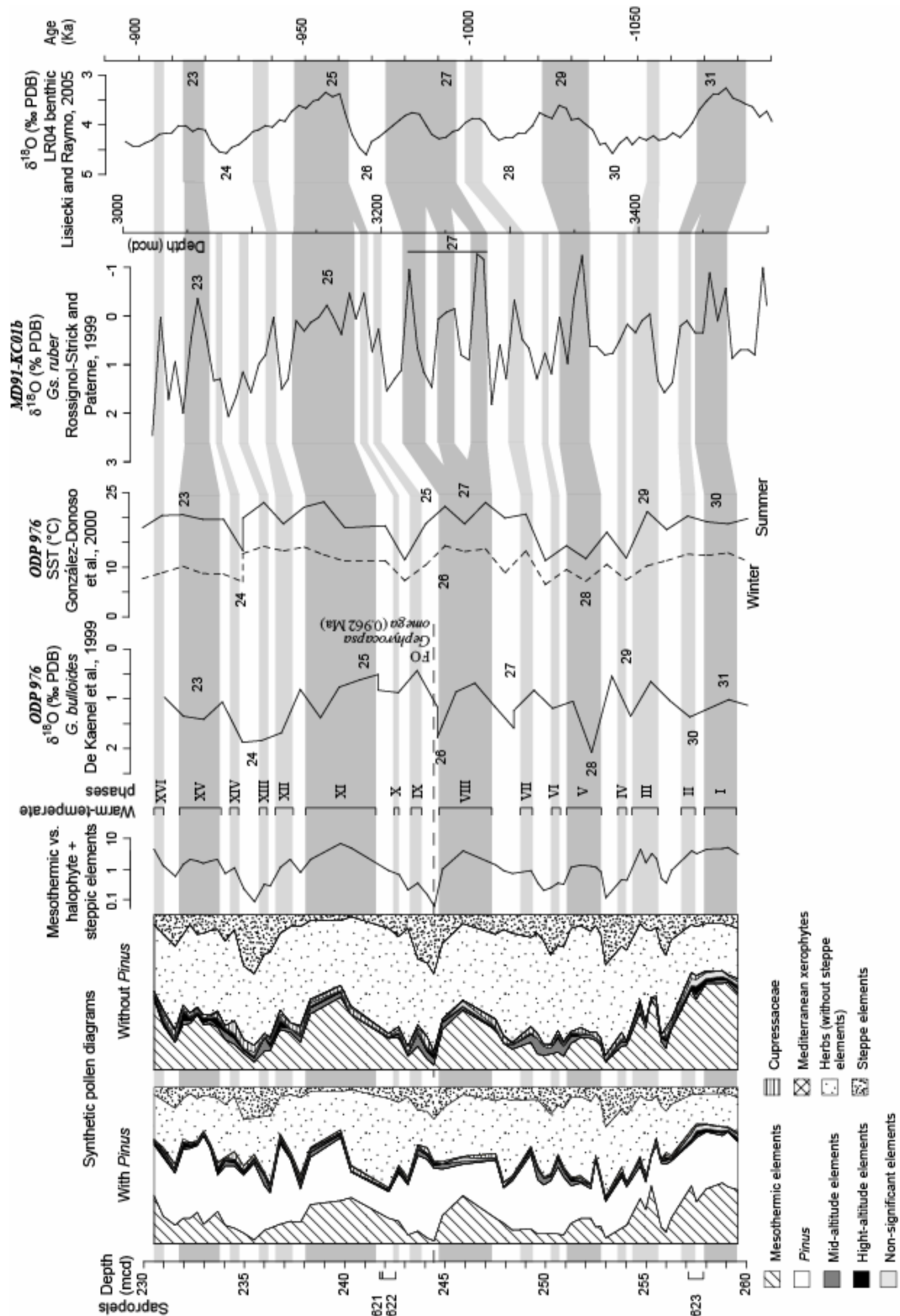


Figure 3. Synthetic pollen diagrams (with and without *Pinus*) and pollen ratio defining warm-temperate phases (grey shapes). They are compared with isotopic and SST results (using different age models, see also González-Donoso et al., 2000) from ODP Site 976. All these proxies are presented according to core depth. They are compared with the Central Mediterranean region isotopic results from KC01b and the Stack LR04. Depths and sapropel locations are on the left.

4.1. ODP Site 976

The comparison of our results with the isotopic measurements shows a similar pattern in the uppermost part of the section. Indeed, warm (MIS 27, 25 and 23) and cold (MIS 26 and 24) periods are well recorded in both proxies. MIS 30 and 28 determined by isotopic compositions characterized glacial periods. These results are opposite to the pollen ratio which shows warmer periods in the same levels. González-Donoso et al. (2000) established a different age model in the ODP Site 976. MIS 30 to 23 were recorded by winter and summer SST measurements made on foraminifers. Looking at the SST curve, the MIS attribution appears to be confusing in the middle part of the section (MIS 27-25). Indeed, the MIS 27 and 25 are proposed to correlate with the same long warm period, and no MIS attribution is proposed for the successive long warm period (~243 to ~236 mcd). We reinterpret the high SST values from ~243 to ~236 mcd as equivalent of the interglacial period MIS 25. Comparing our results with SST values, we define some additional dissimilarities. Indeed, the SST decrease (~243 mcd) which can be attributed to the MIS 26 maximum occurred later than its corresponding peaks in the pollen ratio and the $\delta^{18}\text{O}$ curve. In the lowermost part of the section, SST values are in accordance with the pollen ratio with an exception: the warm-temperate phase V occurred during low temperatures in marine waters. On the whole, pollen, isotopic and SST results are in agreement, excepted for the MIS 31-30 attribution. In detail, this agreement is less pronounced, probably due to differences in the resolution sampling to establish the different curves (59, 33 and 30 samples in the pollen, isotopes and SST analyses, respectively).

Correlation with Marine Isotopic Stages

As there are different age interpretations, we chose to compare the pollen results with a highly detailed oxygen isotopic curve made on *Globigerinoides ruber* in the Ionian Sea (KC01b; Rossignol-Strick and Paterne, 1999) and with the stack LR04 oxygen isotopic (Lisiecki and Raymo, 2005). We firstly correlated the nannofossil event dated at 0.962 Ma with the glacial MIS 26 characterized by low values in the pollen ratio. Moreover, sapropels 622 and 621 correlated with i-90 (0.955 Ma; De Kaenel et al., 1999) which marked the beginning of MIS 25, is also associated with high amount of mesothermic plant pollen grains. Upward in the uppermost part of the section, large percentages of stepic elements are followed by high values in the pollen ratio. They correspond to the glacial MIS 24 and interglacial MIS 23, respectively. In the lowermost part of the section, more than 55% of mesothermic taxa composed the warm-temperate phases I and II, which corresponds to a long warm and humid period. Such climatic conditions are in accordance with the $\delta^{18}\text{O}$ depletion (MIS 31) recorded in the LR04. They are also in agreement with a similar warm period observed in the pollen record from Southern Italy (Montalbano Jonico section, *cf.* chapter 4.2.2.a). MIS 30 recorded in the LR04 is a long glacial period poorly expressed in the Mediterranean region. Indeed, warm-temperate phase III correlates with the $\delta^{18}\text{O}$ depletion at about 3.40 m of depth in core KC01b. Warm-temperate phases V, VII and VIII are respectively related to MIS 29 and to the double warming included in the MIS 27.

The warm-temperate phase II is contemporaneous with sapropel 623 (~257.93 mcd) correlated with i-98 (1.048 Ma; De Kaenel et al., 1999). Based on our time-calibration, this sapropel belongs to MIS 31 and should not be related to i-98 which should be younger.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

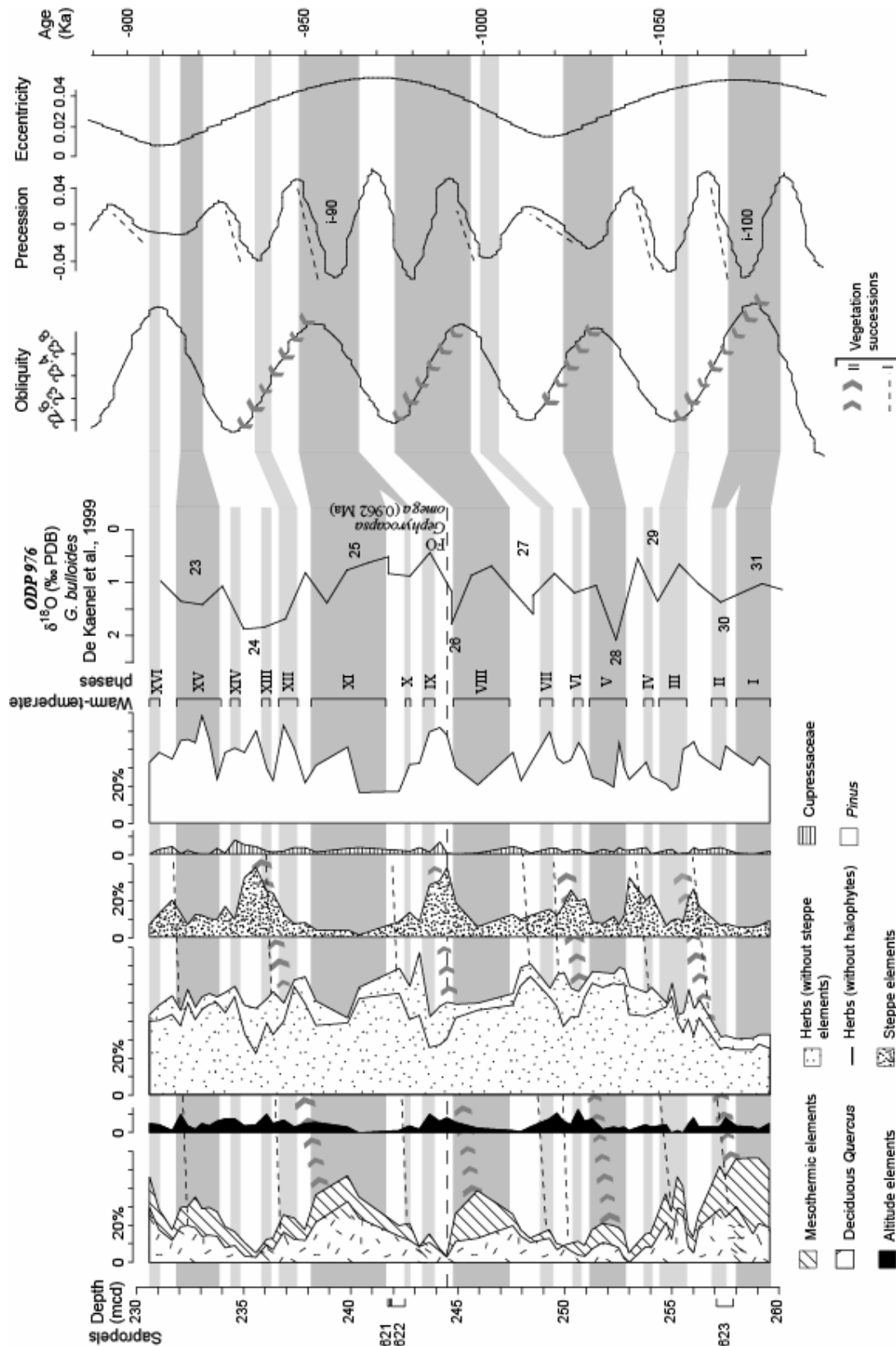


Figure 4. Synthetic diagrams showing main pollen groups. Taxonomic groups are given in percentages (based on total pollen except *Pinus*). Warm-temperate phases compared with isotopic correlations and with variations in orbital parameters (Laskar et al., 2004). Vegetation successions display two kinds of expression: dotted lines for level I and chevrons for level II. Grey areas are the same as those used in Figure 3.

4.1. ODP Site 976

Discussion

Past phytogeography

Cathaya, Taxodiaceae and *Carya* were not found in the Early Pleistocene ODP Site 976 (Fig. 2). Those taxa are mega-mesothermic (i.e. subtropical) mid-altitude conifer, mega-mesothermic and mesothermic elements, respectively. They require warm and humid conditions to grow. As they were still growing in the southern Italy (*cf.* chapter 4.2.2.b) at the same period, their absence in the western part of the Mediterranean region should result from less favourable conditions.

Thermophilous trees such as Deciduous *Quercus* and Ericaceae require more than 600 mm of annual precipitation to grow (Sánchez-Goñi et al., 2000). They mainly characterized warm and humid conditions corresponding to odd MIS (i.e. interglacial) of the Western Mediterranean region (Fig. 2-3). The same dominant taxa are observed during Upper Pleistocene warm intervals studied in the Alboran Sea (Sánchez-Goñi et al., 2002), where Ericaceae marked oceanic influence (Sánchez-Goñi et al., 1999). The dominance of halophytes and steppic elements can characterize xeric conditions associated to warm or cold temperatures (Subally and Quézel, 2002). In the ODP Site 976, they are correlated with isotopic glacial periods (Fig. 3-4). A small increase of Cupressaceae occurred at the end of these cold and dry periods.

Between warm and cold periods, we observe an increase in altitude elements, mainly *Cedrus*. This plant presently grows in cool and humid conditions between 1300 and 2600 m in the Rif, Middle Atlas and High Atlas mountains (Northern Africa; Cheddadi et al., 1998). As *Cedrus* was supposed to have disappeared from the Southern Spanish mountains since the last climatic cycle, Sánchez-Goñi et al. (1999, 2002) proposed that *Cedrus* grains in the Upper Pleistocene sediments of the Alboran Sea and the Iberian margin (Atlantic Side) were brought by Saharan winds. In the ODP Site 976, the *Cedrus* record is supposed to be provided by the mid-altitude vegetation belt of Southern Spain and Northern Africa. Altitude elements display low percentages during full interglacial and full glacial conditions. They are only expressed when freshening and still humid conditions occurred, during the transition between interglacial and glacial stages. The altitude vegetation belt strengthening appears to be controlled by climate changes.

Vegetation dynamics and climate

Several vegetation successions are recorded in the pollen flora of the ODP Site 976. They correspond to the successive extension of vegetation belts favoured by changes in climatic conditions during a climate cycle. In the ODP Site 976, interglacials were characterized by the dominance of mesothermic elements (such as deciduous *Quercus* and Ericaceae) during warm and humid conditions. Transitions between interglacials and glacials were marked by an increase in altitude elements (*Cedrus* mainly) related to freshening but still humid conditions. Glacial conditions allowed steppe development (including Caryophyllaceae, *Artemisia* and *Ephedra*) mostly associated with *Pinus maxima*. At the end of glacial periods, the pioneer elements increase such as Cupressaceae. A specific feature is observed concerning the Asteraceae Cichorioideae development during the transitions from glacial to interglacial periods (warmer and still dry climate, as observed by Leroy, 1997) and also during interglacial to glacial transitions.

Despite the low pollen sampling resolution during warm intervals related to mesothermic forest development, the climatic cycles of the studied part of the Early Pleistocene were recognized (Fig. 3). The characteristic warm-temperate phase I corresponds to the MIS 31. Warm-temperate phases V, VIII, XI and XV are related to MIS 29, bi-phase MIS 27, MIS 25 and 23 respectively. The warm-temperate phase III corresponds to isotopic depletions in the

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

ODP Site 976 and in the KC01b. It occurs during the global glacial MIS 30. On the whole, because of a tightly sampling resolution, our climatic interpretation is slightly different with that of De Kaenel et al. (1999).

Two levels of vegetation successions are recognized in the study (Fig. 4). Four long-term successions marked by chevrons (level II) are related to climatic cycles. Seven short-term successions, which are organized with the same pattern, are indicated with dotted lines (level I).

Vegetation and orbital parameters

Based on our new chronological frame, and also using the established relationship between sapropel deposits and precession minima (e.g. Lourens et al., 1996), we propose to correlate pollen changes with variations of the orbital parameters (Laskar et al., 2004). Because of the MIS 31 attribution at the base of the section, the sapropel i-623 is older than 1.048 Ma (i-98) (attributed by De Kaenel et al., 1999). We correlate it with i-100 (1.070 Ma).

The four long-term vegetation successions correspond to obliquity variations. Indeed, obliquity maxima correlate with the MIS 31, 29, 27 (second warming), 25 and 23. This result is in accordance with the obliquity control on climatic cycles during the Early Pleistocene times (e.g. Ruddiman, 2003). The short-term vegetation successions are related to precession variations. This parameter controls wetness/insolation changes in the Mediterranean region (Rossignol-Strick and Paterne, 1999). It is generally accepted that the global double MIS 27 is forced by precession, same feature is observed in the ODP Site 976. The warm-temperate phase III related to a precession variation is not recorded in the global LR04 isotopic curve. It confirms the local climatic impact related to precession in the Mediterranean region. High values of the mesothermic elements related to MIS 31 and MIS 27 (second warming)-25 are in correspondence with two eccentricity maxima. The precession modulator (i.e. eccentricity) thus controls vegetation changes.

As observed for the Central Mediterranean region (Joannin et al., in press; cf. chapter 4.2.2.b), the Early Pleistocene vegetation from Western Mediterranean region can record both influences forced by variations of obliquity and precession (and its eccentricity modulator). At the beginning of MPT, obliquity was still controlling global and Mediterranean climate changes. Nevertheless, in the Mediterranean region, precession also forced vegetation changes with a similar pattern of vegetation successions as for obliquity. From 1.090 to 0.900 Ma, precession influence on the Mediterranean climate was constant.

Conclusion

A new palynological study of this section was made to provide a record of the Western Mediterranean climate changes during the beginning of the MPT. Comparing our results to the pollen ratio “mesothermic vs. halophyte and steppic elements” with existing data (oxygen isotopes and SST), we proposed a new time calibration of the section which records MIS 31 (~1.090 Ma at ~260 mcd) to MIS 23 (~0.900 Ma at ~230 mcd). We evidenced two time duration of vegetation successions. These vegetation successions following the same dynamics: mesothermic elements abundance replaced by the dominance of mid- and high-altitude elements and ending with halophyte and steppic elements. The comparison of the repetitive vegetation changes with climate cycles and orbital variations shows that long-term vegetation changes were forced by obliquity (i.e. climatic cycles for the Early Pleistocene) and short-term ones by precession (and its eccentricity modulator). This interpretation is in agreement with insolation cycle attribution of sapropel 622 to i-90 and with a nannofossil event (FO *Gephyrocapsa omega* at 0.962 Ma; De Kaenel et al., 1999). According to this new age model, we suggest to correlate sapropel 623 with i-100 (1.070 Ma).

4.1. ODP Site 976

Our results show that the expression of precession was superimposed on the obliquity influence in the Western Mediterranean region. This confirms the enhanced precession influence at the latitude of the Mediterranean Sea. As the precession influence was systematically expressed along the studied section, the vegetation did not record the expected enhanced precession influence during the MPT.

Acknowledgment

This study used samples provided by the Ocean Drilling Program, which is sponsored by the US National Science Foundation and participating countries under the management of the Joint Oceanographic Institutions, Inc. We thank J.M. González-Donoso for providing SST values.

References

- Cheddadi**, R., Lamb, H.F., Guiot, J., van der Kaars, S. 1998. Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data. *Climate Dynamics*, 14 : 883–890.
- Combourieu-Nebout**, N., Turon, J.L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., Pahnke, K. 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology*, 30 : 863-866.
- Combourieu-Nebout**, N., Londeix, L., Baudin, F., Turon, J.L., von Grafenstein, R., Zahn, R. 1999. Quaternary marine and continental paleoenvironments in the western mediterranean (site 976, Alboran Sea) : palynological evidence. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161 : 457-468.
- Combourieu-Nebout**, N. and Vergnaud Grazzini, C. 1991. Late Pliocene northern hemisphere glaciations: the continental and marine responses in the central Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 10 : 319-334.
- Combourieu-Nebout**, N. 1987. Les premiers cycles glaciaire-interglaciaire en région méditerranéenne d'après l'analyse palynologique de la série plio-pléistocène de Crotona (Italie méridionale). PhD thesis, University Montpellier 2, France.
- De Kaenel**, E., Siesser, W. G., Murat, A. 1999. Pleistocene calcareous nannofossil biostratigraphy and the western Mediterranean sapropels, Site 974 to 977 and 979. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161: 159-183.
- Diniz**, F. 1984. Apports de la palynologie à la connaissance du Pliocène portugais. Rio Maior : un bassin de référence pour l'histoire de la flore, de la végétation et du climat de la façade atlantique de l'Europe méridionale. Thèse, Univ. Montpellier 2, 230 pp.
- González-Donoso**, J.M., Serrano, F., Linares, D. 2000. Sea surface temperature during the Quaternary at ODP Sites 976 and 975 (western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162 : 17-44.
- Head**, M.J., Gibbards, P.L. 2005. Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. In "Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence", Head, M.J., Gibbard, M.L. eds., Geological Society. London, Spec. Publ. 247: 1-18.
- Joannin**, S., Quillévéré, F., Suc, J.-P., Lécuyer, C., Martineau, F. in press. Early Pleistocene climate changes in the central Mediterranean region as inferred from integrated pollen and planktonic foraminiferal stable isotope analyses. *Quaternary Research*. *YQRES-D-06-00026*

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

- Kroon**, D. Alexander, I., Little, M., Lourens, L.J., Matthewson, A.H.F., Sakamoto, T. 1998. Oxygen isotope and sapropel stratigraphy in the Eastern Mediterranean during the last 3.2 million years. In Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Rütcher, C., et al. (eds). Proceedings of ODP Scientific Results, 160: 181-189.
- Laskar**, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428: 261-285.
- Leroy**, S.A.G. 1997. Climatic and non-climatic lake-level changes inferred from a Plio-Pleistocene lacustrine complex of Catalonia (Spain): palynology of the Tres Pins sequences. *Journal of Paleolimnology*, 17: 347-367.
- Lisiecki**, L.E., and Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20: 1-17.
- Lourens**, L.J., Antonarakou, A., Hilgen, F.J., van Hoof, A.R.M., Vergnaud-Grazzini, C., Zachariasse, W.J., 1996. Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography*, 11: 391-413.
- Naughton**, F., Sanchez Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.-L., Duprat, J., Malaizén B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M.C. 2006. Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology*. In press.
- Okuda**, M., Van Vugt, N., Nakagawa, T., Ikeya, M., Hayashida, A., Yasuda, Y., Setoguchi, T., 2002. Palynological evidence for the astronomical origin of lignite-detritus sequence in the Middle Pleistocene Marathousa Member, Megalopolis, SW Greece. *Earth and Planetary Science Letter*, 201: 143-157.
- Ravazzi**, C. and Rossignol-Strick, M., 1995. Vegetation change in a climatic cycle of early Pleistocene age in the Leffe Basin (Northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117: 105-122.
- Raymo**, M.E. and Nisancioglu, K.H. 2003. The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery. *Paleoceanography*, 18: 1-6.
- Rossignol-Strick**, M. and Paterne, M., 1999. A synthetic pollen record of the eastern Mediterranean sapropels of the last 1 Ma : implications for the time-scale and formation of sapropels. *Marine Geology*, 153: 221-237.
- Ruddiman**, W.F. 2003. Orbital forcing ice volume and greenhouse gases. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1597-1629.
- Ruddiman**, W.F. and McIntyre, A. 1984. Ice-age thermal response and climatic role of the surface North Atlantic Ocean (40°N to 63°N). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95: 381-396.
- Russo Ermolli**, E. 1994. Analyse pollinique de la succession lacustre Pléistocène du Vallo di Diano (Campanie, Italie). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 117: 333-354.
- Sánchez-Goñi**, M.F., Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peyrouquet, J.-P., Grimalt, J.O., Shackleton, N. J. 2002. Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, 19: 95-105.
- Sánchez-Goñi**, M.F., Turon, J.L., Eynaud, F., Gendreau, S. 2000. European Climatic Response to Millennial-Scale Changes in the Atmosphere-Ocean System during the Last Glacial Period. *Quaternary Research*, 54 : 394-403.
- Sánchez-Goñi**, M.F., Eynaud, F., Turon, J.L., Shackleton, N. J. 1999. High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth and Planetary Science Letters*. 171: 123-137.
- Subally**, D. and Quézel, P. 2002. Glacial or interglacial : *Artemisia*, a plant indicator with dual responses. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 120: 123-130.

4.1. ODP Site 976

- Subally**, D., Bilodeau, G., Tamrat, E., Ferry, S., Debard, E. and Hillaire-Marcel, C. 1999. Cyclic climatic records during the Olduvai Subchron (Uppermost Pliocene) on Zakynthos Island (Ionian Sea). *Geobios*, 32 (6) : 793-803.
- Suc**, J.-P., Diniz, F., Leroy, S., Poumot, C., Bertini, A., Dupont, L., Clet, M., Bessais, E., Zheng, Z., Fauquette, S., Ferrier, J. 1995. Zanclean (~ Brunsumian) to early Piacenzian (~ early-middle Reuverian) climate from 4° to 54° north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 52: 43-56.
- Suc**, J.-P. and Zagwijn, W.H. 1983. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data. *Boreas*, 12: 153-166.
- Suc**, J.-P. 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307 (5950): 429-432.
- Trenberth**, K.E. and Caron, J. 2001. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports., *Journal of Climate*, 14: 3433-3443.
- Tzedakis**, P.C. and Bennett, K.D., 1995. Interglacial vegetation succession: a view from southern Europe. *Quaternary Science Reviews*, 14: 967-982.
- Von Grafenstein**, R., Zahn, R., Tiedemann, R., Murat, A. 1999. Planktonic $\delta^{18}\text{O}$ records at sites 976 and 977, Alboran Sea: stratigraphy, forcing, and paleoceanographic implications. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161: 469-479.
- Wijmstra**, T.A. and Smit, A. 1976. Palynology of the middle part (30-78 metres) of the 120 m deep section in northern Greece (Macedonia). *Acta Bot. Neerl.*, 25 : 297-312.

4.2. Méditerranée centrale

4.2.1. *Santa Lucia - le premier témoin de la précession*



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

Quaternary Research xx (2006) xxx–xxx

**QUATERNARY
RESEARCH**
www.elsevier.com/locate/yqres

Composite climate changes during the Early Pleistocene: Continental and marine responses recorded in the Central Mediterranean region (Santa Lucia Section, Crotona, Italy)

Sébastien Joannin^{a,b,c,*}, Frédéric Quillévéré^{a,b,c}, Jean-Pierre Suc^{a,b,c},
Christophe Lécuyer^{a,b,c,d}, François Martineau^{a,b,c}

^a Université de Lyon, Lyon, F-69003, France^b Université Lyon 1, Lyon, F-69003, France^c CNRS, UMR 5125, Paléoenvironnements et Paléobiosphère, Villeurbanne, F-69622, France^d Institut Universitaire de France, 103 bld Saint-Michel, 75005 Paris, France

Received 9 February 2006

Abstract

Vegetation inherited from a Pliocene subtropical climate evolved through obliquity oscillations and global cooling leading to modern conditions. An integrated, highly time-resolved record of pollen and stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of *Globigerina bulloides*) was obtained to understand vegetation responses to Early Pleistocene climate changes. Continental and marine responses are compared in the Central Mediterranean region with a particular consideration of environmental changes during anoxic events.

Pollen data illustrate vegetation dynamics as follows: [1] development of mesothermic elements (warm and humid conditions); [2] expansion of mid- and high-altitude elements (cooler but still humid conditions); and [3] strengthening of steppe and herb elements (cooler and dry conditions). These successions correlate with precession. $\delta^{18}\text{O}$ variations recorded by *Globigerina bulloides* define two cycles (MIS 43–40) related to obliquity. At northern low- to mid-latitudes, the pollen signal records temperature and wetness changes related to precession even during global climate changes induced by obliquity. This may result in unexpected increasing wetness during glacial periods, which has to be considered specific to the Central and Eastern Mediterranean region. Lastly, an analysis of anoxic events reveals that enhanced runoff is indicated by increasing frequency of the riparian trees *Liquidambar* and *Zelkova*.

© 2006 Published by University of Washington.

Keywords: Pollen analysis; Stable isotopes; Climatic cycle; Early Pleistocene; Central Mediterranean region

Introduction

Pleistocene climates were characterized by the alternation of glacial and interglacial periods driven by the expansion and retreat of continental ice sheets over northern latitudes (e.g., Ruddiman, 2003; Berger and Loutre, 2004). It is well established that these alternations were controlled by the astronomical cycles of eccentricity, obliquity and precession (e.g., Milankovitch, 1941; Hays et al., 1976). These orbit-related alternations have been the focus of intensive studies in

deep-sea sediments, providing abundant information on the evolution of Pleistocene marine-related climate (e.g., Ruddiman et al., 1989). For the Middle and Late Pleistocene, spectral analyses on foraminiferal oxygen isotope records have suggested that eccentricity was the dominant parameter controlling glacial–interglacial changes (Imbrie et al., 1993; Ashkenazy and Tziperman, 2004), whereas obliquity was the dominant forcing parameter during the Early Pleistocene (Pisias and Moore, 1981; Kroon et al., 1998; Ruddiman, 2003). Recent debates nevertheless suggest that the 100,000 yr glacial–interglacial cycles that characterize the Middle and Late Pleistocene may be more closely linked to precessional forcing, being limited by each fourth or fifth precessional cycle (Ruddiman, 2003; Maslin and Ridgwell, 2005).

* Corresponding author. Université de Lyon, Lyon, F-69003, France. Fax: +33 472 44 83 82.

E-mail address: sebastien.joannin@univ-lyon1.fr (S. Joannin).

51 Pollen records obtained from the Mediterranean region have
 52 provided a framework to identify climatically-related vegetation
 53 changes that can be used to correlate the evolution of the
 54 Mediterranean climate with global climatic cycles (Suc and
 55 Zagwijn, 1983; Combourieu-Nebout and Vergnaud Grazzini,
 56 1991; Mommersteeg et al., 1995; Tzedakis et al., 1997, 2003;
 57 Subally et al., 1999; Okuda et al., 2002; Suc and Popescu,
 58 2005). From these reconstructions it is clear that the
 59 Mediterranean vegetation experienced major modifications
 60 during the Early Pleistocene (Suc, 1984; Combourieu-Nebout,
 61 1990, 1993; Capraro et al., 2005). For instance, in the Crotona
 62 area of southern Italy, the Late Pliocene to Early Pleistocene
 63 vegetation exhibited a transitional flora, since the subtropical-
 64 dominated floral associations (Combourieu-Nebout, 1993)
 65 inherited from the Middle Pliocene did not survive the long-
 66 term global cooling that took place subsequently (Ruddiman,
 67 2003). This long-term cooling and related vegetation changes
 68 occurred when high-amplitude climatic 100,000 yr cycles
 69 became predominant at ~0.9–0.8 Ma (Von Grafenstein et al.,
 70 1999; Ruddiman, 2003; Mudelsee and Stattegger, 1997; Maslin
 71 and Ridgwell, 2005).

72 Notwithstanding recent efforts (e.g. Tzedakis et al., 1997;
 73 Bar-Matthews et al., 2003; Suc and Popescu, 2005), the
 74 relationship between long-term vegetation changes and
 75 astronomical forcing during the Pleistocene is insufficiently
 76 understood due to the limited number of high-resolution
 77 continental records. In the present study, such a relationship is
 78 explored in the Central Mediterranean, a region where the
 79 overlap of precessional and obliquity cycles is expected to be
 80 marked (Kroon et al., 1998). We have focussed our
 81 investigation on a short-term interval (~75,000 yr) of the
 82 Early Pleistocene recovered from the Santa Lucia Section
 83 (Crotona). Our primary goal was to test whether obliquity was
 84 the major parameter influencing changes in vegetation as
 85 documented in the sediments of the Vrica and Semaforo
 86 sections (Combourieu-Nebout and Vergnaud Grazzini, 1991;
 87 Lourens, 1994). Moreover, we aimed to shed new light on the
 88 vegetation response in relation to the repetitive, precession-

89 controlled, occurrence of sapropels in the Crotona series 89
 90 (Combourieu-Nebout, 1987; Hilgen, 1990, 1991; Lourens et 90
 91 al., 1996a,b, 1998). For these purposes, pollen and forami- 91
 92 niferal $\delta^{18}\text{O}$ analyses were performed on the same horizons to 92
 93 unravel the marine–continental interrelationships for the Early 93
 94 Pleistocene. 94

95 Lithostratigraphy and chronologic framework 95

96 The Santa Lucia Section is located close to the southern part 96
 97 of Crotona (behind the Santa Lucia Church; Fig. 1). It consists 97
 98 of late Early Pleistocene laminated grey marls (total thickness of 98
 99 24.4 m) in which three sapropels are intercalated (Fig. 2). These 99
 100 sapropels can be stratigraphically correlated in the field to the 100
 101 “t”, “u” and “v” sapropels in the Vrica C and Crotona sections 101
 102 (Lourens et al., 1996b). Accordingly, sapropels “t”, “u” and “v” 102
 103 are dated at 1.356, 1.315 and 1.280 Ma, and correspond to 103
 104 insolation cycles i-130, i-126 and i-122, respectively (Lourens 104
 105 et al., 1996b). 105

106 In the Eastern Mediterranean, at Ocean Drilling Program 106
 107 (ODP) Sites 967 and 969, a short influx of the planktonic 107
 108 foraminiferal species *Globorotalia crassaformis* has been 108
 109 recorded between insolation cycles i-126 and i-122 (Lourens 109
 110 et al., 1998). In the Santa Lucia Section, we found numerous 110
 111 specimens of *Gt. crassaformis* within two samples (SL15 and 111
 112 SL16) located between sapropels “u” and “v” (i-126 and i-122). 112
 113 Although this influx was not found at the Vrica C and Crotona 113
 114 sections because of the lack of high-resolution sampling (see 114
 115 Lourens et al., 1998), our data are in agreement with those 115
 116 obtained from ODP Site 964 (Sprovieri et al., 1998) and show 116
 117 that this event is clearly recorded in the Central Mediterra- 117
 118 nean. Based on the age estimates of sapropels “u” and “v” and 118
 119 assuming a synchronous deposition for these sapropels, we 119
 120 estimate an age of ~1.303 Ma for the influx of *Gt.* 120
 121 *crassaformis* recorded at the Santa Lucia Section. This is 121
 122 consistent with estimates of ~1.299 Ma and ~1.295 Ma 122
 123 (Lourens et al., 1998) for the same event at ODP Sites 967 123
 124 and 969, respectively. 124

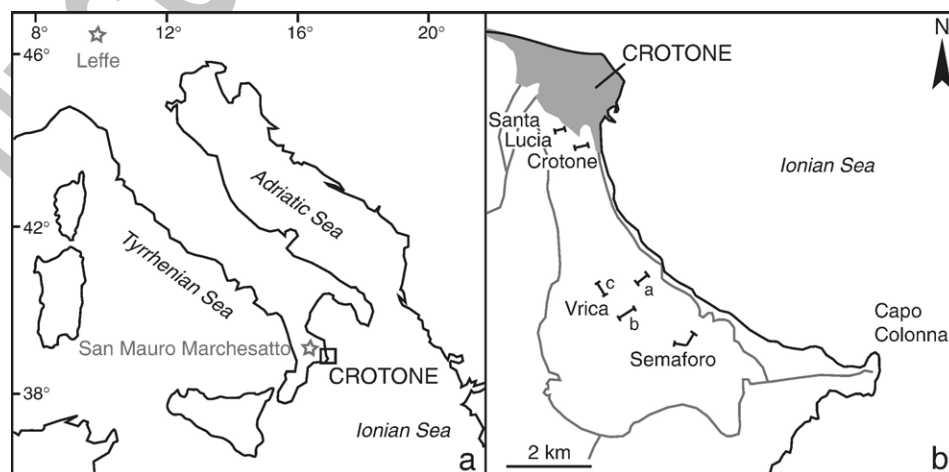


Figure 1. Geographical location of (a) Crotona, San Mauro Marchesato and Lefte series; (b) the different sections of the Crotona series: Santa Lucia, Crotona, Vrica and Semaforo.

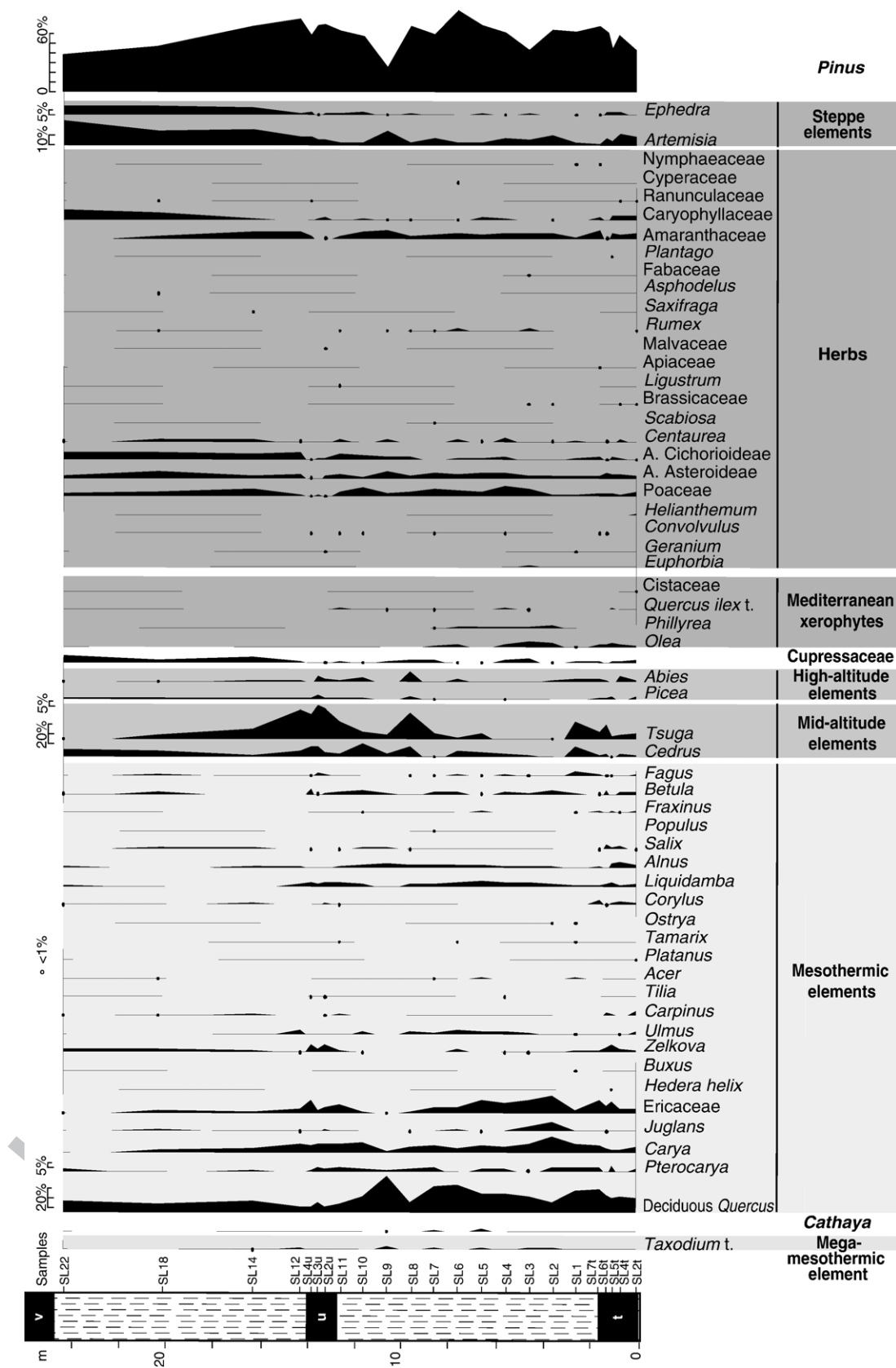


Figure 2. Detailed pollen diagram from the Santa Lucia section. All taxa (except *Pinus*) are represented in relative percentages calculated according to the total counted pollen grains minus *Pinus*. Only *Pinus* has a relative percentage based on the total of counted pollen grains. Taxa are grouped ecologically using the ecological significance of their present-day representatives: mesothermic elements (including deciduous *Quercus*, *Carya*, *Pterocarya*, etc.), mid-altitude elements (*Cedrus* and *Tsuga*), high-altitude elements (*Picea* and *Abies*), Mediterranean xerophytes (such as *Olea*), herbs (including Poaceae, Asteraceae Asteroideae, etc.) and steppe elements (*Artemisia* and *Ephedra*).

125 Materials and methods

126 Our investigations are based on the analysis of 33 samples
127 with an average sample spacing of ~1 m between sapropels “t”
128 and “v”. We sampled with a higher resolution (~30 cm) in the
129 vicinity of sapropels “t” and “u”. Sapropel “v” was not sampled,
130 because of the poorly preserved surface of the outcrop.

131 Pollen analysis

132 For pollen analysis, samples collected were prepared using a
133 standard chemical technique adapted from Cour (1974).
134 Following HCl then HF treatments, palynomorphs were
135 separated from mineral particles using $ZnCl_2$. The residue was
136 sieved and the size fraction 160–10 μm was used for further
137 pollen investigations. Only 23 samples from the Santa Lucia
138 Section (SL) provided enough pollen grains for quantitative
139 analysis. They were abundant and well preserved in the
140 sapropels as well as in samples SL1, SL2, SL11, SL12, SL14,
141 SL18 and SL22. Pollen grains were moderately preserved in
142 samples SL3 to SL10 and not preserved in most samples
143 collected from the top of the section (SL13, SL15–17, and
144 SL19–21). More than 9000 pollen grains were counted for the

whole section, which corresponds to at least 150 per sample,
plus *Pinus* since this genus is generally over-represented.
Indeed, the relative abundance of *Pinus* pollen grains is mostly
controlled by dispersal bias, such as the distance from river
mouths, because of their high buoyancy (Heusser and Balsam,
1977; Beaudouin et al., in press). A rich pollen flora of 60 taxa
(see the detailed diagram in Fig. 2) was documented (at least 20
taxa per sample), including herbaceous and arboreal plants that
live today over a large range of latitudes. Percentages of taxa
were calculated with respect to the total sum of pollen grains
excluding *Pinus*, while variations in the *Pinus* abundance were
normalized to the total sum of pollen grains. Following Suc
(1984) and Combourieu-Nebout (1987), taxa have been
grouped according to their estimated ecology determined on
the base of their representatives in present-day plant associa-
tions (Fig. 2).

The abundance of each ecological group is shown in Figures
3 and 4. Palynofacies analysis was furthermore used for
assessment of the type of organic matter (Fig. 4), as determined
by visual comparative evaluation. Four standard constituents of
palynofacies were considered in this work (Combaz, 1991): [1]
Cellular Organic Matter (COM) mainly made of pollen grains,
spores, dinoflagellate cysts, cuticle fragments, and plant small

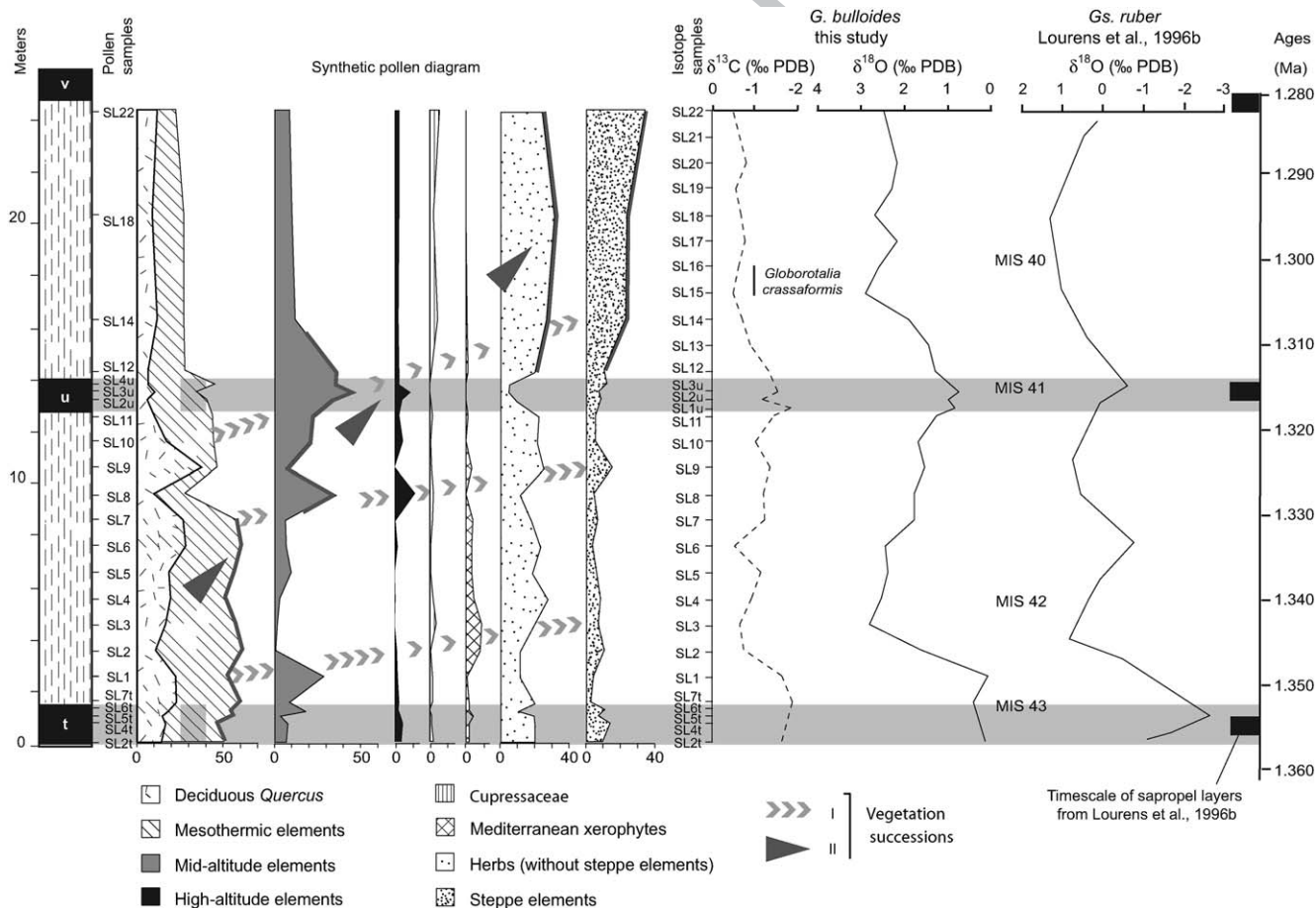


Figure 3. Synthetic pollen diagram, with individual groups given in percentages based on total pollen except *Pinus*. The vegetation has evolved through two kinds of vegetation successions (I and II, indicated by chevrons and arrow heads respectively), and is compared with oxygen and carbon isotopic data obtained from *Globigerina bulloides* in this study. All data are correlated with oxygen isotopic data from Lourens et al. (1996b) from which the marine isotope stages (MIS) are identified. Sapropels “t” and “u” are represented in grey.

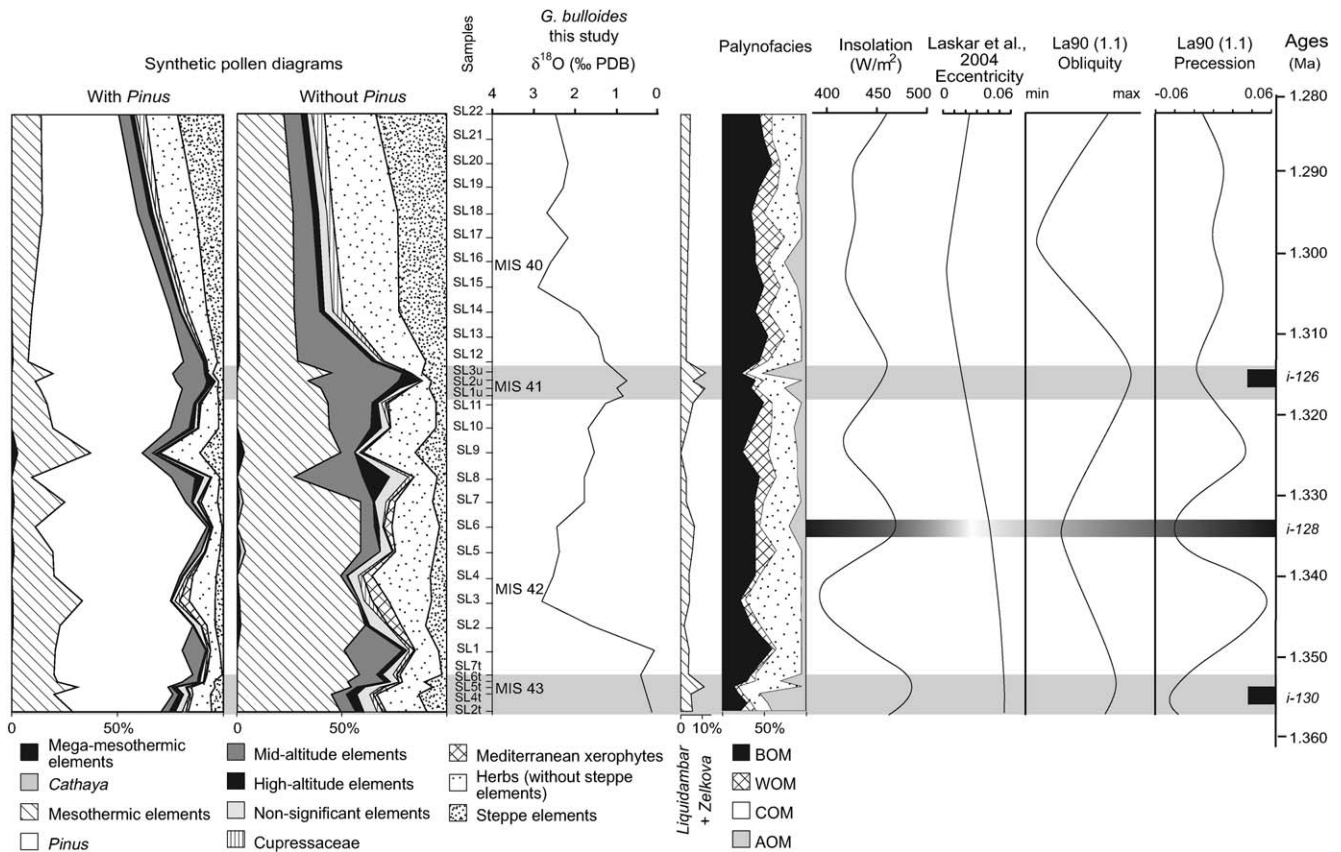


Figure 4. Synthetic pollen diagrams (with and without *Pinus*) compared to isotopic results, *Liquidambar*+*Zelkova* percentage variations, palynofacies diagram, and variations of insolation, eccentricity, obliquity and precession between 1.360 and 1.280 Ma (extracted from Laskar et al., 2004). The relative amounts of the four kinds of organic matter (i.e. BOM, WOM, COM and AOM) have been estimated following Shvetsov (1954) and Sittler and Schuler (1991). On the whole, a prevalent COM indicates a relatively short transport of particles from land. High amounts of WOM indicate longer transport of particles. High amounts of BOM indicate low sea-level stand and intense fluvial erosion and transport. Finally, high amounts of yellow and fleecy AOM are generally related to anoxic conditions (see Caratini et al., 1983; Poumot and Suc, 1994). Note that in the Mediterranean sediments, increasing amounts of yellow-fleecy AOM generally corresponds to sapropel deposits. They are linked to marine water stratification and are often related either to a sea-level rise (Combourieu-Nebout, 1987; Suc et al., 1991; Poumot and Suc, 1994; Suc et al., 1995) or an increase in runoff (Hilgen, 1991).

168 particles; [2] Woody Organic Matter (WOM) showing pieces of
 169 wood; [3] Black Organic Matter (BOM) constituting coaly
 170 organic fragments and sometimes pyrite grains; and [4]
 171 Amorphous Organic Matter (AOM) which results from the
 172 disintegration of organisms by anaerobic bacteria.

173 Stable isotope analyses

174 Carbon and oxygen isotope compositions have been measured
 175 from 26 samples of the nonsymbiotic, shallow-dwelling
 176 planktonic foraminiferal species *Globigerina bulloides*. All
 177 measurements were performed using specimens picked from a
 178 restricted size range (250–350 μm). At least 30 specimens of *G.*
 179 *bulloides* were necessary to yield sufficient calcium carbonate
 180 and to minimize inter-specimen variations in their $\delta^{18}\text{O}$ values.
 181 The specimens selected were free of carbonate infilling or visible
 182 dissolution. Samples were reacted off-line with 100% anhydrous
 183 phosphoric acid at 25°C over a period of 24 h. After two on-line
 184 distillation steps to obtain pure CO_2 , gas samples were analysed
 185 using a GVI ISOPRIME mass spectrometer with Dual Inlet
 186 system at the University of Lyon 1. Isotopic compositions are
 187 quoted in the standard δ notation relative to Pee Dee Belemnite

(PDB). Carbon and oxygen isotope measurements were 188
 calibrated to the international standard NBS-19. Reproducibility 189
 for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of NBS19 is 0.09‰ and 0.03‰ (1σ ; 190
 $\nu=10$), respectively. 191

192 Results

193 Pollen

194 Pollen flora includes typical mesothermic (i.e. warm- 194
 temperate) and mid-altitude taxa still found in the Early and 195
 Middle Pleistocene of the region, such as *Carya*, *Zelkova* and 196
Pterocarya, *Cedrus* and *Tsuga* respectively. Despite a large 197
 amount of arboreal pollen, small quantities of *Cathaya* (a 198
 subtropical mid-altitude conifer restricted to China today) and 199
 Taxodiaceae (a mega-mesothermic, i.e. subtropical, element) 200
 were found (Fig. 2). 201

202 Three vegetation successions were observed and are 202
 illustrated by chevrons indicating level I in Figure 3. These 203
 vegetation successions are characterized by dominance of 204
 mesothermic elements, followed by mid- and high-altitude 205
 elements with *Pinus*, and ending in herb and steppe element 206

207 maxima. Clearly, these three vegetation successions show
 208 different patterns. The first one shows an increase in
 209 mesothermic elements ending in a Mediterranean xerophyte
 210 (*Olea* mostly), herb (Poaceae mainly), and little steppe episode.
 211 The second one is characterized by a clear mid- and high-
 212 altitude culmination ending with a high relative abundance of
 213 steppe elements. The third one is characterized by an increase in
 214 the relative abundance of deciduous *Quercus* (about 35% in
 215 sample SL9) associated with lower amounts of total mesother-
 216 mic elements. Altitudinal and herb-steppe phases are also more
 217 developed in this latter succession. Differences in relative
 218 abundance between the three successions allow the definition of
 219 a long-term vegetation succession (level II, marked by solid
 220 arrow heads in Fig. 3). This long-term succession starts with
 221 high relative abundance of mesothermic elements (>50% in
 222 SL2t–SL7), then mid- and high-altitude elements become
 223 abundant (24% in SL11 to 54% in SL3u except in sample
 224 SL9), and lastly herb and steppe elements are the most
 225 important (SL14–SL22).

226 Figure 4 shows variations in palynofacies content. Greater
 227 increases in AOM correlate with sapropel samples. Abundant
 228 AOM is also observed in sample SL6. The other samples mainly
 229 comprise BOM and COM. The sapropel samples correlate not
 230 only with AOM but also higher percentages of *Liquidambar*+
 231 *Zelkova* (Fig. 4), which are trees of the riparian vegetation
 232 (Quézel and Médail, 2003). Moreover, they are correlated
 233 ($r=0.60$; $p<0.01$), particularly in sapropel “u” (samples SL2u
 234 and SL4u).

235 Stable isotopes

236 Carbon and oxygen isotope compositions of *Globigerina*
 237 *bulloides* are correlated ($r=0.87$; $p<0.001$) throughout the
 238 section (Table 1; Fig. 3). The oxygen isotope record shows an
 239 alternating pattern of low and high values with the lowest peak
 240 values corresponding to the sapropels “t” and “u”. More
 241 specifically, the lower part of the section records low $\delta^{18}\text{O}$
 242 values ($\sim 0.2\text{‰}$ from sapropel “t” to sample SL1). An increase
 243 of $\sim 2.5\text{‰}$ occurs between samples SL1 and SL3. Between
 244 sample SL3 and sapropel “u”, $\delta^{18}\text{O}$ values decrease to reach a
 245 minimum of 0.75‰ in sample SL3u. This is followed by an

increase of $\sim 2.1\text{‰}$ between samples SL3u and SL15, the latter
 reaching a maximum value of 2.9‰ . Finally, the upper part of
 the section (SL15–SL22) shows fluctuating $\delta^{18}\text{O}$ values around
 an average value of 2.5‰ .

The $\delta^{13}\text{C}$ values measured in Santa Lucia samples show
 similar variation trends to those of the $\delta^{18}\text{O}$ values. Sapropels
 “t” and “u” recorded the lowest $\delta^{13}\text{C}$ values of the whole section
 (-1.86‰ and -1.82‰ , respectively).

Discussion

Vegetation successions and climate changes

Pollen grains recorded in the deposits of the Croton Basin
 originate from the coastal plain and slopes of the Sila Mountains
 (Combourieu-Nebout and Vergnaud Grazzini, 1991), which
 were about 1500 m high during the Late Pliocene (Ciaranfi et
 al., 1983). Since vegetation is controlled by changes in
 temperature and precipitation with increasing altitude (Ozenda,
 1975), the three short-term vegetation successions (level I; Fig.
 3) described above have probably been amplified by the
 expansion and contraction of altitudinal vegetation belts.
 Accordingly, pollen variations in a single locality reflect
 strengthening and elevation of the corresponding vegetation
 belts, from the coastal assemblage to the mountainous one. Each
 of the short-term vegetation successions shows a similar and
 repetitive three-step pattern organized as follows: [1] warm-
 related forest, [2] cooler and more humid related forest, and [3]
 cool to cold dry related open vegetation. This vegetation
 dynamic is consistent with previous highly time-resolved pollen
 studies dedicated to the Early and Middle Pleistocene
 continental and marine sections in the Central Mediterranean
 region (Okuda et al., 2002; Capraro et al., 2005; Fig. 1; Table 2).
 Most studies have nevertheless evidenced vegetation succes-
 sions showing a four-step pattern during the Late Pliocene
 (Combourieu-Nebout, 1993) and the Pleistocene (Ravazzi and
 Rossignol-Strick, 1995; Tzedakis and Bennett, 1995). In fact,
 these studies have divided the interglacial-related forest phase
 into three steps: deciduous forest, subtropical-humid forest, and
 altitudinal coniferous forest. This last step always constitutes
 the transition toward the fourth step, which is glacial-related
 open vegetation. Finally, these studies often express the
 vegetation response in terms of forest/open vegetation (e.g.
 Tzedakis, 1993). In Santa Lucia, increases in *Pterocarya*,
Carya, and *Juglans* do not systemically follow the deciduous
Quercus peaks. Here, we prefer to interpret the signal simply
 as having three phases.

Each succession has involved different dominant taxa and
 particularly during interglacial periods. Indeed, at Semaforo and
 Leffe (Ravazzi and Rossignol-Strick, 1995), *Carya* was more
 profuse than deciduous *Quercus*, while the contrary is true for
 Santa Lucia (the present study) and San Mauro Marchesato
 (Capraro et al., 2005). Transitions from interglacial to glacial
 conditions were marked by cool to cold environment-related
 taxa (particularly *Abies* at San Mauro Marchesato). Finally, in
 all sections, glacial periods showed similar assemblages
 including *Artemisia* and herbs [at the latitude of Leffe, Ravazzi

t1.1 Table 1
 t1.2 $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values obtained on foraminiferal tests of *Globigerina bulloides*

t1.3	Samples	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Samples	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
t1.4	SL11	1.27	-1.41	SL22	2.44	-0.51
t1.5	SL10	1.69	-0.99	SL20	1.88	-0.88
t1.6	SL9	1.53	-1.33	SL19	2.28	-0.56
t1.7	SL8	1.79	-1.19	SL18	2.66	-0.69
t1.8	SL7	1.78	-1.21	SL17	2.15	-0.76
t1.9	SL6	2.40	-0.56	SL16	2.58	-0.63
t1.10	SL5	2.38	-1.12	SL15	2.87	-0.49
t1.11	SL4	2.49	-0.91	SL14	1.90	-0.71
t1.12	SL3	2.78	-0.66	SL13	1.46	-0.87
t1.13	SL2	1.63	-0.75	SL12	1.29	-1.29
t1.14	SL1	0.11	-1.61	SL3u	0.75	-1.53
t1.15	SL7t	0.42	-1.86	SL2u	0.99	-1.16
t1.16	SL2t	0.15	-1.61	SL1u	0.83	-1.82

t2.1	Table 2				
t2.2	Prevalent taxa of vegetation successions in the Central Mediterranean region from the Late Pliocene to the Middle Pleistocene				
t2.3	Sites phase	2.470 to 2.300 Myr, Semaforo Combourieu-Nebout (1987)	1.600 Myr Leffe Ravazzi and Rossignol-Strick (1995)	1.360 to 1.280 Myr Santa Lucia (this study)	0.870 to 0.730 Myr San Mauro Marchesato Capraro et al. (2005)
t2.4	Glaciation	Artemisia, other herbs	Artemisia, Betula	Artemisia, other herbs	Artemisia, Amaranthaceae–Chenopodiaceae, other herbs
t2.5	Transition	<i>Cedrus, Tsuga, Abies</i> and <i>Picea</i>	Picea, Tsuga, Cedrus and <i>Pinus</i>	Tsuga, Cedrus, Pinus	<i>Abies, Picea</i>
t2.6	Interglaciation	b-Taxodiaceae, Cathaya, a-deciduous Quercus; <i>Ulmus–Zelkova, Carya</i>	Deciduous Quercus, <i>Carpinus orientalis, Carya</i>	Carya, Ericaceae, deciduous Quercus	<i>Cupressaceae, evergreen Quercus, deciduous Quercus</i>
t2.7	For each period, dominant taxa are shown in bold characters.				

and Rossignol-Strick (1995) consider *Betula* as another marker of glacial periods], although the relative abundance of these taxa might have increased progressively with time because glacial periods became characterized by colder and drier conditions since the Late Pliocene. This climatic evolution, resulting from a one million year global cooling (e.g. Nikolaev et al., 1998), was responsible for the ending of the common occurrence of *Cathaya* and Taxodiaceae at around 1.320 Ma in the Central Mediterranean region.

As shown by the oxygen isotope compositions of *Globigerina bulloides* (Fig. 3), two climatic cycles (i.e. interglacial–glacial periods) are recorded in the Santa Lucia Section. These cycles correspond to Marine Isotopes Stages (MIS) 43–42 and MIS 41–40, respectively, and are correlated with two short-term vegetation successions (first and third; Fig. 3). Interestingly, the second vegetation succession is apparently not associated with a climatic cycle (Fig. 3). This succession, supported by several samples (SL4 to SL9), suggests a cooling and an increasing xericity when $\delta^{18}\text{O}$ data suggest warmer conditions. A comparison between the oxygen isotope records of *Globigerina bulloides* from the Santa Lucia Section (this work) and *Globigerinoides ruber* from the nearby Crotone Section (Lourens et al., 1996b) is shown in Figure 3. Data measured on *Gs. ruber* suggest a cooling event correlative to the second vegetation succession.

325 Sapropel formation

It is generally accepted that sapropels were formed when Northern Hemisphere summer insolation was at a maximum during precession minima (i.e., Rohling and Hilgen, 1991). This astronomical configuration resulted in maximum monsoon activity (Prell and Kutzbach, 1987; Rossignol-Strick and Paterne, 1999). As mentioned by these authors, seasonal contrast enhanced thermal differences between land and the Atlantic Ocean, leading to increasing precipitation in North Africa and a northward shift of the African monsoon. It also led the circum-Mediterranean climate to become increasingly wet (Rohling and Hilgen, 1991; Rossignol-Strick and Paterne, 1999; Bar-Matthews et al., 2003), which resulted in enhanced continental runoff (Rossignol-Strick and Paterne, 1999). Subsequently, the thermohaline circulation may have weakened or even stopped, oxygen concentrations at depth decreased, and marine productivity in the (sub)sea surface

may have enhanced (see Rohling and Hilgen, 1991 and references therein).

Lourens et al. (1996b) showed that low $\delta^{18}\text{O}$ values recorded within sapropels “t” and “u” were predominantly controlled by precession, but co-occurred with the obliquity-controlled interglacial MIS 43 and 41. Our results obtained from Santa Lucia show that $\delta^{18}\text{O}$ depletions during sapropels “t” and “u” are larger than 2‰, which probably result from the drop in sea surface salinity as described by the generally accepted scenario discussed above. The decrease in $\delta^{13}\text{C}$ values recorded by *Globigerina bulloides* in sapropels “t” and “u” (Fig. 3) is also consistent with the proposed enhanced marine productivity conditions during sapropel formation (Vergnaud Grazzini et al., 1990; Schenau et al., 1999). Moreover, the high amounts of AOM found within these sapropels (Fig. 4) may be explained by enhanced preservation under dysoxic/anoxic bottom water conditions (Caratini et al., 1983; Poumot and Suc, 1994). Evidence for enhanced humidity in the study area during sapropel formation originates from the increased percentages of *Liquidambar* and *Zelkova*, suggesting the development of riparian forest (Fig. 5a). These taxa are part of the modern north-eastern Mediterranean riparian associations (Quézel and Médail, 2003), and particularly *Liquidambar orientalis*, to which our pollen grains belong, which prefer river banks (Alan and Kaya, 2003).

They both require precipitation or alluvial water all the year long and particularly during summer (Quézel and Médail, 2003).

Lourens et al. (1996b) interpreted depleted $\delta^{18}\text{O}$ values of *Globigerinoides ruber* between sapropels “t” and “u” also as reflecting the influence of a precession-related wet phase of circum-Mediterranean climates, although a sapropel was not found in the central Mediterranean region. This is in contrast to the sedimentary succession at ODP Site 967 (Eastern Mediterranean), which clearly showed a distinct, but relatively thin, sapropel layer (Fig. 5b) between relatively thick sapropels correlative to “t” and “u” (Lourens et al., 1998). The absence of a sapropel in the Vrica/Crotone region and the relative thinness of that recovered at Site 967 might be explained by the fact that the controlling precession minimum occurred during an obliquity minimum, which could have resulted in a reduced maximum monsoon activity over northern Africa and only a slight gain in wetness over the Mediterranean region. This hypothesis receives some support from the slight rise in the

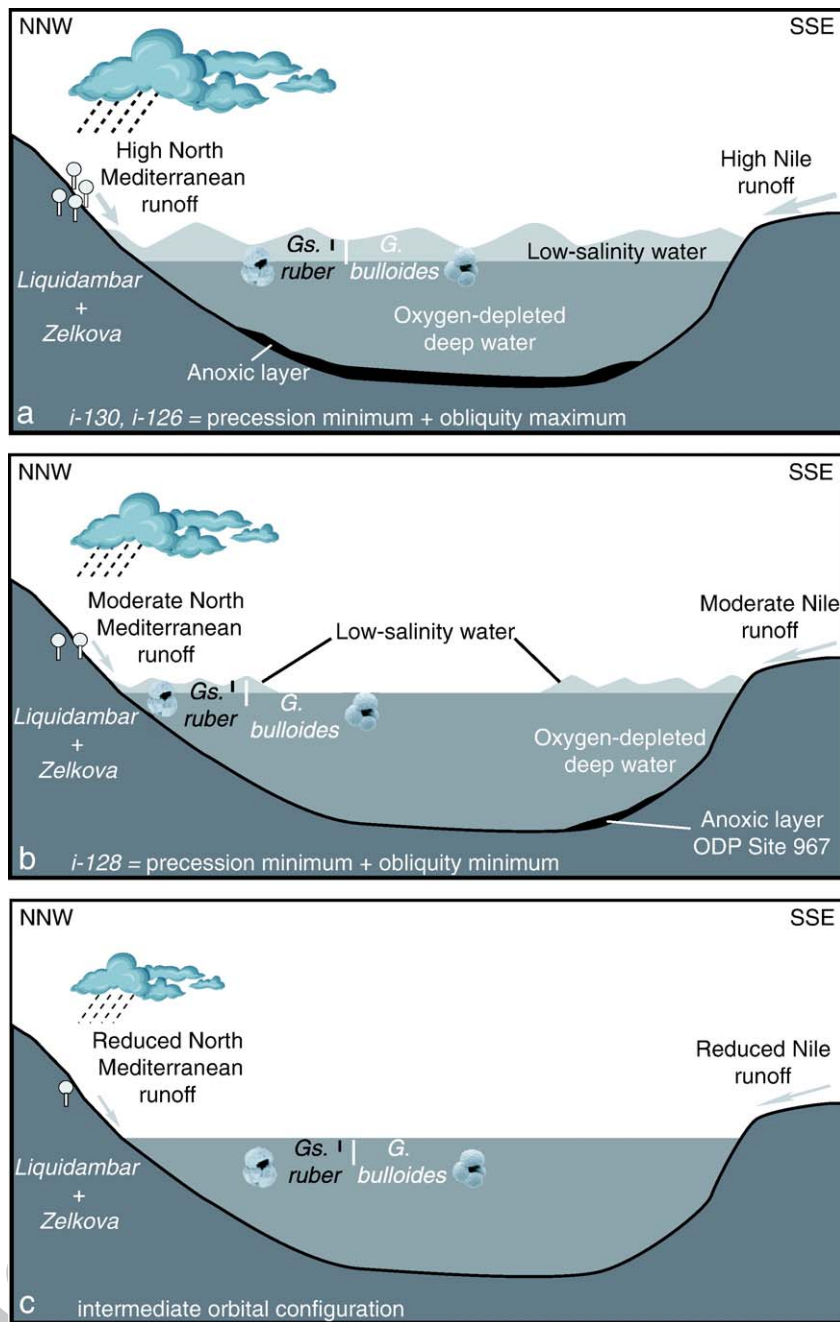


Figure 5. Tentative evolutive orbit-related model for the Early Pleistocene oceanic environment and climatic conditions causing an anoxic event which resulted in (a) sapropel deposition in the Central and Eastern Mediterranean; (b) sapropel deposition circumscribed to the easternmost Mediterranean; (c) no sapropel deposition.

386 relative abundance of *Liquidambar+Zelkova* pollen grains as
 387 well as in AOM in sample SL6 (Fig. 4). The oxygen isotope
 388 record of *Globigerina bulloides* at Santa Lucia, however, does
 389 not reveal depleted values at this level (Fig. 4). Although both
 390 *G. bulloides* and *Gs. ruber* are shallow-dwellers in the modern
 391 ocean, the differential isotopic response recorded between the
 392 two species could originate in their ecology, such as slight
 393 differences in depth-related specialisation. *Globigerinoides*
 394 *ruber* is a subtropical, symbiotic species living in the photic
 395 zone of the water column, primarily in the upper 50 m (Bé,
 396 1977). It primarily secretes its test during the summer months in
 397 the Mediterranean (Pujol and Vergnaud Grazzini, 1995) as well

as in the NE Atlantic (Ganssen and Kroon, 2000). *Globigerina* 398
bulloides is a subpolar species lacking symbionts and occupies 399
 intermediate depths of the photic zone (Bé, 1977; Hemleben et 400
 al., 1989). It calcifies primarily during the spring bloom (Pujol 401
 and Vergnaud Grazzini, 1995; Ganssen and Kroon, 2000). In 402
 well stratified and productive water masses, *G. bulloides* 403
 preferentially grows in a depth interval between 50 and 404
 100 m (Bé, 1977; but see Rohling et al., 2004) within waters 405
 enriched in nutrients. It may have occupied even deeper 406
 environments of the water column at the onset of the Pleistocene 407
 (see for example Nikolaev et al., 1998). Recently, Rohling et al. 408
 (2002) argued that the uppermost surface waters were more 409

410 frequently renewed than deeper environments of the photic zone
411 because of atmosphere contact. In this context, changes in water
412 salinity during the i-128 cycle might only have affected the
413 upper part of the photic zone, where *Gs. ruber* calcified, while
414 the $\delta^{18}\text{O}$ of the deeper species *G. bulloides* recorded obliquity
415 changes (Fig. 5b).

416 Potential astronomical forcing

417 Any step [1] of the short-term vegetation succession (see
418 above), associated with increasing precipitation, is correlative to
419 a precession minimum. Step [3], interpreted as the development
420 of xeric conditions (see Subally and Quézel, 2002), is
421 correlative to precession maxima (La90_{1,1}, Laskar et al.,
422 1993; Fig. 4). Nevertheless, Figures 3 and 4 show the first and
423 third vegetation successions starting during obliquity maxima
424 (interglacial time, MIS 43, 41) and ending during obliquity
425 minima (glacial time, MIS 42, 40). These successions may have
426 been potentially influenced by the concomitant effects of
427 obliquity and precession. The second short-term vegetation
428 succession occurred at a glacial–interglacial transition. Because
429 *Globigerina bulloides* did not record depleted $\delta^{18}\text{O}$ values
430 within the second vegetation succession, an internal oscillation
431 of climate cannot be involved at that time. On the other hand,
432 the succession is correlative to an opposed orbital configuration
433 resulting in contradictory conditions. In the Mediterranean area
434 and particularly at the latitude of southern Italy (~40° N),
435 precession was more influential on insolation than obliquity
436 (Rossignol-Strick and Paterne, 1999; Shackleton et al., 1999;
437 Maslin and Ridgwell, 2005). In this context, precession-related
438 insolation and wetness changes may have forced i-128 and
439 associated vegetation succession. The development of steppe
440 elements evidenced at the end of this second vegetation
441 succession may finally correspond to the record of precession-
442 related drying conditions occurring during the obliquity-
443 controlled warming. In this case, as a steppe assemblage has a
444 very wide thermal range (Subally and Quézel, 2002), it
445 essentially constitutes a sensitive proxy of xericity. This
446 constitutes the first evidence that Early Pleistocene vegetation
447 changes have been related to precession forcing at middle
448 northern latitudes, when climatic cycles were controlled by
449 obliquity.

450 The stable oxygen isotope composition of *Globigerinoides*
451 *ruber* at the Vrica and Croton sections suggests a long-term
452 temperature decrease, from 1.430 to 1.220 Ma (Lourens et al.,
453 1996b). A part of this progressive cooling is apparently
454 correlative to the long-term vegetation succession (level II;
455 Fig. 3) and to an eccentricity decrease (extracted from Laskar
456 et al., 2004; Fig. 4). Since insolation is mainly forced by
457 precession, which is modulated in terms of amplitude by
458 100,000 yr eccentricity, climatic changes reconstructed from
459 pollen records at Santa Lucia may have simultaneously been
460 controlled by short-term precession changes and long-term
461 precessional amplitude changes (i.e. eccentricity). This pre-
462 liminary observation, still based on a short-term interval
463 (~75,000 yr) of the Early Pleistocene, needs further investiga-
464 tions on longer records.

According to the orbital configuration, precession and 465
obliquity may produce various effects, ranging from complete 466
convergence to total divergence. In such propitious areas as the 467
Mediterranean, this results in the occurrence of similar, or 468
different, environmental changes. Such a complexity demon- 469
strates the absolute necessity to be cautious in considering 470
regional vs. global environmental changes with respect to 471
orbital parameters. Hence, it appears highly fruitful to combine 472
marine and continental proxies. This new understanding of 473
environmental changes constitutes a likely response to the 474
continuing debate on the proposed climatic opposition in 475
dryness/wetness between the Western and Eastern Mediterra- 476
nean regions (Horowitz, 1989; Subally et al., 1999; Suc and 477
Popescu, 2005). 478

479 Conclusions

We have conducted a detailed, integrated pollen and stable 480
isotope ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) investigation of the Early Pleistocene 481
marine section recovered at Santa Lucia (Croton, Italy), in 482
order to analyse and compare vegetation responses to climatic 483
changes in the Central Mediterranean. Our main results are 484
summarized as follows: 485

- 486 (1) Stable isotope data has led to the identification of two 487
climatic cycles (MIS 43–42 and MIS 41–40). The marine 488
response ($\delta^{18}\text{O}$ of *Globigerina bulloides*) was probably 489
forced by obliquity. Pollen data, however, record three 490
vegetation successions, mainly forced by precession. Two 491
of these vegetation successions (and the forcing preces- 492
sion changes) were in phase with obliquity changes, and 493
one was not. This last succession thus occurred in an 494
opposed thermal trend.
- 495 (2) Two kinds of vegetation succession are revealed: short- 496
term vegetation successions correlated with precession 497
(20,000 kyr), and long-term vegetation succession that 498
may potentially be correlated with a decrease in 499
precessional amplitude.
- 500 (3) The expansion of *Liquidambar* and *Zelkova*, trees related 501
to a riparian environment, is the first irrefutable pollen 502
evidence of development of a riparian forest and, as a 503
consequence, of increasing runoff during periods of 504
precession minima.
- 505 (4) Oxygen isotope compositions of *Globigerinoides ruber* 506
are found to correlate with precession, which is more 507
influential on insolation and wetness at low- to mid- 508
latitudes. The obliquity minimum interferes with the 509
precession minimum. This interference probably did not 510
lead to a strong decrease in sea surface salinity. Only the 511
upper part of the surface waters, where *Gs. ruber* 512
calcified, was affected by insolation and salinity changes. 513
That is the reason why this species more likely recorded 514
precession climatic changes when obliquity influenced 515
Globigerina bulloides.
- 516 (5) The proposed climatic opposition in dryness/wetness 517
between the Western and Eastern Mediterranean regions 518
cannot be directly related to glacial–interglacial cycles. It 519

519 receives for the first time a plausible explanation based on
520 complex precession vs. obliquity-specific effects on the
521 Mediterranean climate.

522 Uncited references

523 Heusser, 1988
524 Lourens et al., 1992

525 Acknowledgments

526 We thank L.J. Lourens and M. J. Head for discussion on an
527 early version of this manuscript and two anonymous reviewers
528 for appreciable improvements. We are grateful to G. Clauzon,
529 F. Gautier and J. Cravatte for their contribution to sampling.
530 We also thank R. Sprovieri and P. Roiron for sharing
531 information with us. This work is a contribution to the project
532 “La diversité végétale du domaine méditerranéen: son évolution
533 depuis 6 millions d’années” of the French Programme
534 “Environnements, Vie et Sociétés” (Institut Français de la
535 Biodiversité).

536 References

537 Alan, M., Kaya, Z., 2003. EUROFORGEN Technical Guidelines for Genetic
538 Conservation and Use for Oriental Sweet Gum (*Liquidambar orientalis*).
539 International Plant Genetic Resources Institute, Rome, Italy, p. 6.
540 Ashkenazy, Y., Ziperman, E., 2004. Are the 41 kyr glacial oscillations a linear
541 response to Milankovitch forcing? *Quaternary Science Reviews* 23,
542 1879–1890.
543 Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., Hawkesworth, C.J.,
544 2003. Sea-land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera
545 and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication
546 for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica*
547 *Acta* 67 (17), 3181–3199.
548 Bè, A.W.A., 1977. In: Ramsey, A.T.S. (Ed.), *On Ecological, Zoographic and*
549 *Taxonomic Review of Recent Planktonic Foraminifera*. Academic, San
550 Diego, pp. 1–100.
551 Beaudouin, C., Suc, J.-P., Escarguel, G., Arnaud, M., Charmasson, S., in press.
552 The significance of pollen record from marine terrigenous sediments: the
553 present-day example of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean
554 Sea). *Geobios*.
555 Berger, A., Loutre, M.F., 2004. Théorie astronomique des paléoclimats.
556 *Comptes Rendus. Geoscience* 336, 701–709.
557 Capraro, L., Asioli, A., Backman, J., Bertoldi, R., Channell, J.E.T., Massari, F.,
558 Rio, D., 2005. Climatic patterns revealed by pollen and oxygen isotope
559 records across the Brunhes-Matuyama Boundary in the Central Mediterranean
560 (Southern Italy). In: Head, M.J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Early-Middle*
561 *Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence*. Special Publication-
562 Geological Society of London, vol. 247, pp. 159–182.
563 Caratini, C., Bellet, J., Tissot, C., 1983. Les palynofaciès: représentation
564 graphique, intérêt de leur étude pour les reconstitutions paléogéographiques,
565 in *Géochimie organique des sédiments marins*. In: C.N.R.S. (Ed.),
566 *D’ORGON à MISEDOR*, pp. 327–352. Paris.
567 Ciaranfi, N., Guida, M., Iaccarino, G., Pescatore, T., Pieri, P., Rapisardi, L.,
568 Richetti, G., Sgrasso, I., Torre, M., Tortorici, L., Turco, E., Scarpa, R.Di.,
569 Cuscito, M., Guerra, I., Iannaccone, G., Panza, G.F., Scandone, P., 1983.
570 *Elementi sismotettonici dell’Appennino meridionale*. *Bollettino della Società*
571 *Geologica Italiana*, Rome 102, 201–222.
572 Combaz, A., 1991. Les vestiges organiques de la biosphère. *Palynosciences* 1,
573 1–18.
574 Combourieu-Nebout, N., 1987. Les premiers cycles glaciaire–interglaciaire en
575 région méditerranéenne d’après l’analyse palynologique de la série plio-

pléistocène de Crotona (Italie méridionale). PhD thesis. Université 576
Montpellier 2, p. 158. 577
Combourieu-Nebout, N., 1990. Les cycles glaciaire–interglaciaire en région 578
méditerranéenne de 2,4 à 1,1 Ma: analyse pollinique de la série de Crotona 579
(Italie méridionale). *Paléobiologie Continentale* 17, 35–59. 580
Combourieu-Nebout, N., 1993. Vegetation response to Upper Pliocene glacial/ 581
interglacial cyclicity in the Central Mediterranean. *Quaternary Research* 40, 582
228–236. 583
Combourieu-Nebout, N., Vergnaud Grazzini, C., 1991. Late Pliocene northern 584
hemisphere glaciations: the continental and marine responses in the central 585
Mediterranean. *Quaternary Science Reviews* 10, 319–334. 586
Cour, P., 1974. Nouvelles techniques de détection des flux et de retombées 587
polliniques: étude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface 588
du sol. *Pollen et Spores* 16 (1), 103–141. 589
Ganssen, G.M., Kroon, D., 2000. The isotopic signature of planktonic 590
foraminifera from NE Atlantic surface sediments: implications for the 591
reconstruction of past oceanic conditions. *Journal of the Geological Society* 592
(London) 157, 693–699. 593
Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth’s orbit: 594
pacemaker of the ice ages. *Science* 194, 1121–1132. 595
Hemleben, C., Sprindler, M., Anderson, O.R., 1989. *Modern Planktonic* 596
Foraminifera. Springer Verlag, New York, p. 335. 597
Heusser, L.E., 1988. Pollen distribution in marine sediments on the continental 598
margin off northern California. *Marine Geology* 80, 131–147. 599
Heusser, L.E., Balsam, W.L., 1977. Pollen distribution in the Northeast Pacific 600
Ocean. *Quaternary Research* 7, 45–62. 601
Hilgen, F.J., 1990. Sedimentary cycles and an astronomically controlled, 602
oscillatory system of climatic change during the Late Cenozoic in the 603
Mediterranean. *Paleobiologie Continentale* 17, 25–33. 604
Hilgen, F.J., 1991. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels 605
in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity timescale. 606
Earth and Planetary Science Letters 104, 226–244. 607
Horowitz, A., 1989. Continuous pollen diagrams for the last 3.5 MY. From 608
Israel: vegetation, climate and correlation with the oxygen isotope record. 609
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 72, 63–78. 610
Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., 611
Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, 612
B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., 613
Shackleton, N.J., Toggweiler, J.R., 1993. On the structure and origin of 614
major glaciation cycles, 2: the 100,000-year cycle. *Paleoceanography* 8, 615
699–736. 616
Kroon, D., Alexander, I., Little, M., Lourens, L.J., Matthewson, A.H.F., 617
Sakamoto, T., 1998. Oxygen isotope and sapropel stratigraphy in the Eastern 618
Mediterranean during the last 3.2 million years. In: Robertson, A.H.F., 619
Emeis, K.-C., Ritcher, C., et al. (Eds.), *Proceedings of ODP Scientific* 620
Results, vol. 160, pp. 181–189. 621
Laskar, J., Joutel, F., Boudin, F., 1993. Orbital, precessional, and insolation 622
quantities for the Earth from –20 Myr to +10 Myr. *Astronomy and* 623
Astrophysics 270, 522–533. 624
Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 625
2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the 626
Earth. *Astronomy and Astrophysics* 428, 261–285. 627
Lourens, L.J., 1994. *Astronomical forcing of Mediterranean climate during* 628
the last 5.3 million years. PhD thesis, University of Utrecht, Netherlands, 629
p. 247. 630
Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Gudjonsson, L., Zachariasse, W.J., 1992. Late 631
Pliocene to early Pleistocene astronomically forced sea surface productivity 632
and temperature variations in the Mediterranean. *Marine Micropaleontology* 633
19, 49–78. 634
Lourens, L.J., Antonarakou, A., Hilgen, F.J., van Hoof, A.R.M., Vergnaud- 635
Grazzini, C., Zachariasse, W.J., 1996a. Evaluation of the Plio-Pleistocene 636
astronomical timescale. *Paleoceanography* 11, 391–413. 637
Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Raffi, I., Vergnaud-Grazzini, C., 1996b. Early 638
Pleistocene chronology of the Vrica section (Calabria, Italy). *Paleoceanography* 639
11, 797–812. 640
Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Raffi, I., 1998. Base of large *Gephyrocapsa* and 641
astronomical calibration of early Pleistocene sapropels in Site 967 and Hole 642
969D: solving the chronology of the Vrica section (Calabria, Italy). 643

- 644 Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results 160, 645 191–197.
- 646 Maslin, M.A., Ridgwell, A.J., 2005. Mid-Pleistocene revolution and the 647 ‘eccentricity myth’. In: Head, M.J., Gibbard, P.L. (Eds.), Early-Middle 648 Pleistocene Transitions: The Land–Ocean Evidence. Special Publication- 649 Geological Society of London, vol. 247, pp. 19–34.
- 650 Milankovitch, M., 1941. Canon of insolation and the ice-age problem. Royal 651 Serbian Academy, Special Publication No. 132, translated from German by 652 Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1969.
- 653 Mommersteeg, H.J.P.M., Loutre, M.F., Young, R., Wijmstra, T.A., Hooghiem- 654 stra, H., 1995. Orbital forced frequencies in the 975,000 year pollen record 655 from Tenagi Philippon (Greece). *Climate Dynamics* 11, 4–24.
- 656 Mudelsee, M., Stattegger, K., 1997. Exploring the structure of the mid- 657 Pleistocene revolution with advance methods of time-series analysis. 658 *Geologische Rundschau* 86, 499–511.
- 659 Nikolaev, S.D., Oskina, N.S., Blyum, N.S., Bubenshchikova, N.V., 1998. 660 Neogene-Quaternary variations of the “Pole-Equator” temperature gradient 661 of the surface oceanic waters in the North Atlantic and North Pacific. *Global 662 and Planetary Change* 18, 85–111.
- 663 Okuda, M., Van Vugt, N., Nakagawa, T., Ikeya, M., Hayashida, A., Yasuda, Y., 664 Setoguchi, T., 2002. Palynological evidence for the astronomical origin of 665 lignite-detritus sequence in the Middle Pleistocene Marathousa Member, 666 Megalopolis, SW Greece. *Earth and Planetary Science Letters* 201, 667 143–157.
- 668 Ozenda, P., 1975. Sur les étages de végétation dans les montagnes du bassin 669 méditerranéen. *Documents de Cartographie Écologique* 16, 1–32.
- 670 Piasis, N.G., Moore, T.C., 1981. The evolution of Pleistocene climate: a time 671 series approach. *Earth and Planetary Science Letters* 52, 450–458.
- 672 Poumot, C., Suc, J.-P., 1994. Palynofaciès et dépôts séquentiels dans des 673 sédiments néogènes. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration- 674 Production Elf-Aquitaine, Special Publications* 18, 107–119.
- 675 Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1987. Monsoon variability over the past 676 150,000 years. *Journal of Geophysical Research* 92, 8411–8425.
- 677 Pujol, C., Vergnaud Grazzini, C., 1995. Distribution patterns of live planktonic 678 foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of 679 the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology* 25, 187–217.
- 680 Quézel, P., Médail, F., 2003. *Ecologie et biogéographie des forêts du bassin 681 méditerranéen*. Elsevier, Paris, p. 570.
- 682 Ravazzi, C., Rossignol-Strick, M., 1995. Vegetation change in a climatic cycle 683 of early Pleistocene age in the Lefké Basin (Northern Italy). *Palaeogeog- 684 raphy, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 117, 105–122.
- 685 Rohling, E.J., Hilgen, F.J., 1991. The eastern Mediterranean climate at times of 686 sapropel formation: a review. *Geologie & Mijnbouw* 70, 253–264.
- 687 Rohling, E.J., Cane, T.R., Cooke, S., Sprovieri, M., Bouloubassi, I., Emeis, K.C., 688 Schiebel, R., Kroon, D., Jorissen, F.J., Lorre, A., Kemp, A.E.S., 2002. 689 African monsoon variability during the previous interglacial maximum. 690 *Earth and Planetary Science Letters* 202, 61–75.
- 691 Rohling, E.J., Sprovieri, M., Cane, T., Casford, J.S.L., Cooke, S., Bouloubassi, 692 L., Emeis, K.C., Schiebel, R., Rogerson, M.A., Hayes, A., Jorissen, F.J., 693 Kroon, D., 2004. Reconstructing past planktic foraminiferal habitats using 694 stable isotope data: a case history for Mediterranean sapropel S5. *Marine 695 Micropaleontology* 50, 89–123.
- 696 Rossignol-Strick, M., Paterne, M., 1999. A synthetic pollen record of the eastern 697 Mediterranean sapropels of the last 1 Ma: implications for the time-scale and 698 formation of sapropels. *Marine Geology* 153, 221–237.
- 699 Ruddiman, W.F., 2003. Orbital forcing ice volume and greenhouse gases. 700 *Quaternary Science Reviews* 22, 1597–1629.
- 701 Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M., Backman, J., 702 1989. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North 703 Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 4, 353–412.
- 704 Schenau, S.J., Antonarakou, A., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Nijenhuis, I.A., Van 705 der Weijden, C.H., Zachariasse, W., 1999. Organic-rich layers in the 706 Metochia section (Gavdos, Greece): evidence for a single mechanism of 707 sapropel formation during the past 10 My. *Marine Geology* 153, 117–135.
- 708 Shackleton, N.J., Crowhurst, S., Weedon, G., Laskar, J., 1999. Astronomical 709 calibration of oligocene-miocene time. *Proceedings of the Royal Society of 710 London, A* 357, 1907–1929.
- 711 Shvetsov, M.S., 1954. Concernant quelques aides additionnelles pour l’étude 712 des formations sédimentaires (in Russian). *Bulletin Moscow Society 713 Naturalists, Geological Series* 29 (1), 61–66.
- 714 Sittler, C., Schuler, M., 1991. Une méthode d’analyse quantitative absolue de la 715 fraction organique constituant le palynofaciès d’une roche sédimentaire. 716 *Palynosciences* 1, 59–68.
- 717 Sprovieri, R., Di Stefano, E., Howell, M., Sakamoto, T., Di Stefano, A., Marino, 718 M., 1998. Integrated calcareous plankton biostratigraphy and cyclostrati- 719 graphy at Site 964. *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific 720 Results* 160, 155–165.
- 721 Subally, D., Quézel, P., 2002. Glacial or interglacial: artemisia, a plant indicator 722 with dual responses. *Review of Palaeobotany and Palynology* 120, 723 123–130.
- 724 Subally, D., Bilodeau, G., Tamrat, E., Ferry, S., Debard, E., Hillaire-Marcel, C., 725 1999. Cyclic climatic records during the Olduvai Subchron (Uppermost 726 Pliocene) on Zakynthos Island (Ionian Sea). *Geobios* 32 (6), 793–803.
- 727 Suc, J.-P., 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and 728 climate in Europe. *Nature* 307 (5950), 429–432.
- 729 Suc, J.-P., Popescu, S.-M., 2005. Pollen records and climatic cycles in the North 730 Mediterranean region since 2.7 Ma. In: Head, M.J., Gibbard, P.L. (Eds.), 731 Early–Middle Pleistocene Transitions: The Land–Ocean Evidence. Special 732 Publication-Geological Society of London, vol. 247, pp. 147–157.
- 733 Suc, J.-P., Zagwijn, W.H., 1983. Plio-Pleistocene correlations between the 734 northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to 735 recent biostratigraphic and paleoclimatic data. *Boreas* 12, 153–166.
- 736 Suc, J.-P., Combourieu-Nebout, N., Robert, C., Poumot, C., Turon, J.-L., Irr, F., 737 1991. Changements dans la sédimentation argileuse au Néogène supérieur 738 en Méditerranée centrale: les Tripoli messiniens de Capodarso (Sicile) et les 739 laminites plio-pléistocènes de Crotona (Calabre). *Palynosciences* 1, 89–111.
- 740 Suc, J.-P., Violanti, D., Londeix, L., Poumot, C., Robert, C., Clauzon, G., Turon, 741 J.-L., Ferrier, J., Chikhi, H., Cambon, G., Gautier, F., 1995. Evolution of the 742 Messinian Mediterranean environments: the Tripoli Formation at Capodarso 743 (Sicily, Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology* 87, 51–79.
- 744 Tzedakis, P.C., 1993. Long-term tree populations in northwest Greece through 745 multiple Quaternary climatic cycles. *Nature* 364, 437–440.
- 746 Tzedakis, P.C., Bennett, K.D., 1995. Interglacial vegetation succession: a view 747 from southern Europe. *Quaternary Science Reviews* 14, 967–982.
- 748 Tzedakis, P.C., Andrieu, V., de Beaulieu, J.-L., Crowhurst, S., Follieri, M., 749 Hooghiemstra, H., Magri, D., Reille, M., Sadori, L., Shackleton, N.J., 750 Wijmstra, T.A., 1997. Comparison of terrestrial and marine records of 751 changing climate of the last 500,000 years. *Earth and Planetary Science 752 Letters* 150, 171–176.
- 753 Tzedakis, P.C., McManus, J.F., Hooghiemstra, H., Oppo, D.W., Wijmstra, T.A., 754 2003. Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records 755 of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 756 450,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 197–212.
- 757 Vergnaud Grazzini, C., Saliège, J.F., Urrutiaguier, M.J., Iannace, A., 1990. 758 Oxygen and carbon isotope stratigraphy of ODP Hole 953A and Site 654: 759 the Pliocene–Pleistocene glacial history recorded in the Tyrrhenian basin 760 (west Mediterranean). *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific 761 Results* 107, 361–386.
- 762 Von Grafenstein, R., Zahn, R., Tiedemann, R., Murat, A., 1999. Planktonic $\delta^{18}\text{O}$ 763 records at sites 976 and 977, Alboran Sea: stratigraphy, forcing, and 764 paleoceanographic implications. *Proceedings of the Ocean Drilling 765 Program: Scientific Results* 161, 469–479.

**Vegetation changes during the late Early Pleistocene at
Montalbano Jonico according to pollen analysis (Province of
Matera, southern Italy)**

Sébastien Joannin ^{a*}, Simona Stefanelli ^b, Neri Ciaranfi ^b, Jean-Pierre Suc ^a

^a UMR CNRS 5125 Paléoenvironnements & Paléobiosphère, Université Claude Bernard –
Lyon I, 27-43 Bd du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cedex, France
Jean-Pierre.Suc@univ-lyon1.fr

^b Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università di Bari, Via Orabona 4, 70125 Bari, Italy
stefanelli@geo.uniba.it
neri@geo.uniba.it

* Corresponding author, E-mail: sebastien.joannin@univ-lyon1.fr, telephone: 0033(0)472445801, fax: 0033(0)472 44 83 82

Abstract

Pollen analysis of the Early Pleistocene Montalbano Jonico section deals with cyclic changes, using two pollen ratios on climate and eustasy, respectively: mesothermic vs. steppic elements, *Pinus* vs. halophytes. These results are directly compared with oxygen isotope data (*Globigerina bulloides*) within the biostratigraphic frame (nannofossils, foraminifers), and allow a new time calibration of the section. Marine isotopic stages 37 to 23 are recorded (1.250–0.900 Ma). More details result from the comparison with global and Mediterranean oxygen isotopic curves. High-frequency changes in pollen, related to the Mediterranean curve (*Globigerinoides ruber*) from Site 967 superimposed the LR04 stack curve well-related to climatic cycles. During the Early Pleistocene, pollen recorded global and local climate changes related to obliquity and precession, respectively, and regional tectonic evolution. Precession forcing can be caused by (1) Mediterranean wetness-related to precession, (2) intensified precession effect over climatic cycles observed during the Middle Pleistocene Transition.

Keywords: Palynology, Early Pleistocene, Central Mediterranean region, climatic cycles, precession.

4.2.2.a Montalbano Jonico – le calage chronologique

1. Introduction

Since the Late Pliocene (i.e. about 2.6 Ma), Earth's climate changes are paced by glacial-interglacial cycles (Ruddiman, 2003; Berger and Loutre, 2004) related with ice-sheet growing and melting. This results in changes in the sea-water oxygen isotopic compositions, where live marine foraminifers (Lisiecki and Raymo, 2005). Climatic cycles are under the control of changes in orbital parameters which are precession (period: 20 kyrs) also modulated by the eccentricity (Maslin and Ridgwell, 2005), and obliquity (period: 41 kyrs). Obliquity or precession dominance controls the duration of the climatic cycles (eccentricity paces but does not drive climate, Maslin and Ridgwell, 2005). The mid-Pleistocene transition (MPT), also called mid-Pleistocene revolution, is a period of change from an "obliquity world" towards the 100 kyrs cycles related to precession (Maslin and Ridgwell, 2005). The MPT occurred between 1.200 and 0.500 Ma (Head and Gibbard, 2005) and more precisely between 0.900 and 0.650 Ma (Maasch and Saltzman, 1990; Mudelsee and Statterger, 1997; Maslin and Ridgwell, 2005). The Early-Middle Pleistocene boundary should be placed during the MPT at the Matuyama-Brunhes magnetostratigraphic boundary (Head and Gibbard, 2005), which is dated at 0.773 Ma (Channel et al., 2004). Since 1.200 Ma and during the MPT, climatic cycles have had a relatively inconstant time-duration.

Climate reconstruction is also possible using vegetation changes observed from pollen grains in continental and marine sediments. In the Mediterranean region, vegetation changes are observed for the Pliocene, the Early Pleistocene and after the MPT until now (Wijmstra and Smit, 1976; Suc and Zagwijn, 1983; Suc, 1984; Combourieu-Nebout and Vergnaud Grazzini, 1991; Russo Ermolli, 1994; Ravazzi and Rossignol-Strick, 1995; Tzedakis and Bennett, 1995; Subally et al., 1999; Okuda et al., 2002). Opposite, vegetation changes are relatively poorly understood during the MPT (Suc and Popescu, 2005), except for some short-time studies carried out in Central Mediterranean (Ravazzi et al., 2005, Capraro et al., 2005). There, the most continuous section in Italy is the Semaforo-Vrica section, which includes the GSSP of the Plio-Pleistocene boundary (Aguirre and Pasini, 1985). Combourieu-Nebout and Vergnaud Grazzini (1991) have shown the record of climatic cycles through pollen and geochemical analyses from 2.470 to about 1.400 Ma (Sapropel "v"). Lourens et al., (1996a, b; 1998) extended upward this section towards Crotona (Fig. 1a), i.e. up to 1.280 Ma (Sapropel "v"). Joannin et al., (in press) made the comparison between pollen content and isotope measurements in the Santa Lucia section (Fig. 1a), which is an equivalent of the uppermost part of the Crotona series. The Montalbano Jonico section (Southern Italy; Fig. 1a-b) is geographically close of the Crotona area that it prolongs stratigraphically. Accordingly, it is expected to record environmental changes occurred during the late Early and early Middle Pleistocene (Ciaranfi et al., 1996; Ciaranfi et al. 1997; Ciaranfi et al., 2001; Ciaranfi and D'Alessandro, 2005). The Montalbano Jonico section is proposed to be the GSSP for the Early-Middle Pleistocene boundary (Ciaranfi and D'Alessandro, 2005), although, the age of its base is not well constrained (Stefanelli et al., 2005). The present work is carried out on the lower stratigraphic part of the section (interval A). It aims to link climatic cycles observed from vegetation (this work) with oxygen isotopic changes (Brilli et al., 2000; Brilli, unpublished data) and biostratigraphic events: nanofossils (Ciaranfi et al., 1997; Ciaranfi et al., 2001; Ciaranfi and D'Alessandro, 2005; Maiorano et al., 2004) and foraminifers (this work). These data are compared with global (LR04 stack; Lisiecki and Raymo, 2005) and local (Mediterranean ODP Site 967; Kroon et al., 1998) oxygen isotopic curves (from benthic and planktonic foraminifers, respectively) in order to bring a new time control of the Montalbano Jonico interval A. In addition, this study is expected to improve the chronological relationship between the Montalbano Jonico and the uppermost Crotona series. Vegetation changes indicated by pollen analysis along the continuous 167 m thick Montalbano Jonico

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

interval A should bring more information on taxa behaviour in front of successive coolings and warmings caused by climate cycles during the beginning of the MPT.

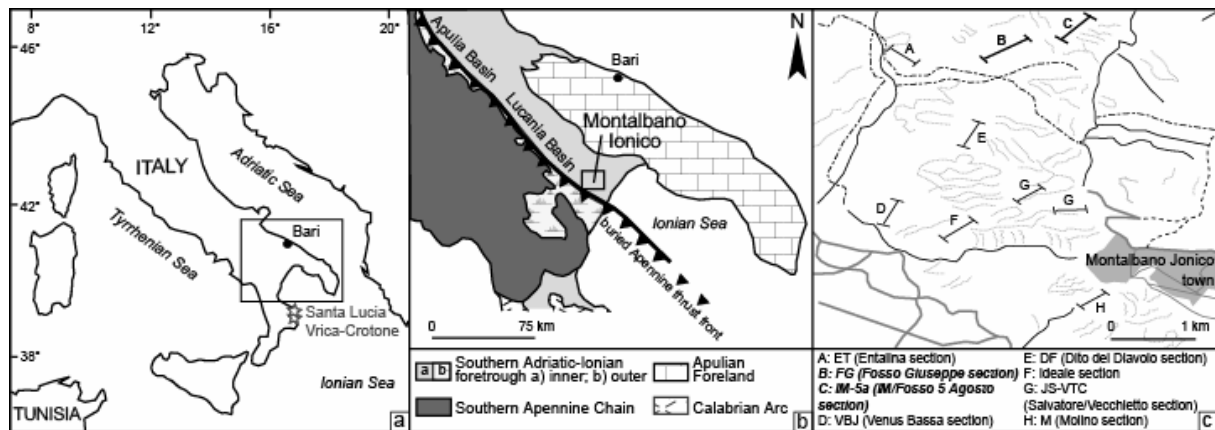


Figure 1. a: Geographical location of the studied area. b: Schematic geological map of the South-Eastern Italy. c: Zoom on Early to Middle Pleistocene sediments of the Montalbano Jonico composite section. The two sections analysed in this study are in bold.

2. Geographical and stratigraphical context

The Montalbano Jonico section is situated at $40^{\circ}17'N$ and $16^{\circ}34'E$ in the Lucania basin (Fig. 1b), which is limited Westward by the Apennine thrust. This basin was affected by the Apennin chain uplift, which resulted in a relative sea-level fall during the late Early Pleistocene. First, the centre of the basin subsided, allowing the deposit of hemipelagic sediments. Then, a shallowing phase occurred during the Middle Pleistocene leading to the emersion of sediments. This was possibly related to the beginning of the filling-up phase of the southern part of the Apennines Foredeep (Ciaranfi and D'Alessandro, 2005). The Montalbano Jonico section is composed of 10 subsections which belong to the Argille Subapennine Formation (Ciaranfi et al. 1997; Ciaranfi et al., 2001). This continuous marine succession is 450 m thick and divided into intervals A and B. Interval A ending at about 0.9 Ma (Stefanelli et al., 2005) and includes the Fosso Giuseppe section (FG) and IM/Fosso 5 Agosto (IM-a) section (Fig. 1c, Fig. 2).

Nannofossil analysis (Fig. 3) refers the interval A to the “small *Gephyrocapsa*” and to the lowermost part of “*Pseudoemiliana lacunosa*” Zones (Ciaranfi et al., 1997; Ciaranfi et al., 2001; Ciaranfi and D'Alessandro, 2005; Maiorano et al., 2004). The base of interval A could not be older than 1.257 to 1.241 Ma because the “small *Gephyrocapsa* Zone” began during the marine isotopic stages (MIS) 38-37 (Lourens et al., 1998; De Kaenel et al., 1999; Real and Monechi, 2005). The Last Occurrence (LO) of Large *Gephyrocapsa* ($> 5.5 \mu m$) is found at 41.22 mcd (1.257 Ma) in the ODP Site 967 (Lourens et al., 1998; Fig. 4). Two nannofossil bioevents were recognized in the IM-a section (uppermost part of interval A), the First Common Occurrence (FCO) of *Gephyrocapsa* sp. 3 and the Last Common Occurrence (LCO) of *Reticulofenestra asanoi* (Maiorano et al., 2004), They were found within two sapropel intervals identified by peculiar benthic foraminiferal assemblages (Stefanelli et al., 2005). Hence, based on the published correlations among calcareous nannofossil events, oxygen isotope stages, sapropel stratigraphy and insolation cycles (Lourens et al., 1996; Kroon et al., 1998; De Kaenel et al., 1999; Pierre et al., 1999), the two sapropel intervals were correlated to marine isotope stages (MIS) 25 and 23 and associated with insolation cycles 90 (0.955 Ma) and 86 (0.908 Ma) (see Maiorano et al, 2004; Stefanelli et al., 2005 for details). Three further sapropel layers were recognized in the FG section still on the basis of the particular benthic

4.2.2.a Montalbano Jonico – le calage chronologique

foraminiferal assemblages. Since it was not possible to correlate these layers following the above-mentioned criteria, they were assigned as sapropels S, SI, SII (Stefanelli, 2004; Stefanelli, 2005). In the Eastern Mediterranean, a brief influx of the planktonic foraminifer *Globorotalia crassaformis* is known at ~1.135 Ma and ~1.140 Ma from the ODP (ocean drilling program) Sites 967 and 969, respectively (Lourens et al., 1998). These ages are in agreement with insolation cycles i-108 and i-106 (De Kaenel et al., 1999) and to MIS 35-34 (Kroon et al., 1998). At Montalbano Jonico, a re-examination of residues from washings was done by one of us (S.J.) which yielded this influx of *Gt. crassaformis* characterized by numerous specimens along nine samples (FG 77-79 and FG 84-89) from 51.1 to 59.6 m height (Fig. 3).

3. Material and methods

Pollen analysis was performed in 139 samples shared out along the 168.7 m thick interval A. In Figure 2, the stratigraphic distributional patterns are shown. The samples, already used for biostratigraphic and isotope analyses performed on tests of planktonic foraminifers (*Globigerina bulloides*), were processed using a standard method adapted from Cour (1974). HCl and HF attacks were followed by residue sieving at 160 µm and 10 µm respectively and by enrichment procedures (using ZnCl₂ for example). A minimum of 20 taxa per sample were identified. More than 35,500 pollen grains were counted in the whole section, which corresponds to at least 150 per sample, plus *Pinus* since it is generally over-represented in marine sediments (Heusser, 1988; Beaudouin et al., 2006).

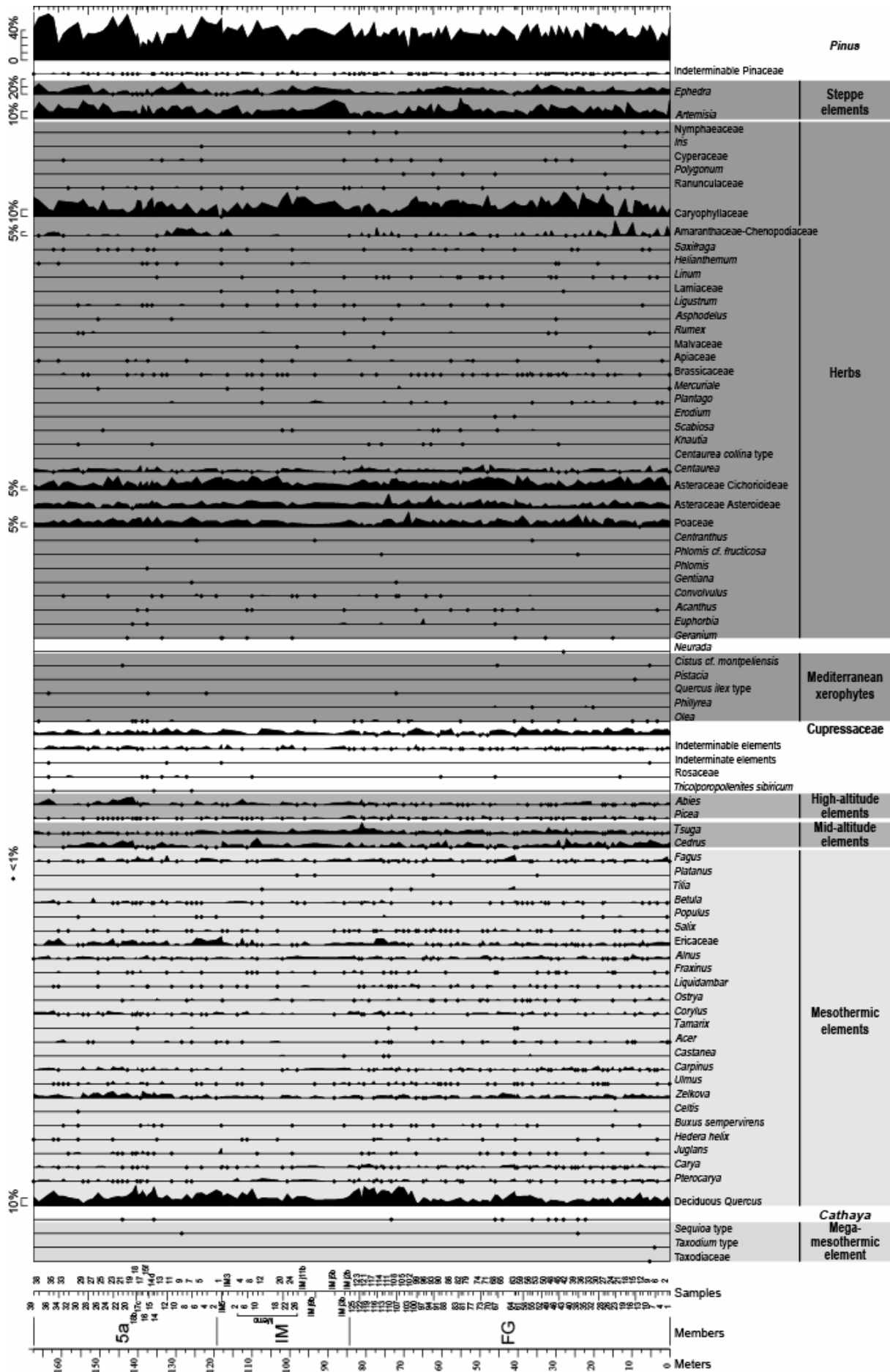
Pollen grains in coastal marine terrigenous deposits mostly come from rivers (Heusser and Balsam, 1977; Cambon et al., 1997) and are representative of the drainage basin vegetation (Heusser and Balsam, 1977; Beaudouin et al., 2005), which in turn is controlled by changes in temperature and precipitation with increasing altitude (Ozenda, 1975). The proportion of *Pinus* pollen grains is mostly controlled by the distance from river mouths because of their high buoyancy (Heusser and Balsam, 1977; Beaudouin et al., 2006). *Pinus* percentages are calculated on the total pollen sum while percentages of other taxa are calculated on total pollen sum without *Pinus*. All percentages are shown in a detailed diagram (Fig. 2). Taxa have been grouped according to their ecology that is estimated on the base of their representatives in the present-day plant ecosystems (Fig. 2). Two ratios of clearly opposite taxa or groups of taxa have been worked and are shown in figures 3 and 4 using a logarithmic representation: mesothermic vs. steppic elements and *Pinus* vs. halophytes.

4. Results

4.1 Pollen

Some taxa which will disappear from the Mediterranean region during the Mid-Pleistocene are still recorded at Montalbano Jonico in a relatively large abundance. They are mesothermic taxa (such as *Carya*, *Zelkova*, *Pterocarya* and *Liquidambar*), and mid-altitude taxa (such as *Cedrus* and *Tsuga*). Some pollens of Taxodiaceae (a mega-mesothermic, i.e. subtropical element) and *Cathaya* (a subtropical mid-altitude conifer that is restricted today to China) were found (Fig. 2). All these taxa have disappeared today from Italy (Suc et al., 1995; Svenning, 2003), except *Zelkova* that is restricted to Sicily (Di Pasquale et al., 1992).

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen



4.2.2.a Montalbano Jonico – le calage chronologique

Figure 2. Detailed pollen diagrams from the Montalbano Jonico section (interval A). Taxa groups are based on the ecological significance of their present-day representatives: mesothermic, mid-altitude, and high-altitude elements, Mediterranean xerophytes, herbs and steppe elements.

The most abundant taxa recorded in the Montalbano Jonico interval A are deciduous *Quercus*, Poaceae, Asteraceae, Caryophyllaceae and *Artemisia*. Deciduous *Quercus* is the most representative taxon of the mesothermic plants. Large percentages of this taxon in pollen records indicate warm-temperate periods associated with important wetness (Rossignol-strick and Paterne, 1999). We used the ratio of mesothermic elements to steppe ones, still anti-correlated ($r = -0.64$; $p < 0.001$), to discriminate warm-temperate from cold phases (Fig. 4). Twenty short-time warm-temperate pollen phases have been identified (grey shapes in figures 3 and 4) along the studied section. However, some of these phases, which are close, can be grouped together. It results in, from the base to the top, twelve main warm-temperate phases: I from about 0.6 to 9.7 m, II: 16.2 to 25.65 m, III: 36.1 to 49.2 m, IV: 55.7 to 57.6 m, V: 60.2 to 64.1 m, VI: 70 to 84.3 m, VII: 96 to 100.6 m, VIII: 109.9 to 112.5 m, IX: 118 to 124.5 m, X: 132.3 to 146.6 m, XI: 150.5 to 151.8 m and XII: 159.6 to 163.5 m.

4.2 Vegetation and oxygen isotopes

On the whole, mesothermic vs. steppic element ratio and oxygen isotopic compositions made on *Globigerina bulloides* are correlated ($r = 0.54$; $p < 0.001$). Hence, high percentages of mesothermic elements correlate with low values of $\delta^{18}\text{O}$, which indicate warm-temperate phases (Fig. 3, 4). This correlation is well evident for: I, III, V, VI, VIII, IX, X and XII, while pollen phases II, IV, VII and XI are not supported by low $\delta^{18}\text{O}$ values. On opposite, steppe elements and high $\delta^{18}\text{O}$ values indicate colder phases. Focusing on figure 4, observation shows that low shift of oxygen isotopes may precede a warming period such as at the beginning of warm-temperate pollen phases I, III, VI, VIII, IX and XII. The beginning of phase II correlates with an isotopic ratio indicating warm conditions in only one sample (16.2 m), however, correlation in the following samples is not so remarkable. Phase VII is not obviously expressed by low $\delta^{18}\text{O}$ values, except in one isolated sample (at 101.9 m) located after the related phase.

4.3 Global and Mediterranean isotopic correlations

4.3.1 LR04 stack

The correlation of data from Montalbano Jonico with the oxygen isotopic curve LR04 stack (Fig. 3), which was carried out from benthic foraminifers (Lisiecki and Raymo, 2005), needs well-constrained ages. At Montalbano Jonico, warming phases XII and X are contemporaneous of two bioevents that correlate with warm marine isotopic stages 23 and 25, respectively (see above). These odd MIS characterized interglacial periods. Using this MIS correlation and the position of the beginning of the short influx of *Gt. crassaformis*, which precisely correlates with the transition MIS 35-34 (Lourens et al., 1998), six warm-temperate pollen phases are recorded within only four warm MIS. Here, pollen warm-temperate phases VII and IV are not related to any warm MIS, because of their low amplitude variation. In addition, they are not well supported by oxygen isotopes measured on *Globigerina bulloides*. Hence, warm events IX, VIII, VI, and V are attributed to MIS 27, 29, 31, and 33, respectively. Warm-temperate pollen phases III, II and I can't be related to MIS 35, 37 and 39 because of the MIS 39 location within the "large *Gephyrocapsa* zone" (Lourens et al., 1998; De Kaenel et al., 1999; Real and Monechi, 2005). Therefore, the two long-time warm events corresponding to phases III and I should correlate with 35 and 37, respectively. Warm-temperate pollen phases XI, VII, IV and II are recorded during progressive cooling

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

(transitions) observed in the LR04 curve (MIS 25-24, MIS 31-30, MIS 35-34 and MIS 37-36, respectively).

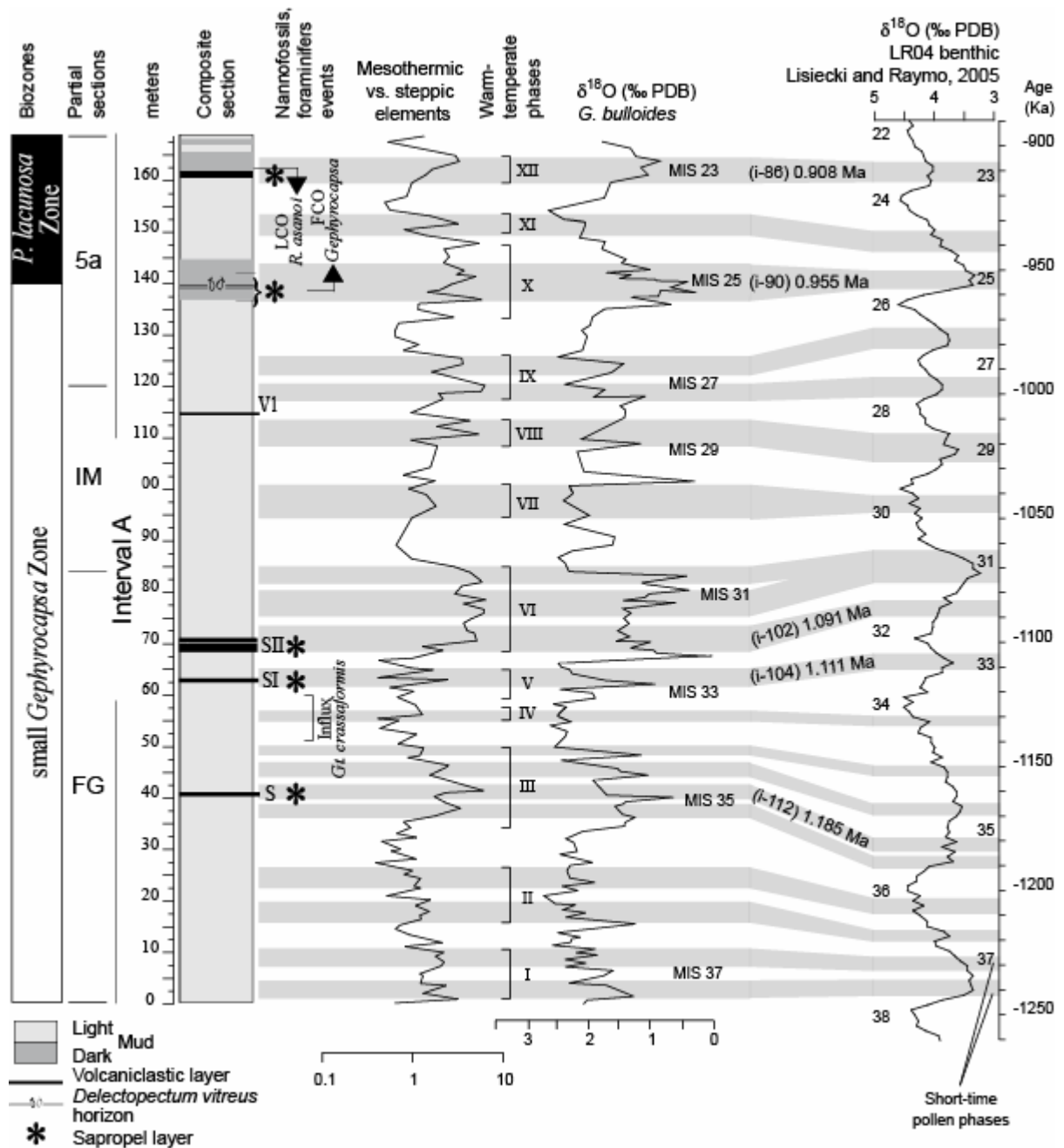


Figure 3. Lithological section, biostratigraphical events, pollen ratio “mesothermic vs. steppic elements” and main warm-temperate pollen phases (using roman numbers) compared to oxygen isotopic records from the same samples. Short-time warm-temperate pollen phases have grey shapes. Proposed marine isotopic stages are correlated with global oxygen isotopic record (Lisiecki and Raymo, 2005).

4.3.2 ODP Site 967

The proposed calibration establishes accurate ages for the entire section (Fig. 3). Using these ages, a correlation is proposed with a Mediterranean oxygen isotopic curve (Fig. 4). This curve was obtained on a planktonic foraminifer *Globigerinoides ruber* from the ODP Site 967 (Kroon et al., 1998), which contains several sapropelic layers. The two uppermost

4.2.2.a Montalbano Jonico – le calage chronologique

sapropels found in the Montalbano Jonico section are correlated with insolation cycles i-86 and i-90 (Stefanelli et al., 2005) dated at 0.908 and 0.955 Ma, respectively (Kroon et al., 1998; Pierre et al., 1999). Accordingly, the warm-temperate phase XI might correspond to the negative oxygen isotopic shift that indicates sapropel 18 in ODP Site 967. The double short-time warming including in IX is correlated to negative $\delta^{18}\text{O}$ values corresponding to sapropels 20 and 21. This is different from Kroon et al.'s (1998) interpretation that attribute only one pick to MIS 27 related to sapropels 21 (Fig. 4). Another discrepancy exists with the interpretation of Kroon et al. (1998): the long warmer phase VI includes three short-time pollen phases and is related to MIS 31 in figure 3. While we correlate it with MIS 31 and a part of MIS 32-33 in figure 4. Here, the age of sapropel SII from Montalbano Jonico section is given by correlation with curve LR04. It corresponds to the sapropel 25 (i-102 dated at 1.091 Ma; Kroon et al., 1998). Warm-temperate phase V, which occurs during the deposition of SI and corresponds to MIS 33, is equivalent to sapropel 26 (i-104 dated at 1.111 Ma; Kroon et al., 1998). Deposition of sapropel S at Montalbano Jonico occurs during warm-temperate phase III and may correspond to sapropel 28 in the ODP Site 967 (i-112 dated at 1.185 Ma; Kroon et al., 1998). Unlike warm-temperate phase I, phase II is not well recorded in the ODP Site 967. There, the progressive cooling between MIS 37-36 observed at Montalbano Jonico section and in LR04 is surprisingly very abrupt.

In general, a better correspondence is observed between oxygen isotopic records of Montalbano Jonico and LR04 stack than with ODP Site 967. Several short-time climate oscillations are recorded in pollen record from Montalbano Jonico and $\delta^{18}\text{O}$ values from ODP 967, like during the transition between MIS 25 to 24 (Fig. 4). This variation is not well expressed in $\delta^{18}\text{O}$ values from Montalbano Jonico section and LR04 stack. Such a phenomenon is recorded earlier in the section, with lesser or greater evidences: during MIS 30, sapropel SII, several times during MIS 35 and 37.

4.4 Sea-level changes

Figure 4 shows a pollen ratio constituted of *Pinus* vs. halophytes. The *Pinus* amount is generally associated to sea-level changes (inducing distality changes) because *Pinus* pollen percentage increases with the distance from littoral to off-shore (Heusser and Balsam, 1977). Halophytes are Caryophyllaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, and *Ephedra*. As halophytes are able to live in saline environments, their increase is expected during sea-level falls related to glacial periods, because of the creation of new emerged lands in the littoral areas. As confirmed in our Figure 4, *Pinus* and halophytes are obviously anti-correlated ($r = -0.51$; $p < 0.001$). Consequently, the *Pinus* vs. halophyte ratio is a robust indicator of sea-level variations. Warm-temperate phases observed from pollen and oxygen isotope composition are also supposed to be related to sea-level rises. Bathymetric changes have been also inferred from benthic foraminifer principal component analysis (PCA) where Factor 1 has been regarded as a water depth indicator (Stefanelli, 2003).

The section reveals an upward general increasing of the *Pinus* vs. halophyte ratio related to an increase in distality/deepening, while the benthic foraminifer PCA indicates a general upward shallowing. In details, the increasing distality/deepening trend is in accordance with the bathymetric changes from the benthic foraminifer PCA. Such increase of distality/deepening correspond to interglacial periods (MIS 35, 31, 29-27, 25 and 23; Fig. 4). Another observation is that the section records lower amplitude variations of the *Pinus* vs. halophyte ratio from the base of the section to the warm-temperate phase V than in its uppermost part, as in the mesothermic vs. steppic element ratio and in the oxygen isotopic curve. More in details, the warm-temperate phases VI, VIII, IX, X, XII are associated with stronger increases in amplitude of the *Pinus* vs. halophyte ratio than the warm-temperate

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

phases I and III. Warm-temperate phases II, IV, V, VII and XI correspond to low amplitude variations of the *Pinus* vs. halophyte ratio.

5. Discussion

5.1 Vegetation changes and climatic cycles

The comparison of pollen and oxygen isotopic data results in establishing a climatostratigraphy for interval A of the Montalbano Jonico section. Such a progress needs (1) several bioevents accurately dated and (2) continuous climatic curves from land and marine proxies (Combourieu-Nebout and Vergnaud Grazzini, 1991). In addition, a chronologic high-resolution is also needed. The studied climate proxies (i.e. pollen analysis compared with oxygen isotopic measurements on *G. bulloides*) are expected to report both the local and global climate evolution. Interglacials and glacials are major events with huge amplitude within the long sedimentary records. These global events are forced by obliquity during the Early Pleistocene (Pisias and Moore, 1981; Kroon et al., 1998; Ruddiman, 2003). They are especially well-recorded in benthic foraminifer tests because these organisms live in deep waters that are not sensitive to short climatic oscillations and/or changes in salinity (Emeis et al., 2003; Lisiecki and Raymo, 2005). For this reason, we assume that the correlations of our proxies (Fig. 3) with the LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005) actually reflect the global influence on the Montalbano Jonico sediments.

In the interval A of the section, we identified several warm-temperate phases. Using the biostratigraphic events from the top of the section and the LR04 stack, we can correlate pollen warm-temperate phases XII, X, IX, VIII, VI, V, III and I with MIS 23, 25, 27, 29, 31, 33, 35 and 37 (interglacials), respectively. Therefore, interval A records about 350 kyrs of climatic evolution, from ca. 1.250 Ma to 0.900 Ma. The entire Montalbano Jonico section (intervals A and B) and the Semaforo-Vrica-Crotone sections (e.g. the Crotone series) (2.400-1.280 Ma) did not show any common interval. Despite the lack of 30 kyrs, which is now calibrated, the total time-duration of these sections is longer than 1.500 Myrs within the Late Cenozoic time-window which encompasses the Plio-Pleistocene boundary and probably the MPT (i.e. 0.900 to 0.650 Ma; Maslin and Ridgwell, 2005). Pollen record of the Crotone series brought an outstanding knowledge of the vegetation evolution forced by climate changes (Combourieu-Nebout and Vergnaud Grazzini, 1991; Combourieu-Nebout, 1993; Joannin et al., in press). Moreover, pollen investigation in marine sediments constitutes an unrivalled approach at the continental-marine interface. These complete paleoenvironmental studies on the lower part of the Montalbano Jonico section clearly demonstrate the necessity to extend pollen study to the entire section. These very fruitful results support the candidature of the Montalbano Jonico section as the Early-Middle Pleistocene boundary stratotype (Ciaranfi and D'Alessandro, 2005).

Conversely, warm-temperate pollen phases XI, VII, IV and II cannot be related to interglacials of the curve LR04. These phases are placed in correspondence with progressive coolings during interglacial/glacial transitions. In addition, several of the 20 minor brief warm-temperate phases (see above) are subdivisions of interglacials (MIS 31, 35, 37) or glacials (MIS 36) and are designated by grey strips (Fig. 3 and 4). This suggests that the response of the considered proxies is not exclusively linked to global climatic changes.

4.2.2.a Montalbano Jonico – le calage chronologique

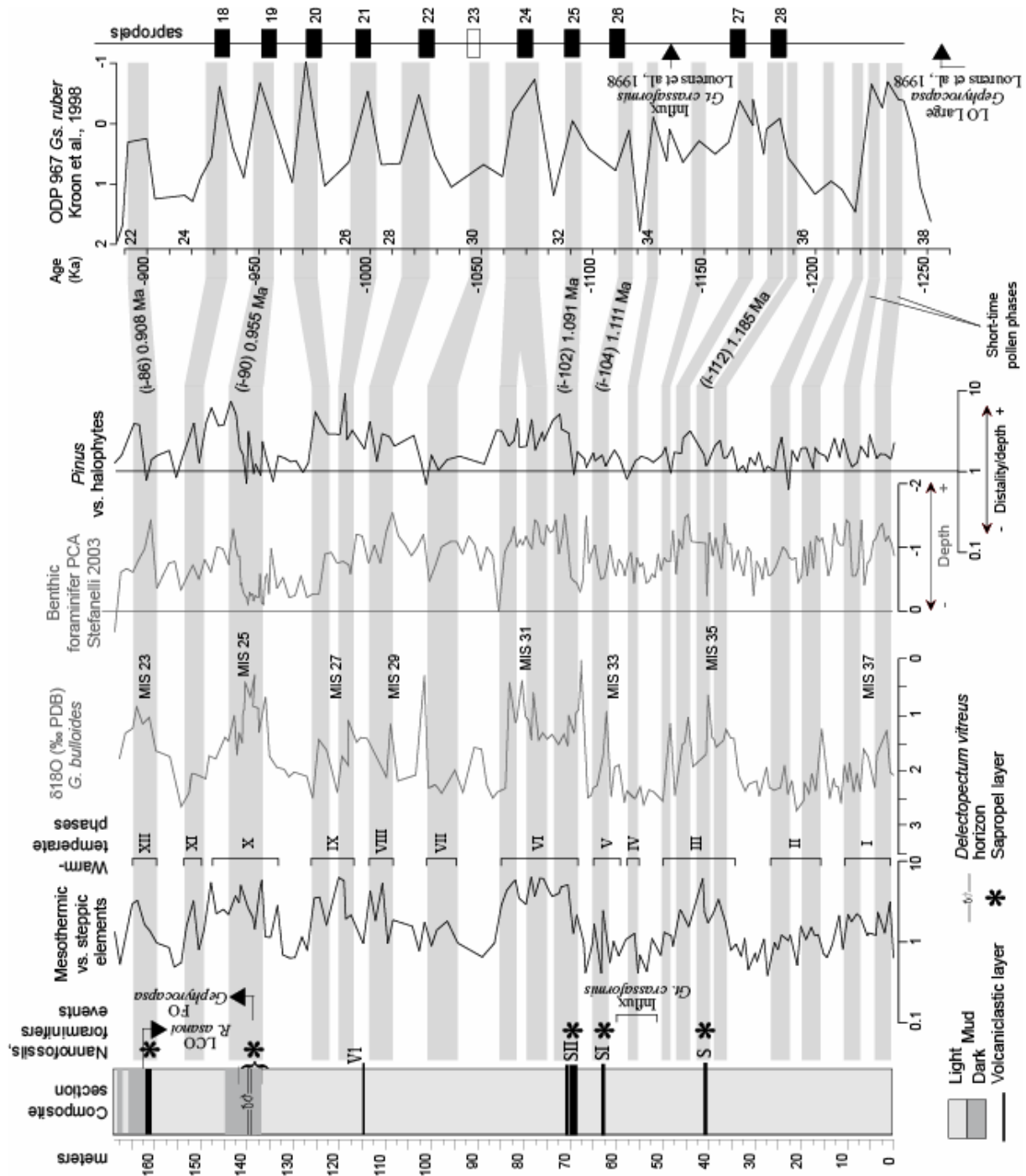


Figure 4. Cyclostratigraphy of the Montalbano Jonico section and relative sea-level changes. Cyclostratigraphy results from compared “mesothermic vs. steppic elements” pollen ratio and oxygen isotope, with respect to the ODP Site 967 $\delta^{18}\text{O}$ curve (Kroon et al., 1998, Fig. 3). The ODP Site 967 sapropels are dated by Kroon et al. (1998, tab.2). Relative sea-level changes derive from compared *Pinus* vs. halophytes pollen ratio and Factor 1 from a principal component analysis (PCA) on benthic foraminifers (Stefanelli, 2003).

5.2 Vegetation and short-time climate oscillations

The Mediterranean area is known to record climatic effects resulting both from obliquity and precession (Kroon et al., 1998; Joannin et al., in press). It is generally accepted that precession forces changes in wetness and sea-surface salinity leading to sapropel formation

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

(Emeis et al., 2003). Particularly, sapropels are formed when Northern Hemisphere summer insolation is at a maximum during precession minima (Rohling and Hilgen, 1991). During such an orbital configuration, any coeval increase in temperature and decrease in salinity caused a diminution of $\delta^{18}\text{O}$ of planktonic foraminifers. However, *Globigerinoides ruber* records negative shifts in $\delta^{18}\text{O}$ of higher frequency than *Globigerina bulloides* (Rohling, 2002; Joannin et al., in press), that is explained by their different life-depth. This is also observed at Montalbano Jonico where oxygen isotopic record on *G. bulloides* and the LR04 stack are in general accordance.

Conversely, pollen warm-temperate phases are better correlated with oxygen isotopic curve of *Globigerinoides ruber* from the ODP Site 967. This confirms that short-time climate oscillations observed in the vegetation during climatic cycles are local responses, probably due to precession changes. It is also supported by the presence of sapropels. Here, the best example is the warm-temperate phase XI correlated with the $\delta^{18}\text{O}$ negative shift from *Gs. ruber* in the ODP Site 967 (ca. 0.930 Ma), between MIS 23 and MIS 25. This warm-temperate phase correlates with sapropel 18 that denotes precession influence. This climatic effect is in contradiction with the global cooling recorded in $\delta^{18}\text{O}$ (*Globigerina bulloides*) values and in LR04. This opposite signal shows that the study location is crucial for recording local climatic events, probably related to precession, which superimposed the global climatic cycles. However, *G. bulloides* records decreasing $\delta^{18}\text{O}$ values associated to thick sapropels of the Montalbano Jonico section corresponding to sapropels 19 and 25 of ODP Site 967. These drops in $\delta^{18}\text{O}$ might indicate changes in intensity of precession related-wetness. However, we cannot be conclusive because of great differences in resolution exist between the ODP Site 967 and the Montalbano Jonico section.

In the Mediterranean area, it is possible to record composite responses from both global and local climate changes according to which climatic proxy has been used. Moreover, the risk is high to infer contradictory climate interpretations, such as a warm-temperate pollen phase occurring during a global cooling. This discrepancy between proxies may be linked to various interfering effects of obliquity and precession (Joannin et al., in press). At the beginning of the MPT (i.e. at obliquity time; Maslin and Ridgwell, 2005), vegetation in the Mediterranean area responds also to precession. In this study, we cannot appreciate if precession forced vegetation changes because of the precession-related wetness/insolation and/or the intensification of precession forcing over climatic cycles during the MPT.

5.3 Sea-level changes

Except phase V, all the warm-temperate phases associated to interglacials record clear water deepening according to benthic foraminifers (Stefanelli, 2003) and to some increasing distality with respect to the *Pinus* vs. halophyte ratio (Fig. 4). Accordingly, sediments of interval A report that on the whole climate controlled the regional sea-level variations. The proposed correlations allow to consider higher sedimentation rates during glacials.

A general shallowing upward trend from upper bathyal to lower circalittoral was observed for the entire Montalbano Jonico section by Stefanelli (2003). The *Pinus* vs. halophyte curve did not record this trend in interval A. The section also revealed increasing amplitudes concerning the variations of the two relative sea-level proxies, in accordance with the mesothermic vs. steppic element ratio and the oxygen isotopic values which increase in the same way. This increasing in amplitude of the *Pinus* vs. halophyte ratio and benthic foraminifer PCA variations is probably related to enhanced distality/deepening conditions corresponding with interglacial periods (MIS 31, 29-27, 25 and 23).

Amplitudes differences observed in the *Pinus* vs. halophyte ratio values during the warm-temperate phases could be related to marine circulation changes resulting in some local distality modifications and also in the oxygen content of deep waters where the benthic

4.2.2.a Montalbano Jonico – le calage chronologique

foraminifer lived. Sapropels deposits illustrate usefully such paleoenvironmental changes. For example, the warm-temperate phase X or interglacial period MIS 25, inferred from the mesothermic vs. steppic element ratio and oxygen isotopic curve, indicate a deepening. At the same time, the *Pinus* vs. halophyte ratio and the benthic foraminifers PCA indicate a decrease in distality/deepening marine conditions during the sapropel i-90 deposition. The *Pinus* vs. halophyte ratio so clearly indicated some sea surface circulation lowering, probably associated with a clear slowing down of water mixing. These probably led to anoxic conditions in deep sea-waters, resulting in a decrease in benthic foraminifers PCA (Stefanelli et al., 2005).

It is presently difficult to find clear proofs of tectonic activity in the studied section. No syn-sedimentary deformation was observed in interval A section, so that seismic activity was not identified. Tectonic could result in a general subsidence of the basin as it is part of the active Apennines foredeep. But tectonic activity is difficult to even approximate. Indeed, the general shallowing upward trend observed in interval A could result in the erosion of the uplifting Apennin chain followed by the deposition of abundant sediments in the basin. In this case, sediments accumulated faster than subsidence acted. Such a shallowing upward trend might also be linked to relative sea-level falls, related to the progressive Plio-Pleistocene global climate cooling (Ruddiman, 2003). From our observations, it is only possible to claim that the high-resolution climate variations are recorded in the section. In the present-day, it is consequently difficult to separate the influences of climate, sedimentation and tectonics at Montalbano Jonico.

6. Conclusion

Fluctuations in pollen assemblages were investigated in the Early Pleistocene Montalbano Jonico interval A section. A climatically meaning pollen ratio was established on “mesothermic vs. steppic elements” in order to better distinguish warm-temperate periods from cold ones. On the basis of the biostratigraphic events found in the section, we have compared first the pollen assemblage of the warm-temperate phases and the oxygen isotopic record from *Globigerina bulloides* (analysed from the same samples), then with the isotopic curve from the LR04 stack, that resulted in numbering several climatic cycles (MIS 37 to 23).

An eustatically meaning pollen ratio was also established on “*Pinus* vs. halophytes”, which informs on the distality of the locality. This distality pollen index was compared to a benthic foraminifer curve indicator of changes in bathymetry. Their similar trends and some opposition with the “climatic” pollen index and the isotopic curve indicate an enhanced influence of global glacio-eustasy and probable slow marine circulations during the sapropels formations. If the climatic impact on the sedimentation was identified, deciphering the relative roles of tectonics and sedimentary supplies remains difficult to explain the filling-up of the basin during interval A deposition.

The pollen ratios issued from highly detailed pollen analysis evidence that the marine Lucania basin recorded glacio-eustatism related to ice-sheet decay and growth, which were forced by obliquity during the Early Pleistocene.

The continuous interval A of the Montalbano Jonico section (167 m) deposited approximately from 1.250 Ma to 0.900 Ma (MIS 37 to 23). This section immediately postdates the Vrica-Crotone series while 30 kyrs are lacking. Despite this short hiatus in the pollen record and taking into account the upper part of the Montalbano Jonico section, these series together covered more than 1.500 Myrs through the Plio-Pleistocene including the entire MPT.

The positive relationships between the high-frequency pollen record and the oxygen isotopic curve (*Globigerina bulloides*) performed on the sample samples is augmented when comparing to the oxygen isotopic curve from ODP Site 967 (*Globigerinoides ruber*).

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

With respect to precession, pollen and oxygen isotope of Site 967 have recorded the climate changes induced by wetness/insolation variations over the Mediterranean Basin which possibly led to sapropel formation. On the whole, continental responses (i.e. vegetation) record both global and local changes, probably related to obliquity and precession, respectively. This latter forcing can be caused by (1) the Mediterranean wetness-related to precession, (2) the intensification of precession effect over climatic cycles observed during the MPT.

Acknowledgments

The authors are grateful to UMR 5125 for its financial support. We thank Maria Marino and Patrizia Maiorano for their helpful contribution.

References

- Aguirre**, E. and Pasini, G., 1985. The Plio-Pleistocene boundary. *Episodes* 18 (2), 116-120.
- Beaudouin**, C., Suc, J.-P., Cambon, G., Touzani, A., Giresse, P., Pont, D., Aloisi, J.C., Marsset, T., Cochonat, P., Duzer, D., Ferrier, J., 2005. Present-Day Rhythmic Deposition in the Grand Rhone Prodelta (NW Mediterranean) According to High-Resolution Pollen Analyses. *Journal of Coastal Research* 21 (2), 292-306.
- Beaudouin**, C., Suc J.-P., Escarguel, G., Arnaud, M., Charmasson, S., 2006. The significance of pollen record from marine terrigenous sediments: the present-day example of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea). *Geobios*, in press.
- Berger**, A and Loutre, M.F., 2004. Théorie astronomique des paléoclimats. *C. R. Geoscience* 336, 701-709.
- Brilli**, M., Lerche, I., Ciaranfi, N. Turi, B., 2000. Evidences of precession and obliquity orbital forcing in oxygen-18 isotope composition of Montalbano Jonico Section (Basilicata, southern Italy). *Applied Radiation and Isotopes* 52, 957-964.
- Cambon**, G., Suc, J.-P., Aloisi, J.-C., Giresse, P., Monaco, A., Touzani, A., Duzer, D., Ferrier, J., 1997. Modern pollen deposition in the Rhône delta area (lagoonal and marine sediments), France. *Grana* 36, 105-113.
- Capraro**, L., Asioli, A., Backman, J., Bertoldi, R., Channell, J.E.T., Massari, F., Rio, D., 2005. Climatic patterns revealed by pollen and oxygen isotope records across the Brunhes-Matuyama Boundary in the Central Mediterranean (Southern Italy). In "Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence", Head, M.J., Gibbard, M.L. eds., Geological Society. London, Spec. Publ. 247, 159-182.
- Channell**, J.E.T., Curtis, J.H., Flower, B.P., 2004. The Matuyama-Brunhes boundary interval (500-900 ka) in North Atlantic drift sediments. *Geophysical Journal International* 158, 489-505.
- Ciaranfi**, N. and D'Alessandro, A., 2005. Overview of the Montalbano Jonico area and section: a proposal for a boundary stratotype for the lower-middle Pleistocene, Southern Italy Foredeep. *Quaternary International* 131, 5-10.
- Ciaranfi**, N., D'Alessandro, A., Loiacoco, F., Marino, M., 1996. A new stratigraphical section for the marine Quaternary in Italy. *Paleopelagos* 6, 361-370.
- Ciaranfi**, N., D'Alessandro, A., Marino, M., 1997. A candidate section for the Lower-Middle Pleistocene Boundary (Apennine Foredeep, South Italy). *Proc. 30th Int'l. Geol. Congr.* 11, 201-211.
- Ciaranfi**, N., D'Alessandro, A., Girone, G., Maiorano, P., Marino, M., Soldani, D., Stefanelli, S., 2001. Pleistocene sections in the Montalbano Jonico area and the potential GSSP for Early-Middle Pleistocene in the Lucania Basin (Southern Italy). *Memorie di Scienze Geologiche* 53, 67-83.

4.2.2.a Montalbano Jonico – le calage chronologique

- Combourieu-Nebout**, N., 1993. Vegetation response to Upper Pliocene glacial/interglacial cyclicity in the Central Mediterranean. *Quaternary Research* 40, 228–236.
- Combourieu-Nebout**, N., Vergnaud Grazzini, C., 1991. Late Pliocene northern hemisphere glaciations: the continentale and marine responses in the central Mediterranean. *Quaternary Science Reviews* 10, 319-334.
- Cour**, P., 1974. Nouvelles techniques de détection des flux et de retombées polliniques: étude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface du sol. *Pollen et Spores* 16 (1), 103-141.
- De Kaenel**, E., Siesser, W.G. and Murat, A., 1999. Pleistocene calcareous nannofossil biostratigraphy and the western Mediterranean sapropels, Site 974 to 977 and 979. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 161 : 159-183.
- Di Pasquale**, G., Garfi, G., Quézel, P., 1992. Sur la présence d'un *Zelkova* nouveau en Sicile sud-orientale (Ulmaceae). *Biocosme Méditerranéen* 8 (4, 9, 1), 401-409.
- Emeis**, K.-C; Shulz, H., Struck, U., Rossignol-Strick, M., Erlenkeuser, H., Howell, M.W., Kroon, D., Mackensen, A., Ishizuka, S., Oba, T., Sakamoto, T., Koizumi, I., 2003. Eastern Mediterranean surface water temperatures and d18O composition during deposition of sapropels in the late Quaternary. *Paleoceanography* 18 (1), 1-18.
- Head**, M.J., Gibbards, P.L., 2005. Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. In “Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence”, Head, M.J., Gibbard, M.L. eds., Geological Society. London, Spec. Publ. 247, 1-18.
- Heusser**, L.E., Balsam, W.L., 1977. Pollen distribution in the Northeast Pacific Ocean. *Quaternary Research* 7, 45-62.
- Heusser**, L.E., 1988. Pollen distribution in marine sediments on the continental margin off northern California. *Marine Geology* 80, 131-147.
- Joannin**, S., Quillévéré, F., Suc, J.-P., Lécuyer, C., Martineau, F. in press. Early Pleistocene climate changes in the central Mediterranean region as inferred from integrated pollen and planktonic foraminiferal stable isotope analyses. *Quaternary Research*. *YQRES-D-06-00026*
- Kroon**, D. Alexander, I., Little, M., Lourens, L.J., Matthewson, A.H.F., Sakamoto, T., 1998. Oxygen isotope and sapropel stratigraphy in the Eastern Mediterranean during the last 3.2 million years. In Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Ritcher, C., et al. (eds). *Proceedings of ODP Scientific Results* 160, 181-189.
- Lisiecki**, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, 1-17.
- Lourens**, L.J., Antonarakou, A., Hilgen, F.J., van Hoof, A.R.M., Vergnaud-Grazzini, C., Zachariasse, W.J., 1996a. Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography* 11, 391-413.
- Lourens**, L.J., Hilgen, F.J., Raffi, I., Vergnaud-Grazzini, C., 1996b. Early Pleistocene chronology of the Vrica section (Calabria, Italy). *Paleoceanography* 11, 797-812.
- Lourens**, L.J., Hilgen, F.J., Raffi, I., 1998. Base of large *Gephyrocapsa* and astronomical calibration of early Pleistocene sapropels in site 967 and Hole 969D: solving the chronology of the Vrica section (Calabria, Italy). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 160, 191-197.
- Maasch**, K.A., Saltzman, B., 1990. A low-order dynamical model of global climatic variability over the full Pleistocene. *Journal of Geophysical Research* 95, 1955-1963.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

- Maiorano**, P., Marino, M., Di Stefano, E., Ciaranfi, N., 2004. Calcareous nannofossil events in the lower-middle Pleistocene transition at the Montalbano Jonico section and ODP 964: calibration with isotope and sapropel stratigraphy. *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 110, 547-557.
- Maslin**, M.A., and Ridgwell, A.J., 2005. Mid-Pleistocene Revolution and the 'eccentricity myth', in Early–Middle Pleistocene Transitions: the Land–Ocean Evidence, Eds. Head, M. J., and P.L. Gibbard, Geological Society, London, Special Publications 247, 19-34.
- Mudelsee**, M., Stattegger, K., 1997. Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advance methods of time-series analysis. *Geologische Rundschau* 86, 499-511.
- Okuda**, M., Van Vugt, N., Nakagawa, T., Ikeya, M., Hayashida, A., Yasuda, Y., Setoguchi, T., 2002. Palynological evidence for the astronomical origin of lignite-detritus sequence in the Middle Pleistocene Marathousa Member, Megalopolis, SW Greece. *Earth and Planetary Science Letter* 201, 143-157.
- Ozenda**, P., 1975. Sur les étages de végétation dans les montagnes du bassin méditerranéen. *Documents de Cartographie écologique* 16, 1-32.
- Pierre**, C., Belanger, P., Saliège, J.F., Urrutiaguer, M.J., Murat, A. 1999. Paleooceanography of the Western Mediterranean during the Pleistocene : oxygen and carbon isotope. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 161 : 481-488.
- Ravazzi**, C., Rossignol-Strick, M., 1995. Vegetation change in a climatic cycle of early Pleistocene age in the Lefte Basin (Northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 117, 105-122.
- Ravazzi**, C., Pini, R., Breda, M., Martinetto, E., Muttoni, G., Chiesa, S., Confortini, F., Egli, R., 2005. The lacustrine deposits of Fornaci di Ranica (late Early Pleistocene, Italian Pre-Alps): stratigraphy, palaeoenvironment and geological evolution. *Quaternary International* 131, 35-58.
- Real**, V., Monechi, S., 2005. Distribution of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi* within the Early-Middle Pleistocene transition in the Mediterranean Sea and Atlantic Ocean: correlation with magneto- and oxygen isotope stratigraphy. In “Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence”, Head, M.J., Gibbard, M.L. eds., Geological Society. London, Spec. Publ. 247, 117-130.
- Rohling**, E.J., Hilgen, F.J., 1991. The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation: A review. *Geol. Mijnbouw* 70, 253–264.
- Rohling**, E.J., Cane, T.R., Cooke, S., Sprovieri, M., Bouloubassi, I., Emeis, K.C., Schiebel, R., Kroon, D., Jorissen, F.J., Lorre, A., Kemp, A.E.S., 2002. African monsoon variability during the previous interglacial maximum, *Earth and Planetary Science Letters* 202, 61-75.
- Rossignol-Strick**, M., Paterne, M., 1999. A synthetic pollen record of the eastern Mediterranean sapropels of the last 1 Ma : implications for the time-scale and formation of sapropels. *Marine Geology* 153, 221-237.
- Ruddiman**, W.F., 2003. Orbital forcing ice volume and greenhouse gases. *Quaternary Science Reviews* 22, 1597-1629.
- Russo Ermolli**, E., 1994. Analyse pollinique de la succession lacustre Pléistocène du Vallo di Diano (Campanie, Italie). *Annales de la Société géologique de Belgique* 117, 333-354.
- Stefanelli**, S., 2003. Benthic foraminiferal assemblages as tools for paleoenvironmental reconstruction of the early-middle Pleistocene Montalbano Jonico composite section. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 42, 281-299.

4.2.2.a Montalbano Jonico – le calage chronologique

- Stefanelli**, S., Capotondi, L., Ciaranfi, N., 2005. Foraminiferal record and environmental changes during the deposition of the Early-Middle Pleistocene sapropels in southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 27-52.
- Subally**, D., Bilodeau, G., Tamrat, E., Ferry, S., Debard, E. and Hillaire-Marcel, C., 1999. Cyclic climatic records during the Olduvai Subchron (Uppermost Pliocene) on Zakynthos Island (Ionian Sea). *Geobios* 32 (6), 793–803.
- Suc**, J.-P., 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature* 307 (5950), 429-432.
- Suc**, J.-P., Bertini, A., Combourieu-Nebout, N., Diniz, F., Leroy, S., Russo-Ermolli, E., Zheng, Z., Bessais, E., Ferrier, J., 1995. Structure of West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 Ma. *Acta zoologica cracoviense* 38 (1), 3-16.
- Suc**, J.-P., Zagwijn, W.H., 1983. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data. *Boreas* 12, 153-166.
- Suc**, J.-P. and Popescu, S.-M., 2005. Pollen records and climatic cycles in the North Mediterranean region since 2.7 Ma in Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence, Eds Head, M.J., and P.L. Gibbard, Geological Society, London, Special Publications 247, 147-157.
- Svenning**, J.-C., 2003. Deterministic Plio-Pleistocene extinctions in the European cool-temperate tree flora. *Ecology Letters* 6, 646-653.
- Tzedakis**, P.C. and Bennett, K.D., 1995. Interglacial vegetation succession: a view from southern Europe. *Quaternary Science Reviews* 14, 967-982.
- Wijmstra**, T.A. and Smit, A., 1976. Palynology of the middle part (30-78 metres) of the 120 m deep section in northern Greece (Macedonia). *Acta Bot. Neerl.* 25, 297-312.

4.2.2. *Montalbano Jonico* intervalle A - b. le contrôle orbitale

Les variations des paramètres orbitaux comme causes des changements de végétation à la transition Pléistocène inférieur-moyen.

Introduction

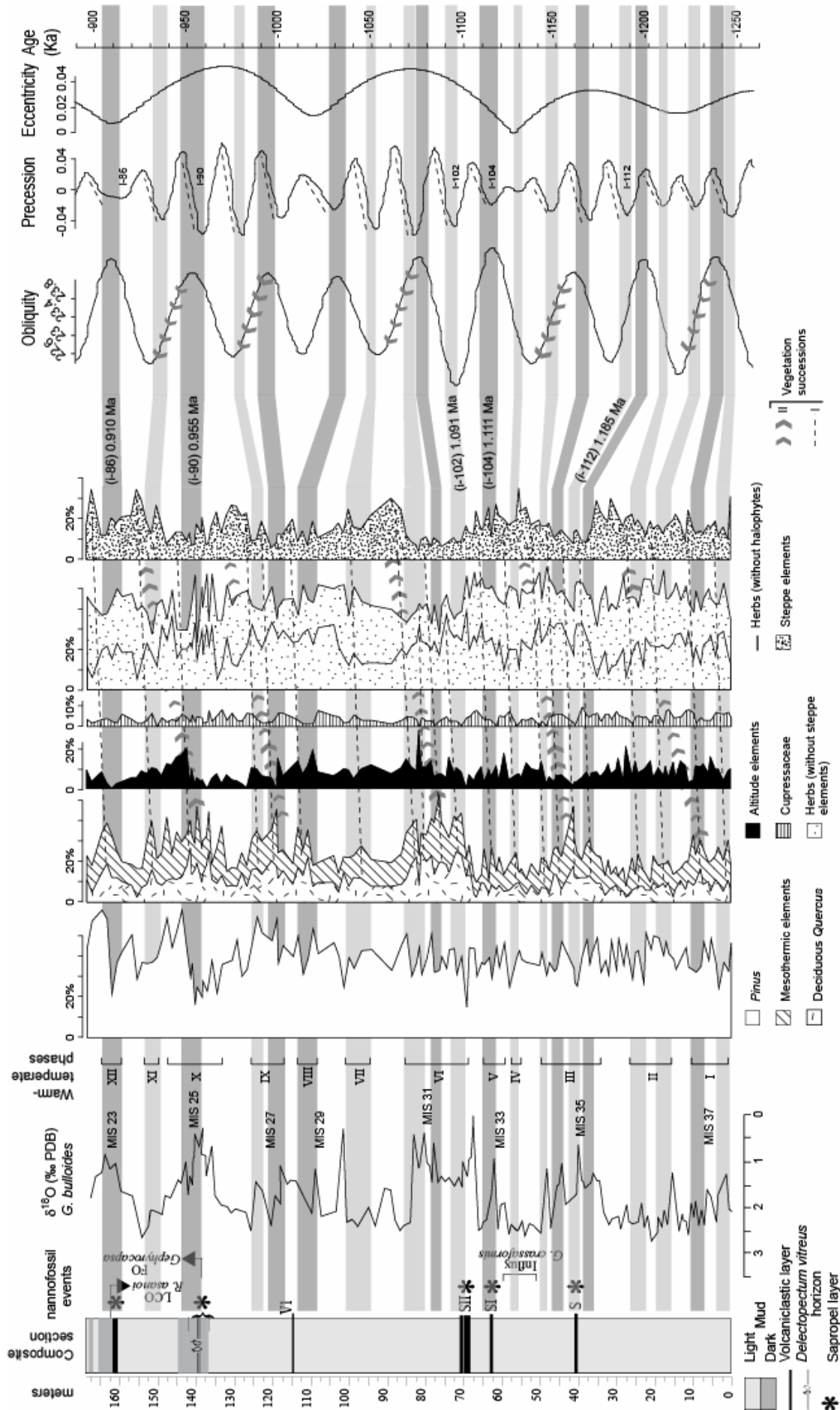
Le chapitre 4.2.2.a *Montalbano Jonico* définit clairement le calage chronologique de l'Intervalle A de la coupe de *Montalbano Jonico*. Cette coupe enregistre les changements de végétation entre 1,250 et 0,900 Ma. Elle couvre donc une tranche de temps d'environ 350 ka au cours de la MPT. Des changements globaux sont enregistrés qui furent vraisemblablement associés aux variations de l'obliquité. On enregistre également des changements locaux, associés plutôt aux variations de la précession qui sont susceptibles de s'exprimer en Méditerranée (Kroon et al., 1998). Cette coupe débute seulement 30 ka environ après les derniers dépôts étudiés à *Crotone* (cf. chapitre 4.2.1. *Santa Lucia*). Ces derniers dépôts ont révélé l'existence de successions de végétation mettant en évidence le double contrôle sur la végétation des paramètres d'obliquité et de précession dans un monde où le climat était alors dominé par l'obliquité. Ce double contrôle permet, dans une configuration orbitale précise (minimum de précession lors d'une phase intermédiaire d'obliquité), la mise en place d'une succession de végétation ressemblant à celles observées aux transitions interglaciaire-glaciaire. Cette configuration particulière pourrait aussi expliquer l'apparence d'une certaine opposition climatique entre les domaines occidental et oriental de la Méditerranée (cf. chapitre 1.2.2.).

Les changements de végétation dans la coupe de *Montalbano Jonico* ont été étudiés dans le but de mieux comprendre la dynamique de végétation en réponse aux changements climatiques lors de la MPT. Au cours de cette transition, le contrôle de l'obliquité sur le climat dut, d'après les modélisateurs, s'atténuer au profit d'un contrôle plus important par la précession. Nous allons donc pouvoir observer dans le détail ce relais. Nous pourrions également vérifier si une configuration orbitale similaire ou différente de celle observée à *Santa Lucia* eut les mêmes répercussions en région méditerranéenne.

Méthode

La figure (Fig. 1) reprend les résultats fournis en figure 2 du précédent chapitre et représentés sous la forme d'un diagramme détaillé qui associe les taxons en différents groupes. Ces groupes sont constitués en fonction de la préférence écologique des taxons. Les principaux groupes sont présentés sous la forme de diagrammes où leur abondance est calculée en fonction de la somme totale des pollens pour *Pinus* et de la somme totale des pollens moins *Pinus* pour les autres groupes (Fig. 1).

5.2.2.b Montalbano Jonico - le contrôle orbital



Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Figure 1. Corrélations du diagramme synthétique éclaté avec les variations des paramètres orbitaux modélisés par Laskar et al. (2004) sur la base des corrélations d'âge avec les courbes isotopiques de l'oxygène (cf. chapitre 4.2.2.a, Fig. 3-4). Les successions de végétation se font à deux niveaux de durée : trait pointillé pour celles de niveaux I, chevrons pour celles de niveaux II. Les aires grisées sont les mêmes que celles utilisées dans le chapitre 4.2.2.a.

Figure 1. Graphic correlations between the synthetic fragmented diagram and orbital variations (generated by Laskar et al., 2004) using the ages obtained by correlation with oxygen isotopic curves (cf. chapter 4.2.2.a, Fig. 3-4). Vegetation successions display two kinds of expression: dotted lines for level I and chevrons for level II. Dashed areas are the same as those used in chapter 4.2.2.a.

Selon la calibration proposée dans le chapitre 4.2.2a, les informations climatiques tirées des analyses polliniques et géochimiques concernent les MIS 37 à 23. Plus précisément, à l'aide des corrélations réalisées avec la courbe isotopique de l'oxygène du LR04 et celle provenant du Site ODP 967, en tenant compte des âges précis données par les événements biostratigraphiques, nous pouvons proposer des limites précises à cette coupe, soit ~1,245 Ma pour sa base et ~0,890 Ma pour son sommet (Fig. 1).

Nous avons choisis de comparer ces résultats avec les paramètres orbitaux de deux manières différentes:

[1] soit par comparaison (« graphique ») directe des données polliniques avec les variations des paramètres orbitaux, comme proposé dans la Figure 1 ;

[2] soit en pratiquant des analyses spectrales à partir des quelques points de datation et en considérant le caractère synchrone des événements climatiques majeurs à travers le globe (Fig. 2).

Dans le cas [1], les corrélations doivent également tenir compte de l'étroite relation de cause à effet entre les variations de la précession et la formation des sapropèles. Par conséquent, les cinq niveaux sapropéliques enregistrés doivent être reliés à des minima de la précession (Hilgen, 1991). Nous utilisons, pour cet intervalle de temps précis, les variations des paramètres orbitaux reconstitués par Laskar et al. (2004). Dans le cas [2], le programme Analyseries 2.0 (Paillard et al., 1996) a été utilisé pour effectuer des analyses spectrales sur la courbe isotopique de l'oxygène et sur le rapport des éléments mésothermiques sur les éléments steppiques utilisé dans le chapitre 4.2.2.a. Ce rapport intègre au mieux les variations locales et globales. A partir des corrélations proposées dans le chapitre 4.2.2.a entre les données isotopiques, le rapport ci-dessus évoqué et la courbe isotopique de référence du LR04, il est possible de relier les événements climatiques majeurs visibles sur les trois courbes. On appelle cette opération une corrélation « pic à pic ». Entre les points graphiques communs, les épaisseurs sont recalculées par interpolation linéaire. Les courbes obtenues sont ensuite ré-échantillonnées avant de procéder à l'analyse spectrale selon B-Tukkey à 80 % d'erreur (bande passante à 0,02). Ces deux approches sont complémentaires puisque la première permet de comparer l'évolution dans le temps des réponses climatiques des outils utilisés aux paramètres orbitaux, alors que la deuxième moyenne sur toute la série l'influence cyclique de chacun des paramètres.

Résultats

Groupes de végétation

Le chapitre précédent a permis de mettre en évidence des périodes chaudes et humides pendant lesquelles la végétation était riche en éléments mésothermes (« warm temperate

5.2.2.b Montalbano Jonico - le contrôle orbital

phases » ; Fig. 1). Au sein des éléments mésothermes, le chêne décidu subit les mêmes changements mais ne répond pas toujours avec la même force. Clairement opposés à ce signal, les éléments steppiques marquent les périodes froides et arides. L'ensemble des herbes (sauf les éléments steppiques) semble aussi caractériser ces périodes froides, même si l'on observe un écrêtage de leur pic lors des maxima de steppe. En dissociant les halophytes au sein des herbes, il apparaît que celles-ci (sans les halophytes) répondent plutôt aux périodes chaudes ou, plus précisément, qu'elles s'intercalent entre les périodes riches en éléments mésothermes et les périodes riches en éléments steppique et en halophytes. Les herbes (sans les halophytes) semblent même caractériser des événements froids et secs trop courts pour que la steppe puisse s'exprimer, comme au cours des MIS 33 à 31. Outre ces ensembles, deux autres groupes sont définis. L'un inclut tous les éléments d'altitude qui ont besoin d'un climat frais et humide pour se développer. L'autre est composé par les Cupressaceae au sein desquelles on ne peut distinguer le pollen de *Juniperus*. Ce groupe caractérise un environnement lui aussi assez humide. Ces deux groupes montrent une élévation de leur pourcentage respectif entre le développement des éléments mésothermes et celui des herbes sans les halophytes. Enfin, le cas de *Pinus* a déjà été en partie discuté dans le chapitre 4.2.2.a. Ce taxon montre aussi des expansions en correspondance de ceux des éléments d'altitude, comme c'est le cas lors du cycle i-90. Toutefois, cette correspondance n'est pas systématique.

Successions de végétation

Dans le chapitre 4.2.2.a, le rapport éléments mésothermes sur éléments steppiques permet de caractériser des phases chaudes ou froides correspondant aux grandes tendances climatiques, c'est-à-dire aux périodes interglaciaires ou glaciaires. Dans le détail, ce rapport permet aussi de distinguer des phases chaudes ou froides de plus haute fréquence et de moindre amplitude. Pourtant, la végétation ne répond pas de manière binaire à ces changements d'état. En effet, il a été démontré que la végétation subit une transformation progressive qui s'apparente à une succession de végétation (cf. chapitre 4.2.1. Santa Lucia). A Santa Lucia, cette dynamique a été divisée en trois phases : un pôle climatique chaud-humide et un pôle climatique froid-sec, séparés par une étape transitoire à éléments d'altitude, marquant un rafraîchissement mais une relative stabilité de l'humidité (Tableau 1). A Montalbano Jonico, la végétation enregistre aussi une modification progressive d'un pôle climatique chaud-humide vers un pôle climatique froid-sec (Tableau 1). La différence entre ces deux enregistrements polliniques tient à l'expression décalée des herbes (sans les halophytes) par rapport à la steppe et aux halophytes. Dans le détail, *Carya* qui était le taxon prépondérant dans les interglaciaires de Santa Lucia, ne l'est plus à Montalbano Jonico. Pour la phase de transition, *Tsuga* était prépondérant à Santa Lucia alors que *Cedrus* le devient à Montalbano Jonico. Ce changement de taxon dominant au sein des phases des successions de végétation entre les deux sites italiens semble lié au refroidissement progressif qui caractérise le Pléistocène inférieur.

Les successions de végétation décrites à Montalbano Jonico n'ont pas toutes la même durée. En effet, comme l'illustre la figure 1, deux niveaux de durée sont observés (cf. légendes).

	Interglaciaire	Transition	Glaciaire	
Santa Lucia	<i>Carya</i> , Ericaceae, <i>Quercus</i> décidus	<i>Tsuga</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Pinus</i>	<i>Artemisia</i> , autres herbes	
Montalbano Jonico	<i>Quercus</i> décidus, Ericaceae	<i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Abies</i> , <i>Pinus</i>	Herbes sans les halophytes, Cupressaceae	<i>Artemisia</i> , halophytes

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Tableau 1. Comparaison des successions de végétation observées à Santa Lucia et à Montalbano Jonico (les taxons principaux sont en gras).

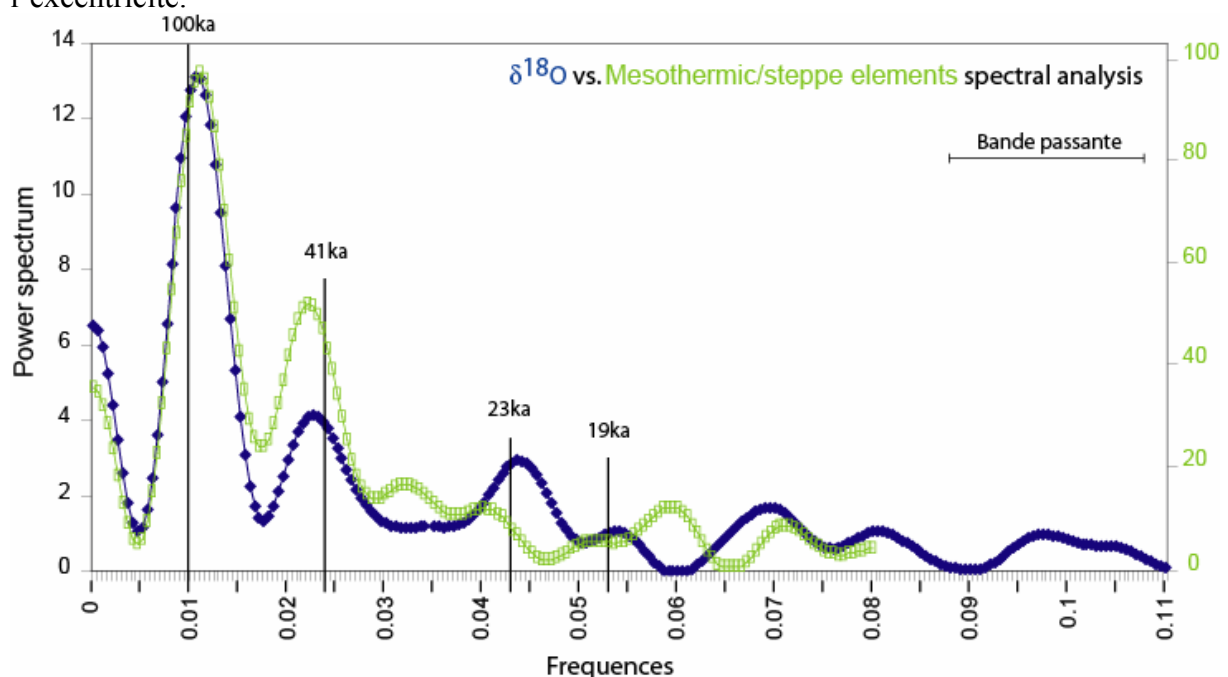
Table 1. Comparison of vegetation successions recorded in Santa Lucia and in Montalbano Jonico pollen records (main taxa are in bold).

Corrélations

En tenant compte des corrélations des zones grisées proposées au chapitre 4.2.2.a avec les courbes isotopiques de l'oxygène, nous pouvons attribuer des âges à ces zones. Ces mêmes âges sont reportés pour la proposition de corrélation de la végétation avec les paramètres orbitaux. Les niveaux sapropéliques sont donc bien en correspondance avec les minima de précession. Chaque sapropèle enregistre au cours de sa formation l'amorce d'une succession de végétation à court terme matérialisée par un trait pointillé sur la Figure 1. Ces successions se terminent lors des maxima de la précession. En étendant ce raisonnement, il est possible d'associer chaque zone grisée à l'amorce d'une succession de végétation. Il en ressort qu'une succession de végétation caractérise chaque cycle d'insolation tout au long de l'enregistrement. Toutefois, il est possible de caractériser d'autres successions, non représentées dans la figure 1, qui ne sont pas en phase avec des cycles d'insolation.

Les successions de végétation à plus long terme, matérialisées par les chevrons, se superposent aux successions à court terme. Cette observation a déjà été faite à Santa Lucia et se répète ici tout au long de l'enregistrement. Ces successions sont en phase avec les variations de l'obliquité. Néanmoins, on constate que chaque cycle d'obliquité n'aboutit pas à une modification assez profonde de la végétation pour avoir été matérialisé par une succession claire. Ainsi, les minima d'obliquité à 1,180, à 1,091 et à 1,065 Ma sont-ils en phase avec les maxima des herbes (sans les halophytes) alors que les autres minima correspondent à des maxima de steppe.

L'observation faite à Santa Lucia, sur le possible contrôle à plus long terme des changements de végétation par la modulation des amplitudes de la précession liée à l'excentricité, est difficile à percevoir à Montalbano Jonico. Toutefois, les périodes les plus chaudes, marquées par d'abondants éléments mésothermes (comme lors des MIS 35, 31 et 25), correspondent aux maxima de la modulation des amplitudes de la précession liée à l'excentricité.



5.2.2.b Montalbano Jonico - le contrôle orbital

Figure 2. Analyses spectrales de la section de Montalbano Jonico (Intervalle A).

Figure 2. Spectral analysis of Montalbano Jonico section (Interval A).

Analyses spectrales

Les résultats obtenus par l'analyse spectrale sur le $\delta^{18}\text{O}$ des tests calcaires de *Globigerina bulloides* et du rapport pollinique ont été normalisés sur la variance associée à la fréquence des cycles à 100 ka. Pour le $\delta^{18}\text{O}$, les résultats montrent l'enregistrement des fréquences principales à $0,0105 \text{ ka}^{-1}$ (95,2 ka), à $0,0225 \text{ ka}^{-1}$ (44,4 ka), à $0,0435 \text{ ka}^{-1}$ (23 ka) et à $0,0535 \text{ ka}^{-1}$ (18,7 ka) (Fig. 2). Ces fréquences sont à mettre en relation avec les périodicités des paramètres orbitaux de l'excentricité (~100 ka), de l'obliquité (41 ka) et de la double périodicité de la précession (23 et 19 ka).

Les variations en fréquences du rapport pollinique enregistre lui aussi les valeurs $0,011 \text{ ka}^{-1}$ (90,9 ka), $0,022 \text{ ka}^{-1}$ (45,4 ka), $0,04 \text{ ka}^{-1}$ (25 ka), $0,0515 \text{ ka}^{-1}$ (19,4 ka) pouvant être reliées aux périodicités des paramètres orbitaux. Toutefois, la variance associée aux fréquences liées à la précession est faible, elle n'apparaît pas significative. La variance associée à la fréquence de l'obliquité du $\delta^{18}\text{O}$ est moindre que celle du rapport pollinique.

Le rapport enregistre d'autres fréquences à $0,032 \text{ ka}^{-1}$ (31,3 ka) et $0,0595 \text{ ka}^{-1}$ (16,8 ka) qui ne sont pas perçues par le $\delta^{18}\text{O}$. En revanche, une fréquence est observable dans les deux courbes. Elle se situe approximativement à $0,07 \text{ ka}^{-1}$ (~14 ka).

Discussion

Événements majeurs

L'analyse pollinique permet d'observer deux périodes associées à un fort développement des éléments mésothermes. Il s'agit des événements chauds et humides MIS 31 et MIS 25 (Fig. 1). Cependant, au sein du MIS 25, le pourcentage de *Quercus* décidu diminue plus rapidement. Cette diminution est probablement liée à un rafraîchissement, comme le montre l'augmentation des éléments d'altitude. Le MIS 31 est un événement majeur, surprenant par sa durée et sa stabilité. En effet, malgré l'existence de trois sous-phases décelées grâce à la présence de trois successions de végétation à court terme, cette période climatique dure environ 30 ka entre 1,095 et 1,065 Ma. De plus, cet épisode démarre brutalement et se termine de même dans les enregistrements pollinique et isotopique obtenus à Montalbano Jonico. La courbe isotopique de Méditerranée comme la courbe isotopique globale (cf. chapitre 4.2.2.a, Fig. 3-4) indiquent que le MIS 31 s'est traduit par un fort réchauffement (associé ou non à une augmentation des précipitations). Néanmoins, l'entrée en interglaciaire est moins brutale pour la courbe LR04.

Dans l'ensemble, la courbe LR04 révèle des entrées en période glaciaire progressives, tout comme l'analyse pollinique de la coupe de Montalbano Jonico. Le climat se refroidit lentement jusqu'à l'arrivée en période glaciaire, puis se réchauffe rapidement (interglaciaire). On peut donc observer que l'asymétrie des cycles climatiques, pressentie comme l'apanage des cycles récents à 100 ka (cf. 2.1.2.), existait déjà au Pléistocène inférieur. Un seul cycle ne s'est pas déroulé selon cette dynamique, il s'agit précisément de la transition entre les MIS 31 et 30, qui est brutale non seulement à Montalbano Jonico mais aussi dans les courbes isotopiques illustrées dans les Figures 3 et 4 du chapitre 4.2.2.a.

Le contrôle orbital des successions de végétation

Les corrélations proposées entre les changements polliniques et les variations orbitales s'appuient sur des âges déterminés par d'autres méthodes (biostratigraphie puis cyclostratigraphie isotopique et pollinique associée aux âges calibrés des 5 sapropèles de

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

l'Intervalle A ; cf. 5.2.2.a). L'attribution du contrôle des successions de végétation par les paramètres orbitaux est donc solide. Les successions de végétation à court terme sont en phase avec les changements d'insolation liés à la précession. Il est possible d'observer d'autres successions (non représentées ici) qui ne sont pas liées aux variations orbitales. Elles pourraient être associées à des variations climatiques à plus court terme en relation avec des cycles millénaires (sous-Milankovitch). De manière surprenante, les fréquences de la précession s'expriment bien dans l'enregistrement isotopique de Montalbano Jonico alors qu'elles restent très faibles dans le rapport pollinique des éléments mésothermes sur éléments steppiques (Fig. 2). La différence de résolution entre l'échantillonnage pour les analyses polliniques et géochimiques pourrait en partie expliquer cette différence. De plus, le rapport pollinique des éléments mésothermes sur éléments steppiques exprime les pôles climatiques d'un cycle, c'est-à-dire période glaciaire et interglaciaire. Il ne semble pas exprimer correctement la transition entre ces extrêmes, notamment caractérisée par les éléments d'altitude et les herbes (sans les halophytes).

Les successions à plus long terme sont en correspondance avec les variations de l'obliquité. Certains cycles d'obliquité n'ont pas de répercussion visible dans le signal pollinique. Là encore, les résultats de l'analyse spectrale témoignent d'un contrôle fort de ce paramètre sur les signaux isotopique et pollinique de la coupe de Montalbano Jonico, avec toutefois une expression plus marquée dans le rapport pollinique des éléments mésothermes sur éléments steppiques que dans le $\delta^{18}\text{O}$. Ce rapport pollinique serait donc mieux approprié pour décrire les grandes variations climatiques associées à l'obliquité qu'à celles de la précession. Inversement, le diagramme synthétique faciliterait l'observation des successions de végétation contrôlées par la précession.

L'influence de la modulation des amplitudes de la précession liée à l'excentricité est décelable dans les analyses polliniques (Fig. 1). L'analyse spectrale fait ressortir un signal fort d'une fréquence pouvant correspondre à l'excentricité. Joannin et al. (sous presse) avaient déjà observé une succession à long terme en phase avec une diminution de la modulation des amplitudes de la précession liée à l'excentricité. En comparant les résultats sur Montalbano Jonico et Santa Lucia, pour une configuration orbitale identique, c'est-à-dire en décroissance d'excentricité (par exemple entre 0,960 et 0,900 Ma ; Fig. 1), on peut observer un changement de végétation pertinent. Dans l'ensemble, les maxima d'excentricité augmentent les amplitudes de la précession qui se marquent par un fort développement des éléments mésothermes. De manière générale et pour la Méditerranée, une configuration orbitale similaire ou différente de celle enregistrée à Santa Lucia n'a pas d'incidence sur l'expression simultanée des trois paramètres orbitaux sur les changements polliniques au Pléistocène inférieur.

Obliquité vs. Précession

Même si l'analyse spectrale révèle un faible contrôle de la précession sur la végétation, il demeure évident dans les analyses isotopiques. Ceci confirme donc l'influence de ce paramètre en Méditerranée centrale au Pléistocène inférieur, déjà suggérée par Joannin et al. (sous presse) à Santa Lucia. La précession joue un rôle important sur le climat méditerranéen au début de la MPT, en revanche il est difficile d'observer un renforcement de son impact au long de la coupe de Montalbano Jonico. Ce renforcement ne se manifeste pas non plus par une augmentation du nombre de sapropèles.

D'après nos observations et comme l'atteste l'analyse spectrale, les variations de l'obliquité ont des répercussions climatiques tout au long de la coupe. Toutefois, les corrélations entre les analyses polliniques et les variations des paramètres orbitaux indiquent que les minima de trois cycles d'obliquité ne correspondent pas à des maxima de steppe, mais seulement à des maxima d'herbes (sans les halophytes). De plus, ces minima de l'obliquité ne

5.2.2.b Montalbano Jonico - le contrôle orbital

sont pas enregistrés par les isotopes de l'oxygène. On pourrait donc conclure qu'ils ne s'expriment pas systématiquement. En fin de compte, ces trois cycles de l'obliquité sont discernables dans l'enregistrement de la végétation mais n'aboutissent pas à un contrôle climatique franc de type interglaciaire-glaciaire tranché. Or, grâce aux mesures isotopiques de l'oxygène (1,630-1,230 Ma ; Maslin et Ridgwell, 2005), il est établi que le contrôle de l'obliquité sur la durée des cycles climatiques s'exerçait systématiquement sur la période antérieure aux dépôts de Montalbano Jonico, et qu'il ne l'est plus par la suite. Par conséquent, nous pouvons envisager un allongement progressif de la durée des cycles climatiques pour la période 1,230-0,700 Ma, comme discuté par Maslin et Ridgwell (2005 ; Fig. 1.5). L'observation de détail réalisée à Montalbano Jonico permet d'envisager un léger effacement de l'obliquité dans le contrôle climatique par rapport à la période précédente, plutôt qu'une expression non systématique au Pléistocène inférieur en Méditerranée. Cette atténuation pourrait être considérée comme le moteur du relais entre l'obliquité et la précession lors de la MPT.

Joannin et al. (sous presse) avaient repris l'hypothèse selon laquelle, l'interférence en Méditerranée entre l'obliquité et la précession était en mesure de bloquer la formation de sapropèles. La même configuration orbitale observée à Santa Lucia se répète au sommet de la coupe de Montalbano Jonico (Intervalle A). Les maxima d'insolation (i-90 et i-86) en phase, ou presque, avec les maxima d'obliquité correspondent au dépôt des sapropèles. En revanche, le cycle intermédiaire (i-88, qui est en phase avec un minimum de l'obliquité, n'aboutit pas à la formation d'un sapropèle. Ceci implique, comme à Santa Lucia, un contrôle de la réponse climatique liée à l'obliquité sur la réponse climatique liée à la précession. Toutefois, les variations de la précession ne sont pas suffisamment atténuées pour ne pas forcer les successions de végétation.

Conclusion

Nous avons comparé deux méthodes pour analyser le contrôle des paramètres orbitaux sur les changements climatiques observés en Méditerranée centrale. Les corrélations entre les analyses polliniques et les paramètres orbitaux, tout comme les analyses spectrales ont été élaborées à partir de datations précises (événements biostratigraphiques), de la correspondance des sapropèles avec des minima de la précession et de l'attribution aux grands changements climatiques de la numérotation des MIS (cyclostratigraphie).

Tout au long de la coupe de Montalbano Jonico, les fréquences correspondant aux trois paramètres orbitaux sont clairement enregistrées par les analyses isotopiques. Les corrélations des successions de végétation avec les variations de ces mêmes paramètres montrent un contrôle net de la précession. Des successions à plus long terme sont liées aux variations de l'obliquité tandis que les phases les plus chaudes correspondant aux MIS 35, 31 et 25 qui correspondent aux maxima de la modulation des amplitudes de la précession par l'excentricité. Comme à Santa Lucia, les modifications de la végétation enregistrent donc bien en Méditerranée l'expression des trois paramètres orbitaux dans des configurations orbitales différentes ou identiques à celle enregistrée à Santa Lucia.

Le rôle de la précession ne semble pas se renforcer dans cette coupe qui enregistre une bonne partie de la MPT, dans un domaine (la Méditerranée) pourtant propice à l'enregistrement de ce paramètre. En revanche, le rôle de l'obliquité semble ne plus être aussi efficace. Trois cycles de l'obliquité, sur les huit complets que devrait enregistrer cette coupe, sont absents dans la réponse climatique locale enregistrée en Méditerranée par le signal isotopique ou paraissent atténués dans les variations de végétation. Le relais de l'obliquité par la précession pourrait être imputable à un léger effacement de façon non systématique de

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

l'expression du premier. Le relais ne se fait donc pas de manière continue ou progressive comme le laisse penser l'allongement des cycles climatiques.

Ce changement n'empêche cependant pas le blocage par l'obliquité de l'expression de la précession lors de la formation des sapropèles. En fait, cette expression est seulement atténuée puisque des successions de végétation sont tout de même enregistrées.

Références

- Hilgen**, F.J. 1991. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity timescale. *Earth and Planetary Science Letters*, 104 : 226-244.
- Kroon**, D., Alexander, I., Little, M., Lourens, L.J., Matthewson, A.H.F., Sakamoto, T. 1998. Oxygen isotope and sapropel stratigraphy in the Eastern Mediterranean during the last 3.2 million years. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Ritcher, C., et al. (Ed). *Proceedings of ODP Scientific Results*, 160: 181-189.
- Joannin**, S., Quillévéré, F., Suc, J.-P., Lécuyer, C., Martineau, F. sous presse. Early Pleistocene climate changes in the central Mediterranean region as inferred from integrated pollen and planktonic foraminiferal stable isotope analyses. *Quaternary Research. YQRES-D-06-00026*.
- Laskar**, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428 : 261-285.
- Maslin**, M.A. et Ridgwell, A.J. 2005. Mid-Pleistocene Revolution and the 'eccentricity myth'. In: Head, M.J., Gibbard, P.L. (Ed), "Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence", Geological Society, London, Special Publications, 247 : 19-34.
- Paillard**, D., Labeyrie, L., Yiou, P. 1996. Macintosh program performs time-series analysis, *Eos Trans. AGU*, 77 : 379. "Analyseries 2.0"

Orbital forcing over vegetation dynamic during the Early-Middle Pleistocene Transition

Introduction

The chronological framework of the Montalbano Jonico interval A section is defined in the previous chapter. The section recorded about 350 ka of sediments deposited from about 1.250 to 0.900 Ma. This period corresponds to the beginning of the MPT and is only separated by 30 ka from the Santa Lucia records (*cf.* 4.2.1. Santa Lucia). It has been established at Santa Lucia that vegetation was forced both by obliquity and precession. A specific orbital configuration is recorded in the Santa Lucia section (precession minimum during a transition within the obliquity cycle). It resulted in a vegetation succession observed from pollen analyses which is similar to vegetation successions related to interglacial-glacial passages. The aim of this chapter is to test the observation made at Santa Lucia and to study with high temporal resolution the reinforced precession control over climate proposed by models at the beginning of the MPT.

Methods

The Figure 1 is constituted of synthetic diagram which represents main pollen groups (established on Figure 2 in chapter 4.2.2.a). The chronological framework, using biostratigraphic events and isotopic cyclostratigraphic correlation (MIS), allows to precisely date the Montalbano Jonico interval A section from ~1,245 Ma up to ~0,890 Ma. We chose to use two methods to analyse vegetation changes along time:

[1] graphical correlations between pollen groups and orbital variations (Fig. 1);

[2] spectral analysis on the mesothermic vs. steppic element ratio described in chapter 4.2.2.a and oxygen isotopic curve obtained from *Globigerina bulloides* (Fig. 2).

Method [1] enables to precisely calibrate the section also using the sapropel correlation with precession minima (Hilgen, 1991). In the second method, Analyseries 2.0 (Paillard et al., 1996) was applied on curves representative of the pollen ratio and oxygen isotopic data. Major climatic events were correlated with the reference curve LR04 (Raymo and Lisiecki, 2005). After the linear interpolation for re-calculating depths (or ages), the obtained curves are re-sampled and analysed using a B-Tukkey (with 80 % of confidence). These two methods are complementary, the first one allows to study the long term vegetation evolution related to orbital parameters, the second one to synthesize each cyclic influence on the climate.

Results

Pollen groups show successions of dominance along time. Dominance of the Mesothermic group (with the dissociated deciduous *Quercus*; (Fig. 1) is followed in dominance by altitude elements and Cupressaceae, then by herbs and steppic elements. However, we observe that, within the herb group, the dissociated herbs without halophytes locate in terms of prevalence between altitude elements and steppic ones.

Vegetation successions

5.2.2.b Montalbano Jonico - Abstract

We identified warm and cold phases related to interglacial and glacial conditions using the ratio “mesothermic vs. steppic elements” (chapter 4.2.2.a). This ratio also allows the recognition of higher frequency and lower amplitude climatic variations. In all frequencies, vegetation recorded a progressive response to climate changes (warm or cold temperatures). This dynamics of vegetation was considered as a three-step vegetation succession (warm, transition, cold) at Santa Lucia. At Montalbano Jonico, vegetation successions might be subdivided in a four-step model (Tab. 1). As in Santa Lucia, the Montalbano Jonico vegetation successions recorded several levels of time-duration (Fig. 1).

Sapropels, which are correlated with precession minima on Figure 1, also correspond to a short-time vegetation succession. On the whole, each grey-shape on Fig. 1 corresponds to a short-time vegetation succession. We observed some long-term vegetation successions which correlate with obliquity cycles. However, some obliquity minima did not lead to cold events with development of steppic elements. They are only characterized by dominance of herbs without halophytes at 1.180, 1.091 and 1.065 Ma. Prevalence of mesothermic elements characterized MIS 35, 31 and 25; they are in correspondence with maxima of precession modulated by maxima in eccentricity.

Spectral analyses

$\Delta^{18}\text{O}$ measurements made on *Globigerina bulloides* record main frequencies at 0.0105 ka^{-1} (95.2 ka), 0.0225 ka^{-1} (44.4 ka), 0.0435 ka^{-1} (23 ka) and at 0.0535 ka^{-1} (18.7 ka) (Fig. 2). The pollen ratio records frequencies 0.011 ka^{-1} (90.9 ka), 0.022 ka^{-1} (45.4 ka), 0.04 ka^{-1} (25 ka) and 0.0515 ka^{-1} (19.4 ka). These frequencies are related to orbital variations of eccentricity (~100 ka), obliquity (41 ka) and of the double frequency of precession (23 and 19 ka).

Discussion

MIS 31 was a major climatic event in the Central Mediterranean region. Its duration was about 30 ka between 1.095 and 1.065 Ma.

Orbital control

First level of vegetation successions (Fig. 1) is clearly related to precession variations. However, spectral analyses show a lesser important precession control over vegetation (pollen ratio) than over $\delta^{18}\text{O}$. Second level of vegetation successions (Fig. 1) may be related to obliquity variations, which also forced variance in spectral analyses. Pollen analysis at Montalbano Jonico seems to be more accurate in recording obliquity than precession variations. The influence of eccentricity (as precession modulator) is detectable in pollen changes and well recorded in spectral analyses. This influence had been also observed at Santa Lucia during a specific orbital configuration (eccentricity decreasing; Joannin et al., in press). In the same specific orbital configuration, as at Montalbano Jonico (for example between 0.960 and 0.900 Ma; Fig. 1), we observed both influence of the three superimposed parameters, like during another orbital configuration.

Obliquity vs. precession

In spectral analyses, precession control over pollen ratio is not significant but it is well expressed in $\delta^{18}\text{O}$. This parameter has a strong impact on the vegetation changes in the Central Mediterranean region during the Early Pleistocene as evidenced by Joannin et al. (in press). However, there is no evidence for a reinforced precession influence during the earliest MPT, in accordance with a lack of an increasing deposition of sapropels during this time.

Obliquity control over climate is evidenced within the entire section. However, three obliquity cycle minima led to herb (without halophytes) dominance rather than the expected termination of steppic element dominance. These three minima are not recorded on the $\delta^{18}\text{O}$

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

curve. Finally, these specific obliquity cycles are detectable in vegetation changes but they did not control an usual climatic alternation (interglacial-glacial). Obliquity control over climate was systematic from 1.630 to 1.230 Ma (Maslin and Ridgwell, 2005), then it was not. This results in an increase of the climatic cycle durations, as discussed by Maslin and Ridgwell, (2005; Fig. 1.5). At Montalbano Jonico, we observe a weaker expression of obliquity, which could be an explanation for the shift between obliquity and precession during the MPT.

The obliquity-precession interference is a hypothesis to explain the sapropel formation. At Santa Lucia, Joannin et al (in press) also considered this hypothesis. Comparing the same orbital configuration at Montalbano Jonico (i-90 to i-86) as at Santa Lucia (i-130 to i-126), we observe that precession minima (i-90 and i-86) which are in phase with obliquity maximum, led to sapropels deposition. Nevertheless, precession minimum corresponding to insolation cycle 88 is in phase with an obliquity minimum and did not lead to a sapropel formation (like i-128 at Santa Lucia). At Montalbano Jonico, like at Santa Lucia, the climatic response to obliquity might to have controlled the precession climatic influence. However, the obliquity control was not strong enough to stop vegetation succession related to precession variations.

4.3. Méditerranée orientale



Tectonic and climatic controls on coastal sedimentation: The Late Pliocene–Middle Pleistocene of northeastern Rhodes, Greece

Jean-Jacques Cornée^{a,*}, Pierre Moissette^a, Sébastien Joannin^a, Jean-Pierre Suc^a,
Frédéric Quillévéré^a, Wout Krijgsman^b, Frits Hilgen^c, Efterpi Koskeridou^d,
Philippe Münch^e, Christophe Lécuyer^a, Paula Desvignes^a

^a UMR CNRS 5125 Paléoenvironnements and Paléobiosphère, Université Claude Bernard Lyon I,
27 Bd du 11 Novembre 1918, 69622 Villeurbanne Cedex, France

^b Paleomagnetic Laboratory 'Fort Hoofddijk' Faculty of Earth Sciences, Utrecht University Budapestlaan 17, 3584 CD Utrecht, The Netherlands
^c Institute for Earth Sciences, Budapestlaan 4, POB 80021, 3584 TA Utrecht, The Netherlands

^d Department of Historical Geology–Paleontology, University of Athens, Panepistimiopolis, Zografou, 15784 Athens, Greece

^e FRE 2761 Géologie des Systèmes Carbonatés, Université de Provence, case 67, 3 place Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 3, France

Received 6 April 2005; received in revised form 14 December 2005; accepted 16 December 2005

Abstract

The Late Pliocene to Middle Pleistocene coastal sediments of northeastern Rhodes (Greece) were deposited in an active tectonic setting. They provide an excellent opportunity to investigate the relative roles played by climate and tectonics in sedimentary processes. The tectono-sedimentary organization of these deposits is revised in the light of an integrated study combining data from field investigations, sedimentology, bio- and magnetostratigraphy, radiometric dating, palaeoecology, and palynology.

Three lithostratigraphic units are recognised: the Rhodes Formation, the newly defined Ladiko–Tsampika Formation, and the Lindos Acropolis Formation. A major erosional surface separates the Rhodes Formation from the Ladiko–Tsampika Formation, which was deposited in deep and narrow palaeovalleys. The Rhodes Formation (Late Pliocene to 1.4–1.3 Ma) comprises three Members: the Kritika, the Lindos Bay clay and the Cape Arkhangelos calcarenite. The shallow-water clastic sediments of the Ladiko–Tsampika Formation (1.3 to 0.3 Ma) are subdivided into two Members: the Ladiko (mostly sandy) and the Tsampika (predominantly clayey). The Lindos Acropolis Formation is Late Pleistocene in age.

Two major transgression–regression cycles occurred prior to the Lindos Acropolis cycle. The deposition of the first cycle (Rhodes Formation) is tectonically controlled, with very high rates of vertical movements (2.6–5.2 mm/year). The second cycle (Ladiko–Tsampika Formation) records sea-level changes controlled by slow vertical motions (around 0.16 mm/year) and glacio-eustatic events with 40-kyr and 100-kyr periods. Finally, the tectonic and sedimentary evolution of Rhodes is integrated into the geodynamic context of the eastern Aegean fore-arc.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Tectonics; Climate; Coastal deposits; Pliocene; Pleistocene; Rhodes; Greece; Mediterranean Sea

* Corresponding author.

E-mail addresses: Jean-Jacques.Cornee@univ-lyon1.fr (J.-J. Cornée), pierre.moissette@univ-lyon1.fr (P. Moissette), sebastien.joannin@univ-lyon1.fr (S. Joannin), jean-pierre.suc@univ-lyon1.fr (J.-P. Suc), frederic.quillevere@univ-lyon1.fr (F. Quillévéré), krijgsma@geo.uu.nl (W. Krijgsman), fhilgen@geo.uu.nl (F. Hilgen), ekosker@GEOL.UOA.GR (E. Koskeridou), philippe.munch@up.univ-mrs.fr (P. Münch), christophe.lecuyer@univ-lyon1.fr (C. Lécuyer), paula.desvignes@univ-lyon1.fr (P. Desvignes).

1. Introduction

Coastal sediments deposited in convergent plate margins record both tectonic and glacio-eustatic sea-level changes. Deciphering these records is critical to understanding the evolution of active tectonic settings where the sedimentary record is often incomplete.

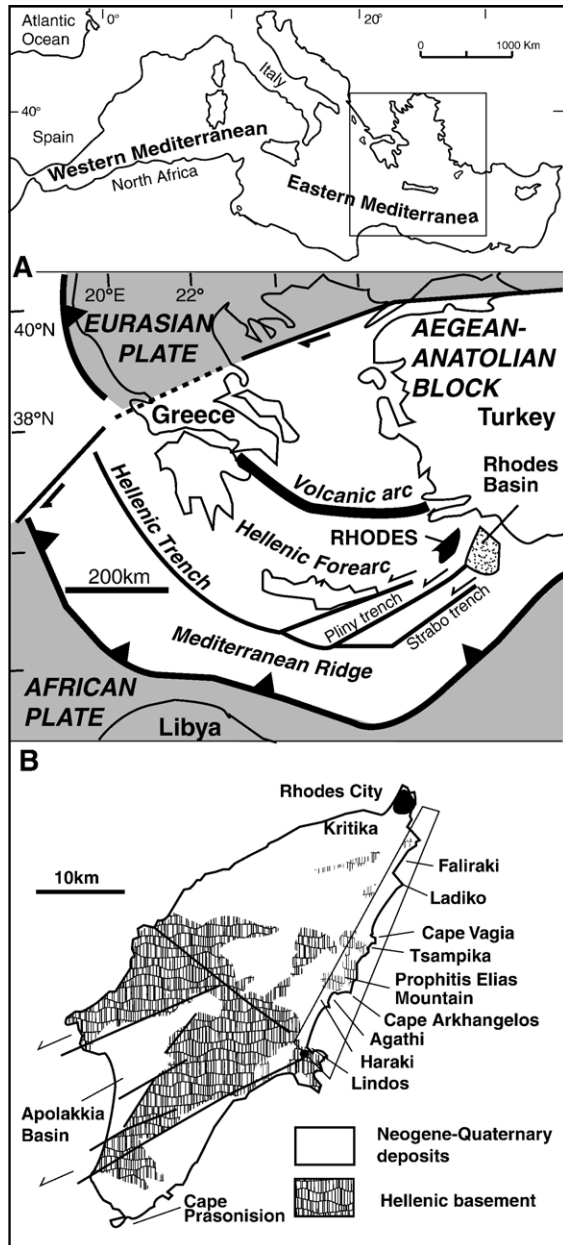


Fig. 1. (A) Location map of the island of Rhodes in the eastern Mediterranean. Modified from ten Veen and Kleinspehn (2002). (B) Location of the investigated sites in Rhodes. Geological data from Mutti et al. (1970) and ten Veen and Kleinspehn (2002), modified.

In northeastern Rhodes, Greece, Pliocene–Pleistocene basinal to littoral fossiliferous deposits are well exposed in steep palaeovalleys that transect the Hellenic Mesozoic basement. The island of Rhodes is located in the easternmost part of the Hellenic fore-arc, which resulted from the Cainozoic subduction of the African Plate under the Aegean–Anatolian Block (Fig. 1). The Aegean Sea collapsed during the Pliocene and Rhodes was exposed to syndepositional transtensional tectonics controlled by N70° trending sinistral strike-slip faults, because of the increasing curvature of the plate boundary. Vertical movements are still active today (e.g. Pirazzoli et al., 1982, 1989; Flemming and Woodworth, 1988).

The northeastern part of Rhodes consists of transgressive Pliocene–Pleistocene sediments resting upon a deformed and deeply eroded, mainly carbonate, Mesozoic basement (Mutti et al., 1970; Lekkas et al., 2000). This basement was repeatedly faulted in various directions, resulting in the formation of steep horsts and grabens that later controlled the nature and distribution of the Pliocene–Pleistocene deposits (Hanken et al., 1996). In such a sedimentary setting, facies changes are common and correlations between separated graben infills are often difficult to establish.

We propose in this paper a revised tectono-stratigraphic scheme for the Late Pliocene–Middle Pleistocene deposits of northeastern Rhodes (Fig. 2), combining data from field investigations, sedimentology, chronostratigraphy, palaeoecology and palynology. This integrated study includes: correlations between formations; geometry of sedimentary deposits; definition of a new formation (Ladiko–Tsampika) in which climatic cycles are recognized; identification of tectonic events (vertical motions and gravity slides); a sequence stratigraphy, and the tectonic and sedimentary evolution of Rhodes within the geodynamic context of the Aegean fore-arc.

2. Geological setting and stratigraphy

Following the general stratigraphic studies of Mutti et al. (1970) and Meulenkamp et al. (1972), an innovative and detailed study was conducted by Hanken et al. (1996), who retained the Damatria and Kritika Formations and defined two new lithostratigraphic units, the Rhodes and Lindos Acropolis Formations, each comprising several different facies group (Fig. 2). The same general lithostratigraphic framework is used throughout this paper. However, the Kritika Formation is now considered as a Member within the Rhodes Formation and the Ladiko sand is part of the newly defined Ladiko–Tsampika Formation.

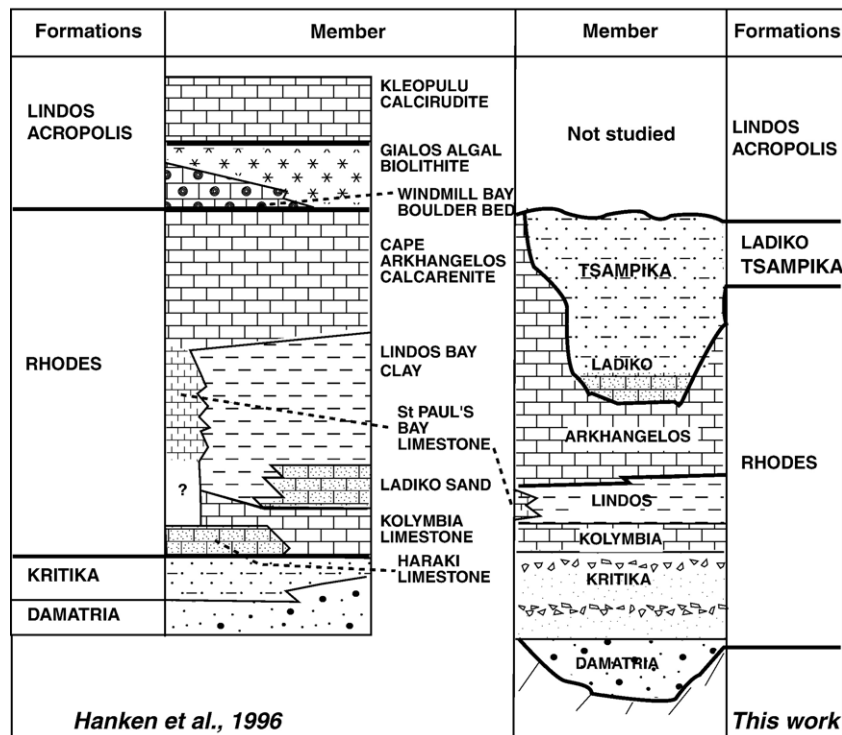


Fig. 2. Pliocene–Pleistocene lithostratigraphy of northeastern Rhodes. Left: after Hanken et al. (1996); right: this study.

2.1. Damatria Formation

This fluvio-lacustrine unit consists of conglomerates, sandstones and siltstones, with local intercalations of clays (Mutti et al., 1970; Meulenkamp et al., 1972; Willmann, 1981). It gradually passes upwards into the mainly marine Kritika Formation (Meulenkamp et al., 1972). The Damatria Formation was referred to the Upper Pliocene by Benda et al. (1977).

2.2. Kritika Formation

The best exposures of this formation occur in the northern and northeastern parts of Rhodes with mostly siliciclastic facies: conglomerates, sandstones, siltstones, clays, and a few lignite beds. The estimated thickness is 180 m (Mutti et al., 1970). Depositional environments were brackish to shallow marine (Keraudren, 1970; Broekman, 1972; Meulenkamp et al., 1972; Hanken et al., 1996; Hajjaji et al., 1998; Benali-Baitich, 2003). The age of the formation is debated. It has been considered as Late Pliocene on the basis of ostracode (Sissingh, 1972) and sporomorph associations (Benda et al., 1977); however, Drivaliari (1993) established that these have no reliable chronological significance. On the basis of calcareous nannofossils, foraminifers and ostracods,

Thomsen et al. (2001) established an Early Pleistocene age for its marine strata.

The Kritika Formation (now a Member within the Rhodes Formation) was deposited in palaeovalleys that transect either the continental siliciclastic Damatria Formation, or the Mesozoic basement (Mutti et al., 1970). Some authors have assumed that the top of the Kritika Formation was eroded before deposition of the Rhodes Formation (Hanken et al., 1996; Hansen, 1999); however, this was not documented by Thomsen et al. (2001) in the Faliraki section that we also studied.

2.3. Rhodes Formation

This formation comprises six facies groups (Beckman, 1995; Hanken et al., 1996) from base to top. The first one is placed at the base of the second, four are retained as Members of the Rhodes Formation, and one is now a Member of the newly defined Ladiko–Tsampika Formation.

- (1) *Haraki limestone*. A patchily developed 3 m thick subtidal red algal and bioclastic bed, karstified at the top. Its age is probably Late Pliocene. According to Hansen (1999), the Haraki limestone

should be considered as part of the Kolymbia limestone.

- (2) *Kolymbia limestone*. A 4 to 20 m thick fossiliferous bioclastic limestone that rests unconformably on the bioeroded Mesozoic basement, on the Kritika Formation, or on the Haraki limestone. The depositional environment varies from shoreface at the base to lower offshore in its uppermost part (Beckman, 1995; Hanken et al., 1996; Spjeldnaes and Moissette, 1997; Steinthorsdottir, 2002). Palaeomagnetic studies by Løvlie et al. (1989) indicate a Late Pliocene age.
- (3) *Lindos Bay clay*. About 30 m of blue-grey calcareous to silty clays with foraminifers, deep-sea corals, small bivalves, pteropods, scaphopods, bryozoans, and ostracodes, in which the faunal associations record first a pronounced upward-deepening, with an estimated maximum depth of deposition of about 400–600 m, followed by upwards-shallowing (Moissette and Spjeldnaes, 1995; Hanken et al., 1996). Meulenkamp et al. (1972) mentioned the local occurrence of *Hyalinea balthica* and *Globorotalia truncatulinoides* in the Lindos Bay clay and assigned it to the Pleistocene. Magnetostratigraphic studies by Løvlie et al. (1989) suggest an age of 3 Ma at the base and of around 0.7 Ma at the top of the sequence. These authors placed the Pliocene/Pleistocene boundary 5 m above the base of the Lindos Bay clay. The calibration of the palaeomagnetic interpretation of Løvlie et al. (1989) was based on: (1) the presence in the lowermost part of the clays of a thin reddish bed interpreted as a volcanic ash, which was correlated with the Pliocene volcanism of central Aegean; and (2) the first occurrence of the Pleistocene benthic foraminifer *H. balthica* found at 5.38 m above the ash bed. Thomsen et al. (2001) proposed an Early Pleistocene age (from 1.6 to 1.0 Ma) for the Lindos Bay clay in the Faliraki section.
- (4) *St. Paul's Bay limestone*. Deep-sea coral boundstones that encrust the flanks of palaeovalleys, which were filled with the Lindos Bay clay, are regarded as a condensed lateral facies of the clay (Hanken et al., 1996).
- (5) *Ladiko sand*. About 30 m of alternating sands, sandy clays and silts, with frequent invertebrate accumulations, the Ladiko sand occurs only in the Ladiko area. Hanken et al. (1996) considered this facies as an atypical near-shore lateral equivalent of the lower part of the Lindos Bay clay. Broekman (1972, 1974) regarded these deposits as part of the Kritika Formation. The rare occurrence of *Glo-*

borotalia inflata suggests an age not older than Late Pliocene (Broekman, 1972, 1974).

- (6) *Cape Arkhangelos calcarenite*. Mollusc–bryozoan-rich grainstones and packstones form shelf-downstepping clinoforms reaching a total thickness of up to 20–30 m (Beckman, 1995; Hanken et al., 1996; Hansen, 1999). The Cape Arkhangelos calcarenite is truncated by erosion in its uppermost part. Its base erodes the Lindos Bay clay or locally interfingers with its uppermost part. This Member was formed during a relative sea-level fall. According to Hanken et al. (1996), the Cape Arkhangelos calcarenite was deposited during the Pleistocene.

2.4. Lindos Acropolis Formation

This formation comprises three facies groups (now Members) deposited in littoral environments (Hanken et al., 1996). At the base is an erosional surface.

- (1) *Windmill Bay boulder bed*. Blocks of eroded Cape Arkhangelos calcarenite coated with microbial and bryozoan crusts.
- (2) *Gialos algal biolithite*. A 3 m thick red algal boundstone intergrown with microbialite rests on the Windmill Bay boulder bed.
- (3) *Kleopulu calcirudite*. A patchily developed 12 m thick algal bioclastic limestone with pebbles derived from both the basement and Pleistocene deposits.

3. Materials and methods

This study is based on field, sedimentological and palaeontological studies of several stratigraphic sections on Rhodes. As no detailed map of Rhodes is available, we used GPS measurements for locations and elevations. More than three hundred rock samples were collected from the outcrops for palaeoecological and palynological analysis. Polished slabs and thin sections of some indurated rocks were made.

Parts of the palaeontological results are from unpublished reports or MSc theses: pollens (Kouli, 1993; Buisine, 2000; Joannin, 2003), bryozoans (Steinthorsdottir, 2002; Maillet, 2003; Lavoyer, 2004), and ostracodes (Benali-Baitich, 2003). Data from an unpublished field guidebook on the geology of Rhodes were also used (Ferry et al., 2001).

Molluscs and bryozoans were studied in the Kritika Member and foraminifers and bryozoans in the Lindos Bay clay. Foraminifers, molluscs, bryozoans, and ostracodes were studied in the Ladiko–Tsampika Formation.

Planktonic foraminifer stratigraphy is based on semi-quantitative analysis of size fractions coarser than 125 μm . About 1500 specimens were picked under a binocular microscope and identified. Taxonomic concepts follow the Atlas of Kennett and Srinivasan (1983).

A total of 116 samples were collected for palynological analysis from sections in the Tsampika area, i.e. about one sample every metre, excepted from the sandy intervals (Fig. 8); 87 samples provided enough pollen grains for analysis. Samples were prepared using a standard chemical technique adapted from Cour (1974). A minimum of 150 pollen grains (apart from those of *Pinus*) were counted and at least 20 taxa were thus identified in each sample. Heusser and Balsam (1977) have shown that the proportion of *Pinus* pollen grains, because of their high buoyancy, is controlled mostly by the distance from river mouths. Their relative amount is consequently low in proximal areas and higher in distal positions (Heusser and Balsam, 1977; Beaudouin, 2003). Percentages of *Pinus* grains are thus used as a proxy for sea-level variations. A simplification of the pollen record was necessary, considering the high floristic diversity. A “pollen index” was consequently developed in order to discriminate between tectonic and climatic controls upon

sedimentation. The following ratio was used: [mesothermic + mid-altitude + high-altitude elements]/[herbaceous elements, including steppic ones]. Often over-represented, pollens of *Pinus* and Cupressaceae are excluded. This ratio is used here as an indicator of variations: (1) in moisture (humid episodes, with prevalent *Quercus* and *Cedrus*, versus xeric periods characterized by Asteraceae, including *Artemisia*), and (2), at a lesser level, in temperature (warm- to cool-temperate and humid phases opposed to cooler and more xeric ones).

A total of 41 oriented blocks were sampled from the Vagia section, and 40 hand samples were taken from the Tsampika section, for magnetostratigraphic purposes. Samples from Vagia were drilled in the laboratory and the cores were stepwise thermally demagnetised using standard palaeomagnetic procedures. Samples from the Tsampika section were usually very sandy and drilling in the laboratory was destroying too many samples, so most Tsampika samples were cut into cubes that fit in standard sized plastic holders, which were subsequently stepwise demagnetised using alternating fields. The polarity of the samples was determined by visual inspection of the Zijderveld diagrams. In both sections normal and reversed

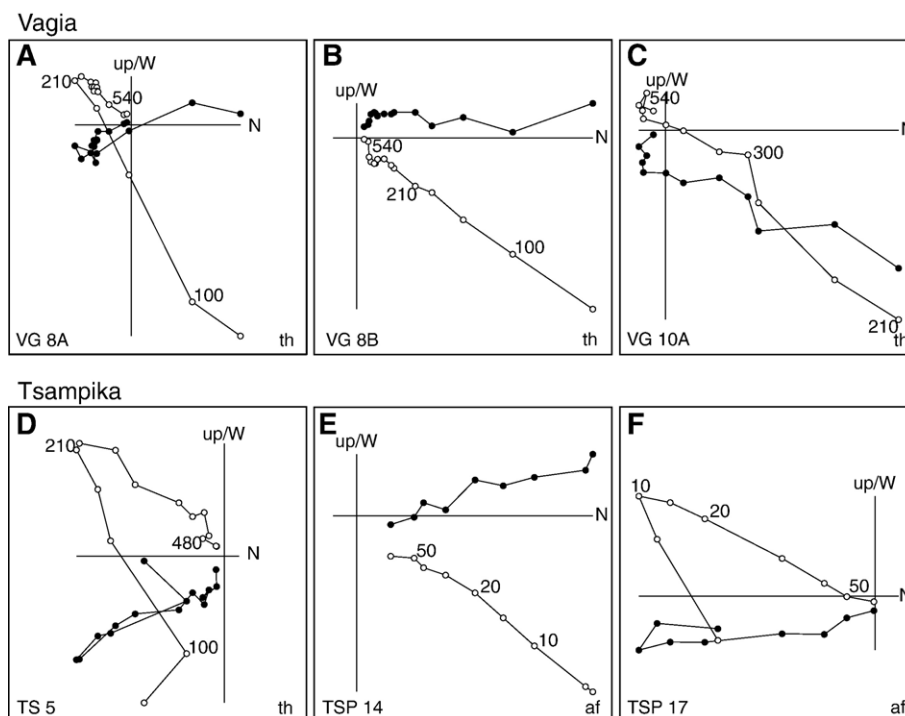


Fig. 3. Orthogonal projections of stepwise demagnetisation diagrams corrected for bedding tilt from the Vagia (A–C) and Tsampika (D–F) sections. In the lower right-hand corner “th” refers to thermal, and “af” to alternating field demagnetisation diagrams. Closed (open) symbols represent the projection of the NRM vector endpoint on the horizontal (vertical) plane. Values denote demagnetisation steps in $^{\circ}\text{C}$ (th) or mT (af).

polarities were observed (Fig. 3), but whether the normal polarities were primary could not in all cases be unambiguously determined, because the sedimentary strata were only slightly tilted.

Amphiboles were separated from a volcanic sand layer found in the Lindos Bay clay of the Haraki section (Fig. 1B). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations were performed at the University of Nice-Sophia-Antipolis. The amphibole bulk samples were step-heated in a high frequency furnace following the experimental procedure described by Féraud et al. (1982). The bulk sample analyses were performed with a mass spectrometer composed of a 120° M.A.S.S.E. tube, a Baur-Signer GS 98 source and a Balzers electron multiplier. Plateau ages were defined by at least three successive steps showing consistency within a 2σ error confidence interval and carrying at least 70% of the ^{39}Ar released.

4. Results

4.1. Rhodes Formation

4.1.1. Kritika Member

Apart from in the Kritika area (near Rhodes City) where it was originally defined (Broekman, 1972, 1973), the best-exposed examples of this formation are in the Faliraki area (Fig. 1B) where it was deposited in large embayments open to the east (Mutti et al., 1970). Even though the siliciclastic Kritika Member is poorly fossiliferous, some marine beds contain abundant rhodoliths, foraminifers, solitary corals, molluscs, bryozoans and ostracodes, indicating beach to lower shoreface depositional environments (Hajjaji et al., 1998; Benali-Baitich, 2003; Maillet, 2003). Minor influxes of freshwater organisms are also recorded (Benali-Baitich, 2003; Maillet, 2003). Carbonate facies are scarce and principally consist of communities of skeletal organisms developed on drowned beachrocks: red algae, hermatypic corals (*Cladocora caespitosa*), serpulids, bivalves (oysters, spondylids), and bryozoans (Ferry et al., 2001). Freshwater to brackish characean and dasycladacean algae, benthic foraminifers, molluscs, and ostracodes occur in some beds and are particularly common at the top of the formation. The Kritika Member is organized into transgressive–regressive sedimentary cycles bounded by beachrocks, prograding beach conglomerates, or lower shoreface deposits (Ferry et al., 2001). The duration of the sedimentary cycles cannot be estimated because of a lack of precise dating. Most authors consider that the upper limit of the Kritika deposits is a major erosion surface (see discussion below).

4.1.2. Cape Vagia section

The classical Vagia section was studied by Løvlie et al. (1989), Frydas (1994), Moissette and Spjeldnaes (1995), Hanken et al. (1996), Kovacs and Spjeldnaes (1999), and Steinthorsdottir (2002). Løvlie et al. (1989) placed the Pliocene–Pleistocene boundary at around 5 m above the base of the Lindos Bay clay. This result was based on magnetic polarity stratigraphy and the first occurrence of *H. baltica* above a volcanic ash layer.

Despite a careful scrutiny of the sedimentary succession at Cape Vagia, no volcanic ash bed was found within the clays, but a thin red oxidation horizon in the sediment was revealed by examination of thin sections (Fig. 4A). The Pleistocene foraminifer, *H. balthica*, was not encountered by either Frydas (1994) or us. Throughout the section *Glorotalia inflata* is ubiquitous, indicating an age younger than 2.09 Ma (Lourens et al., 1992; Berggren et al., 1995); as is *Bulimina marginata*, younger than 2.2 Ma. Dextrally coiled assemblages of *Neogloboquadrina pachyderma* are present, but no sample yielded a significant number of sinistrally coiled specimens, which would imply an age younger than 1.8 Ma (Berggren et al., 1995). Our magnetostratigraphic results show predominantly reversed polarities and a clear interval of normal polarity (about 2–3 m thick), located directly above the red layer (Figs. 3, 4A). The normal directions are antipodal to the reversed directions and both indicate a counter-clockwise rotation. This agrees with earlier palaeomagnetic observations on Rhodes (Duermeijer et al., 2000), implying that the magnetic signal is primary. The normal polarity interval could represent the Olduvai (C2n) subchron, since we did not observe *H. baltica* in the sequence. However, if the record of this benthic foraminifer species by Løvlie et al. (1989) is correct, correlations with the Cobb Mountain (C1r.2n) or Jaramillo (C1r.1n) subchron are more likely. We also observed normal polarities in the uppermost part of the Vagia section, but these directions may not be primary as there are no counter-clockwise directions; so they may be due to secondary (weathering) processes. Consequently, we conclude that the Olduvai subchron (1.942–1.785 Ma) is recorded here, in accordance with the latest Pliocene foraminifer association (Lourens et al., 1996) and the occurrence of reversed polarity zones in the overlying Ladiko–Tsampika Formation (see Section 4.2.2.).

4.1.3. Faliraki section

The Faliraki section is exposed along the road adjacent to Faliraki Beach (Ferry et al., 2001;

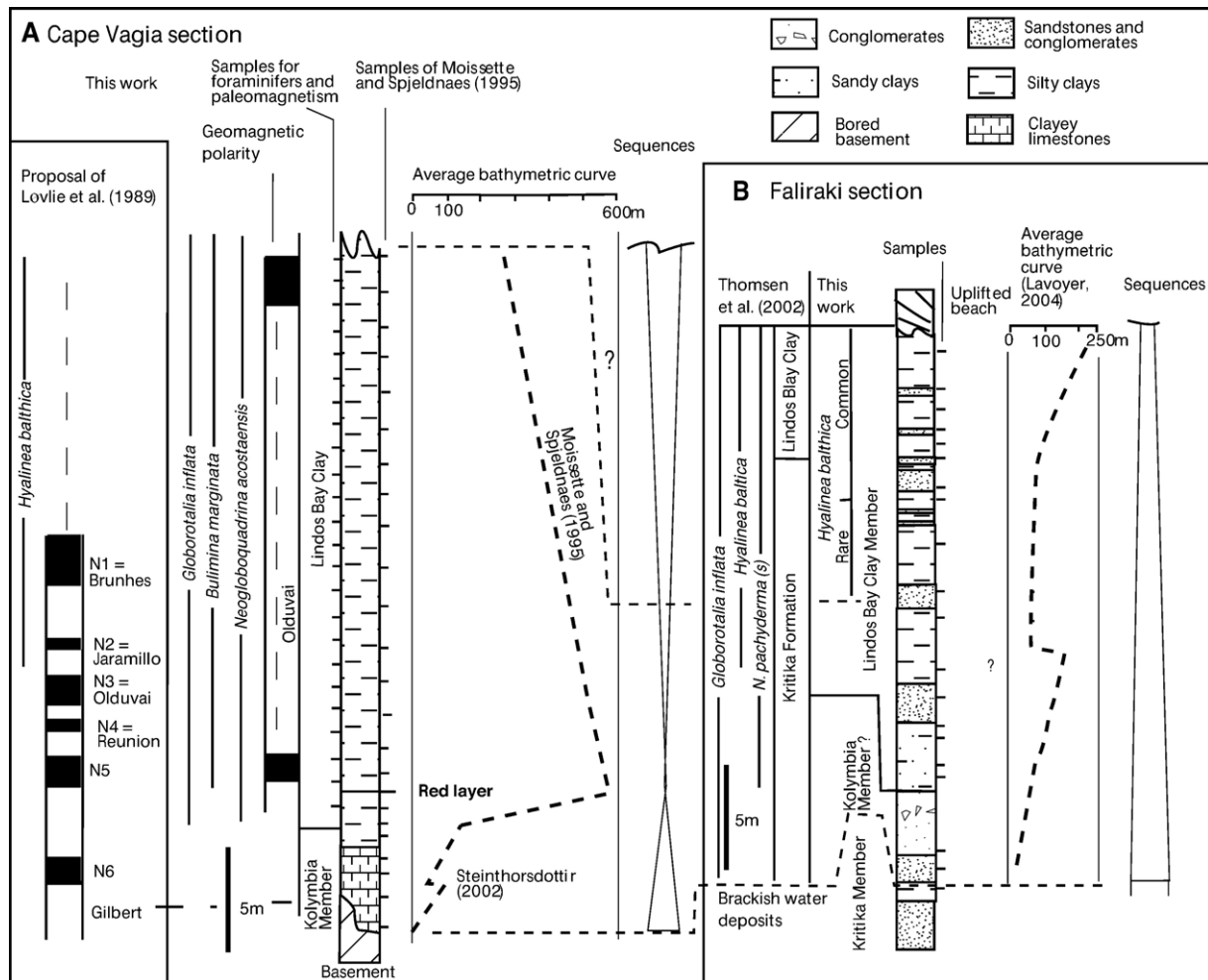


Fig. 4. Lithostratigraphy, biostratigraphy and magnetostratigraphy of Cape Vagia (A) and Faliraki (B) sections. Average bathymetric curves are shown for both sections.

Thomsen et al., 2001; Lavoyer, 2004). At the base are brackish clay and sand beds typical of the Kritika Member (Fig. 4B). They are overlain by 25 m of marine sediments capped by erosive shoreface deposits. The lowermost marine sediments are composed of sandstones and conglomerates with benthic foraminifers, bivalves (pectinids, oysters), bryozoans, and echinoids. Above, clays or silty clays alternate with more sandy and gravely beds containing a rich fauna of benthic and planktonic foraminifers, solitary corals, bivalves (mostly thin-shelled pectinids: *Amussium*, *Chlamys*, *Palliolium*, *Lissopecten*), gastropods (*Gibbula*, *Jujubinus*, Rissoidae), serpulids (especially *Ditrupa arietina*), bryozoans, ostracodes, and echinoids. A number of samples also yielded red algae, scaphopods, brachiopods, and barnacles. Some clayey laminated layers contain a few microfossils, fish remains, and

well-preserved continental plant fragments. The uppermost part of the section is composed of the Lindos Bay clay Member, with abundant planktonic foraminifers, pteropods and bryozoans. Based on the analysis of bryozoan colonial morphotypes and the occurrence of various extant species of bryozoans, a palaeobathymetric curve was proposed (Lavoyer, 2004). This curve (Fig. 4B) indicates a progressive upward-deepening from the shoreface to the offshore with a maximum water depth of about 200 m in the uppermost part of the section.

Thomsen et al. (2001) found the Pleistocene foraminifer *Hyalinea balthica* approximately 5 m above the base of the marine part of the section. Our observations show that the first common occurrence of *H. balthica* is located about 14 m above the base of the marine part (Fig. 4B). Underneath, *H. balthica* is

extremely rare. Even if the age of the first appearance datum of *H. balthica* is not precisely known, its first common occurrence was estimated at around 1.4–1.5 Ma (Løvlie et al., 1989; Lourens et al., 1998). Since some 8 m of sediments are preserved above the first common occurrence of *H. balthica*, an age of about 1.4 Ma is proposed for the top of the section.

4.1.4. Lindos Bay section

The Lindos Bay section (Beckman, 1995; Moissette and Spjeldnaes, 1995; Hanken et al., 1996) is composed of 28 m of offshore marls. The study of the bryozoan associations (Moissette and Spjeldnaes, 1995) indicates depositional depths ranging from 300 to 600 m in the lower part of the section, to 200–300 m near the top of the section.

Abundant, diversified and well-preserved planktonic foraminifers occur in all thirteen samples from the Lindos section. The assemblages are dominated by species of *Globigerinoides*, associated with *Globigerina bulloides*, *Globigerinella obesa*, and *Neogloboquadrina pachyderma*. *Globorotalia inflata* is common throughout the section suggesting an age younger than 2.09 Ma (Berggren et al., 1995). Although the benthic foraminifer *H. balthica* has not been found in all samples, its common occurrence at the base of the section points to a Pleistocene age.

4.1.5. Haraki section

This small section outcrops along the track that connects the main road to Agathi Beach (Fig. 1B). It is composed of about 5.5 m of Lindos Bay clay containing a volcanic sand layer in its lower middle part.

All samples yielded abundant and diversified planktonic foraminifers. The occurrence of *G. inflata* in the last 1.5 m of the section points to an age younger than 2.09 Ma (Berggren et al., 1995). Typical *Globigerinoides extremus*, found in all samples, indicate an age older than 1.77 Ma (Berggren et al., 1995). *H. balthica* was not discovered in any of the 10 samples. Likewise, none contains a significant number of sinistrally coiled specimens of *N. pachyderma*, which would have indicated an age younger than 1.80 Ma. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses performed on amphiboles extracted from the Haraki volcanic sand yielded two identical plateau ages of 2.06 ± 0.17 and 2.06 ± 0.14 Ma, which are in good accordance with the biostratigraphic results. These findings indicate that the section (at least at its top) corresponds to the upper part of planktonic foraminiferal Zone PL6, and represents the interval 2.09–1.80 Ma (Late Pliocene, Olduvai subchron or top of Chron C2r.1r). These results also

corroborate the presence of the Olduvai subchron in the Vagia section.

4.1.6. Prophitis Elias area: the Cape Arkhangelos calcarenite

This Member was defined in the Cape Arkhangelos area (Hanken et al., 1996) and is documented also near Kalithea (Hansen, 1999, 2001). This calcarenite occurs at elevations of up to about 70 m above present-day sea level and was interpreted as representing a highstand at the end of a major forced regression (Hanken et al., 1996). Several abrasion platforms were formed on basement limestones during sea-level stillstands. In the Cape Arkhangelos area, the calcarenitic beds rapidly pass into offshore marls containing thin-shelled pectinids (*Amussium*).

We investigated the Prophitis Elias Mountain and surrounding areas in order to get a better understanding of this forced regression. The southern side of the mountain, down to Agathi Beach, shows well-preserved abrasion platforms between sea level and +519 m (Fig. 5A). These platforms often display submarine bioerosional structures (clionid sponges and lithophagid bivalves), or littoral notches infilled with bored basement pebbles. The abrasion platforms transect all structural features of the basement. The tectonic events leading to the development of north–south trending faults took place before deposition of the Rhodes Formation. Remnants of the Cape Arkhangelos calcarenite (with abundant coralline red algae and bryozoans) are found from elevations of about +474 m down to the present-day shoreline (Fig. 5B–C). This implies that numerous calcarenite horizons were in fact formed during the forced regression. Twenty abrasion platforms were thus identified (Fig. 5A and D). They are organized in an irregular pattern with differences in elevation between two superimposed platforms ranging from 12 to 52 m (Fig. 5D). Similar marine terraces have been described in Crete by Peters et al. (1985), who interpreted them as the result of Late Neogene to Quaternary vertical movements. As in Rhodes, the abrasion platforms can now be interpreted as resulting from obliquity-linked glacial cycles. This would mean that the Lindos Bay clay and the Cape Arkhangelos calcarenite are coeval. Such a hypothesis is however highly improbable since field observations indicate that these two Members are superimposed and separated by a major erosion surface (Hanken et al., 1996; Hansen, 2001; and our personal observations).

Stillstands are separated by relative sea-level falls during which the previously deposited calcarenite horizon suffered erosion (Fig. 5E–F). Development

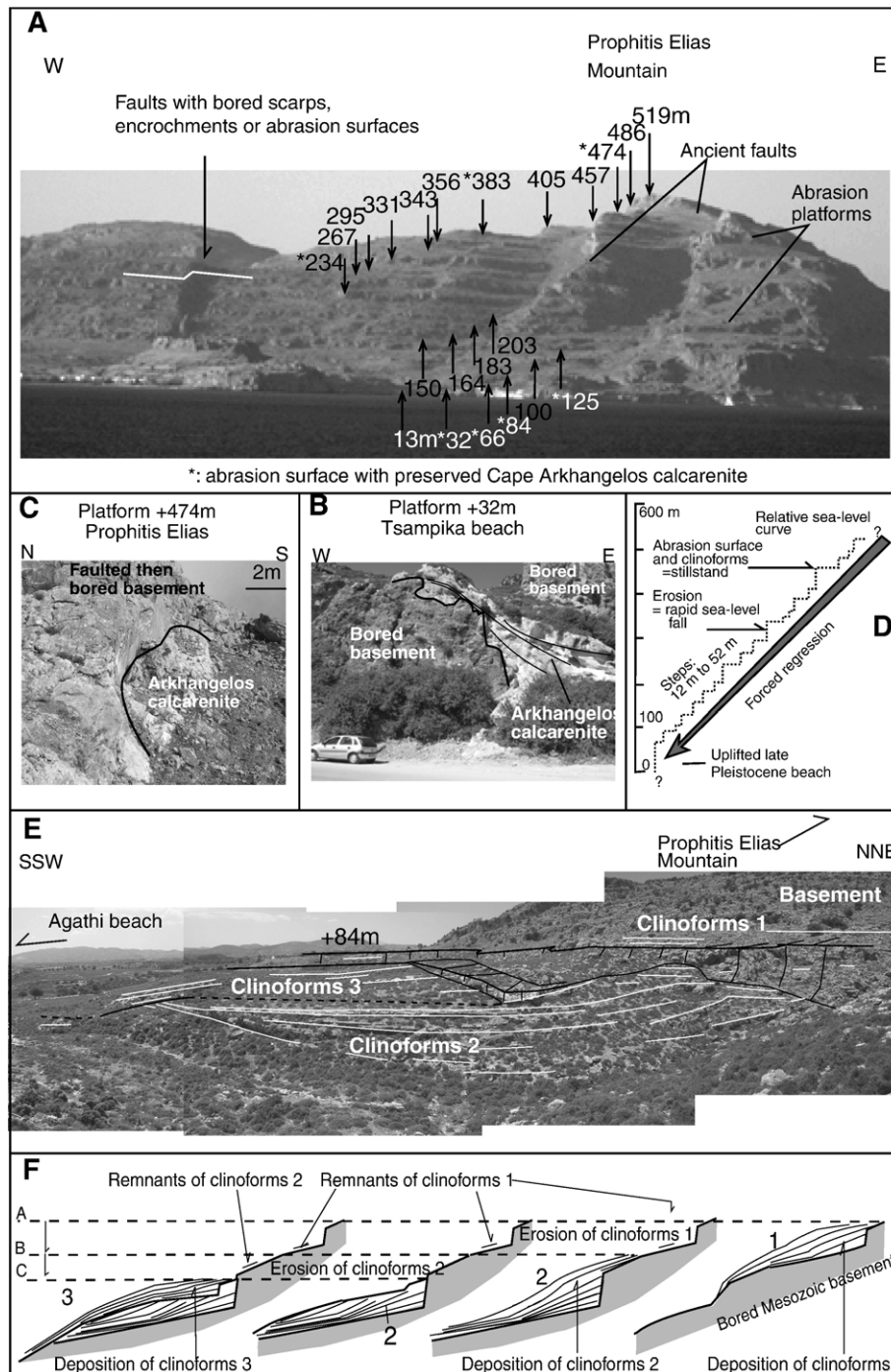


Fig. 5. Prophitis Elias area. (A) Photograph of abrasion platforms on basement limestones. (B) and (C) Field views of the Cape Arkhangelos calcarenite at different elevations. (D) Sketch showing the forced regression during deposition of the Cape Arkhangelos calcarenite. (E) Field view of the eroded clinofolds of the Cape Arkhangelos calcarenite between Agathi Beach and Prophitis Elias Mountain. (F) Sketch showing multiple erosive events linked to the Cape Arkhangelos calcarenite downstepping.

of the calcarenite was principally controlled by morphology of the palaeorelief. Steep flanks are thus characterized by a limited basinward extent of

sediment and almost complete later erosion, whereas, where surfaces were sub-horizontal, abrasion platforms developed also on the previously deposited calcarenite

(Fig. 5E). The Cape Arkhangelos calcarenite was deposited after erosion of the underlying Lindos Bay clay, which is now either missing or only patchily preserved (e.g. in the southern part of Agathi Beach). The total sea-level fall cannot be fully estimated, but is at least 519 m, given that the lowermost visible Cape Arkhangelos calcarenite is situated at present-day sea level. This value substantiates the 400 to 600 m depth of deposition proposed for the Lindos Bay clay Member (Moissette and Spjeldnaes, 1995; Hanken et al., 1996).

4.2. Ladiko–Tsampika Formation

Hanken et al. (1996) reported the presence in the Ladiko area of the Lindos Bay clay overlying the

Ladiko sand, which consequently was regarded as a lateral equivalent of the lower part of the Lindos Bay clay (Fig. 6). In the Tsampika area, the same authors mentioned the Lindos Bay clay at an elevation of +160 m. Our investigations in the Ladiko and Tsampika areas show that the deposits of the Lindos Bay clay are missing. The greyish to greenish silty clays observed in these areas are different from the typical pelagic sediments of the Lindos Bay clay and have to be considered as a new lithostratigraphic unit, the Ladiko–Tsampika Formation.

4.2.1. Ladiko area

The Ladiko Member is composed of sandy clays, sandstones, and siltstones that were deposited in the vicinity of palaeocliffs (Ferry et al., 2001). These

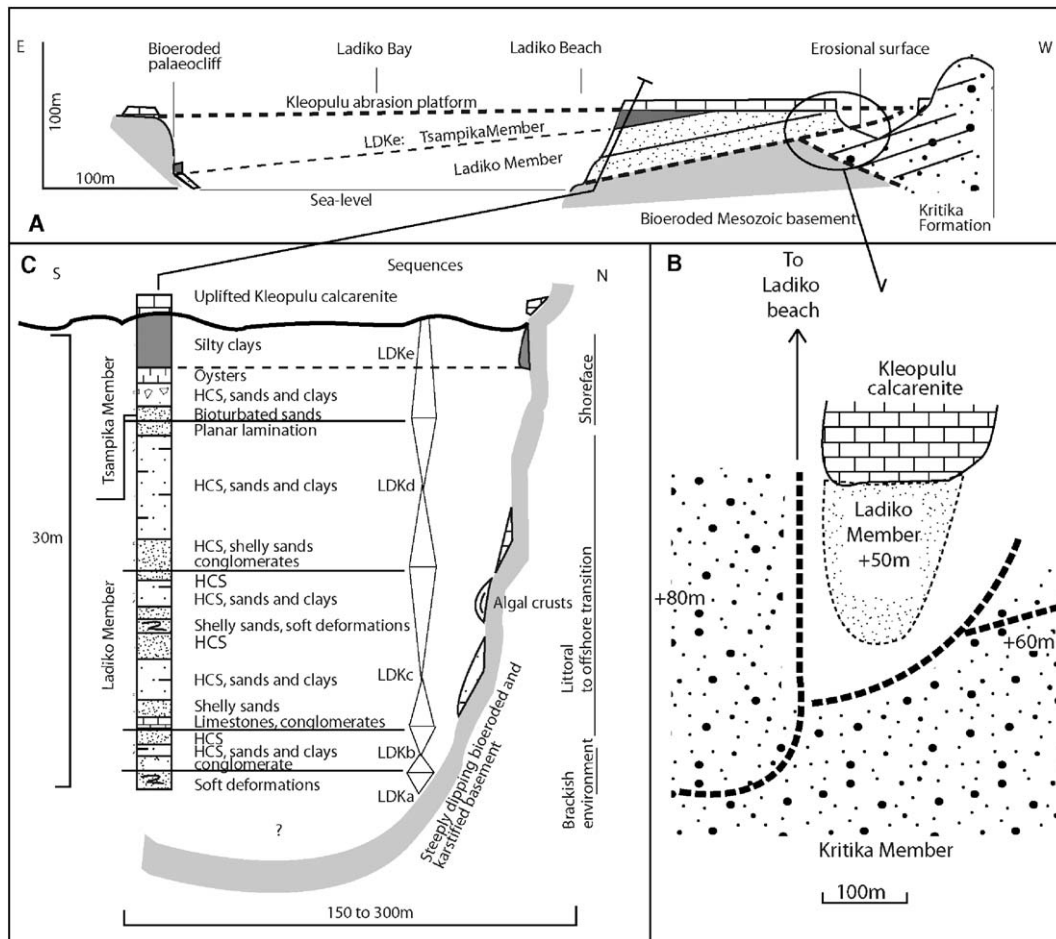


Fig. 6. Ladiko area. (A) E–W section showing the unconformity of the Ladiko sand Member on the Kritika–Rhodes Formation and on the basement. (B) Simplified map of the western part of the Ladiko sand deposits showing that they were deposited in an incised palaeovalley within the Kritika Member. (C) Lithostratigraphic column of the Ladiko sand near its northern palaeocliff. The Ladiko Member is organized in four sequences (Ferry et al., 2001).

sediments are different from those of the typical Kritika Member, which outcrop some hundreds of metres west of the Ladiko section and which are composed of coarse conglomeratic beach sequences. Hidden by recent deposits, the contact between the Ladiko and the Kritika Members cannot be directly observed; however mapping shows that, to the west, the Ladiko sediments rest on the Kritika deposits, which were partially eroded (Fig. 6A and B), and to the east they overlie the bioeroded limestones of the basement. The steep northern flank of the palaeovalley exhibits patchily preserved algal boundstones and calcarenites with hummocky cross-stratifications (Fig. 6C). The clastic deposits of the Ladiko area (Fig. 6C) are organized in at least four retrogradational–progradational beach sequences, as mentioned by Ferry et al. (2001).

The lowermost few beds are poorly fossiliferous and contain only tree leaves and scarce benthic foraminifers and ostracodes. They are provisionally interpreted as indicating fresh-water to brackish environmental settings.

The overlying deposits contain abundant storm-generated concentrations of skeletal marine littoral organisms of diverse origins. Essentially in situ soft-bottom components are represented by benthic foraminifers (mainly *Elphidium*), solitary corals, gastropods (*Bittium*, *Natica*), bivalves (nuculids, pectinids, *Corbula*), serpulids (*Ditrupa arietina*), free-living bryozoans, ostracodes, and irregular echinoids. Allochthonous hard-substrate organisms were transported from nearby palaeocliffs: encrusting and articulated red algae, zooxanthellate corals (*C. caespitosa*), bivalves (*Anadara*, *Chlamys*, *Hiatella*, *Mytilus*, oysters, spondylids), gastropods (*Calliostoma*, *Conus*, *Gibbula*, *Murex*, *Patella*, Rissoidae), erect bryozoans, barnacles, and cidaroid echinoids. Hummocky cross-stratification and ripple-marks are common within the sandstones.

The uppermost part of the Ladiko succession is composed of some 5 m of greenish silty clays with rare macrofauna (oysters mostly). The microfauna is represented by rare to extremely rare benthic foraminifers (*Bolivina*, *Bulimina*, *Elphidium*), ostracodes, and bryozoans. These greenish silty clays are also found against the margins of the palaeovalley with oysters and spondylids. Planktonic foraminifers (globigerinids) are extremely rare in the entire Ladiko section.

The Ladiko Member is interpreted as a littoral and mostly high-energy deposit, formed in narrow embayments where skeletal remains of hard-substrate and soft-bottom organisms accumulated. The age of this unit is Pleistocene as it lies between the Cape Arkangelos calcarenite and the Tsampika Member (see discussion below).

4.2.2. Tsampika area

The clayey sediments of Tsampika Bay (Figs. 7–11) were previously referred to the Pliocene (Mutti et al., 1970; Hanken et al., 1996). Our study shows that these deposits are preserved in a palaeovalley, above a major erosional surface. The steep sides of the palaeovalley are the result of ancient faults developed in the basement limestones, arranged in two major sets (Fig. 7A): NNW–SSE (eastern side of the palaeovalley) and WSW–ENE (southern side). Some of the NNW–SSE trending faults have been slightly reactivated, as they transect the Ladiko–Tsampika Formation. The Tsampika deposits rest on metre-sized remnants of the Kolymia limestone (with a typical *Amussium* and bryozoan association), or the red algal–bryozoan Cape Arkangelos calcarenite, as well as on the basement (Fig. 7A–B). Their relationship to the Cape Arkangelos calcarenite establishes their Pleistocene age (Ferry et al., 2001). They cannot represent the Lindos Bay clay Member, as this was totally eroded in this area before deposition of the Ladiko–Tsampika Formation.

The Ladiko–Tsampika Formation comprises about 148 m of siliciclastic deposits (Fig. 8). Patchy outcrops were found against the basement at elevations up to +160, indicating that the uppermost part was eroded. Eight depositional sequences have been identified, namely TS1 to TS8 (Fig. 8). A ninth sequence (TS9) probably occurs, but is poorly exposed at the top of the North Tsampika section. These siliciclastic deposits were only identified in the Tsampika area, where the succession is fairly complete, and, as discussed below, at the top of the Ladiko section.

Sequence TS1 (= Ladiko Member) consists of fluvial deposits that grade upward into marine shoreface strata and finally into deltaic/littoral and low-salinity strata, with molluscs such as *Cerastoderma*, *Maetra*, *Martisia*, *Ostrea edulis*, and *Terebralia*. The TS1 sediments infill the deepest part of the palaeovalley and also rest against bioeroded palaeocliffs. The shoreface deposits resemble those of the Ladiko sand, especially in their fauna: coral fragments of *C. caespitosa*, a mollusc association with *Anadara*, *Calliostoma*, *Conus*, *Murex*, *Triphora*, *Trunculariopsis*, and rare planktonic foraminifers. Transported hard-substrate faunas are abundant in the vicinity of palaeocliffs and include *Cladocora*, *Mytilus*, oysters, and spondylids. Sequence TS1 is capped by a fluvial conglomerate composed of centimetre-sized well-rounded basement-derived calcareous pebbles.

Above TS1 are seven retrogradational–progradational sequences of the Tsampika Member, with conglomerates, sandstones and monotonous greenish silty clays. Typically, as at the top of the Ladiko

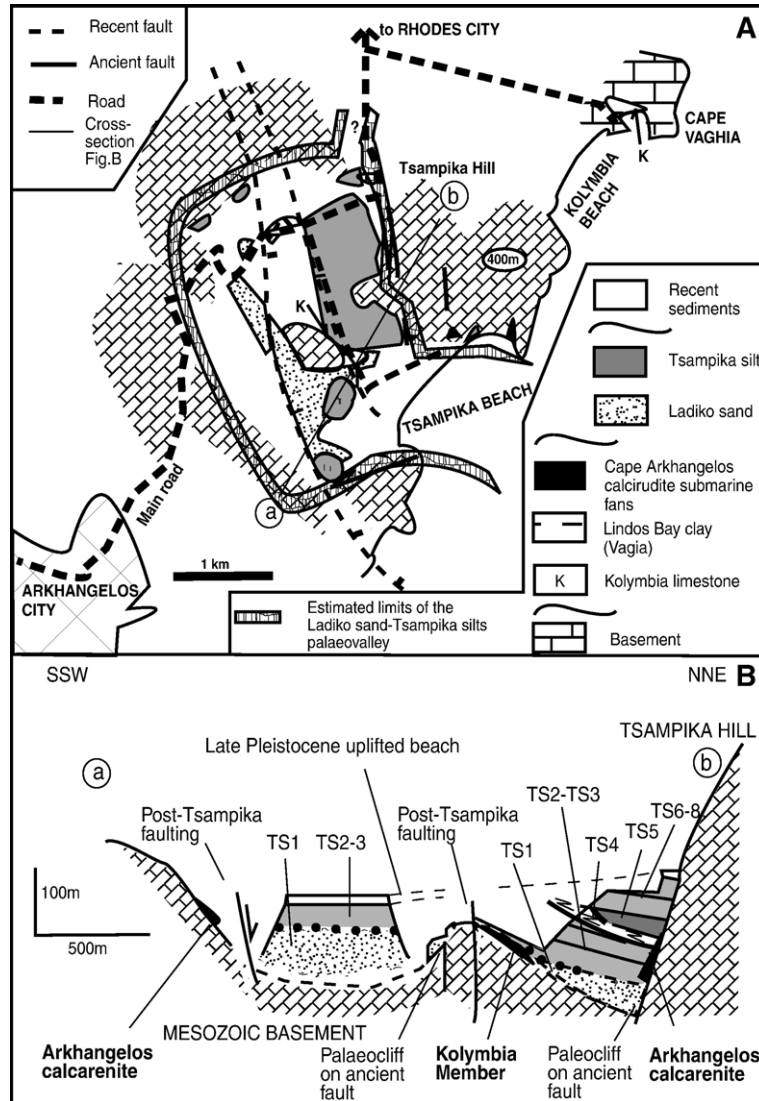


Fig. 7. Tsampika area. (A) Map of the Ladiko–Tsampika Formation (LTF). Note the deposition in a palaeovalley. (B) Cross-section in the Ladiko–Tsampika Formation. Note that the LTF rests on the basement, on remnants of the Kolymbia limestone, or on remnants of the Cape Arkhangelos calcarenite. The Lindos Bay clay is missing because of the pre-LTF erosion.

section, these sequences contain few macrofossils, except in two littoral sandy conglomerates of sequences TS2 and TS6 (Fig. 8). The laminated silty clays contain rare bivalves, especially *Corbula gibba*, and small gastropods (*Epitonium*, *Naticarius*). Sequence TS3 is characterized by mollusc associations indicative of strong turbidity and very stressed dysoxic environments (*C. gibba*, *Dentalium*, *Palliolium incomparabile*, *Parvicardium minimum*, etc.). Marine microfossils occur throughout sequences TS2 to TS8, including ostracodes, benthic (*Elphidium*, *Bulimina*) and planktonic foraminifers (globigerinids). The foliated silty clays represent offshore deposits, whereas the hummocky cross-strati-

fied silty clays are interpreted as representing offshore transition settings. The sandy parts of the sequences often contain hummocky cross-stratification and ripple-marks. They are interpreted as offshore–shoreface transitional deposits. A number of sandy conglomeratic beds contain upper shoreface elements such as infaunal bivalves in life position (*Pinna* and *Panopea*: Hanken et al., 2001), hard-substrate molluscs (*Gibbula*, *Rissoidea*, *O. edulis*, spondylids) and trace fossils (*Ophiomorpha*). Fluvial conglomerates occur sporadically at the base of sequences TS2 and TS6.

Sequence TS6 was deposited over an erosional surface. The basal fluvial conglomerates and beach

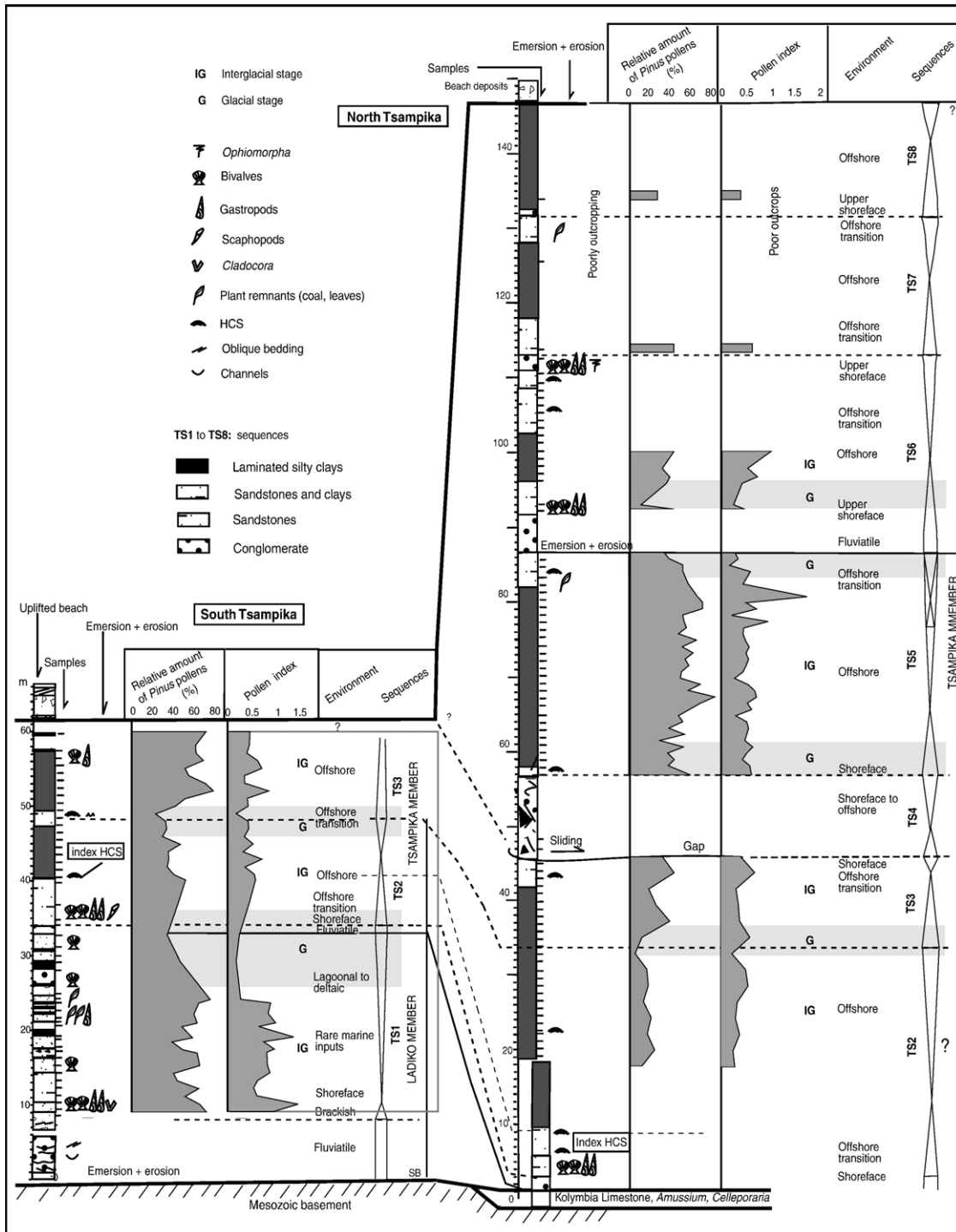


Fig. 8. Lithostratigraphic column of the Ladiko–Tsampika Formation in the Tsampika area with sedimentary sequences and simplified pollen record: (1) changes in *Pinus* amounts, and (2) “pollen index”. Littoral sediments (low *Pinus* amounts and relatively high amounts of taxa requiring xeric conditions) are interpreted as deposited during glacial stages. Offshore deposits (high amounts of *Pinus* and taxa requiring warmer conditions) are interpreted as deposited during interglacial stages.

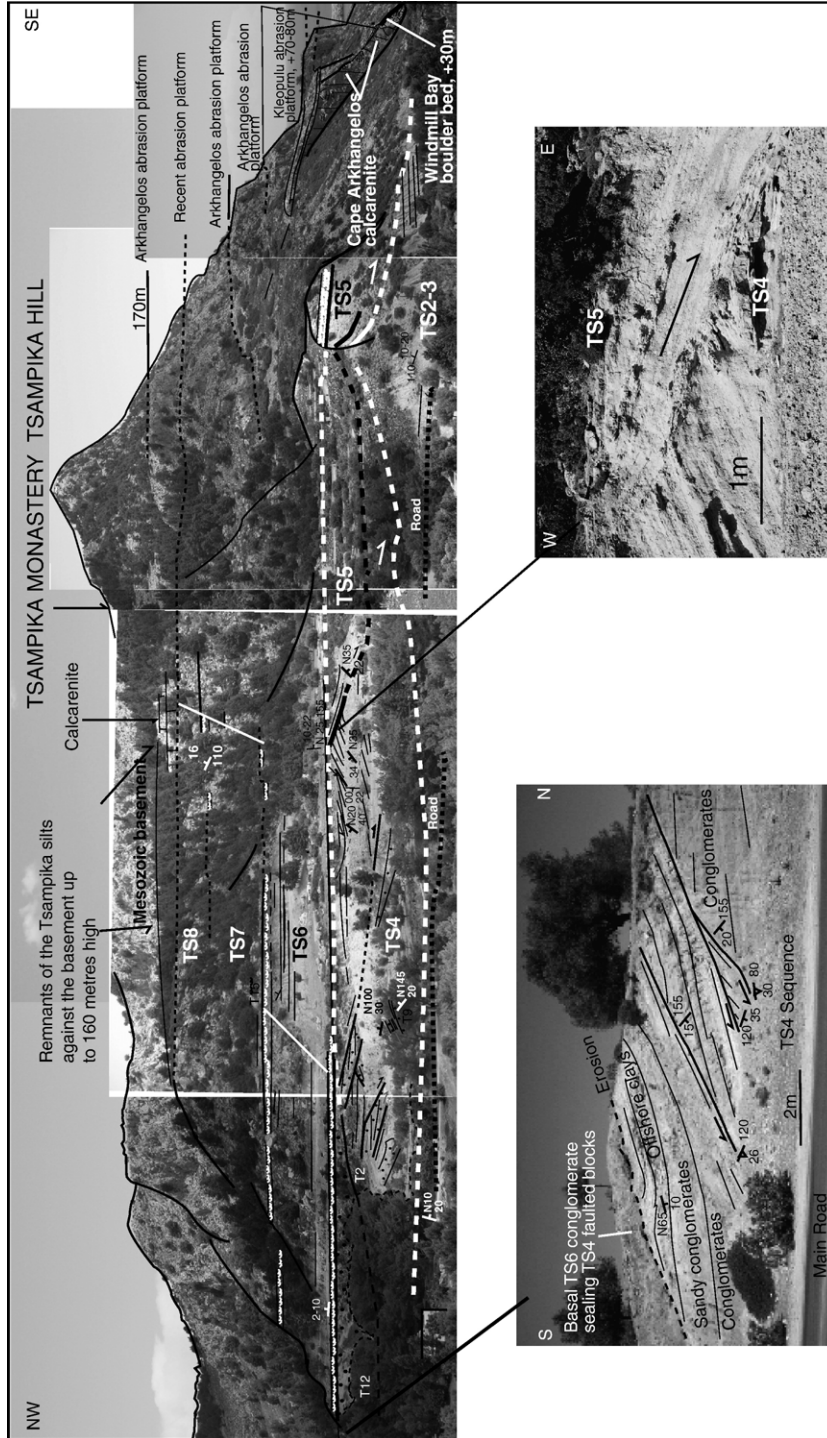


Fig. 9. Field view of the northwestern proximal part of the Ladiko–Tsampika Formation, Tsampika area, with details of the extensional deformations in sequence TS4.

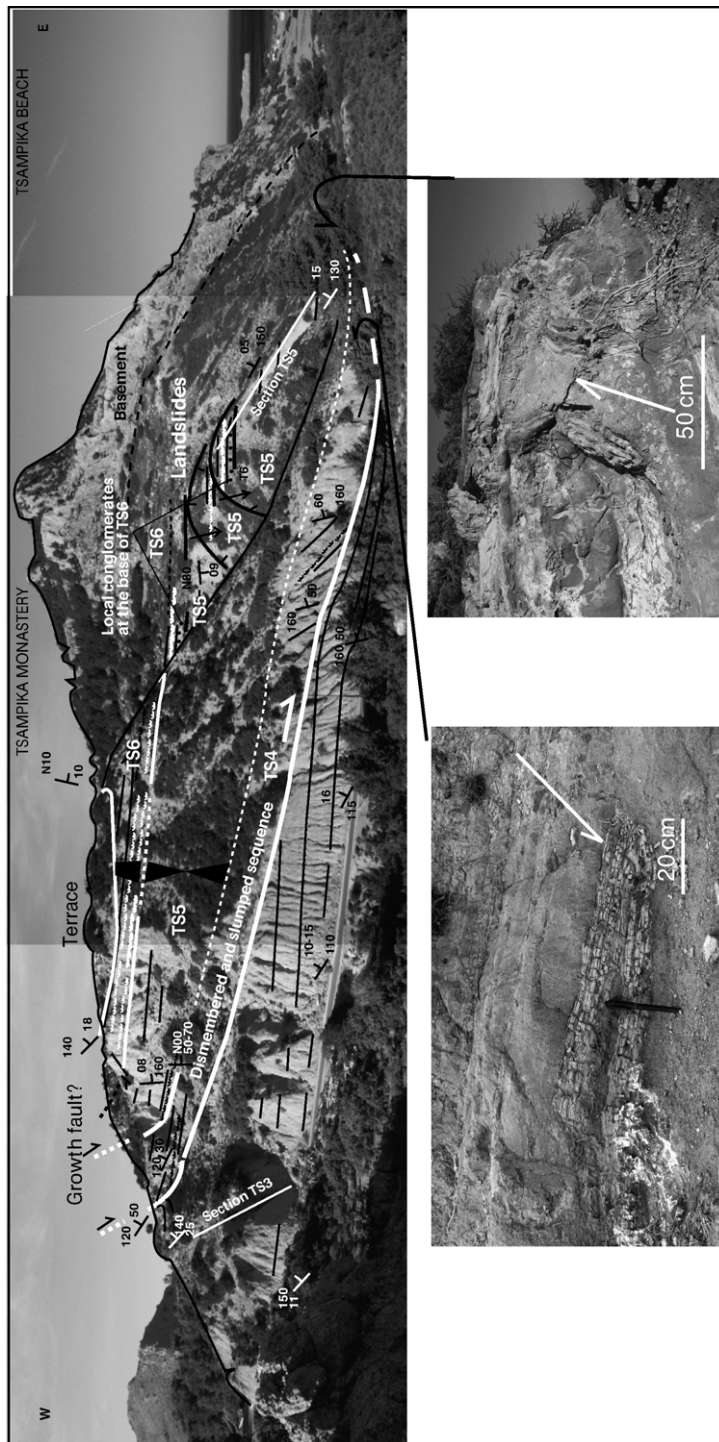


Fig. 10. Field view of the northwestern distal part of the Ladiko–Tsampika Formation, Tsampika area, with details of slumping (left) and diapirism (right) in sequence TS4.

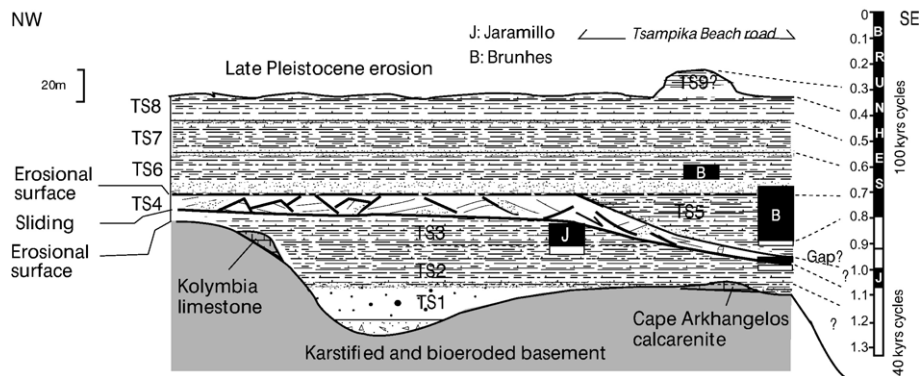


Fig. 11. Synthetic profile of the Ladiko–Tsampika Formation with indication of palaeomagnetic results.

sandstones overlie sequence TS4 in the north (Fig. 9) and sequence TS5 in the south (Fig. 10). Sequences TS7 and TS8 are exposed in isolated patches preserved on basement rocks (Fig. 9). They are also composed of littoral sandstones and conglomerates, or offshore silty clays. The repeated occurrence of beach to offshore sediments within each sequence of the Tsampika Member probably reflects cyclic sea-level changes. We estimate from palaeoecological and sedimentological data that their deposition took place at depths between 0 and 40 m.

Pollen analysis indicates that in each investigated sequence the maximum amount of *Pinus* grains is recorded within the laminated silty clays, reflecting distal conditions of sedimentation (Fig. 8). The minimum percentages of *Pinus* are documented at the base and at the top of each sequence, pointing towards littoral settings. Consequently, the signal registered by *Pinus* fits well with eustatic variations from littoral to shoreface depositional environments. The “pollen index” shows that taxa requiring warm- to cool-temperate and humid conditions (i.e. mostly *Quercus* and *Cedrus*) are prevalent in the offshore deposits of the sequences, whereas taxa indicative of colder and more xeric conditions (i.e. Asteraceae) are better represented in shallow-water sediments. Such variability indicates vertical displacements of vegetation belts along nearby elevations: during warmer climatic episodes, altitudinal vegetation belts spread upwards and conversely (Suc, 1989; Combourieu-Nebout, 1993). Prevalence of taxa living in warm- to cool-temperate and humid conditions is consistent with high *Pinus* content, which itself indicates high sea levels (Suc et al., 1995). In contrast, when taxa reflecting cooler and more xeric conditions are more abundant, *Pinus* content decreases simultaneously, indicating shoreface facies. The “pollen index” is positively correlated with *Pinus* ratio ($r^2=0.15$;

$p<0.001$). Variations in percentages of *Pinus* pollen grains are consequently mainly controlled by eustatic changes, indirectly dependent on climatic fluctuations. This pattern is interpreted as recording sea-level changes coeval with glacial–interglacial cycles. This interpretation is further corroborated for sequences TS6–7–8 and probably TS9 by sedimentological and faunal analyses.

An abrupt syn-sedimentary tectonic event occurred during deposition of sequence TS4. In the north, this sequence was dismembered into metric-scale blocks that slid south- to southeastward relative to each other (Fig. 9). Each block is limited by low-angle normal faults and may have rotated, indicating an extensional tectonic control. Normal faults reveal semi-brittle deformation with rare slickensides and folds. This suggests that sequence TS4 was not totally lithified during the extensional tectonic episode. The top of Sequence TS4 was eroded and the fluvial conglomerates at the base of sequence TS6 sealed the tectonic blocks. In the south, the base of sequence TS4 truncates sequences TS2–3 (Fig. 10). Blocks of TS4 slid southeastward and rotated along a sharp, medium-angle fault. Along the road to Tsampika Beach, the southeasternmost outcrops of sequence TS4 are only 3 m thick and display slump folds, diapiric soft deformation, and turbidites. We consider that sequence TS4 suffered a rapid extensional tectonic event that induced temporary emersion and block faulting in the northwest and submarine gravity sliding and re-sedimentation into deeper-water settings in the southeast.

The Ladiko–Tsampika Formation overlies remnants of the partially eroded Cape Arkhangelos calcarenite. It is consequently Pleistocene in age. Palaeomagnetic data (Fig. 11) show a reversed polarity zone at the top of sequence TS2. Sequence TS3 and two samples at the base of TS4 show normal polarity. Sequence TS5 begins

with reversed polarity then changes to normal polarity that continues up to sequence TS6. The Ladiko–Tsampika Formation was deposited after the Lindos Bay clay, and therefore is younger than the “Olduvai subchron” proposed for the Cape Vagia section. The normal polarity zones recorded in TS3 and TS4 are therefore correlated with the Jaramillo subchron and the normal polarity in TS5 and TS6 with the Brunhes Chron. Demagnetisation diagrams of the reversed intervals of the Tsampika section indicate counter-clockwise directions (Fig. 3), similar to those in samples taken in the lower part of the sequence (Duermeijer et al., 2000). This suggests that the magnetisation is primary and constrains the vertical axis rotation phase of Rhodes to younger than 1 Ma. Above the top of the Jaramillo subchron (about 1 Ma), the inferred climatic cycles are the Pleistocene glacial–interglacial 100-kyr cycles (Ruddiman et al., 1986; Raymo et al., 1990; Berger et al., 1993; Bassinot et al., 1994; Berger and Jansen, 1994; Mudelsee and Schulz, 1997). As five cycles (TS5–6–7–8–9) are indicated (Fig. 10) above the base of the Brunhes Chron (about 0.8 Ma), the top of the preserved part of the Tsampika Member can be dated at around 0.3 Ma. Before the start of the Jaramillo subchron at 1.07 Ma (Cande and Kent, 1995), climatic cycles are generally related to obliquity (40 kyrs) (Ruddiman, 2003). Three to four climatic cycles have been evidenced within sequences TS1–TS2, so that sequence TS1 may be roughly estimated to begin at around 1.2–1.3 Ma. Consequently, deposition of the Ladiko–Tsampika Formation is considered to have occurred from about 1.3 to 0.3 Ma.

5. Discussion

5.1. Depositional history of the Kritika–Kolymbia–Lindos–Arkhangelos cycle

The erosional surface formerly hypothesized at the top of the Kritika Formation was not found in the Faliraki section. Elsewhere in the investigated areas, the Kritika Formation was mapped as infilling palaeorelief (Mutti et al., 1970) and the Lindos Bay clay is missing above it. There is no direct evidence for an erosional surface between the Kritika and the Rhodes Formations. Our investigations lead us to consider that the brackish to marine littoral Kritika Formation was deposited in low elevation parts of the deformed and eroded basement prior to deposition of the Rhodes Formation *sensu* Hanken et al. (1996) (Fig. 12A). The Kritika Formation should therefore be regarded as a Member forming a transgressive systems tract at the base of the

Rhodes Formation. Some 180 m of lagoonal to littoral sediments accumulated, indicating that the sediment supply balanced the rate of subsidence. Allowing for a Late Pliocene age and a duration of 0.78 Ma (Gradstein and Ogg, 2004) for deposition of the Kritika Member (Fig. 13), the subsidence rate is estimated at a maximum of 0.23 mm/year.

The ages of the Kolymbia limestone and Lindos Bay clay Members are crucial. Based on the presence of *H. balthica* and magnetostratigraphy, Løvlie et al. (1989) assigned a Late Pliocene to Early Pleistocene age, up to 0.7 Ma, for these Members in the Cape Vagia section (Fig. 4A). However, our micropalaeontological study of the Cape Vagia and Haraki sections shows that *H. balthica* is absent, and that a Late Pliocene foraminifer association is present, consistent with the Olduvai subchron proposed at Cape Vagia. However, *H. balthica* was found in the Faliraki and Lindos sections (Fig. 4B), and Orombelli and Montanari (1967) also mentioned its presence in the now obliterated Vasfi section near Rhodes. Furthermore, our radiometric dating of the Haraki volcanic sand yielded an age of about 2.06 Ma. Consequently, deposition of the Lindos Bay clay started during the Late Pliocene (about 2.09 Ma: Vagia and Haraki sections) and continued into the Early Pleistocene (around 1.4 Ma: Faliraki and Lindos sections). A time span of 0.7 Ma is thus suggested for the deposition of the Lindos Bay clay. It cannot be much longer, because of the time needed for sedimentation of the overlying Cape Arkhangelos calcarenite and the subsequent erosion, prior to deposition of the Ladiko–Tsampika Formation, which probably started around 1.3 Ma. This may be a result of either an elevated position of the Faliraki area during the Late Pliocene, or southwestward tilting of northeastern Rhodes during deposition of the Lindos Bay clay.

The Kolymbia limestone onlaps the basement and an accommodation space of some 150 m was thus created (Fig. 12A). As indicated by bryozoan associations and the position of the highest known abrasion platforms in the Prophitis Elias Mountain, deposition of the Lindos Bay clay took place during the Olduvai subchron (Fig. 13), at water depths of more than 520 m in the Vagia and Lindos sections (Fig. 12A). This depth greatly exceeds the magnitude of normal glacio-eustatic sea-level changes (Pillans et al., 1998; Zazo, 1999). It attests to the tectonically induced major drowning of northeastern Rhodes, previously suggested (Meulenkamp et al., 1972; Hanken et al., 1996; Kovacs and Spjeldnaes, 1999), although some low amplitude climate-related sea-level changes probably also occurred (Kovacs and Spjeldnaes, 1999;

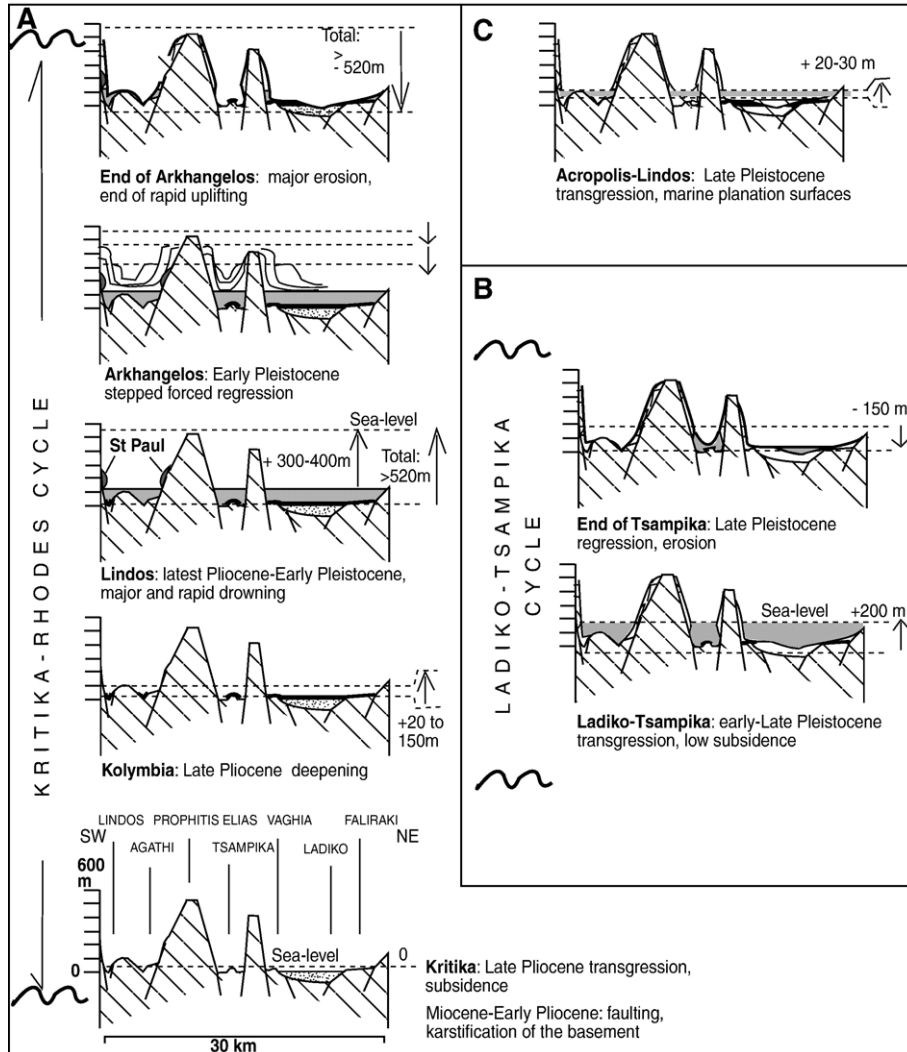


Fig. 12. Diagrams showing the tectono-sedimentary evolution of northeastern Rhodes from Late Pliocene to Late Pleistocene.

Steinthorsdottir, 2002). Allowing for at least 520 m of accommodation space created during the Olduvai subchron (duration 0.18 Ma), the average rate of tectonic drowning is 2.6 mm/year. This is very rapid, even when compared with rates considered to be elevated, as for instance in Milos and Aegina during the Early Pliocene: 1.5 mm/year (van Hinsbergen et al., 2004). As mentioned by Moissette and Spjeldnaes (1995), water depth decreased during the deposition of the uppermost part of the Lindos Bay clay, recording a highstand, which lasted about 0.5 Ma.

Subsequently, the Cape Arkhangelos calcarenite was deposited during a major forced regression between around 1.4 and 1.3 Ma (Fig. 13). This is a stepped regression characterized by an alternation of stillstands and rapid falls in sea level. Stillstands created numerous

abrasion platforms due to bioerosion and wave action. The total relative sea-level fall is at least 520 m and most of the previously deposited sediments were eroded. This is interpreted as the consequence of a tectonic inversion accompanying stepped uplift of northeastern Rhodes. Assuming a duration of 100 ka and a sea-level change of 520 m, the average uplift rate was high, around 5.2 mm/year. This rate is much higher than most values measured in present-day volcanic arcs (e.g. 0.8 mm/year of uplift in La Désirade, Lesser Antilles: Feuillet et al., 2004). It is also much greater than the highest known Holocene uplift rates recorded in the Gulf of Corinth (2.4–3.0 mm/year: Stiros, 1998). The stepped pattern of the uplift implies sudden uplift movements separated by tectonically quiet periods. This might be partly related to earthquakes, as suggested for some sudden large Late

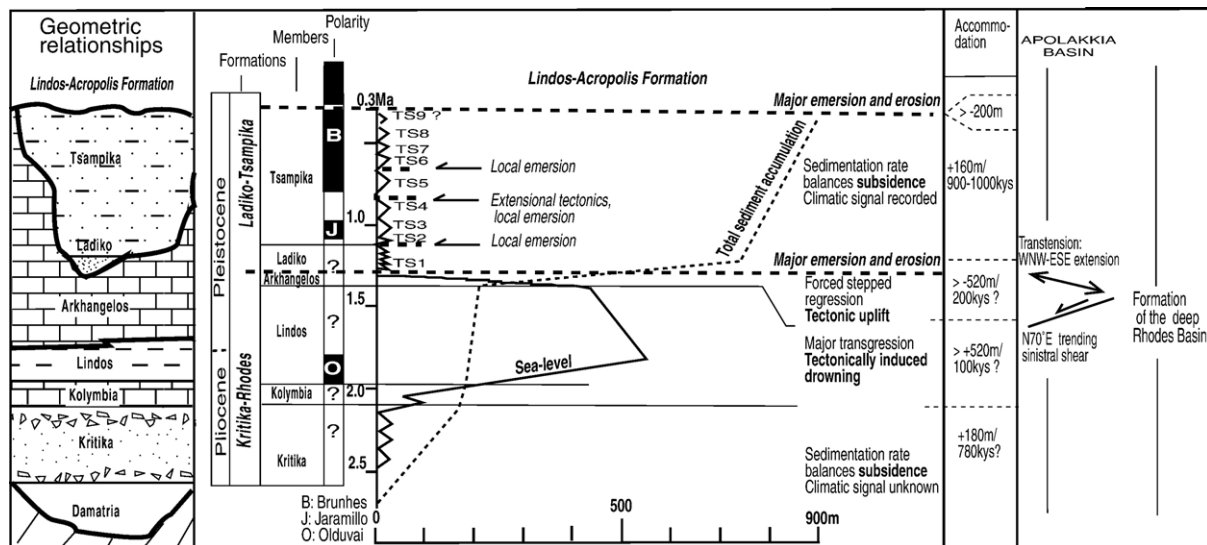


Fig. 13. Main stratigraphic, tectonic, sedimentary and climatic events in northeastern Rhodes.

Holocene vertical movements (Pirazzoli et al., 1989; Stiros, 1998).

Based on data gathered from the four sections mentioned above, we estimate that the deposition of the Lindos Bay clay Member took place between 2.09 and 1.4 Ma. The Cape Arkhangelos calcarenite was deposited from about 1.4 to 1.3 Ma.

5.2. Depositional history of the Ladiko–Tsampika cycle

The Ladiko sand did not yield chronostratigraphical information. However, we propose that this Member is partially coeval with sequence TS1 of the Tsampika area because: (1) beach to offshore sequences occur over a major erosional surface in the Ladiko and Tsampika areas; (2) in both areas deposition begins with continental to brackish sediments; (3) the sandy littoral deposits contain the same and unique faunal association, including transported hard-substrate communities indicating the vicinity of steep palaeohighs; (4) in both areas the lowermost sandy fossiliferous beds are abruptly overlain by fossil-poor greenish silty clays, probably recording a similar sedimentological–ecological event.

The Ladiko–Tsampika Formation is part of a transgressive systems tract comprising some 160 m of mostly marine shallow-water deposits. Based on sedimentological and pollen data, the beach to offshore sequences are correlated with climatic changes and probably record the 40- to 100-kyr climatic cycles evidenced by Bassinot et al. (1994) and Mudelsee and Schulz (1997). Palaeoecological data indicate that sea-

level changes were moderate, probably in the order of tens of metres.

These sea-level oscillations are superimposed on minor tectonic movements. The deposition of some 160 m of littoral deposits indicates that subsidence rate was balanced by sediment accumulation. Assuming that deposition of the Ladiko–Tsampika Formation occurred during 1.3–0.3 Ma, the average subsidence rate would have been low, probably around 0.16 mm/year. This value is near that measured for the uplift of western Turkey since the Middle Pleistocene (0.2 mm/year: Westaway et al., 2004). Nevertheless, the abrupt extensional deformation and the gravity sliding identified in sequence TS4 indicate that regional tectonics was still active.

A major erosional episode (Fig. 12B) occurred at the end of the Ladiko–Tsampika Formation deposition, prior to sedimentation of the Lindos Acropolis Formation (Fig. 12C), when most of the Ladiko–Tsampika Formation was eroded down to present-day sea level. The relative sea-level fall was about 150 m. This erosion appears to have occurred since about 0.3 Ma, before deposition of the Lindos Acropolis Formation, but no precise data are presently available. The erosion was probably triggered by one of the Late Pleistocene glacio-eustatic sea-level falls, estimated at about 120 m (e.g. Pillans et al., 1998). It may also be tectonically controlled since Rhodes suffered vertical motions during the Late Pleistocene and the Holocene (Pirazzoli et al., 1989; Hanken et al., 1996). These considerations lead us to propose a latest Pleistocene–Holocene age for the Lindos Acropolis Formation.

5.3. Northeastern Rhodes within the eastern Aegean fore-arc

The Late Pliocene–Middle Pleistocene sediments of northeastern Rhodes record a tectono-sedimentary evolution different from that of surrounding areas. The continental Appolakia Basin of southwestern Rhodes (Fig. 1B) originated as a Late Miocene fault-wedge basin resulting from a regional D1 tectonic phase, with SW–NE trending extension (ten Veen and Kleinspehn, 2002). During the Pliocene and the Pleistocene, subsidence of the basin was controlled by a D2 transtensional phase. Transtension resulted from the combination of WSW–ENE trending extension and 070° sinistral shear (Fig. 1B) (ten Veen and Kleinspehn, 2002). Between the island of Rhodes and Turkey is the deep Rhodes Basin (Fig. 1B), which reaches a depth of some 4400 m (Woodside et al., 2000). This basin has a deformed pre-Late Miocene basement overlain by a weakly deformed and unconsolidated 1 km thick post-Miocene sedimentary cover. Woodside et al. (2000) suggested that the collapse of the basin was related to a ENE–WSW strike-slip motion trending in the same direction as the Pliny Trench, in the submerged part of the fore-arc, during the extension of the Aegean region and western Turkey (Fig. 1B). Sinistral strike-slip motions related to the Strabo and Pliny Trenches are not limited to the Rhodes area. They controlled the deformations in the eastern Aegean arc during the Pliocene and the Pleistocene (e.g. Crete: Duermeijer et al., 1998).

The major collapse of northeastern Rhodes occurred during the latest Pliocene (coeval with the lower part of the Lindos Bay clay). This event is coeval with formation of the Rhodes Basin. However, a unique feature is the major and rapid uplift recorded in northeastern Rhodes during the Early Pleistocene (forced regression of the Cape Arkhangelos calcarenite). The closest tectonic–sedimentary evolution is documented along the southeastern shoreline of Rhodes. In this region, between Lindos and Cape Prasonision (Fig. 1B), the Kritika Member, the Kolymbia limestone and the deep-water Lindos Bay clay have been recorded (Nelson et al., 2001; our preliminary observations). A newly defined formation, the Plimiri Algal limestone unconformably overlies this sequence and is considered to be an equivalent of the Lindos Acropolis Formation (Nelson et al., 2001). The presence of the Ladiko–Tsampika Formation and Cape Arkhangelos calcarenite has not yet been reported and much more detailed work remains to be done in this area.

The easternmost part of Rhodes may be considered as connected to the Rhodes Basin, because both

collapsed during the latest Pliocene. But, since around 1.4 Ma, the easternmost part of Rhodes has been rapidly uplifted and thus was disconnected from the subsiding Rhodes Basin. From that time on, the easternmost part of Rhodes has to be treated as a discrete structural block with its own specific tectono-sedimentary evolution.

6. Conclusion

This paper documents the chronostratigraphy, sedimentology, and palaeoecology of the Late Pliocene to Middle Pleistocene coastal deposits of northeastern Rhodes.

Two main transgressive–regressive sedimentary cycles are evidenced: the — the Rhodes Formation cycle (including the Kritika) and the Ladiko–Tsampika Formation cycle, each bounded by major erosional surfaces.

The Rhodes Formation is considered to have been deposited during one tectonically controlled sedimentary cycle. The Kritika Member and the Kolymbia limestone are interpreted as a transgressive systems tract, the Lindos Bay clay as a highstand systems tract and the Cape Arkhangelos calcarenite as a shelf margin wedge to lowstand systems tract. This cycle lasted around 1 Ma, between the Late Pliocene to about 1.4–1.3 Ma. Vertical tectonic movements of the coastal palaeorelief initially controlled the sedimentation. Low-speed subsidence is recorded during the Late Pliocene transgression (Kritika Member). A tectonic drowning later occurred during the latest Pliocene–earliest Pleistocene (Kolymbia limestone and Lindos Bay clay). A major and rapid tectonic inversion, resulting in a rapid uplift and an emersion, developed during 1.4–1.3 Ma (Cape Arkhangelos calcarenite). The major consequence is a stepwise forced regression that formed several abrasion platforms on the basement limestones.

The Ladiko–Tsampika Formation is interpreted as the transgressive systems tract of an incomplete second Pleistocene sedimentary cycle, between approximately 1.3 and 0.3 Ma, abruptly disrupted by a major emersion. Despite an active extensional tectonic setting, the subsidence was very slow and climatic cycles were consequently recorded in the coastal deposits. The sedimentary organization was strongly influenced by 40 and then 100-kyr climatic cycles. The origin of the major erosion at the top of the Ladiko–Tsampika Formation is currently unknown, principally because of the lack of precise dates.

The eastern part of Rhodes provides a good example of the geodynamic evolution in an active fore-arc where vertical movements are probably on a million-year

timescale. This region experienced a different tectono-stratigraphic history from that of the neighbouring continental Apollakia Basin and deep-sea Rhodes Basin (Woodside et al., 2000; ten Veen and Kleinspehn, 2002). It is characterized by slow vertical motions (around 0.16 mm/year), disrupted by rapid vertical movements (2.6–5.2 mm/year), including rapid drownings and uplifts. Climatic cycles were recorded in the sedimentation only when subsidence was slow. The easternmost part of Rhodes has to be considered as a separate structural block in the Aegean fore-arc with its own tectono-sedimentary evolution since the Early Pleistocene.

Acknowledgements

Fieldwork was initially funded by a research grant from the French CNRS-Greek NHRF agreement for scientific cooperation. Research was later supported by the CNRS (UMR 5125 PEPS) and the Institut Universitaire de France. We are grateful to Speranta Popescu for her assistance during sampling and to Arlette Armand for compilation of the bibliographic database. The authors wish to thank R.G. Bromley for a critical reading of a manuscript copy of this paper, two anonymous reviewers for their valuable suggestions, and K.A.W. Crook for improving the English text. The help of G. Féraud is also acknowledged.

References

- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J., Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 91–108.
- Beaudouin, C., 2003. Les effets du Dernier Cycle Climatique sur la végétation de la basse vallée du Rhône et sur la sédimentation de la plate-forme du golfe du Lion d'après la palynologie. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Lyon 1. 417 pp.
- Beckman, L.J., 1995. Stratigraphical and sedimentological investigations of Pliocene/Pleistocene deposits at Lindos Bay, Rhodes. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Tromsø. 147 pp.
- Benali-Baitich, S., 2003. Paléobiocoenoses d'ostracodes dans les coupes Faliraki I et II de la Formation de Kritika (Pliocène supérieur, Rhodes, Grèce). Unpublished MSc Thesis, University of Lyon 1. 50 pp.
- Benda, L., Meulenkamp, J.E., van de Weerd, A., 1977. Biostratigraphic correlations in the eastern Mediterranean Neogene: 3. Correlation between mammal, sporomorph and marine microfossil assemblages from the Upper Cenozoic of Rhodes, Greece. *Newsletters on Stratigraphy* 6 (2), 117–130.
- Berger, W.H., Jansen, E., 1994. Mid-Pleistocene Climate Shift: The Nansen Connection, The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 295–311.
- Berger, W.H., Bickert, T., Schmidt, H., Wefer, G., 1993. Quaternary oxygen isotope record of pelagic foraminifers: Site 806, Ontong Java Plateau. In: Berger, W.H., Kroenke, L.W., Mayer, L.A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 381–395.
- Berggren, W.A., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Kent, D.V., Obradovich, J.D., Raffi, I., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., 1995. Late Neogene chronology: new perspectives in high-resolution stratigraphy. *GSA Bulletin* 107 (11), 1272–1287.
- Broekman, J.A., 1972. Sedimentation and paleoecology of Pliocene lagoonal–shallow deposits on the island of Rhodes (Greece). Unpublished Ph.D. Thesis, Rijksuniversiteit Utrecht. 132 pp.
- Broekman, J.A., 1973. Sedimentary structures and paleoecology of the Pliocene Kritika Formation in a section near Kalithies (Rhodos, Greece). *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Series B*, vol. 76(5), pp. 423–445.
- Broekman, J.A., 1974. Sedimentation and paleoecology of Pliocene lagoonal–shallow marine deposits on the Island of Rhodes (Greece). *Utrecht Micropaleontological Bulletins* 8, 1–142.
- Buisine, C., 2000. Analyse palynologique dans un contexte géodynamique actif: application aux coupes de Kolimpia et de Tsampika (Rhodes, Grèce), Unpublished report, University of Lyon 1, pp. 1–24.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 100, 6093–6095.
- Combourieu-Nebout, N., 1993. Vegetation response to Upper Pliocene glacial/interglacial cyclicity in the central Mediterranean. *Quaternary Research* 40, 228–236.
- Cour, P., 1974. Nouvelles techniques de détection des flux et de retombées polliniques: étude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface du sol. *Pollen et Spores* 16 (1), 103–141.
- Drivaliari, A., 1993. Images polliniques et paléoenvironnements au Néogène supérieur en Méditerranée orientale. Aspects climatiques et paléogéographiques d'un transect latitudinal (de la Roumanie au delta du Nil). Unpublished Ph.D. Thesis, University of Montpellier 2. 333 pp.
- Duermeijer, C.E., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Ten Veen, J.H., 1998. Post–Early Messinian counterclockwise rotations on Crete: implications for Late Miocene to recent kinematics of the southern Hellenic arc. *Tectonophysics* 298, 177–189.
- Duermeijer, C.E., Nyst, M., Meijer, P.T., Langereis, C.G., Spakman, W., 2000. Neogene evolution of the Aegean arc: paleomagnetic and geodetic evidence for a rapid and young rotation phase. *Earth and Planetary Science Letters* 176, 509–525.
- Féraud, G., Gastaud, J., Auzende, J.M., Olivet, J.L., Cornen, G., 1982. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the alkaline volcanism and the basement of the Gorringe Bank, North Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 57, 211–226.
- Ferry, S., Moissette, P., Suc, J.-P., 2001. Le Plio–Pléistocène de Rhodes (Grèce) Field Guide, University of Lyon, vol. 1, pp. 1–72.
- Feuillet, N., Tapponnier, P., Manighetti, I., Villemant, B., King, G.C.P., 2004. Differential uplift and tilt of Pleistocene reef platforms and Quaternary slip rate on the Morne-Piton normal fault (Guadeloupe, French West Indies). *Journal of Geophysical Research* 109, B02404.
- Flemming, N.C., Woodworth, P.L., 1988. Monthly mean sea levels in Greece during 1969–1983 compared to relative vertical land movements measured over different timescales. *Tectonophysics* 148 (1–2), 59–72.
- Frydas, D., 1994. Die Pliozän/Pleistozän-Grenze auf der Insel Rhodes (Griechenland). *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie* 76, 331–344.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., 2004. Geologic time scale—why, how, and next! *Lethaia* 37, 175–181.

- Hajjaji, M., Bodergat, A.-M., Moissette, P., Prieur, A., Rio, M., 1998. Signification écologique des associations d'ostracodes de la coupe de Kritika (Pliocène supérieur, Rhodes, Grèce). *Revue de Micropaléontologie* 41 (3), 211–233.
- Hanken, N.-M., Bromley, R.G., Miller, J., 1996. Plio–Pleistocene sedimentation in coastal grabens, north-east Rhodes, Greece. *Geological Journal* 31 (3), 271–296.
- Hanken, N.-M., Bromley, R.G., Thomsen, E., 2001. Trace fossils of the bivalve *Panopea faujasi*, Pliocene, Rhodes, Greece. *Ichnos* 8 (2), 117–130.
- Hansen, K.S., 1999. Development of a prograding carbonate wedge during sea level fall: lower Pleistocene of Rhodes, Greece. *Sedimentology* 46 (3), 559–576.
- Hansen, K.S., 2001. Sedimentology of Pliocene–Pleistocene temperate water carbonates from Northeast Rhodes, Greece. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Copenhagen. 311 pp.
- Heusser, L.E., Balsam, W.L., 1977. Pollen distribution in the Northeast Pacific Ocean. *Quaternary Research* 7, 45–62.
- Joannin, S., 2003. Forçage climatique des séquences emboîtées du Pléistocène inférieur et moyen de Tsampika (île de Rhodes, Grèce). Unpublished MSc Thesis, University of Lyon 1. 52 pp.
- Kennett, J.P., Srinivasan, M.S. (Eds.), 1983. Neogene Planktonic Foraminifera, A Phylogenetic Atlas. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania.
- Keraudren, B., 1970. Les formations quaternaires marines de la Grèce. *Bulletin du Musée d'Anthropologie préhistorique de Monaco* 6, 5–153.
- Kouli, E., 1993. Initiation à la palynologie avec l'étude d'échantillons sédimentaires de l'île de Rhodes, Pléistocène inférieur (Grèce), Unpublished report, University of Montpellier 2, pp. 1–15.
- Kovacs, E., Spjeldnaes, N., 1999. Pliocene–Pleistocene stratigraphy of Rhodes, Greece. *Newsletters on Stratigraphy* 37 (3), 191–208.
- Lavoyer, T., 2004. Mécanismes d'envoyage de la plate-forme de Rhodes (Grèce) par l'étude des assemblages de bryozoaires. Unpublished MSc Thesis, University of Lyon 1. 39 pp.
- Lekkas, E., Papanikolaou, D., Sakellariou, D., 2000. Neotectonic map of Rhodos island (Greece). OASP Report, p. 115.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Gudjonsson, L., Zachariasse, W.J., 1992. Late Pliocene to Early Pleistocene astronomically forced sea surface productivity and temperature variations in the Mediterranean. *Marine Micropaleontology* 19, 49–78.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Raffi, I., Vergnaud-Grazzini, C., 1996. Early Pleistocene chronology of the Vrica section (Calabria, Italy). *Paleoceanography* 11, 797–812.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Raffi, I., 1998. Base of large *Gephyrocapsa* and astronomical calibration of Early Pleistocene sapropels in site 967 and Hole 969D: solving the chronology of the Vrica section (Calabria, Italy). *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, vol. 160, pp. 191–197.
- Løvlie, R., Støle, G., Spjeldnaes, N., 1989. Magnetic polarity stratigraphy of Pliocene–Pleistocene marine sediments from Rhodos, eastern Mediterranean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 54 (3–4), 340–352.
- Maillet, M., 2003. Variations bathymétriques dans le Plio–Pléistocène de Rhodes d'après l'étude des assemblages de bryozoaires (Formation de Kritika, île de Rhodes, Grèce). Unpublished MSc Thesis, University of Lyon 1. 48 pp.
- Meulenkamp, J.E., De Mulder, E.F.J., Van De Weerd, A., 1972. Sedimentary history and paleogeography of the Late Cenozoic of the Island of Rhodos. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 123, 541–553.
- Moissette, P., Spjeldnaes, N., 1995. Plio–Pleistocene deep-water bryozoans from Rhodes, Greece. *Palaeontology* 38 (4), 771–799.
- Mudelsee, M., Schulz, M., 1997. The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. *Earth and Planetary Science Letters* 151, 117–123.
- Mutti, E., Orombelli, G., Pozzi, R., 1970. Geological studies on the Dodecanese Islands (Aegean Sea): IX. Geological map of the island of Rhodes (Greece); explanatory notes. *Annales Géologiques des Pays Helléniques* 22, 79–226.
- Nelson, C.S., Freiwald, A., Titschack, J., List, S., 2001. Lithostratigraphy and sequence architecture of temperate mixed siliciclastic-carbonate facies in a new Plio–Pleistocene section at Plimiri, Rhodes Island (Greece). *Occasional Report*, vol. 25. Department of Earth Sciences, University of Waikato, pp. 1–50.
- Orombelli, G., Montanari, C., 1967. Geological studies on the Dodecanese Islands (Aegean Sea): VI. The Calabrian of the island of Rhodes (Greece), preliminary information. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 86 (2), 103–113.
- Peters, J.M., Troelstra, S.R., van Harten, D., 1985. Late Neogene and Quaternary vertical movements in eastern Crete and their regional significance. *Journal of the Geological Society* 142 (3), 501–513.
- Pillans, B., Chappell, J., Naish, T.R., 1998. A review of the Milankovitch climatic beat: template for Plio–Pleistocene sea-level changes and sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology* 122, 5–21.
- Pirazzoli, P.A., Montaggioni, L.F., Thommeret, J., Thommeret, V., Laborel, J., 1982. Sur les lignes de rivage et la néotectonique à Rhodes (Grèce) à l'Holocène. *Annales de l'Institut Océanographique* 58 (1), 89–102.
- Pirazzoli, P.A., Montaggioni, L.F., Saliege, J.F., Segonzac, G., Thommeret, Y., Vergnaud-Grazzini, C., 1989. Crustal block movements from Holocene shorelines: Rhodes Island (Greece). *Tectonophysics* 170 (1–2), 89–114.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Shackleton, N.J., Oppo, D.W., 1990. Evolution of Atlantic–Pacific N13C gradients over the last 2.5 my. *Earth and Planetary Science Letters* 97, 353–368.
- Ruddiman, W.F., 2003. Orbital insolation, ice volume, and greenhouse gases. *Quaternary Science Reviews* 22 (15–17), 1597–1629.
- Ruddiman, W.F., McIntyre, A., Raymo, M., 1986. Paleoenvironmental results from North Atlantic Sites 607 and 609. In: Ruddiman, W.F., Kidd, R.B., Thomas, E. (Eds.), *Initial Reports of the DSDP*, pp. 855–878.
- Sissingh, W., 1972. Late Cenozoic Ostracoda of the south Aegean Island Arc. *Utrecht Micropaleontological Bulletins* 6, 1–187.
- Spjeldnaes, N., Moissette, P., 1997. Celleporid (bryozoan) thickets from the upper Pliocene of the Island of Rhodes, Greece. In: James, N.P., Clarke, J.A.D. (Eds.), *Cool-Water Carbonates*. SEPM Special Publication, vol. 56, pp. 263–270. Tulsa.
- Steinthsordt, M., 2002. Depositional environment of the Pliocene Kolymia Limestone, Rhodes, Greece. Unpublished MSc Thesis, University of Copenhagen. 92 pp.
- Stiros, S.C., 1998. Archaeological evidence for unusually rapid Holocene uplift rates in an active normal faulting terrain: Roman harbour of Aigeira, Gulf of Corinth, Greece. *Geoarchaeology* 13, 731–741.
- Suc, J.-P., 1989. Distribution latitudinale et étagement des associations végétales du Cénozoïque supérieur dans l'aire ouest-méditerranéenne. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8 (5), 541–550.
- Suc, J.-P., Violanti, D., Londeix, L., Poumot, C., Robert, C., Clauzon, G., Turon, J.-L., Ferrier, J., Chikhi, H., Cambon, G., Gautier, F., 1995. Evolution of the Messinian Mediterranean environments: the

- Tripoli Formation at Capodarso (Sicily, Italy). Review of Palaeobotany and Palynology 87, 51–79.
- ten Veen, J.H., Kleinspehn, K.L., 2002. Geodynamics along an increasingly curved convergent plate margin: Late Miocene–Pleistocene Rhodes, Greece. *Tectonics* 21 (3), 1–21.
- Thomsen, E., Rasmussen, T.L., Hastrup, A., 2001. Calcareous nannofossil, ostracode and foraminifera biostratigraphy of Plio–Pleistocene deposits, Rhodes (Greece), with a correlation to the Vrica section (Italy). *Journal of Micropalaeontology* 20 (2), 143–154.
- van Hinsbergen, D.J.J., Snel, E., Gartsman, S.A., Marunteanu, M., Langereis, C.G., Wortel, M.J.R., Meulen Kamp, J.E., 2004. Vertical motions in the Aegean volcanic arc: evidence for rapid subsidence preceding volcanic activity on Milos and Aegina. *Marine Geology* 209, 329–345.
- Westaway, R., Pringle, M., Yurtmen, S., Demir, T., Bridgland, D., Rowbotham, G., Maddy, D., 2004. Pliocene and Quaternary regional uplift in western Turkey: the Gediz River terrace staircase and the volcanism at Kula. *Tectonophysics* 391 (1–4), 121–169.
- Willmann, R., 1981. Evolution, Systematik und stratigraphische Bedeutung der neogenen Suesswassergastropoden von Rhodos und Kos/Aegaeis. *Palaeontographica Abteilung A: Palaeozoologie-Stratigraphie* 174 (1–6), 10–235.
- Woodside, J., Mascle, J., Huguen, C., Volkonskaia, A., 2000. The Rhodes Basin, a post-Miocene tectonic trough. *Marine Geology* 165 (1–4), 1–12.
- Zazo, C., 1999. Interglacial sea levels. *Quaternary International* 55, 101–113.

Changes in vegetation and marine environments in the eastern Mediterranean during Early and Middle Pleistocene (Rhodes Island, Greece)

Sébastien Joannin^{a*}, Jean-Jacques Cornée^a, Pierre Moissette^a, Jean-Pierre Suc^a, Efterpi Koskeridou^b, Christophe Lécuyer^{a,c}, Cédric Buisine^a, Katarina Kouli^b, and Serge Ferry^a

^a Université de Lyon, Lyon, F-69003, France ; université Lyon 1, Lyon, F-69003, France ; CNRS, UMR 5125, Paléoenvironnements et Paléobiosphère, Villeurbanne, F-69622, France.

^b Department of Historical Geology–Paleontology, University of Athens, Panepistimiopolis, Zografou, 15784 Athens, Greece

^c also at Institut Universitaire de France, Paris, France.

Submitted in: *Journal of Geological Society of London*

Abstract: Pollen contents, marine faunal associations and stable isotope compositions of sediments from Rhodes, Greece, have been determined in order to track environmental changes in the eastern Mediterranean during Early and Middle Pleistocene. A detailed chronostratigraphic curve, based on magnetostratigraphic data, was obtained by correlating pollen spectra with the Mediterranean oxygen isotopic curve of ODP 975. Five sedimentary sequences that correspond to MIS 37-29 and to MIS 20-17 have been investigated in the confined Tsampika microbasin. High amplitude *Pinus* variations confirm glacio-eustatic changes deduced from changes in marine faunal associations and sedimentary depositional environments. Similarly to climatic cycles identified in the marine carbonate oxygen isotope record, eight vegetation successions (mesothermic, mid- and high-altitude, and herb elements) have been documented. These were probably driven by changes in insolation occurring in polar region (obliquity impact) during the late Early Pleistocene and also during the early Middle Pleistocene.

Keywords: Palynology, Pleistocene, Rhodes Island, Greece, climatic cycles, glacio-eustatism.

Since the Late Pliocene (i.e. about 2.6 Ma), Earth has undergone major environmental perturbations that were triggered by climate dynamics expressed in terms of changes in mean temperature, seasonality, humidity and ice-cap volume. Ice volume and marine temperature variations are notably recorded in the oxygen isotope composition of foraminifer shells (Lisiecki & Raymo, 2005). Variations in ice volume are related to glacial and interglacial periods (i.e. climatic cycles; Ruddiman, 2003; Berger & Loutre, 2004). Climate is under the control of orbital parameters which are eccentricity (100 ka period, precession modulator, Maslin & Ridgwell, 2005), obliquity (41 ka period), and precession (20 ka period). The dominance of obliquity or precession affects the duration of the climatic cycles (Maslin & Ridgwell, 2005). Late Pliocene to Early Pleistocene climatic cycles were forced by obliquity (Pisias & Moore, 1981; Kroon et al., 1998; Ruddiman, 2003), whereas Middle Pleistocene (at about 0.9-0.8 Ma) to Recent, climatic cycles were mainly controlled by a combination of eccentricity and precession (100 ka long cycles; von Grafenstein et al., 1999; Ruddiman, 2003). Mudelsee & Statterger (1997) and Maslin & Ridgwell (2005) placed the beginning of

4.3. Tsampika

the 100 ka long cycles at 0.620 Ma. Earth's climate experienced a global cooling during this period (Ruddiman, 2003). The dominance change from obliquity to precession is known as the Middle Pleistocene Revolution (MPR; Maslin & Ridgwell, 2005).

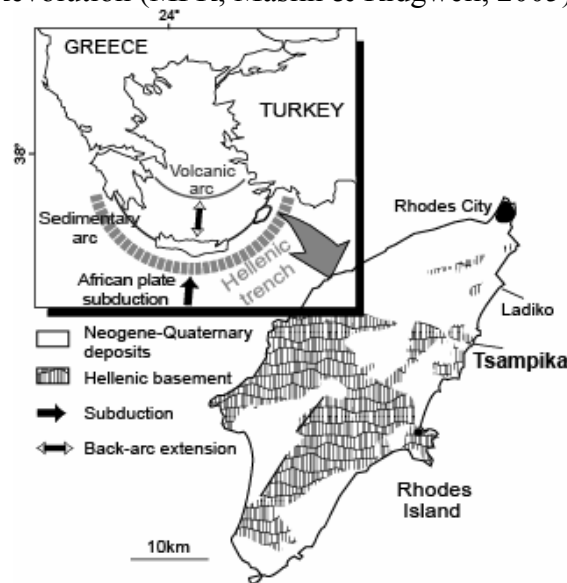


Figure 1. Simplified geological map of Rhodes. Inset shows the general tectonic context of the eastern Mediterranean.

During this time of intensive climate changes, the subduction of the African plate under the Aegean plate resulted in the formation of the eastern Hellenic fore-arc (Vanney & Genneseaux, 1985). The Greek island of Rhodes (Fig. 1) belongs to this arc and was separated from Turkey during the Early Pliocene (Meulenkamp et al., 1972; Ten Veen & Kleinspehn, 2002). To the East is located the deep Rhodes basin, which was interpreted as a post-Miocene subduction-related trench (Woodside et al., 2000).

The modern vegetation of Rhodes was inherited from the Pliocene Asian sub-tropical vegetation during the Late Pliocene and Pleistocene. The influence of climatic cycles on vegetation during the Pliocene and Early Pleistocene was investigated in the Mediterranean region by analysing pollens from continental and marine sediments (Suc & Zagwijn, 1983; Suc, 1984; Combourieu-Nebout & Vergnaud Grazzini, 1991; Russo Ermoli, 1994; Russo Ermoli, 1999; Rossignol-strick and Paterne, 1999, Subally et al., 1999). However, most of the studies dealing with vegetation changes of the Early and Middle Pleistocene transition were conducted in Italy, in central Mediterranean regions (Ravazzi & Rossignol Strick, 1995; Ravazzi et al., 2005, Capraro et al., 2005). In Greece, Wijmstra & Smit (1976), Tzedakis et al., (1995) and Okuda et al., (2002) provided accurate information about the distribution of the European and Mediterranean taxa during the last 600 thousand years. The eastern Mediterranean region was considered as refugia during this period (Svenning, 2003). Understanding the Pleistocene vegetation changes in the eastern Mediterranean so needs to study the pollen content from sediments older than 600 ka.

This study is based on the pollen analysis of the Tsampika composite section belonging to the Ladiko-Tsampika Formation dated as Early and Middle Pleistocene by Cornée et al. (2006). The goal of this study is to refine the chronology of the different sedimentary/climatic sequences by correlation of our pollen spectra with the Marine Isotope Stages (MIS) derived from the Mediterranean oxygen isotopic curve of De Kaenel et al (2001).

Early to Middle Pleistocene vegetation successions of Rhodes will be analysed through interglacial-glacial alternations in order to contribute to the knowledge of the phytogeographic evolution of the Mediterranean since the Pliocene. More specifically, we will examine how vegetation reacted to orbital parameters (Magri and Tzedakis, 2000)

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

recording either the 41 ka cycles (Pisias & Moore, 1981; Kroon et al., 1998; Ruddiman, 2003) or the 100 ka cycles (Mudelsee & Stattegger, 1997; Maslin & Ridgwell, 2005).

Oxygen isotope measurements of mollusc shells from the semi-enclosed Tsampika microbasin will be used to discuss seawater temperatures in relation to interglacial-glacial stages.

Geological setting

The Late Pliocene-Pleistocene deposits of Rhodes were unconformably deposited on the Aegean Chain (Mutti et al., 1970). Their general stratigraphic and sedimentological features were established by Mutti et al. (1970), Meulenkamp et al. (1972), and Hanken et al. (1996). Cornée et al. (2006) investigated these deposits on the basis of field studies, sedimentology, bio- and magnetostratigraphy, palaeoecology and palynology. These authors defined three formations separated by major erosional unconformities (Fig. 2a): the Late Pliocene to Early Pleistocene Rhodes Formation, the Early-Middle Pleistocene Ladiko-Tsampika Formation, and the Late Pleistocene Lindos-Acropolis Formation. This work focuses on the Ladiko-Tsampika Formation which was deposited between around 1.3-1.2 Ma and 0.3 Ma (Cornée et al., 2006).

The studied sections are located in the Tsampika Bay (Fig. 2b). The siliciclastic deposits are about 160 m thick and organized in 9 sedimentary sequences (TS1 to TS9) which infilled an erosional palaeovalley (Cornée et al., 2006). Sequence TS1 is composed of fluvial deposits grading upward into marine shoreface strata then into deltaic littoral and low-salinity facies. Above are eight retrogradational-progradational sequences composed of continental to marine conglomerates, marine sandstones and monotonous offshore marine greenish silty clays. These sequences were interpreted as the result of decametric sea-level changes related to glacial-interglacial episodes. Variations in amounts of *Pinus* grains and changes in the "pollen index" (mesothermic and mid- to high-altitude elements divided by herbaceous elements) were also correlated with climatic fluctuations. A restricted depositional environment, probably associated with the partly enclosed character of the embayment (Fig. 2c), was identified throughout the formation (Cornée et al., 2006). An abrupt synsedimentary tectonic episode occurred at the end of the deposition of sequence TS4 which is presently dismembered. The current study focuses on sequences TS1-TS3 and TS5-TS6 (Fig. 2c), as the other sequences do not allow full sampling.

Modern climate and phytogeography

Vegetation is generally organized into altitudinal vegetation belts corresponding to latitudinal zones (Ozenda, 1975). This study focused on a small island with low elevations (600 m at maximum), the pollen record is expected to be very sensitive to enlargements or shortenings of the vegetation belts which can result from tectonic vertical motions or global climate changes.

The present-day climate of Rhodes is influenced by its relative southern location which induces warmer temperatures compared to the cooler climate of western and central Europe. The mean annual temperature is about 19°C, and the annual precipitation about 893 mm/year in Paradissi Station, at 36°4'N; 28°08'E (using LocClim 1.0.; FAO, 2002). Due to the low elevation of the island, only two vegetation belts occur (Quézel & Barbero, 1985; Quézel & Médail, 2003): [1] the thermomediterranean belt, composed of *Ceratonia siliqua*, *Pistacia lentiscus*, *Myrtus communis*, and *Olea europaea* subsp. *silvestris* in the eastern part of the island; with *Pinus brutia* and *Cupressus sempervirens* higher and in the western part of the island; [2] the mesomediterranean belt, in the highest parts of Rhodes, is also composed of *Pinus brutia* and *Cupressus sempervirens*. Both vegetations belts also occur at low elevation

4.3. Tsampika

in the coastal areas of western Turkey. However, with increasing elevation other belts are identified: the supramediterranean belt (*Quercus coccifera*, deciduous *Quercus*), the mountainous-Mediterranean belt (*Cedrus libani*, Taurus Mountain) and the Anatolian steppes on the high plateaus (*Artemisia fragrans* mainly). *Pinus brutia* and *Cupressus sempervirens* can live up to an altitude of 1700 metres. The *Cedrus* belt is located there between 1400 and 2000 m (with 1000 to 2000 mm/year rainfall; Quézel, 1998).

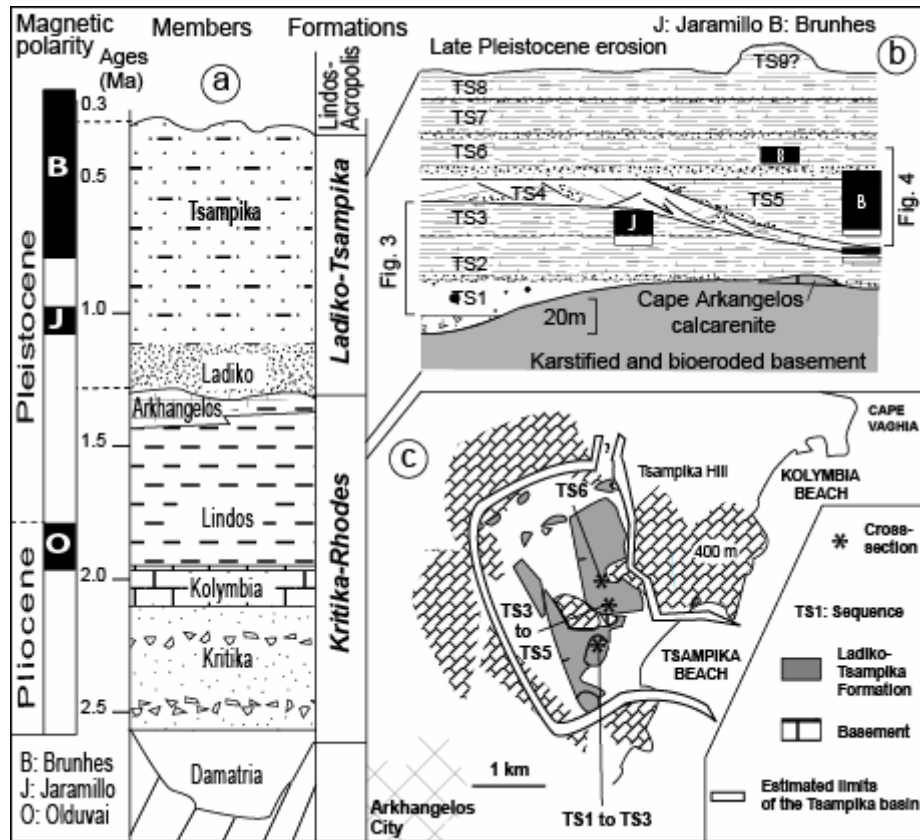


Figure 2. a: Chronostratigraphy of the Plio-Pleistocene deposits of Rhodes. b: Sedimentary organisation. c: Tsampika basin spatial configuration. Figures 2b and 2c adapted from Cornée et al. (2006).

Materials and methods

Pollens

A total of 116 samples were collected in sequences TS1-2-3-5-6-7-8 (Fig. 2b). Sample interval in clayey sediments was approximately 1 m. Samples were processed using a standard method adapted from Cour (1974). HCl and HF attacks were followed by residue sieving between 160 μm and 10 μm and by enrichment procedures (ZnCl_2). Eighty-seven samples provided enough pollen grains for analysis and 150 pollen grains, apart from those of *Pinus*, were counted and a minimum of 20 taxa identified in each sample. Thus about 32,500 pollen grains were counted in the whole section.

Pollen grains in coastal marine terrigenous deposits mostly come from rivers (Cambon et al., 1997) and are representative of the vegetation in the drainage basin (Beaudouin et al., 2005). Because of their high buoyancy, the proportion of *Pinus* pollen grains is mostly controlled by the distance from river mouths (Heusser & Balsam, 1977). This pollen is generally over-represented in marine sediments (Beaudouin et al., 2006). *Pinus* percentages are calculated from the total pollen sum while the percentages of other taxa are calculated

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

from the total pollen sum without *Pinus*. All percentages are shown in a detailed diagram (Fig. 3-4). Taxa have been grouped according to their estimated ecology defined on the basis of their representatives in the present-day plant ecosystems (Combourieu-Nebout, 1987). Groups of vegetation are shown in a synthetic diagram (given with and without *Pinus*; Fig. 5) and main informative groups are represented in figure 6 to reconstruct dynamic (temporal) vegetation changes.

Macrofossils

Skeletal aquatic invertebrate and vertebrate remains have been studied in order to compare the changes in terrestrial vegetation with those occurring in marine settings. Collected sediment samples, weighing from 300 to 800 g, were soaked in water-diluted hydrogen peroxide (8%). They were then washed over a column of 6 sieves with diminishing mesh sizes of 2, 1, 0.5, 0.25, 0.125, and 0.063 mm. Only very rare identifiable fossils were observed in the finest fraction. Ten groups of skeletal organisms have been identified: coralline algae (always rare, absent from Sequences TS1 to TS3), foraminifers, corals, molluscs (bivalves, gastropods and very rare scaphopods and polyplacophorans), serpulid worms, bryozoans, brachiopods, crustaceans (mostly ostracods, but also scarce decapods and barnacles), echinoderms (essentially echinoids), and fishes (Fig. 5).

Oxygen isotope ratios of carbonates

Two bivalve shells of *Spondylus gaederopus* were used for isotopic investigations. The first one is a Recent specimen and was collected off the southern coast of Corsica Island at shallow depth (5 m). The second shell is a fossil specimen sampled from the Ladiko-Tsampika Formation (TS1-3; Fig. 5). The modern *Spondylus* specimen was selected to determine in what extent its oxygen isotope composition records seawater temperature in which it grew and how it can be used to interpret the data obtained from the fossil *Spondylus* collected from Tsampika. Submature or mature sections of mollusc shells should be preferred for the analysis of carbon and oxygen isotope compositions, thus avoiding large isotopic fractionation effects of kinetic or metabolic origin (e.g. McConnaughey et al., 1997; Dettman et al., 1999).

Carbonate samples have been taken closely spaced (ca. 2 mm) by drilling the left valve along the growth axis of both *Spondylus* shells (Table 1-2). Both shells have been cleaned and washed in an ultrasonic bath before sampling with a micro-driller. Oxygen isotope ratios of these carbonate samples have been measured by using a Multiprep™ automated sample preparation device coupled to a GVI Isoprime™ stable isotope ratio mass spectrometer configured in dual inlet mode. Between 100 µg and 200 µg of powdered carbonate was reacted with phosphoric acid at 90±0.1°C during 10 minutes. All samples have been duplicated or triplicated and isotopic compositions have been calibrated to NBS19 and quoted in the delta notation (‰ V-SMOW for δ¹⁸O and ‰ V-PDB for δ¹³C). Reproducibilities (1σ) were less than 0.15‰ for δ¹⁸O and 0.1‰ for δ¹³C values.

Results

Pollen analysis

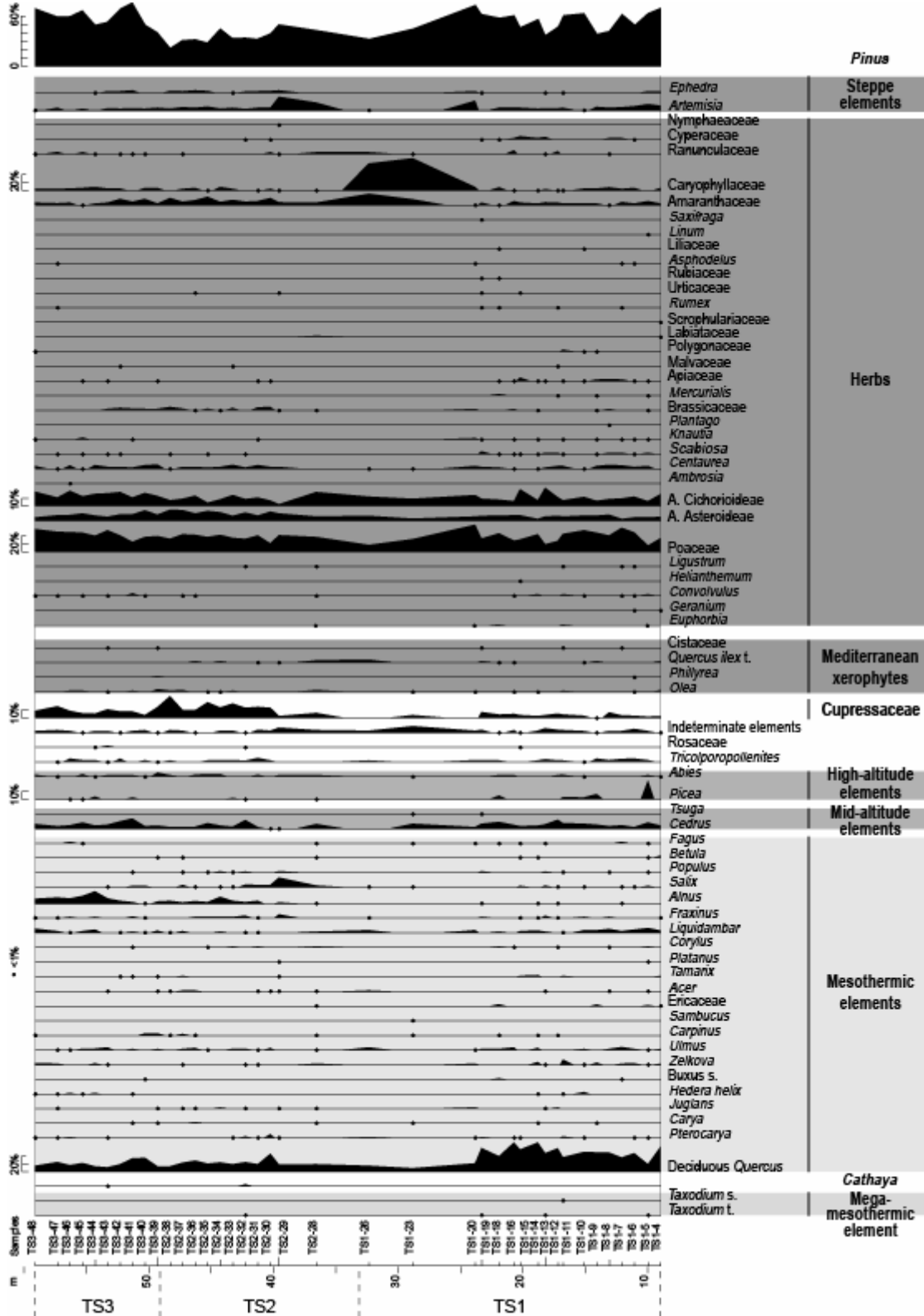
The following pollen taxa have been identified in the Tsampika Formation:

- common mesothermic Early-Middle Pleistocene typical taxa of the Mediterranean region which are *Carya*, *Zelkova*, *Pterocarya*, and *Liquidambar*,
- mid-altitude taxa such as *Cedrus* and *Tsuga*,

4.3. Tsampika

- and subtropical elements represented by rare pollen grains of *Cathaya* which is a mid-altitude relict conifer restricted today to China, and also by mega-mesothermic Taxodiaceae (Fig. 3-4).

Specific vegetation patterns of the Tsampika Formation are marked by the abundance of Cupressaceae, irrespective of the relative proportions of other taxa, and by the scarcity of *Artemisia*.



Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Figure 3. Detailed pollen diagrams of sequences TS1-2-3. All taxa (except *Pinus*) are represented in relative percentages, which are calculated according to the total of counted pollen grains minus *Pinus*. Only *Pinus* has a relative percentage based on the total of counted pollen grains. Taxonomic groups are based on the ecological significance of their present-day representatives: mesothermic elements (such as deciduous *Quercus*, *Carya*, *Pterocarya*...), mid-altitude elements (*Cedrus* and *Tsuga*), high-altitude elements (*Picea*, *Abies*), Mediterranean xerophytes (such as *Olea*), herbs (such as Poaceae, Asteraceae, Asteroideae...) and steppe elements (such as *Artemisia* and *Ephedra*).

As indicated on figure 5 and discussed by Cornée et al. (2006), facies changes in the Tsampika section were related to eustatic changes. These authors also correlated the amount of *Pinus* pollen with the observed sedimentary changes; shoreface facies contain less *Pinus* pollen than offshore facies. They also noticed that taxa requiring warm to temperate and humid conditions (i.e. *Quercus*, *Cedrus*, *Abies*) were abundant in the offshore deposits of the sequences while taxa indicative of cold and more arid conditions (i.e. *Artemisia*, Asteraceae, Asteroideae) were abundant in shallow-water sediments. Cornée et al. (2006) interpreted these observations as sea-level changes that were most likely coeval with glacial-interglacial cycles.

Correlation with Marine Isotopic Stages

Cornée et al. (2006) placed, on the basis of palaeomagnetic results, the onset of the Jaramillo (1.070 Ma, Berggren et al., 1995) and Brunhes chrons (0.780 Ma, Berggren et al., 1995; 0.773 Ma, Channel et al., 2004) at the top of TS2 and in the lower part of TS5, respectively. These ages also correspond to the transition MIS 31-30 and to MIS 19, respectively (Maslin & Ridgwell, 2005). This result allows a partial correlation between the pollen synthetic diagrams and the Mediterranean oxygen isotope curve established with the planktonic foraminifer *Globigerina bulloides* of ODP 975 (De Kaenel et al., 2001; Fig. 5). We used the successive vegetation replacements and the relative abundance of *Pinus* as an eustatic proxy of glacial-interglacial cycles to refine the stratigraphic correlation.

Climate record and vegetation dynamics

Sequence TS1 is dated from MIS 37 to 34 on the basis of the relative chronology proposed above (Fig. 5). MIS 37 records a high abundance of *Picea* (23% in TS1-5, Fig. 3) which is similar to the *Picea* occurrence found in the Formaci di Ranica Basin at about 1.220 Ma (Ravazzi et al., 2005). MIS 37, 36 and 35 can be grouped together because of their low amplitude changes. This long warm climate phase is followed by a very cold climate phase MIS 34 (as found by Byrami et al., 2005). This cold episode corresponds to a major regression at the end of TS1. TS2 is dated from MIS 34 to MIS 30. The record of MIS 33, however, is poorly marked in the pollen diagram. The low resolution of the pollen analyses in the sandy beds most likely hides a part of the climatic signal because only 2 samples yielded pollen grains within a 12.5 m thick interval. TS3 started during MIS 30 and recorded a warm phase corresponding to MIS 29. Its uppermost part is truncated by the slumped TS4 sequence. Our time-calibration indicates that TS4 corresponds to MIS 29 to MIS 20 and TS5 to MIS 20 to MIS 18, respectively. Furthermore, the sedimentary record and the *Pinus* variations fitted same MIS 18 internal variations (MIS 18.3 of ODP 975, Fig. 5). Pollen content of TS6 reflects a warming episode related to MIS 17.

The vegetation patterns observed in the pollen diagrams can be separated in eight vegetation successions (arrows in Figure 6). They are characterized by the dominance of mesothermic elements, followed by mid- and high-altitude elements with *Pinus*, and end with maxima in herb and steppe elements. Each vegetation succession consequently shows a replacement of mesothermic elements typical of warm-temperate conditions by altitudinal vegetation

4.3. Tsampika

indicating cooler conditions and then by herb and steppe elements that characterize colder and dryer conditions.

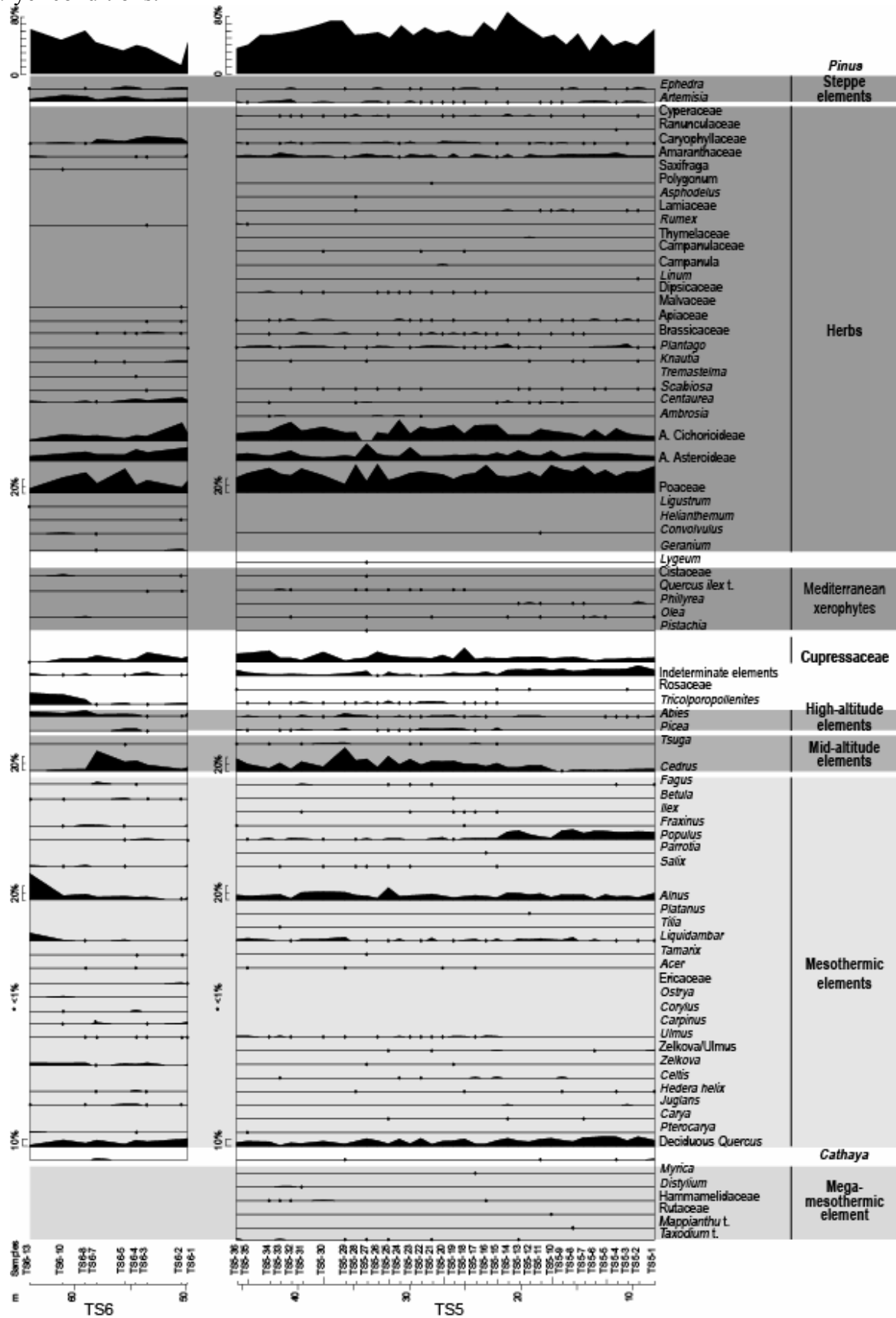


Figure 4. Detailed pollen diagrams of sequences TS5-6. See captions of Figure 3 for explanations.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

These three phases of the vegetation succession mainly included deciduous *Quercus*, *Cedrus* and Poaceae, respectively. The refined time calibration of the Tsampika section allows correlating vegetation successions with the variations in orbital parameters (Laskar et al., 2004; Fig. 6). Most warming-periods, indicated by mesothermic elements and increase in *Pinus* amount, correspond to obliquity maxima. However, obliquity variations and MIS of ODP 975 are not exactly similar to the sequences and vegetation changes in Tsampika. During the deposition of TS1 to TS3, the sequences and the *Pinus* variations are in better accordance with the record of the Mediterranean oxygen isotopic record than with the record of the orbital variations. At Tsampika, a strong decrease in eccentricity is observed between TS1 and TS2 that could have weakened environmental responses related to obliquity in pollen and sedimentary records. The beginning of TS5 is marked by a discrepancy between obliquity–mesothermic maxima and maxima of *Pinus* amount. By contrast, a decrease in eccentricity at the top of TS5 corresponds to the warm MIS 18.3 period. In this case, eccentricity did not modulate obliquity. No reliable precession change is recorded in the Tsampika vegetation (Fig. 6).

Marine biota

The analysis of the aquatic skeletal organisms shows that most samples contain low-diversity assemblages. Four types of depositional environments have been recognised in the Tsampika section (Fig. 5): fresh-water (fluvial to possibly limnic), brackish (deltaic or lagoonal), marine infralittoral, and marine circalittoral. Depositional water-depth for all sequences of the small semi-enclosed Tsampika basin was probably never more than about 50 m. Dysoxic periods are also recorded by invertebrate assemblages from parts of the marine intervals (Fig. 5).

In sequence TS1 the first two fossil-free conglomeratic samples are interpreted as fluvial in origin. They are overlain by brackish water sediments, except sample 4 which was deposited during a brief marine episode. The brackish water sediments contain gypsum crystals, coal particles, benthic foraminifers (predominantly *Ammonia beccarii* and *Elphidium* spp.), bivalves (*Macra* sp., *Cerastoderma* sp.), and gastropods (cerithids, *Terebralia* sp.). Sequences TS2 and TS3, separated by a short fossil-poor interval, are fully marine. They are characterized by the occurrence of foraminifers with abundant planktonic species in some levels, molluscs accompanied by scarce pteropods, ostracods and generally rare to very rare bryozoans and echinoids. The mollusc associations indicate either the infralittoral (*Anomia ephippium*, *Spondylus gaederopus*, *Chlamys multistriata*, *Conus mediterraneus* and *Dosinia lupinus*, *Lissopecten hyalinus*, *Thracia convexa*, *Haustator tricarinatus*) or the circalittoral (*Corbula gibba*, *Parvicardium exiguum*, *Palliolium incomparabile*, *Epitonium aculeatum*, *Dentalium* sp. and *Odostomia conoidea*, *Euclio cuspidata*). In some cases, laminated beds, abundant bivalves, and mollusc shells such as *Corbula gibba* and *Parvicardium exiguum* indicate deposition under various oxic conditions. The laminated silty clays of sequence TS5 are characterized by a poor association of bivalves, especially *Nucula* and *Macra*, and ostracods, altogether with very rare benthic and planktonic foraminifers, extremely rare bryozoans and echinoids, and some coal particles. These features suggest water stratification and therefore accumulation of organic matter on the sea-floor, possibly leading to eutrophication and reduced contents in dissolved oxygen. The shelly sandstones at the base of TS6 show a strong increase in abundance and diversity of benthic infralittoral skeletal fauna: foraminifers, corals, molluscs, serpulids, bryozoans ostracods, barnacles, and echinoids. This faunal association implies normal-marine conditions with well-oxygenated sea floor. By contrast, the overlying clayey facies contains only few fossils and probably corresponds again to poorly oxygenated depositional environments. The appearance of mollusc-rich sandstones

4.3. Tsampika

at the top of TS6 point indicates the return to normal marine conditions with a mixed assemblage of rocky and sandy bottom infralittoral communities.

Accumulation rates deduced from our time-scale are estimated high, about 2.5 ± 0.15 mm/yr for TS1 to TS3, 4.5 ± 0.5 mm/yr for TS5, and 4.7 ± 0.75 mm/yr for TS6. These high accumulation rates probably did not favour the development of a rich benthic fauna excepted in the shoreface areas.

Sample	length (mm)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
Cors-1	5	1.49	1.85
Cors-2	8	1.57	1.50
Cors-3	11	1.44	1.40
Cors-4	14	1.20	0.73
Cors-5	17	1.26	1.46
Cors-6	20	1.05	1.20
Cors-7	23	0.81	0.95
Cors-8	26	0.83	1.08
Cors-9	29	0.75	0.51
Cors-10	32	0.75	0.93
Cors-11	35	0.66	0.37
Cors-12	38	0.71	0.96
Cors-13	41	0.68	1.08
Cors-14	44	0.74	0.40
Cors-15	47	0.39	0.72
Cors-16	50	0.69	0.94
Cors-17	53	0.55	0.69
Cors-18	56	0.66	0.52
Cors-19	59	0.59	1.16
Cors-20	62	0.60	0.90
Cors-21	65	0.44	0.67

Table 1. Carbon and oxygen isotope data obtained on carbonate samples extracted along the growth axis of *Spondylus gaederopus* shell from Corsica.

Stable isotopes

The modern *Spondylus* from Corsica has $\delta^{13}\text{C}$ values that decrease regularly from 1.5‰ down to 0.5‰ with increasing biological age whereas $\delta^{18}\text{O}$ values show repeated fluctuations less than 1‰ in amplitude with the highest values approaching 2‰ close to the shell umbo (Fig. 7a). The fossil *Spondylus* from Tsampika section is characterized by co-varying $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values that roughly increase from -3% to 1% and from -1.5% to 0% , respectively (Fig. 7b). It is noteworthy that both isotopic compositions increase over the first centimetre from the shell umbo then remain at steady-state values except for sample Tss-N (Table 1). If we consider only the “adult” parts of both *Spondylus*, i.e. the last 3 cm of shell growth, they are characterized by rather constant carbon and oxygen isotope compositions. For both shells, $\delta^{13}\text{C}$ values are about 1‰ in average whereas the

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

average $\delta^{18}\text{O}$ value of modern Corsican *Spondylus* is 1‰ higher than its fossil counterpart from Rhodes.

In the fossil *Spondylus*, low $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are observed in the juvenile shell part relative to the adult one; such a pattern has been already documented for the first septa of *Nautilus* shells (Cochran et al., 1981; Taylor and Ward, 1983; Crocker et al., 1985). This isotopic pattern is not observed in the juvenile part of the modern Corsican *Spondylus* shell (Fig. 7a). The shell close to the umbo could have suffered some diagenetic alteration responsible for a decrease of both $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values relative to pristine isotopic compositions. However, diagenetic fluids are commonly aqueous and modify $\delta^{18}\text{O}$ values of carbonates with a much larger amplitude than for $\delta^{13}\text{C}$ values. If we focus on the isotopic compositions of the adult parts of both *Spondylus* shells, we observe that similar average $\delta^{13}\text{C}$ values of 1‰ have been recorded in agreement with the marine composition of dissolved carbon which is close to 1.2 ± 0.1 ‰ off Rhodes (Pierre, 1999).

Sample	length (mm)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
Tss3-A	20	-2.87	-1.45
Tss3-B	22	-2.09	-1.46
Tss-C	24	-0.31	-0.26
Tss-D	26	0.26	-0.14
Tss-E	28	0.03	-0.70
Tss-F	30	0.08	-0.09
Tss-G	32	1.05	0.27
Tss-H	34	0.86	0.15
Tss-I	36	1.06	0.01
Tss-J	38	1.27	0.14
Tss-K	40	1.00	0.24
Tss-M	44	1.22	0.29
Tss-N	46	0.83	-0.77
Tss-O	48	1.52	0.04
Tss3-P	50	1.25	-0.01
Tss3-Q	52	1.36	0.48
Tss3-R	54	0.77	-0.06
Tss3-T	58	0.75	0.30
Tss3-U	60	0.70	-0.26
Tss3-V	62	1.23	0.68
Tss3-X	66	0.46	0.55

Table 2. Carbon and oxygen isotope data obtained on carbonate samples extracted along the growth axis of *Spondylus gaederopus* shell from the Tsampika section.

Discussion

Past phytogeography

4.3. Tsampika

The Early to Middle Pleistocene vegetation of Rhodes is close to the South Turkey modern one described above. Several Pleistocene taxa (*Quercus*, *Pinus*, Cupressaceae, and *Cedrus*) common to both Rhodes and Turkey point out to a past wider extension of the modern Turkish phytosociologic units because these areas were part of the same emerged region until the Early Pliocene (Ten Veen & Kleinspehn, 2002). Deciduous *Quercus* and *Cedrus* survived during the Early and Middle Pleistocene in Rhodes despite low elevations (now about 600 m). The onset of the xeric conditions during the latest climatic cycles finally led to the present-day absence of these taxa in the low elevation Rhodes Island. In the same way, even during the glacial episodes, the low altitudes of Rhodes probably did not allow drier and colder conditions which are generally required for steppes (Subally & Quézel, 2002).

Horowitz (1989), Subally et al. (1999) and Suc and Popescu (2005) proposed a climatic duality regarding both dryness and wetness parameters between western and eastern Mediterranean regions since the Upper Pliocene. In Zakynthos (Greece), Subally et al. (1999) observed high *Artemisia* amounts in the pollen diagram, indicating dry climate during interglacial phases determined by foraminiferal isotopic measurements and correlated with MIS 69, 67 and 65. During the same period, the Crotona series (Italy) have recorded wet interglacial phases (Combourieu-Nébout et al., 1990; 1993). In Tsampika, the glacial episodes are characterized by a dry climate and interglacial phases by a wet climate, a climatic mode also observed in the western Mediterranean region (Capraro et al., 2005). Despite low amounts of *Artemisia*, the occurrence of this xeric genus in Tsampika is correlated with the glacial phases. This conclusion, which is opposed to the results given by Subally et al. (1999) for the Upper Pliocene of Zakynthos, could indicate the absence of any climatic duality between western and eastern Mediterranean regions during the late Early and Middle Pleistocene.

Vegetation and orbital parameters

The climatic cycles were 41 ka long and forced by obliquity from Late Pliocene to Early Pleistocene (Pisias & Moore, 1981; Kroon et al., 1998; Ruddiman, 2003). They were 100 ka long and controlled by combinations of eccentricity and precession since the Middle Pleistocene (at 0.9-0.8 Ma; von Grafenstein et al., 1999; Ruddiman, 2003). The replacement of obliquity cycles by 100 ka long cycles is placed later (at 0.620 Ma) by Mudelsee and Stattegger (1997). Tsampika sedimentation was controlled by climatic cycles (Cornée et al., 2006), extending from MIS 37 to MIS 17 in agreement with our new time calibration. The first three sequences corresponding to MIS 37-29 occurred at a time of obliquity control over climate. Despite the lack of MIS 29 to MIS 20, the other MIS occurred during obliquity cycles (Mudelsee & Stattegger, 1997; Maslin & Ridgwell, 2005) or during 100 ka long cycles (von Grafenstein et al., 1999; Ruddiman, 2003). The Tsampika section possibly records the change in orbital dominance.

Because of its impacts on the insolation in polar regions (Berger & Loutre, 2004), obliquity controls decametric-scale eustatic variations as recorded in the Tsampika basin. In the whole section, we identified a suitable link between vegetation successions and obliquity variations (Fig. 6). The obliquity control over vegetational successions was observed by Mommersteeg et al. (1995) in northern Greece for the Middle Pleistocene. We therefore propose that this control existed also during the Early Pleistocene. Nevertheless, precession was more influential on insolation than obliquity in low latitudes such as Rhodes (Rossignol-Strick & Paterne, 1999; Shackleton et al., 1999; Maslin & Ridgwell, 2005). Tsampika vegetation did not record the precession impact (Fig. 6) as the result of a low sampling resolution, but most likely from the low elevation of the island where movements of vegetation belts were not marked enough to be recorded in the pollen content of sediments.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

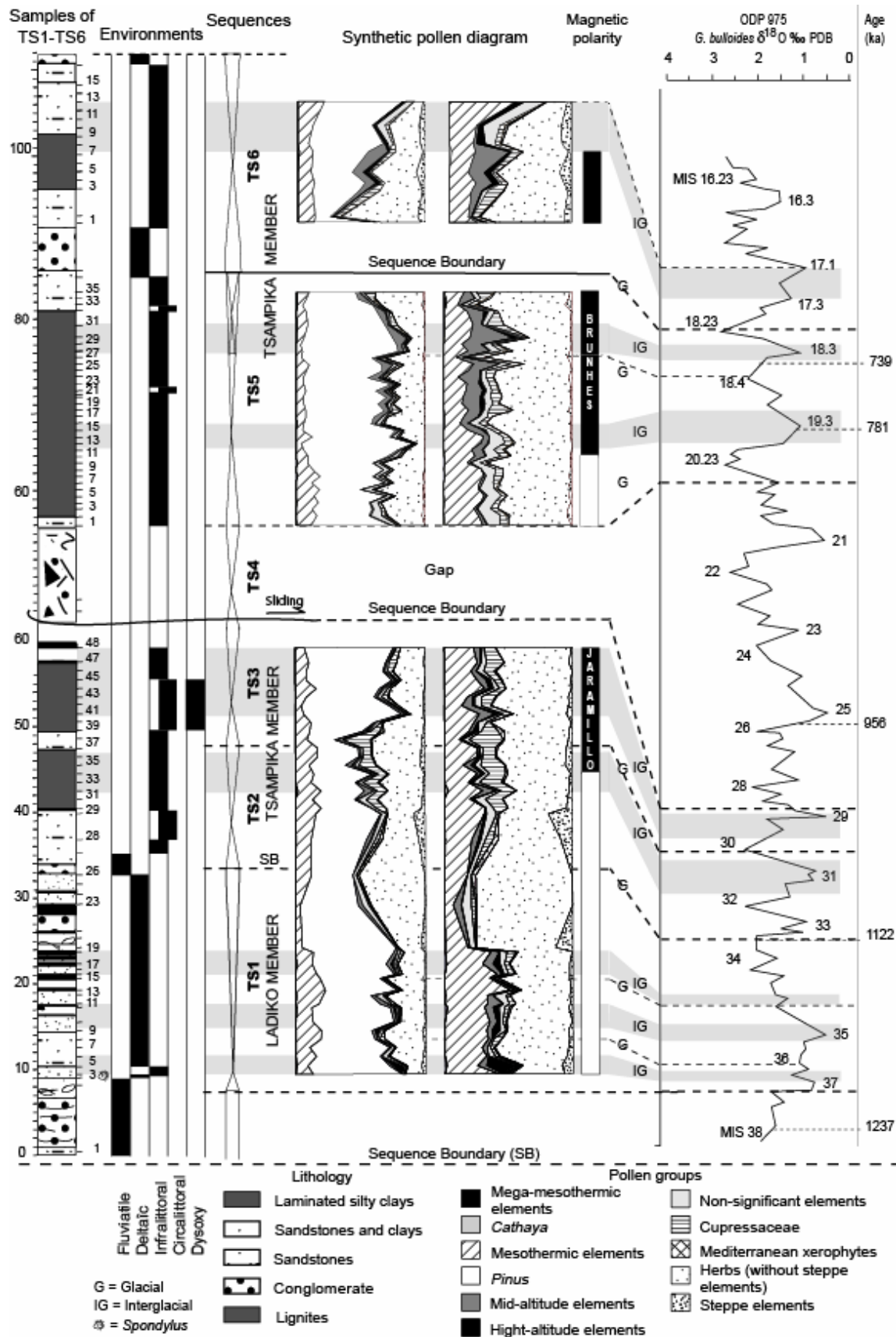


Figure 5. Synthetic diagrams showing lithology, faunal components, sequences, and pollen content (with and without *Pinus*) compared with isotopic correlations. Maximum water depth suggested by *Pinus* content is highlighted in grey.

4.3. Tsampika

Climatic cycles and chronostratigraphy

From MIS 37 to MIS 29, vegetations changes, sedimentation and oxygen isotope ratios of foraminifers argue in favour of a climate dynamics controlled by obliquity. Nevertheless, the low resolution in sandy samples due to the drastic regressive event from the uppermost part of TS1 to the lowermost part of TS2 sequences precludes any detection of a relation between obliquity and vegetation. This observation suggests that the Early Pleistocene climate was influenced by other orbital parameters such as eccentricity. Palynological, sedimentological and palaeontological changes in marine deposits observed in TS5 and TS6 correlate with climate cycles related to obliquity and corresponding to MIS 20-17. This is in opposition with the eccentricity control over climate since 0.9 Ma (Pisias & Moore, 1981; Kroon et al., 1998; Ruddiman, 2003) and in accordance with the obliquity control over climate at the beginning of the Middle Pleistocene until 0.62 Ma (Mudelsee & Statterger, 1997; Maslin & Ridgwell, 2005). Thus, the glacio-eustatic control of the sedimentation of the unstudied sequences (TS7, TS8 and TS9) was suggested to be 100 ka long cycles until 0.4-0.3 Ma (Cornée et al., 2006). An age of around 0.3 Ma might be proposed for the top of the uppermost TS9 sequence since the base of sequence TS7 corresponds to the onset of the 100 ka-cycles dated at 620 ka (MIS 16; Maslin & Ridgwell, 2005).

Water temperatures and environment of the Tsampika basin

The $\delta^{18}\text{O}$ values of the modern Corsican adult *Spondylus* shell indicate an “isotopic temperature” of 24°C calculated by using Grossman & Ku (1986)’s equation with a seawater $\delta^{18}\text{O}$ value of 1.5‰ (Pierre, 1999). This temperature is 6°C higher than the average seawater temperature of 18°C provided by the oceanographic data off Corsica (Levitus, 1994). This temperature bias most likely results from a temperature–dependent growth mode already known for other molluscs (e.g. Cornu et al., 1993). Under mid–latitudes, shell growth mainly operates during warm seasons thus explaining why the expected sinusoidal–like isotopic variations are not recorded in the studied shell. The fossil *Spondylus* adult shell from Tsampika allows the calculation of a temperature of 28°C by assuming a $\delta^{18}\text{O}$ of seawater equal to 1.8‰ and identical to present-day seawater surface off Rhodes (Pierre, 1999). In a first approximation, we can apply to the fossil shell the same temperature bias as above, leading to estimate a mean seawater temperature of 22°C. This temperature is slightly higher but remains comparable to the present–day average seawater temperature of 20°C off Rhodes (Levitus, 1994) taking into account uncertainties associated with the oxygen isotope record in the fossil shell. This result suggests that the *Spondylus* lived in a warm water mass compatible with the climatic conditions of the interglacial phase corresponding to MIS 37 proposed from our climatic model.

The Tsampika basin was semi-enclosed (Fig. 2a), and was subsiding as indicated by at least 160 m of sediments in thickness. It was opened seaward to the south through a narrow straight and infilled by detrital sediments most likely carried by river flows from the north. Because of the peculiar geometry of the basin and the abundance of clayey sediments, the Tsampika Member contains sparse planktonic and benthic open-sea organisms. Clayey infralittoral to circalittoral sediments are often barren of current sedimentary features and only reveal thin laminations, indicating quiet depositional environments during high sea levels. In some cases, dysoxic environments prevailed in these argillaceous deposits. At the same time, the abundance of encrusting spondylids and oysters and boring lithophagid bivalves on submarine palaeocliffs implies prevailing normal marine surface-water conditions. These observations suggest a probable stratification of the water column in this small semi-enclosed basin. During lower sea levels, sedimentation has operated in shallow open and oxygenated waters locally containing a diverse fauna. During glacial periods the sea level dropped, favouring the development of fluvial or brackish deposit.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

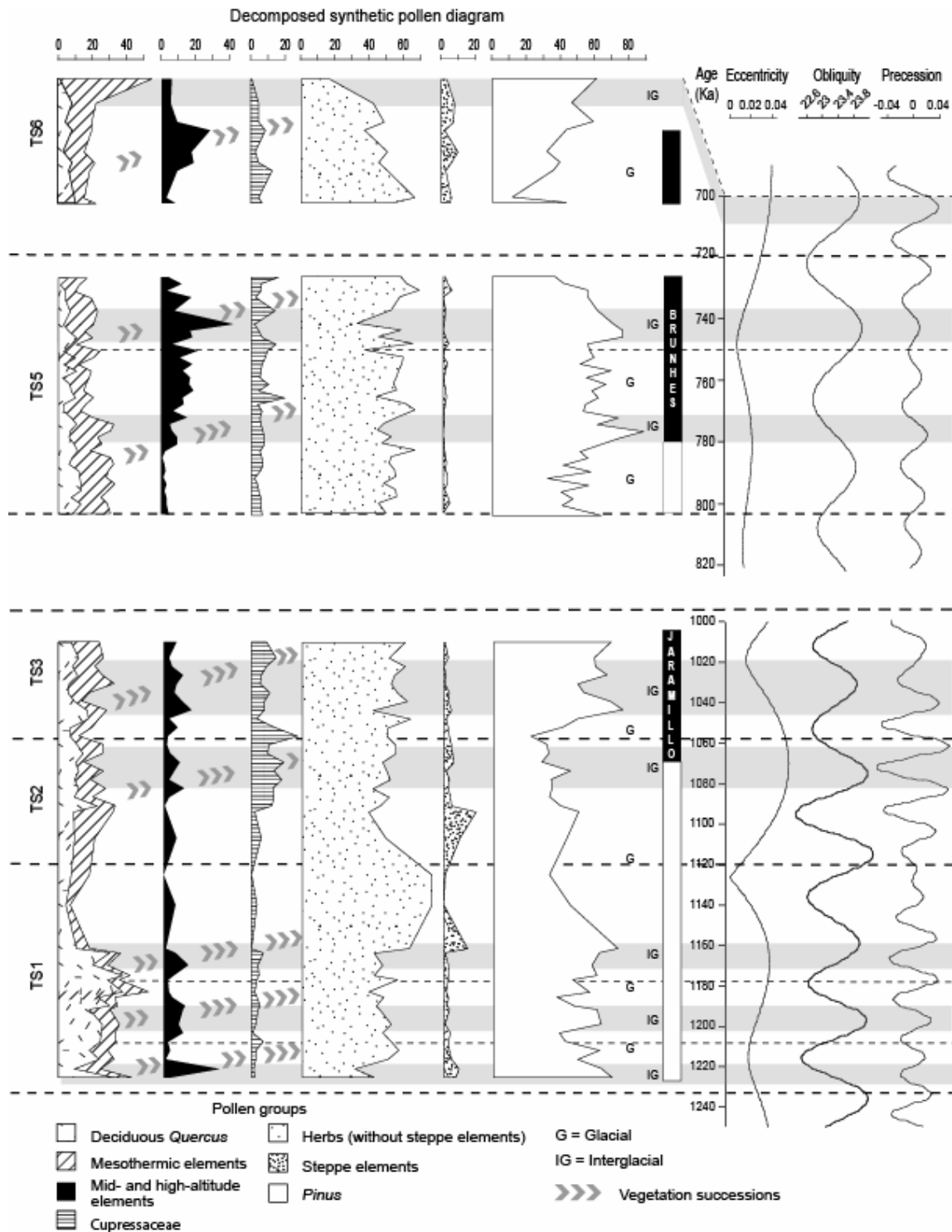


Figure 6. Synthetic pollen diagram showing vegetational successions linked to variations in orbital parameters (Laskar et al., 2004) calibrated to magnetostratigraphic results (Cornée et al., 2006). Taxonomic groups are given in percentages (based on total pollen except *Pinus*).

4.3. Tsampika

During interglacial stages, the sea level rose (base of sequences TS1, TS2 and TS6) and shallow-water sands were deposited inhabited by warm-temperate marine fauna. Then, with the deepening of the basin, the marine circulation slowed down and dysoxic bottom conditions sometimes developed in relation with clayey deposits. The first phase of interglacial stages, expressed by the marine invasion and the appearance of warm-temperate faunas, corroborates the climatic changes established from pollen analysis and oxygen isotope correlations.

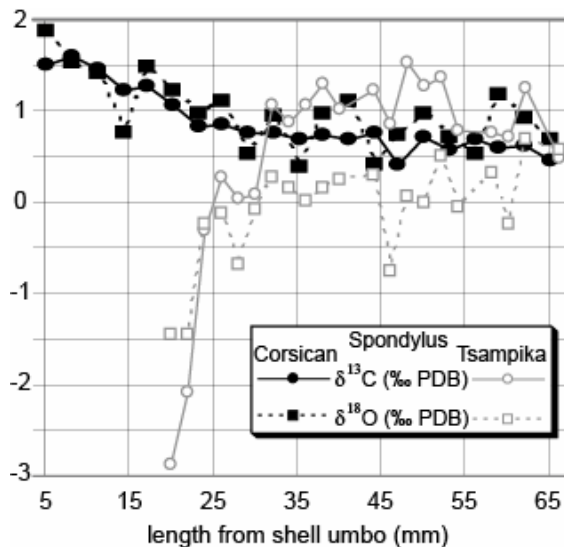


Figure 7. Carbon and oxygen isotope values from modern Corsican and Pleistocene Tsampika spondylids (sample TS1-3 on Figure 5). Values are given in Tables 1 and 2.

Conclusion

Palynological, sedimentological and palaeontological variations indicate a glacio-eustatic control for the sedimentary sequences identified in the Tsampika section. Eight vegetation successions are related to climatic cycles defined by using the Mediterranean oxygen isotope ratios provided by ODP 975 and to obliquity variations. We propose a refined age for the 5 sequences studied in the Tsampika section from MIS 37 to MIS 29 and from MIS 20 to MIS 17. Obliquity controlled vegetation dynamics during these periods and our results corroborate the hypothesis of the obliquity control over climate until 0.62 Ma which was proposed by Mudelsee & Statterger (1997) and Maslin & Ridgwell (2005). The strong decrease in eccentricity corresponds to MIS 34 and resulted in a drastic regression that weakened the environmental responses of obliquity. Orbital and glacio-eustatic controls of sedimentation allows a better age estimation of around 0.3 Ma for the last sequence (TS9). Tectonics had minor influence on sequence genesis, only controlling global subsidence and the dismembering of TS4 which is assumed to record MIS 29 to MIS 20 events.

Palynological analyses reveal relationships between past and present phytogeography. Past vegetation was composed of *Quercus*, *Pinus*, Cupressaceae and *Cedrus*. *Pinus* and Cupressaceae still exist in Rhodes while the four taxa occur today on the seaward sides of Turkish mountains. This pattern indicates a common origin of these taxa as well as the disappearance of *Quercus* and *Cedrus* which might have resulted from a recent drier climate and the low elevations of the island. Such a scenario could explain the poor records of *Artemisia*, even during glacial stages, as well as for vegetation changes related to precession.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

The proposed dryness-wetness duality between western and eastern Mediterranean during the Late Pliocene was not identified in the Early-Middle Pleistocene deposits of Tsampika.

The mean seawater temperature of 22°C estimated from the oxygen isotope composition of the fossil *Spondylus* shell is slightly higher than the present-day average seawater temperature of 20°C off Rhodes. This bivalve lived in a warm water mass compatible with the climatic conditions of an interglacial phase. The study of macrofossil associations also indicates warm-temperate fauna during marine invasions related to interglacial phases. All these results lead us to conclude that the interglacial stages were characterized by shallow-water sandy deposits with warm-temperate marine fauna, followed by a deepening of the microbasin, a stratification of the water mass, and the onset of dysoxic conditions on the muddy bottom.

Acknowledgments

Thanks are addressed to G. Jiménez-Moreno, G. Escarguel, E. Cortijo, P. Carbonel and F. Quilléveré for their help. Fieldwork was initially funded by a research grant from the French CNRS–Greek NHRF agreement for scientific cooperation. Research was later supported by the CNRS (UMR 5125 PEPS) and the Institut Universitaire de France.

References

- Bar-Matthews**, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A. & Hawkesworth, C. J. 2003. Sea-land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for palaeorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (17), 3181-3199.
- Berger**, A. & Loutre, M. F. 2004. Théorie astronomique des paléoclimats. *C. R. Geoscience*, 336, 701-709.
- Berggren**, W. A., Hilgen, F. J., Langereis, C. G., Kent, D. V., Obradovich, J. D., Raffi, I., Raymo, M. E. & Shackleton, N. J. 1995. Late Neogene chronology: new perspective in high-resolution stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 107 (11), 1272-1287.
- Beaudouin**, C., Suc, J.-P., Cambon, F., Touzani, A., Giresse, P., Pont, D., Aloisi, J.-C., Marsset, T., Cochonat, P., Duzer, D. & Ferrier, J. 2005. Present-day rhythmic deposition in the Grand Rhône prodelta (NW Mediterranean) according to high-resolution pollen analyses. *Journal of Coastal Research*, 21 (2), 292-306.
- Beaudouin**, C., Suc J.-P., Escarguel G., Arnaud M. & Charmasson S. 2006. The significance of pollen record from marine terrigenous sediments: the present-day example of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea). *Geobios*, in press.
- Byrami**, M. L., Newnham, R. M., Alloway, B. V., Pillans, B., Ogden, J., Westgate, J. & Mildenhall, D. C. 2005. A late Early Pleistocene tephrochronological and pollen record from Auckland, New Zealand. In “Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence”, Head, M. J. & Gibbard, M. L. eds., Geological Society. London, Spec. Publ. 247, 183-208.
- Cambon**, G., Suc, J.-P., Aloisi, J.-C., Giresse, P., Monaco, A., Touzani, A., Duzer, D. & Ferrier, J. 1997. Modern pollen deposition in the Rhône delta area (lagoonal and marine sediments), France. *Grana* 36, 105-113.
- Capraro**, L., Asioli, A., Backman, J., Bertoldi, R., Channell, J. E. T., Massari, F. & Rio, D. 2005. Climatic patterns revealed by pollen and oxygen isotope records across the Brunhes-Matuyama Boundary in the Central Mediterranean (Southern Italy). In “Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence”, Head, M.J., Gibbard, M.L. eds., Geological Society. London, Spec. Publ. 247, 159-182.

4.3. Tsampika

- Channel**, J. E. T., Curtis, J. H. & Flower, B. P. 2004. The Matuyama-Brunhes boundary interval (500-900 ka) in North Atlantic drift sediments. *Geophysical Journal International*, 158, 489-505.
- Cochran**, J. K., Tye, D. M. & Landman, N. H. 1981. Growth Rate and Habitat of *Nautilus pompilius* Inferred from Radioactive and Stable Isotope Studies. *Paleobiology*, Vol. 7, No. 4, pp. 469-480.
- Combourieu-Nebout**, N. 1993. Vegetation response to Upper Pliocene glacial/interglacial cyclicity in the Central Mediterranean. *Quaternary Research*, 40, 228–236.
- Combourieu-Nebout**, N. & Vergnaud Grazzini, C. 1991. Late Pliocene northern hemisphere glaciations: the continental and marine responses in the central Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 10, 319-334.
- Combourieu-Nebout**, N., Semah, F., Djubiantono, T. 1990. The plio-pleistocene boundary : magnetostratigraphic and climate information from a detailed analysis of the Vrica stratotype (Crotona, Italy). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 311 (2) : 851-857.
- Combourieu-Nebout**, N. 1987. *Les premiers cycles glaciaire-interglaciaire en région méditerranéenne d'après l'analyse palynologique de la série plio-pléistocène de Crotona (Italie méridionale)*. PhD thesis, University Montpellier 2, France.
- Cornée**, J.-J., Moissette, P., Joannin, S., Suc, J.-P., Quillévéré, F., Krijgsman, W., Hilgen, F., Koskeridou, E., Münch, P., Lécuyer, C. & Desvignes, P. 2006. Tectonic and climatic controls on coastal sedimentation: the Late Pliocene-Middle Pleistocene of northeastern Rhodes, Greece. *Sedimentary Geology*, 187, 159-181.
- Cornu**, S., Pätzold, J., Bard, E., Meco, J. & Cuerda-Barcelo, J. 1993. Palaeotemperature of the last interglacial period based on $\delta^{18}O$ of *Strombus bubonius* from the western Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103, 1–20.
- Cour, P. 1974. Nouvelles techniques de détection des flux et de retombées polliniques: étude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface du sol. *Pollen et Spores*, 16 (1), 103-141.
- Crocker**, K. C., Deniro, M. J. & Ward, P. D. 1985. Stable isotopic investigations of early development in extant and fossil chambered cephalopods .1. Oxygen isotopic composition of eggwater and carbon isotopic composition of siphuncle organic-matter in *Nautilus*. *Geochemica and Cosmochimica Acta*, 49 (12), 2527-2532.
- De Kaenel**, E., Siesser, W. G. & Murat, A. 2001. Pleistocene calcareous nannofossil biostratigraphy and the western Mediterranean sapropels, Site 974 to 977 and 979. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 161, 159-183.
- Dettman**, D. L., Reische, A. K. & Lohman, K.C. 1999. Controls on the stable isotope composition of seasonal growth bands in aragonitic fresh-water bivalves (unionidae). *Geochemica and Cosmochimica Acta*, 63 (7/8), 1049-1057.
- FAO**, 2002. LocClim 1.0. SDRN working paper, 9.
- Ferry**, S., Moissette, P. & Suc, J.-P. 2001. Le Plio–Pléistocène de Rhodes (Grèce). Field Guide, University of Lyon, pp. 1-72.
- Grossman**, E. L. & Ku, T.-L. 1986. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects. *Chemical Geology*, 59, 59-74.
- Heusser**, L. E. & Balsam, W. L. 1977. Pollen distribution in the Northeast Pacific Ocean. *Quaternary Research*, 7, 45-62.
- Horowitz**, A. 1989. Continuous pollen diagrams for the last 3.5 MY. From Israel: vegetation, climate and correlation with the oxygen isotope record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72, 63-78.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

- Kroon**, D. Alexander, I., Little, M., Lourens, L.J., Matthewson, A. H. F. & Sakamoto, T. 1998. Oxygen isotope and sapropel stratigraphy in the Eastern Mediterranean during the last 3.2 million years. *In* Robertson, A. H. F., Emeis, K.-C. & Ritcher, C., et al. (eds). Proceedings of ODP Scientific Results, 160, 181-189.
- Laskar**, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M. & Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428, 261-285.
- Levitus94**: World Ocean Atlas 1994, an atlas of objectively analyzed fields of major ocean parameters. <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.LEVITUS94/>.
- Lisiecki**, L. E. & Raymo, M. E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, 1-17.
- Magri**, D. & Tzedakis, P.C. 2000. Orbital signatures and long-term vegetation patterns in the Mediterranean. *Quaternary International*, 73-74, 69-78.
- Maslin**, M. A. & Ridgwell, A. J. 2005. Mid-Pleistocene Revolution and the 'eccentricity myth', in Early–Middle Pleistocene Transitions: the Land–Ocean Evidence, Eds. Head, M. J., & P. L. Gibbard, Geological Society, London, Special Publications 247, 19-34.
- McConnaughey**, T. A., Burdett, J., Whelan, J. F. & Paull, C. K. 1997. Carbon isotopes in biological carbonates: respiration and photosynthesis. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 61, 611-622.
- Mommersteeg**, H. J. P. M., Loutre, M. F., Young, R., Wijmstra, T. A. & Hooghiemstra, H. 1995. Orbital forced frequencies in the 975,000 year pollen record from Tenagi Philippon (Greece). *Climate Dynamics*, 11, 4-24.
- Mudelsee**, M. & Stattegger, K. 1997. Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advance methods of time-series analysis. *Geologische Rundschau*, 86, 499-511.
- Okuda**, M., Van Vugt, N., Nakagawa, T., Ikeya, M., Hayashida, A., Yasuda, Y. & Setoguchi, T. 2002. Palynological evidence for the astronomical origin of lignite-detritus sequence in the Middle Pleistocene Marathousa Member, Megalopolis, SW Greece. *Earth and Planetary Science Letter*, 201, 143-157.
- Ozenda**, P. 1975. Sur les étages de végétation dans les montagnes du bassin méditerranéen. *Documents de Cartographie écologique*, 16, 1-32.
- Pierre**, C. 1999. The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses. *Marine Geology*, 153, 41-55.
- Pisias**, N. G. & Moore, T. C. 1981. The evolution of Pleistocene climate: A time series approach. *Earth and Planetary Science Letter*, 52, 450-458.
- Prell**, W. L. & Kutzbach, J. E. 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. *J. Geophys. Res.*, 92, 8411–8425.
- Quézel**, P. & Médail, F. 2003. *Ecologie et biogéographie des forêts du bassin méditerranéen*. Elsevier, Paris p. 570.
- Quézel**, P. 1998. Cèdres et cédraies du pourtour méditerranéen : signification bioclimatique et phytogéographique. *Forêt méditerranéenne*, t. XIX, n°3, 234-260.
- Quézel**, P. & Barbero, M. 1985. Carte de la végétation potentielle de la région méditerranéenne. Feuille N°1 : Méditerranée orientale. Editions du centre National de la Recherche Scientifique. p. 69.
- Ravazzi**, C., Pini, R., Breda, M., Martinetto, E., Muttoni, G., Chiesa, S., Confortini, F. & Egli, R. 2005. The lacustrine deposits of Fornaci di Ranica (late Early Pleistocene, Italian Pre-Alps): stratigraphy, palaeoenvironment and geological evolution. *Quaternary International*, 131, 35-58.

4.3. Tsampika

- Ravazzi, C.** & Rossignol Strick, M. 1995. Vegetation change in a climatic cycle of early Pleistocene age in the Lefte Basin (Northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117, 105-122.
- Rohling, E. J.,** Cane, T. R., Cooke, S., Sprovieri, M., Bouloubassi, I., Emeis, K. C., Schiebel, R., Kroon, D., Jorissen, F. J., Lorre, A. & Kemp, A. E. S. 2002. African monsoon variability during the previous interglacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 202, 61-75.
- Rossignol-Strick, M.** & Paterne, M. 1999. A synthetic pollen record of the eastern Mediterranean sapropels of the last 1 Ma : implications for the time-scale and formation of sapropels. *Marine Geology*, 153, 221-237.
- Ruddiman, W. F.** 2003. Orbital forcing ice volume and greenhouse gases. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1597-1629.
- Russo Ermolli, E.** 1994. Analyse pollinique de la succession lacustre Pléistocène du Vallo di Diano (Campanie, Italie). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 117, 333-354.
- Russo Ermolli, E.** 1999. Vegetation dynamics and climate changes at Camerota (Campania, Italy) at the Pliocene-Pleistocene boundary. *Il Quaternario*, 12, 207-214.
- Shackleton, N. J.,** Crowhurst, S., Weedon, G. & Laskar, J. 1999. Astronomical Calibration of Oligocene-Miocene Time. *Proceedings of the Royal Society of London A.*, 357, 1907-1929.
- Subally, D.,** Bilodeau, G., Tamrat, E., Ferry, S., Debard, E. & Hillaire-Marcel, C. 1999. Cyclic climatic records during the Olduvai Subchron (Uppermost Pliocene) on Zakynthos Island (Ionian Sea). *Geobios*, 32, 6, 793-803.
- Subally, D.** & Quézel, P. 2002. Glacial or interglacial : Artemisia, a plant indicator with dual responses. *Review of Palaeobotany & Palynology*, 120, 123-130.
- Suc, J.-P.** & Zagwijn, W.H. 1983. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data. *Boreas*, 12, 153-166.
- Suc, J.-P.** 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307, 5950, 429-432.
- Suc, J.-P.** & Popescu S.-M. 2005. Pollen records and climatic cycles in the North Mediterranean region since 2.7 Ma in Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence, Eds Head, M. J., & P. L. Gibbard, Geological Society, London, Special Publications 247, 147-157.
- Taylor, B. E.** & Ward, P. D. 1983. Stable isotopic studies of *Nautilus macromphalus* Sowerby (New-Caledonia) and *Nautilus pompilius* L (Fiji). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 41 (1-2), 1-16.
- Ten Veen, J. H.** & Kleinspehn, K. L. 2002. Geodynamics along an increasingly curved convergent plate margin: Late Miocene-Pleistocene Rhodes, Greece. *Tectonics*, 21 (3), 1-21.
- Tzedakis, P. C.** & Bennett, K. D. 1995. Interglacial vegetation succession: a view from southern Europe. *Quaternary Science Reviews*, 14, 967-982.
- Tzedakis, P. C.,** Andrieu, V., de Beaulieu, J.-L., Crowhurst, S., Follieri, M., Hooghiemstra, H., Magri, D., Reille, M., Sadori, L., Shackleton, N. J. & Wijmstra, T. A. 1997. Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 171-176.
- Tzedakis, P. C.,** McManus, J. F., Hooghiemstra, H., Oppo, D. W. & Wijmstra, T. A. 2003. Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450000 years. *Earth and Planetary Science Letter*, 212, 197-212.
- Vanney, J.-R.** & Genneseaux, M. 1985. Mediterranean seafloor features: overview and assesment. In: D.J. Stanley and F.-C. Wetzel (Editors), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, New York, pp. 3-32.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Von Grafenstein, R., Zahn, R., Tiedemann, R. & Murat, A. 1999. Planktonic $\delta^{18}\text{O}$ records at sites 976 and 977, Alboran Sea : stratigraphy, forcing, and paleoceanographic implications. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 161, 469-479.

Wijmstra, T. A. & Smit, A. 1976. Palynology of the middle part (30-78 metres) of the 120 m deep section in northern Greece (Macedonia). *Acta Bot. Neerl.*, 25, 297-312.

Woodside, J., Mascle, J., Huguen, C. & Volkonskaia, A. 2000. The Rhodes basin, a post-Miocene tectonic trough. *Marine Geology*, 165, 1-12.

4.4. Méditerranée orientale

Les modifications de végétation enregistrées dans la coupe de Shamb en Arménie méridionale au Pléistocène inférieur.

État des connaissances avant résultats des datations radiochronologiques et du paléomagnétisme

Introduction

Les flores néogènes d'Europe présentent de fortes affinités asiatiques, en particulier avec les flores subtropicales actuelles du sud de la Chine, mais aussi avec celles du sud du Caucase (Colchide) et du sud de la mer Caspienne. En Europe du Nord, les premiers refroidissements du Pliocène supérieur ont éliminé les espèces les plus thermophiles alors que les taxons subsistant aujourd'hui dans les domaines euxinien (mer Noire) et hyrcanien (mer Caspienne) se sont maintenus jusqu'au début du Pléistocène (*Parrotia*, *Zelkova*, *Liquidambar*, etc) puis ont disparu du Caucase et du Petit Caucase avec les glaciations plio-pléistocènes.

Pour compléter l'étude de l'évolution de la végétation sur le transect ouest-est à travers la région méditerranéenne, nous avons étudié la coupe de Shamb en Arménie, Petit Caucase (Fig. 1). En débutant cette étude, nous ne disposons que de données parcellaires. Sayadyan et al. (1983) avait mené une étude sur les diatomées et les pollens de cette même coupe alors considérée comme appartenant au Plio-Pléistocène (1,5 Ma \pm 0,7 Ma). Les diatomées sont largement dominées par les genres pélagiques d'eau douce *Cyclotella* et *Stephanodiscus*. Ces auteurs proposaient une alternance de périodes froides et humides révélées par la présence dans la flore pollinique de taxons mésothermes avec des périodes chaudes et arides à éléments steppiques. Une telle interprétation n'est pas sans rappeler l'opposition climatique discutée précédemment (cf. chapitre 1.2.2.). Une autre approche, à caractère plus général, a concerné les quantifications climatiques à partir des macrorestes végétaux à l'échelle de l'Arménie et du Nakhichevan (Bruch et Gabrielyan, 2002). Ces auteurs concluent à un refroidissement régional au cours du Plio-Pléistocène en partie contrôlé par la surrection du Petit Caucase.

Ces travaux antérieurs documentent la présence dans cette région de refuges floristiques (*Pterocarya*, *Liquidambar*). En revanche, l'examen minutieux de l'histoire de ces taxons apparaît délicat puisque la série de Shamb donnant cette histoire s'est, en fait, avérée affectée par une tectonique récente non prise en compte auparavant. Les gisements de macrorestes de cette coupe récemment étudiés par I. Gabrielyan d'âge assez approximatif apportent de riches informations sur la végétation qui vivait autour du paléolac. Ces données ne sont malheureusement pas replacées dans la succession sédimentaire, si bien que leur exploitation en termes d'évolution dans le temps demeurerait donc limitée. Dernièrement, une datation sur basalte a permis de montrer que les diatomites de Shamb étaient antérieures à 0,935 Ma \pm 15 ka (Ollivier et al. 2004). Cette coupe pourrait révéler des dépôts d'âge plio-pléistocène. Avec un affinement des âges, elle pourra permettre de mieux contraindre l'âge de l'ouverture de la forêt néogène et du développement de la steppe dans le sud de l'Arménie qui a abouti à la végétation actuelle steppique aux rares forêts. Une nouvelle étude pollinique permettra

4.4. Shamb – le témoin oriental et continental

également de discuter les observations climatiques faites par Sayadyan et al. (1993). Nous avons donc repris l'étude de la coupe de Shamb via une approche pluridisciplinaire intégrant la cartographie, l'analyse structurale et la sédimentologie de terrain. Nous avons prélevé 99 échantillons pour l'étude palynologique (en moyenne un tous les mètres), 18 échantillons pour l'étude paléomagnétique (en moyenne un tous les 6 m) et 3 niveaux de tufs volcaniques pour des datations par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. En outre, nous avons pu repositionner les 16 gisements de macrorestes dans la succession.

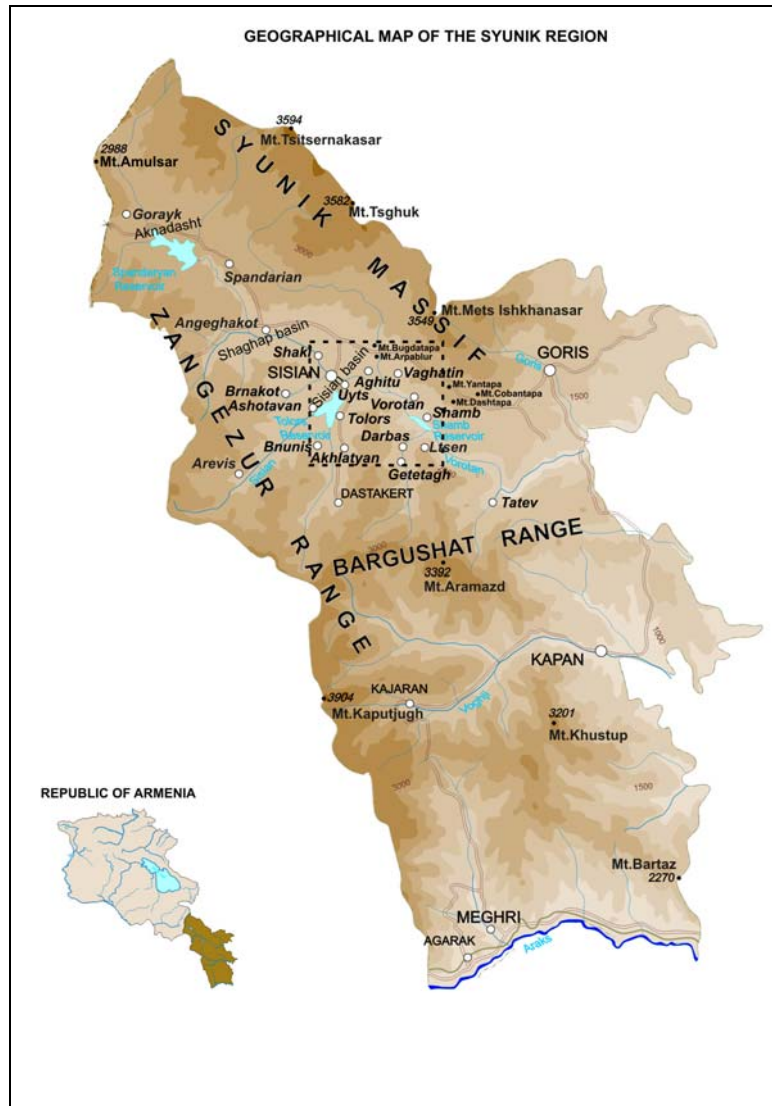


Figure 1. Localisation de la vallée du Vorotan en Arménie.
Figure 1. Localisation map of the Vorotan valley in Armenia.

Géologie

La cartographie de la vallée du Vorotan a récemment été reprise dans le cadre du programme Eclipse II (Fig. 2 ; Ollivier et al., 2004, 2006). Les diatomites de Shamb reposent sur un socle métamorphique ou volcanique d'âge éocène. Elles sont surmontées en discordance de ravinement par une coulée basaltique datée à $0,935 \text{ Ma} \pm 15 \text{ ka}$ (Ollivier et al. 2004).

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Les diatomites de Shamb font partie d'un système lacustre de grande étendue dont la répartition et la morphologie étaient probablement contrôlées par un héritage paléostrucural marqué et un volcanisme très actif au Plio-Pléistocène dans cette région (Fig. 3).

Nous avons étudié la structuration de ce secteur pour y trouver la coupe la plus continue possible. Il s'avère que la zone étudiée (Fig. 4) est recoupée par des failles normales de direction est-ouest, à fort pendage, avec effondrement des compartiments sud. Ces failles affectent le basalte sommital et induisent des répétitions de la succession diatomitique. D'autre part, la partie supérieure des affleurements a été le siège d'importants glissements de terrain vers le Sud qui masquent les successions en place. Nous avons néanmoins trouvé deux coupes bien préservées où l'empilement des strates est continu, permettant d'établir une succession composite de 115 mètres d'épaisseur environ. La partie inférieure de la succession a été levée depuis la base du lac (N 39°47,219' - E 46°13,606' alt. GPS 1254 m ; Fig. 3), avec des compléments d'observation à l'extrême base 150 m plus à l'Ouest à la même altitude. La partie supérieure de la succession a été levée depuis un petit vallon très proche dont la base est localisée à N 39°47,246' - E 46°13,709' (alt. GPS 1395 m ; Fig. 3) jusque sur la crête supportant des pylônes électriques (Fig. 4). Les deux coupes étudiées font partie d'un même bloc structural présentant un pendage de 5 à 20° vers le NNE. Les relevés antérieurs (Sayadyan et al., 1983) n'avaient pas pris en compte ces failles.

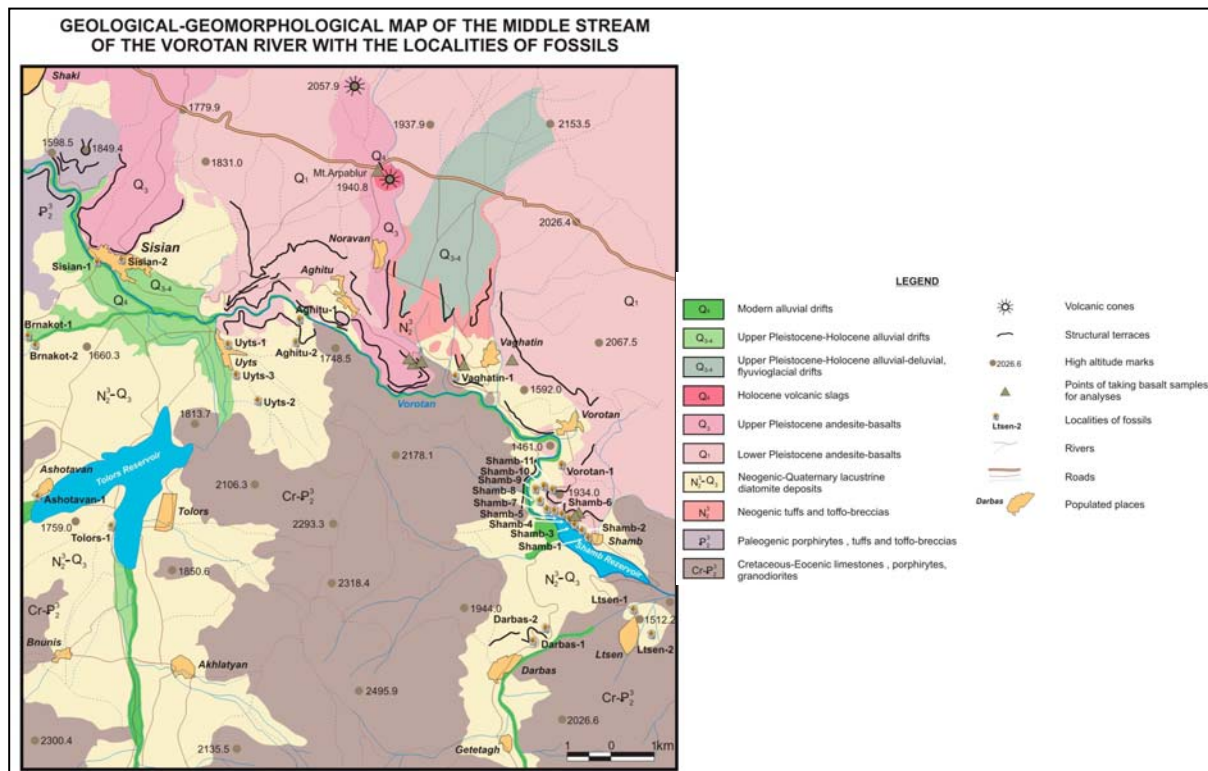


Figure 2. Cartographie géologique de la vallée du Vorotan (Ollivier et al., 2004).

Figure 2. Geological map of the Vorotan valley (Ollivier et al., 2004).

4.4. Shamb – le témoin oriental et continental

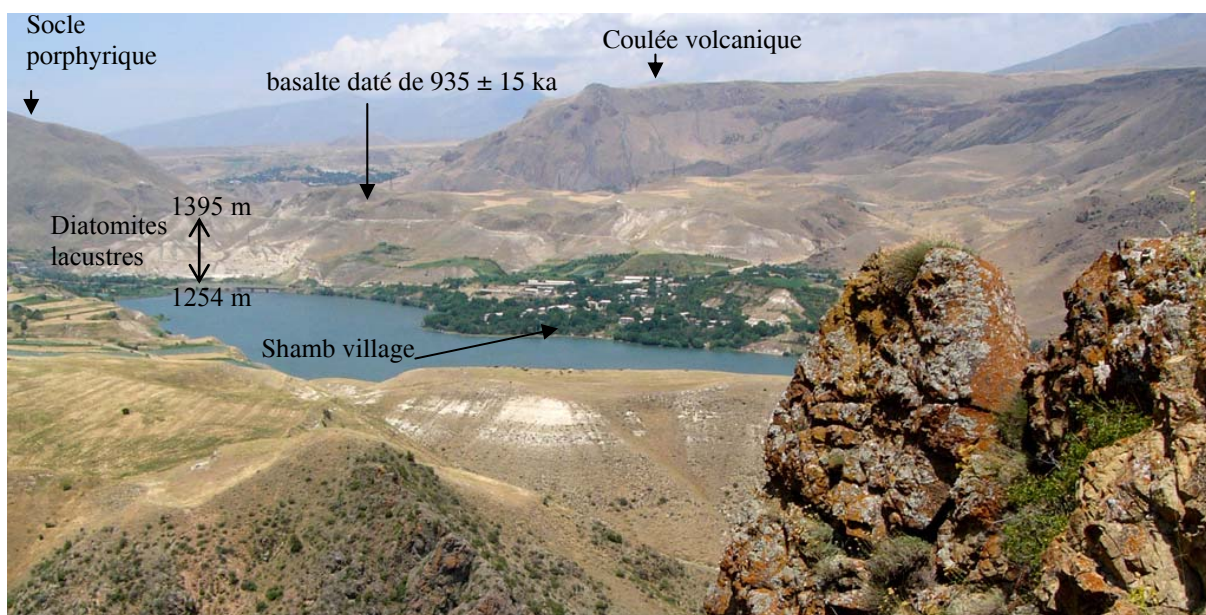


Figure 3. Vue panoramique de la vallée de Shamb vers le Nord-Ouest (Ollivier et al., 2004). Les terrains blancs correspondent aux affleurements de diatomites.

Figure 3. Panoramic view of the Shamb valley oriented toward the NW (Ollivier et al., 2004).

Résultats

La coupe de Shamb

La succession comprend 115 m de dépôts entre la base affleurante et le basalte sommital (Fig. 6 ; Cornée et al., 2005). Quatre ensembles lithologiques majeurs peuvent être distingués, représentant 18 séquences dans l'attente d'études plus poussées, en particulier sur le plan chronostratigraphique. De la base au sommet, on distingue (Figures 4 et 6):

Unité A - 20 m de dépôts grés-diatomitiques organisés en séquences décimétriques à métriques au plus (séquences 1 à 5). La partie inférieure de ces dépôts est caractérisée par d'importantes déformations visco-plastiques, avec des plis couchés, des étirements de bancs, des injections diapiriques aboutissant à la formation de boules et de coussins, et parfois à un mélange de divers faciès (grès-tufs-diatomites). Ces déformations sont comprises entre deux horizons non déformés et sont interprétées comme des séismites formées à l'interface eau-sédiment.

Unité B - 20 m de séquences plurimétriques (séquences 6 et 7) dominées par des dépôts de diatomites massives, rubanées, argileuses.

Unité C - 20 m composés de séquences grés-diatomitiques, décimétriques à métriques au plus (séquences 8 à 14). Cet ensemble est caractérisé par une teinte jaunâtre due à des concentrations secondaires d'oxydes de fer aux interfaces grès-diatomites.

Unité D - 55 m de séquences d'épaisseur plurimétrique à pluridécamétrique (séquences 15 à 18) largement dominées par des diatomites massives, argileuses et rubanées. Le sommet de la succession est interrompu par faille et l'épaisseur de dépôts manquante pour atteindre le basalte n'est pas précisément connue. Cependant, les investigations menées dans toute la zone tendent à indiquer que le basalte était proche. Pour Ollivier et al. (2004), le basalte repose sur des diatomites qui seraient rubéfiées dans la zone de contact.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

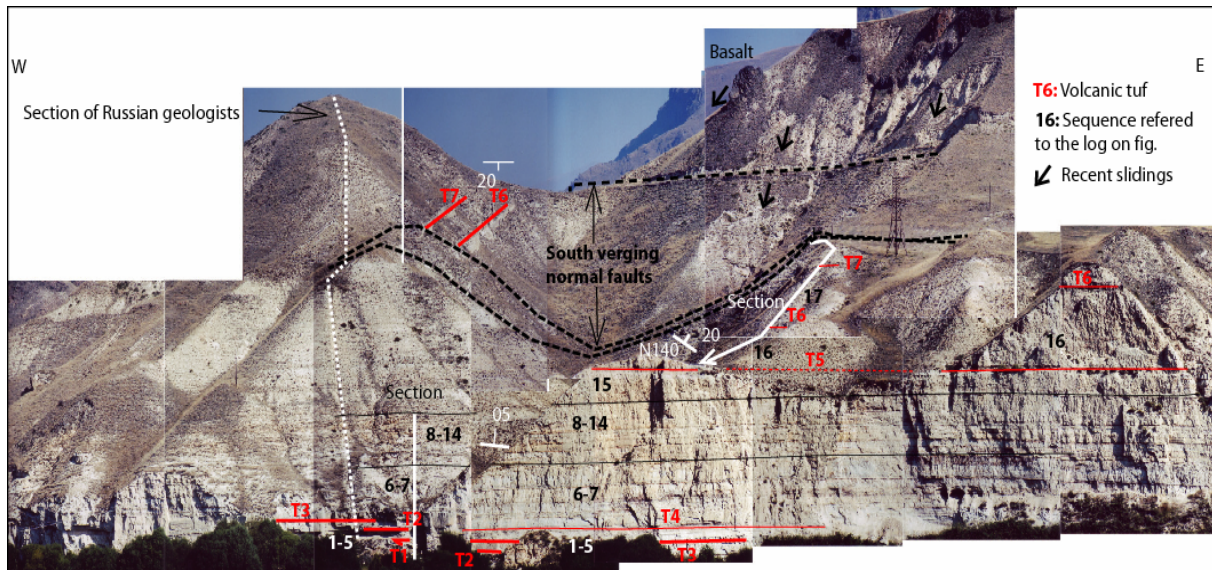


Figure 4. Panorama des affleurements continentaux du Pléistocène de Shamb avec position des coupes étudiées, les niveaux de tufs volcaniques et les séquences sédimentaires individualisées (pour le détail voir Fig. 6).

Figure 4. Panoramic view of the continental Pleistocene Shamb outcrop with sections, tuf layers, sedimentary sequences (see Fig. 6 for details).

D'une façon générale, les faciès s'organisent en séquences décimétriques à plurimétriques, comprenant chacune, de bas en haut :

- [1] une surface de ravinement;
- [2] des grès ou des conglomérats remaniant des éléments de socle (rares calcaires ou grès mésozoïques) et de dépôts volcaniques (éléments de laves, de ponces). Les grès montrent des laminations planaires tractivées ou des rides de courant asymétriques;
- [3] ces faciès grossiers passent insensiblement vers le haut à des faciès de grès fins ou de siltstones massifs;
- [4] les termes supérieurs comprennent le plus souvent des diatomites massives, plus rarement des diatomites à laminations millimétriques et exceptionnellement des argiles.

L'organisation des faciès témoigne, pour chaque séquence, d'un contrôle énergétique depuis un pôle de haute à moyenne énergie à la base jusqu'à un pôle de basse énergie dans la partie supérieure (décantation d'argiles ou de diatomées pélagiques). La répétition des faciès au long de la coupe suggère également une certaine cyclicité sédimentaire.

Nous disposons désormais de deux éléments pour proposer un âge provisoire à la section :

- [1] un âge plateau sur 200 mg de plagioclase provenant du tuf T7 (four avec chauffage incrémenté) de $1,400 \text{ Ma} \pm 20 \text{ ka}$ (2σ ; coll. P. Münch et M. Fornari) ;
- [2] les résultats préliminaires concernant le paléomagnétisme montrent que la coupe est intégralement située dans une période inverse (coll. W. Krijgsman et I. Vasiliev).

On peut donc considérer que cette section se place dans la période inverse Matuyama entre les deux épisodes normaux Olduvai et Cobb Mountain c'est-à-dire entre 1,785 et 1,211 Ma (*cf.* chapitre 2.4.). Dans la mesure où les événements normaux Cobb M. et Jaramillo n'ont pas été identifiés dans la partie supérieure de la succession, une lacune n'est pas à exclure avant le dépôt du basalte, d'au plus 300,000 ans. La coupe de Shamb est donc d'âge pléistocène inférieur.

4.4. Shamb – le témoin oriental et continental

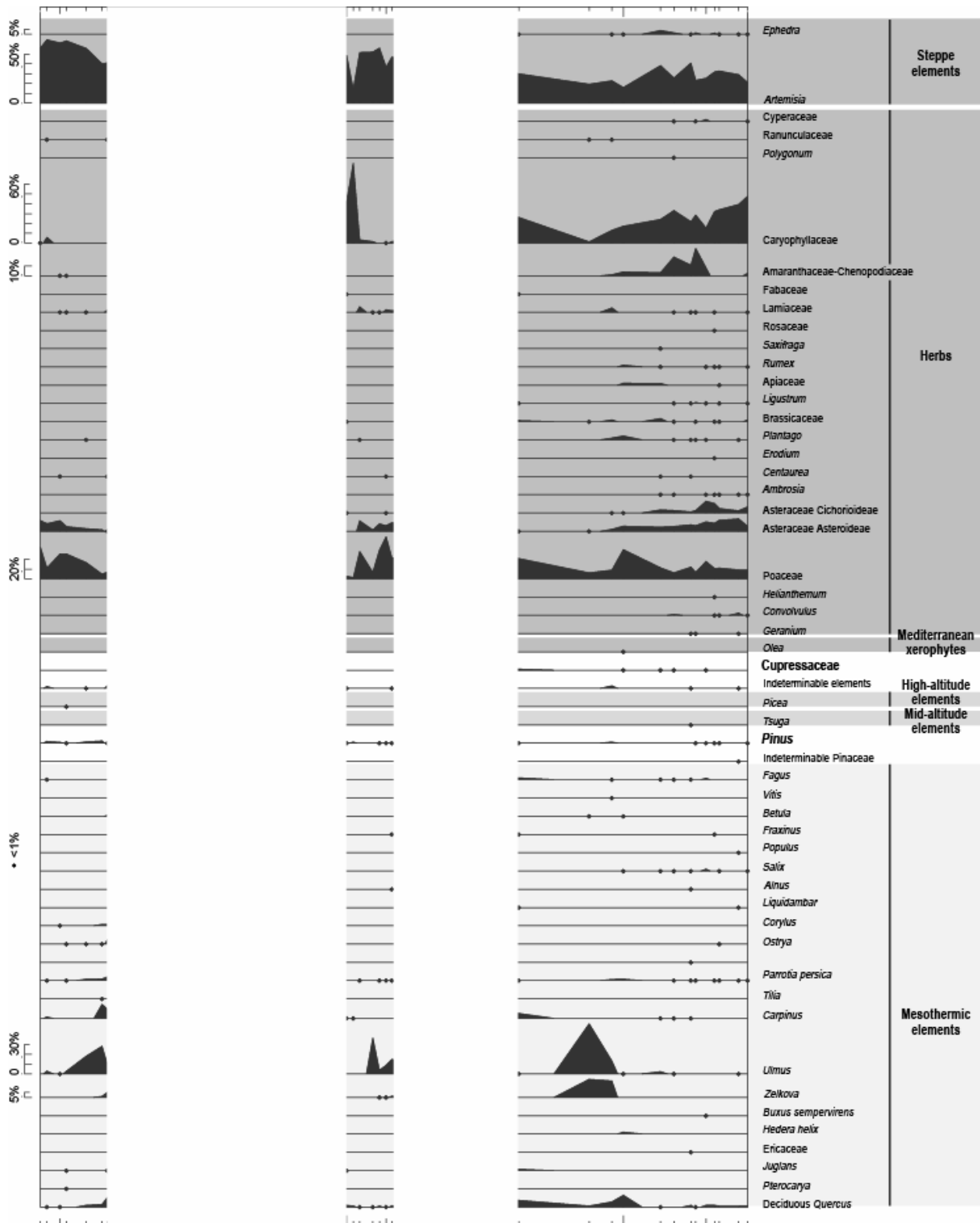


Figure 5. Diagramme pollinique détaillé.
Figure 5. Detailed palynological diagram.

Pollens

Les sédiments diatomitiques de la coupe de Shamb présentent une préservation inconstante de pollens. L'analyse pollinique n'a pu être faite que sur 31 échantillons, qui ont livré un nombre de pollens satisfaisant, des 99 échantillons prélevés. Environ 8,000 pollens

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

ont été déterminés. Les taxons identifiés sont représentés individuellement (Fig. 5). Les échantillons analysés se regroupent dans trois parties de la coupe (Fig. 6). De manière générale, on peut caractériser deux ensembles dominants de pollens :

[1] l'une se caractérise par une forte dominance des pollens d'herbes (Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Poaceae) et notamment de steppe (*Artemisia* et *Ephedra*), les éléments mésothermes étant rares;

[2] l'autre est marqué par une forte proportion des éléments mésothermes (*Ulmus*, *Quercus* décidu), la steppe restant toujours importante.

Les variations majeures du contenu pollinique résultent donc d'un remplacement des herbes, et plus particulièrement des Amaranthaceae-Chenopodiaceae et Caryophyllaceae, par les éléments mésothermes.

L'ensemble [1] est lié à l'installation de conditions arides permettant à la steppe d'occuper de larges espaces, les Amaranthaceae-Chenopodiaceae et Caryophyllaceae se seraient développées sur les rives exondées du paléolac. L'ensemble [2] à éléments mésothermes est principalement constitué d'*Ulmus*. Comme la steppe reste importante, cela témoigne d'espaces ouverts co-existant avec les éléments ripicoles (*Ulmus* et *Zelkova*). Ces phases sont interprétées comme liées à l'installation de conditions plus humides, permettant au paléolac de se reconstituer sur l'espace occupé par les Amaranthaceae-Chenopodiaceae et Caryophyllaceae en période sèche. La faible proportion de *Quercus* décidu, de *Pinus* et de Cupressaceae confirme l'existence des espaces ouverts à rares forêts. Ce type de paysage évoque fortement l'Actuel, avec des éléments ripicoles (*Ulmus*, *Salix*) au bord des lacs ou en fond de vallées, un arrière-pays proche à steppe (*Ephedra*) et quelques chênaies isolées sur les versants Nord (Fig. 7). Les portions de diagrammes disponibles indiquent une alternance de périodes arides et de périodes plus humides. Pour Sayadyan et al. (1983), ces alternances correspondent à des changements climatiques avec des périodes arides et chaudes (steppe) et des périodes plus humides et froides (éléments mésothermes). Cependant, si l'on se réfère à l'Actuel, c'est-à-dire à un interglaciaire, la présence de ripilsive témoignerait plutôt d'une période chaude et relativement humide.

Macrorestes (coll. I. Gabrielyan et P. Roiron)

Nous avons découvert quatre nouveaux sites avec des restes de macroflore, en plus des 12 déjà connus. L'analyse des macrorestes effectuée par I. Gabrielyan témoigne d'une certaine diversité au sein de la ripilsive et des plantes aquatiques (*Alnus*, *Populus* ssp., *Salix* ssp., *Phragmites*, *Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Ceratophyllum*, etc) mais également d'une chênaie à laquelle il convient d'associer *Acer*, *Betula*, *Tilia*, *Ulmus*, *Prunus*, *Pyrus*, *Malus*, *Sorbus*. Les taxons steppiques affectionnant les conditions xériques sont également bien représentés (*Juniperus*, *Berberis*, *Lonicera*, *Ribes*, *Rosa*, *Spiraea*, *Acer ibericum*, *Celtis caucasica*, *Cotinus coggygria*, *Amelanchier ovalis*, *Spiraea hypericifolia*, *Fraxinus oxycarpa*). Pour les niveaux inférieurs (Shamb A, B, C, D), le nombre d'échantillons et la diversité taxonomique des macrorestes est faible (7 taxons au maximum), ce qui correspond à l'association [1] donnée par l'analyse pollinique. Les niveaux E et F sont les plus riches en spécimens foliaires comme en nombre de taxons ligneux et témoignent d'un développement de la forêt en accord avec le diagramme palynologique. Dans la partie supérieure de la coupe, un milieu très ouvert où les arbres ont presque totalement disparu succède à un milieu contrasté avec un paysage où des espaces forestiers devaient côtoyer des zones steppiques.

4.4. Shamb – le témoin oriental et continental

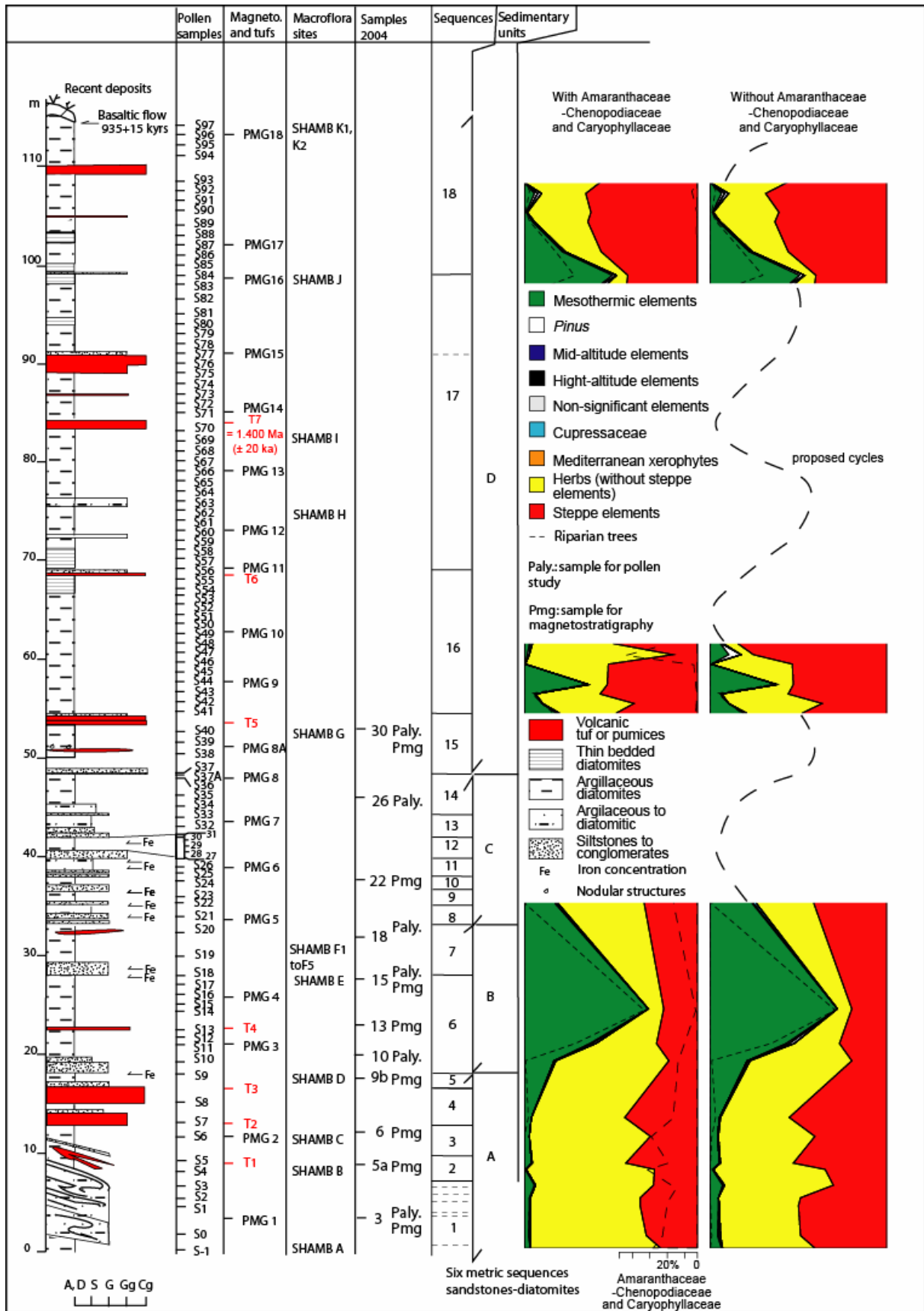


Figure 6. La succession diatomitique de Shamb avec position des échantillons, découpage sédimentaire et localisation des sites à macroflore et diagrammes polliniques synthétiques.

Figure 6. Diatomitic succession of Shamb with location of palynological samples, sedimentary sequences, plant macroremains sites and synthetic pollen diagrams.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

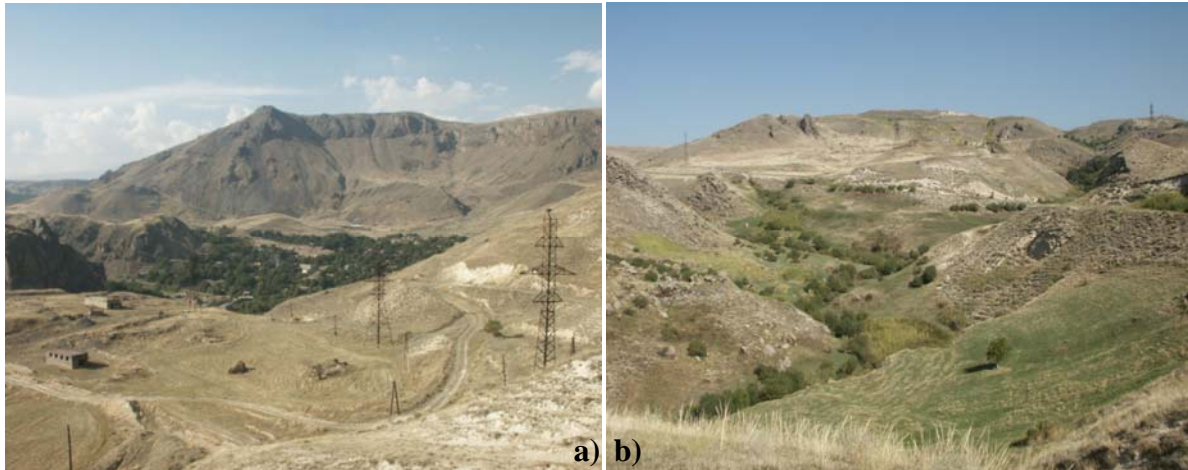


Figure 7. a) Paysage steppique avec quelques bosquets épars à Chêne principalement, b) steppes avec quelques arbres de ripilsive (*Salix*, *Ulmus*) dans les vallons.

Figure 7. a) Steppe environment with scarce groves composed of oaks mainly, b) steppe with some riparian trees (*Salix*, *Ulmus*) in small valleys.

Discussion

Végétation

Il n'apparaît pas dans l'état actuel des connaissances de lien direct entre les changements de faciès et les variations du contenu pollinique. Ceci pourrait être en partie dû à la mauvaise préservation de pollens.

La confrontation des résultats provenant de l'analyse pollinique et de l'étude des macrorestes végétaux permet d'établir [1] que la sous représentation des herbes est davantage exprimée dans la macroflore que dans la flore pollinique, et inversement pour la diversité au sein des éléments mésothermes, [2] que les deux flores témoignent d'une ripilsive importante pendant les périodes plus humides. La sous-représentation voire l'absence des herbes dans les macrorestes par rapport à l'analyse pollinique est un fait remarqué, par exemple par Suc (1978) puis Leroy et Roiron (1996) dans le paléolac de Bernasso (France) daté du Pliocène supérieur (Ambert et al., 1990). Cette observation a été discutée par Leroy et Roiron (1996) qui mettent l'accent au sein des taxons arborés sur une dominance de *Carpinus orientalis*, *Parrotia persica*, plusieurs espèces d'*Acer* et *Carya* dans la macroflore alors que dans la microflore, les taxons dominants sont *Carya*, *Ulmus-Zelkova*, *Pinus* et *Tsuga*). A Shamb, *Carpinus orientalis* et plusieurs espèces d'*Acer* sont représentatifs des taxons arborés présents dans la macroflore. Ces taxons sont faiblement enregistrés dans le signal pollinique au contraire d'*Ulmus*. Les similitudes entre Shamb et Bernasso sont fortes notamment pour les artefacts de représentation entre la macroflore et la microflore.

A Shamb, les taxons, aujourd'hui disparus du sud de l'Arménie, mais existant au Pléistocène inférieur sont *Zelkova*, *Pterocarya*, *Parrotia persica*, *Liquidambar*, *Tsuga*.

Climat

L'analyse pollinique permet de différencier des alternances de périodes arides et plus humides. Cela témoigne d'un contrôle climatique, toutefois peu exprimé dans les sédiments et dans le développement diatomitique (d'après les travaux antérieurs et nos observations).

Il semble pertinent d'envisager, comme pour l'Actuel, un paysage ouvert steppique sur les hauteurs et les flancs méridionaux des reliefs, interrompu de fonds de vallées à ripilsive et la

4.4. Shamb – le témoin oriental et continental

présence sur les versants nord de quelques forêts, à Chêne principalement. Ce type de paysage a probablement prédominé lors des phases relativement humides. En phase sèche, la ripilsive devait régresser tout en étant, semble-t-il, moins affectée que les forêts, laissant la place à la steppe, les Amaranthaceae-Chenopodiaceae et Caryophyllaceae se développant alors sur les rives du lac. Cette alternance est à rapprocher des cycles climatiques avec, selon les interprétations :

[1] des interglaciaires chauds et secs et des glaciaires froids et plus humides (Sayadyan et al., 1983) ;

[2] des interglaciaires chauds et relativement humides (comme à l'Actuel) et des glaciaires froids et secs.

Des travaux récents (Pakhomov, 2006) sur le dernier cycle climatique enregistré par des analyses palynologiques en Eurasie (Caucase nord et Kazakhstan) concluent également à des interglaciaires chauds et secs et à des glaciaires froids et humides. En région méditerranéenne (*cf* sites précédents), les interglaciaires sont chauds et humides et les glaciaires froids et secs au Pléistocène inférieur. Les éléments disponibles en palynologie ou par l'étude des macrorestes à Shamb ne sont suffisamment caractéristiques pour trancher en faveur de l'une ou de l'autre des deux hypothèses. Néanmoins, il semble que l'alternance phase sèche - phase humide soit à relativiser. En effet, les éléments steppiques toujours abondants en phase relativement humide, ainsi que l'effet local probable du paléolac sont à prendre en compte pour déterminer une alternance entre phase sèche et phase relativement plus humide.

Les alternances observées dans les trois portions du diagramme pollinique suggèrent l'existence d'au moins trois cycles climatiques. En fonction de l'épaisseur relative couverte par les cycles identifiés, on peut envisager l'enregistrement d'au moins cinq cycles dans les 115 m de la série (Fig. 6). Nous proposons, dans l'attente des datations des tufs T2 et T5, que ces cinq cycles potentiels aient été forcés par l'obliquité comme cela fut le cas au Pléistocène inférieur. Ces datations s'avèrent aussi indispensables pour mieux contraindre le modèle climatique.

Conclusion

L'étude de la série diatomitique de Shamb :

[1] s'accorde avec un âge Pléistocène inférieur, et une lacune probable sous le basalte sommital ;

[2] montre l'existence au Pléistocène inférieur de *Zelkova*, *Pterocarya*, *Parrotia persica*, *Liquidambar* et *Tsuga* dans le Petit Caucase ;

[3] suggère une cyclicité à travers l'étude palynologique avec une alternance de périodes relativement humides et de périodes arides, cette cyclicité n'apparaissant pas en phase avec les séquences sédimentaires ;

[4] traduit une forte analogie des paysages de végétation en période plus humide avec le paysage actuel ;

[5] souligne la difficulté à caractériser les variations de température au cours des cycles de végétation dans un tel contexte, ne permettant pas de discuter d'une éventuelle opposition climatique en termes de xéricité entre la Méditerranée et le Caucase.

Il convient donc d'affiner l'âge de la série puis de développer d'autres méthodes pour reconstituer les paléotempératures ($\delta^{18}\text{O}$ de la silice des diatomées par exemple).

Références

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

- Ambert**, P., Boven, A., Leroy, S., Løvlie, R., Seret, G. 1990. Révision chronostratigraphique de la séquence paléobotanique de Bernasso (Escandorgue, Midi de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 311 (2) : 413-419.
- Bruch**, A.A. et Gabrielyan, I.G. 2002. Quantitative data of the Neogene climatic development in Armenia and Nakhichevan. *Acta Universitatis Carolinae – Geologica*, 46 (4) : 41-48.
- Leroy, S.A.G. et Roiron, P. 1996. Latest Pliocene pollen and leaf floras from Bernasso palaeolake (Escandorgue Massif, Hérault, France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 94 : 295-328.
- Cornée**, J.-J., Gabrielyan, I., Joannin, S., Nahapetyan, S., Roiron, P., Scaillet, S., Willcox, G. 2005. Nouvelles données sur les paléoenvironnements quaternaires du sud de l'Arménie. Rapport MAE 2005, p. 3-12.
- Ollivier**, V., Roiron, P., Gabrielyan I., Nahapetyan, S., Joannin, S., Cornée, J.-J. 2006 Paléoenvironnements et dynamiques morphogéniques quaternaires en Arménie : entre milieux fluvio-lacustres diatomitiques, héritages glaciaires et contextes travertineux. Rapport MAE, pp. 13.
- Ollivier**, V., Nahapetyan, S., Roiron, P., Gabrielyan, I. 2004. Etude géomorphologique et paléoenvironnementale en Arménie : enregistrement des variations climatiques, volcaniques et tecto-orogéniques plio-quaternaires ; le cas des ensembles lacustres diatomitiques du Syunik. Rapport MAE 2004, pp. 20.
- Pakhomov**, M.M. 2006. Glacial-Interglacial cycles in arid regions of northern Eurasia. *Quaternary International*, 152-153: 81-88.
- Sayadyan**, J.V., Aleshinskaya, Z.V., Pirumova, L.G., Rybakova, N.O. 1983. On the Age, Interrelations and Conditions of the Formation of Pliocene continental deposits of the Syunik plateau. *Problems of geology of Quaternary period of Armenia*. Yerevan, 45-59 p. (en Russe).
- Suc**, J.-P. 1978. Analyse pollinique de dépôts plio-pléistocènes du sud du Massif basaltique de l'Escandorgue (série de Bernasso - Lunas, Hérault - France). *Pollen et Spores*, 20 (4) : 497-512.

Early Pleistocene vegetation changes from in the Shamb section (Armenia) pollen analysis.

This chapter is an inventory of the present-day knowledge on this section, before results of radiochronological datations and paleomagnetism.

The Shamb section is situated in the Vorotan valley, South of Armenia (Fig. 1). It was studied by Russian scientists (Sayadyan et al., 1983). They provided an incomplete palynological diagram of this diatomitic section, without clear stratigraphical statements. The Shamb section was estimated to belong to the Pliocene or Early Pleistocene, based on an imprecise radio-isotopic datation (1.5 ± 0.7 Ma). However, this section looked important as extant regional taxa such as *Liquidambar* and *Zelkova* were mentioned. Sayadyan et al. (1983) have also proposed, according to the alternation of humid and xeric episodes deduced from the palynological content, that interglacials were warm and xeric and glacials were cold and humid. Such a climatic interpretation needed to be accurately re-examined in a better constrained section (age, stratigraphy). During the last decade, new studies were devoted to the Shamb section where I. Gabrielyan (University of Erevan) discovered and studied several macrofloras. The basaltic flow crowning the diatomitic succession was recently dated at 0.935 Ma \pm 20 ka (Fig. 3), indicating that an Early Pleistocene age for the section could not be excluded.

A new section has been studied from sedimentological and tectonical points of view (Fig. 4; Fig. 6; Cornée et al., 2005). We sampled the 115 m thick diatomitic section for palynology (99 samples), for paleomagnetism (18) and for absolute datations (3 ashes). Four sedimentological units have been differentiated, each grouping several sequences. Each sequence is characterized by a decrease in current power, with coarse-grained volcanoclastic sediments at the base and diatomitic deposits in the uppermost part. The ash T7 provided an age of 1.400 Ma \pm 20 ka (2σ ; coll. P. Münch and M. Fornari). Paleomagnetism preliminary results recorded a complete reverse episode (coll. W. Krijgsman and I. Vasiliev). Hence, the Shamb section belongs to the Early Pleistocene, being more precisely located between the Olduvai and Cobb Mountain normal chrons, so i.e. between 1.785 (the oldest possible age) and 1.211 Ma (the youngest possible age).

Pollen analysis was performed on 33 samples only, because of inconstant pollen preservation. 8,000 pollen grains were counted (Fig. 5). Taxa are grouped in a synthetic pollen diagram according to their present-day ecology (Fig. 6). The three intervals rich enough in pollen grains, have been subdivided in two phases. The first one is characterized by dominance of steppe and herbaceous (Poaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae and Caryophyllaceae) elements. It is considered as a xeric phase. Amaranthaceae-Chenopodiaceae and Caryophyllaceae could live on the paleo-lake shore during low lake-level related to xeric phases. The other phase is marked by dominance of mesothermic elements (such as *Ulmus*) and steppe elements which are still represented by abundant pollen. We relate the decrease in herbaceous elements to the decline of Amaranthaceae-Chenopodiaceae and Caryophyllaceae. These phases are considered as more humid than the previous ones. Macroflora (coll. I. Gabrielyan and P. Roiron) shows a higher amount in arboreal taxa than the microflora. This observation is in agreement with the results from a French paleolake (Bernasso: Suc, 1978; Leroy and Roiron, 1996). On the whole, macroflora was more diversified during humid phases than during xeric ones as they have been defined using pollen data. The present-day vegetation in the Vorotan Valley shows that riparian taxa (*Salix* mainly) which live along the

4.4. Shamb - Abstract

lake shore and in the nearby valleys (Fig. 7.b) are surrounded by steppe (*Ephedra* mainly) and some scarce forests on the Northern side of the massif. The present-day interglacial association looks like the relatively humid phases recorded in pollen analysis of the Shamb section. However, as the Russian interpretation was that humid and cool phases alternated with xeric and warm phases, and because this point of view is also proposed for Caucasus (Pakhomov, 2006), we cannot conclude. Furthermore, a regional dry climate supported by abundance in steppic elements even during apparent more humid phases because of the probable local paleolake influence is to be considered. New radiometric ages will allow comparison with the marine isotopic stages that will result in performing a reliable climatic scenario. For instance, we might interpret the observed climatic cycles as referred to the obliquity cycles of the Early Pleistocene.

On the whole, we conclude to:

- an Eearly Pleistocene age, with a maximum lack of about 300 kyrs below the uppermost basaltic flow;
- the *Zelkova*, *Pterocarya*, *Parrotia persica*, *Liquidambar*, and *Tsuga* presence in the Small Caucasus region;
- a climatic cyclicity as observed in pollen analysis, presently non correlative to sedimentological sequences;
- the strong similarity between past vegetation during humid phases and the present-day vegetation.

The last conclusion contradicts the climate interpretation proposed by the Russian scientists, if we consider variations in temperature as highly significant.

6. Synthèse

6.1. Bilan

La figure 6.1 regroupe les diagrammes polliniques obtenus au cours de la thèse (351 lames analysées et environ 102.000 de grains de pollen comptés, incluant l'étude appliquée réalisée sur les dépôts du golfe de Corinthe). Les diagrammes sont représentés selon l'épaisseur des dépôts. Toutefois, leurs extrémités sont calées chronologiquement à l'aide des âges déterminés dans les chapitres précédents. Il est maintenant possible de comparer ces diagrammes entre eux pour étudier l'évolution de la végétation dans le temps et dans l'espace.

A Shamb, grâce aux éléments de datation dont nous disposons, il est possible de juxtaposer provisoirement les diagrammes polliniques à la courbe isotopique LR04. Dans l'attente de deux nouvelles datations (sur les tufs T2 et T5), cette coupe, dont l'analyse pollinique révèle des variations climatiques importantes, pourrait avoir enregistré les cycles climatiques entre ~1,600 et ~1,300 Ma en domaine continental.

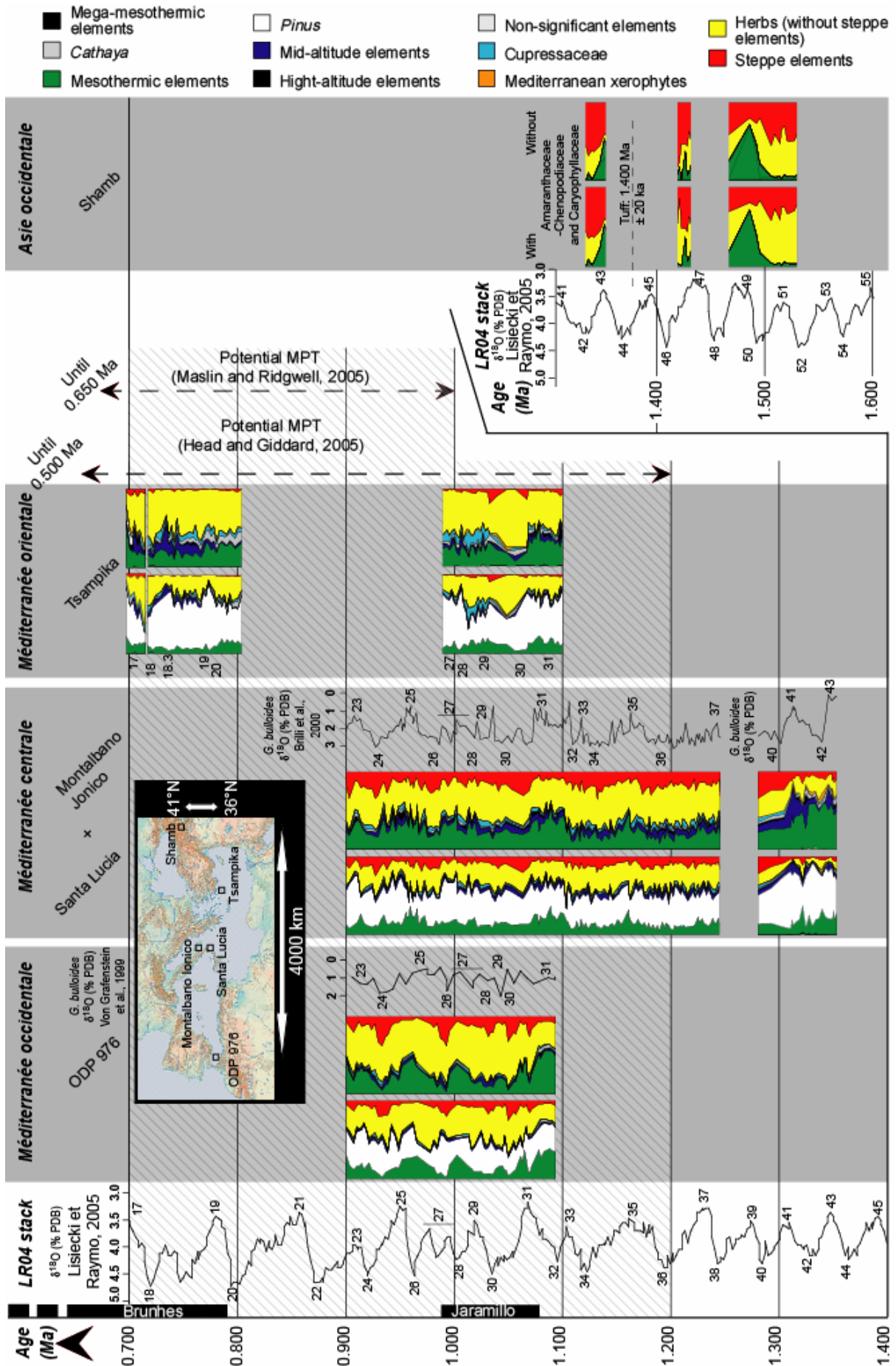
A Santa Lucia, les analyses isotopiques et polliniques ainsi que la reconnaissance d'un bref événement biostratigraphique ont permis de dater précisément la succession pollinique enregistrée entre 1,356 et 1,280 Ma (MIS 43-40).

A Montalbano Jonico, la comparaison des changements observés dans la flore pollinique avec les données isotopiques disponibles et le calage chronologique à partir de plusieurs événements biostratigraphiques permettent d'établir un âge compris entre ~1,250 à ~0,900 Ma (MIS 37-23).

Le Site ODP 976 fournit l'enregistrement des variations climatiques qui ont influencé la végétation entre ~1,190 et ~0,900 Ma (MIS 31-23). Ce calage chronologique est assuré par l'existence d'un bref événement biostratigraphique à 0,962 Ma et par des travaux antérieurs sur l'ensemble du Leg du Site ODP 976.

A Tsampika, le calibrage chronostratigraphique des dépôts du Pliocène et du Pléistocène de l'île de Rhodes ainsi que la présence des épisodes normaux correspondant à Jaramillo et à Brunhes confèrent à la série sédimentaire de Tsampika un âge pléistocène inférieur et moyen. Les analyses polliniques ont permis d'affiner cette interprétation et de proposer, dans un premier temps, un intervalle de temps pour les séquences TS1-2-3 allant de ~1,230 à ~1,010 (MIS 37-29) et pour les séquences TS5-6 allant de ~0,810 à ~0,700 Ma (MIS 20-17) (Cornée et al., 2006 et chapitre 4.3. Tsampika).

6. Synthèse



Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Figure 6.1. Diagrammes polliniques synthétiques (avec et sans *Pinus*) des sites étudiés et MIS associés. Les extrémités des diagrammes sont calées en âge d'après nos interprétations et par rapport à la courbe isotopique LR04. Au sein de chaque série, le référentiel des échantillons est calé sur l'épaisseur des dépôts. Le calage de la série de Shamb est une proposition en attendant le résultat des datations en cours sur deux autres tufs.

Figure 6.1. Pollen synthetic diagrams (with and without Pinus) and MIS attribution for the studied sections. Only the edges of the diagrams are placed using ages from our interpretation in front of the isotopic curve LR04. The samples within diagrams are placed according to thickness of sediments. The Shamb section is also correlated with the isotopic curve LR04 using the ash datation. Such an interpretation is preliminary (two other ashes will be dated soon).

La comparaison entre les sites méditerranéens permet d'envisager une deuxième possibilité concernant le calage chronologique des séquences TS1-2-3 de la série de Tsampika sur la base de l'augmentation très importante des éléments mésothermes observée dans le MIS 31 qui a été récemment mis en évidence à Montalbano Jonico et dans le Site ODP 976. L'amplitude forte de cet événement semble commune à la Méditerranée occidentale et centrale. Ce réchauffement n'a pas été considéré dans la première attribution temporelle des séquences TS1-2-3 de Tsampika dont, pourtant, le premier interglaciaire semble l'équivalent. En conséquence, je propose un autre calage chronologique de ces séquences entre 1,100 et 0,990 Ma. Ce calage apparaît en effet plus cohérent car il permet par ailleurs :

[1] de constater la généralisation de l'influence du réchauffement MIS 31 sur toute la Méditerranée, en accord avec les données isotopiques globales (LR04) ;

[2] de conférer un taux de sédimentation pour les séquences TS1-2-3 équivalent à ceux des séquences supérieures ($4,5 \pm 0,5$ mm/an au lieu de $2,5 \pm 0,15$ mm/an dans la précédente interprétation; pour rappel TS5 : $4,5 \pm 0,5$ mm/an et TS6 : $4,7 \pm 0,75$ mm/an), cohérent avec l'homogénéité des faciès ;

[3] de laisser environ 100.000 ans de plus pour le dépôt des calcarénites d'Archangelos sous-jacentes, ce qui, dans le scénario chronostratigraphique d'ensemble du Plio-Pléistocène de Rhodes permet de modérer la vitesse de surrection de l'île que nous avons estimée à 5,2 mm/an (Cornée et al., 2006), serait désormais de 2,6 mm/an. Bien que toujours très élevée,

6. Synthèse

cette vitesse devient comparable avec celles obtenues dans des zones réputées parmi les plus actives (*e.g.* golfe de Corinthe, 2,4–3,0 mm/an ; Stiros, 1998).

[4] de préserver la compatibilité avec l'enregistrement d'une partie de l'épisode normal Jaramillo.

Selon cette nouvelle proposition, les corrélations faites dans le chapitre 4.3. pour les séquences TS1-2-3 doivent être revues (*cf.* chapitre 4.3. Tsampika ; Fig. 6.2.). L'interprétation de l'absence d'une influence de la précession en Méditerranée orientale au Pléistocène inférieur serait erronée à la lumière de cette nouvelle hypothèse. La végétation enregistrerait bien la double influence de l'obliquité et de la précession dans cette région. En revanche, cela ne change pas les deux interprétations majeures faites à Tsampika que sont l'absence d'une opposition climatique au Pléistocène inférieur et l'enregistrement de l'influence de l'obliquité par la végétation au Pléistocène moyen et sur les variations eustatiques contrôlant le dépôt des séquences de la Formation Ladiko-Tsampika.

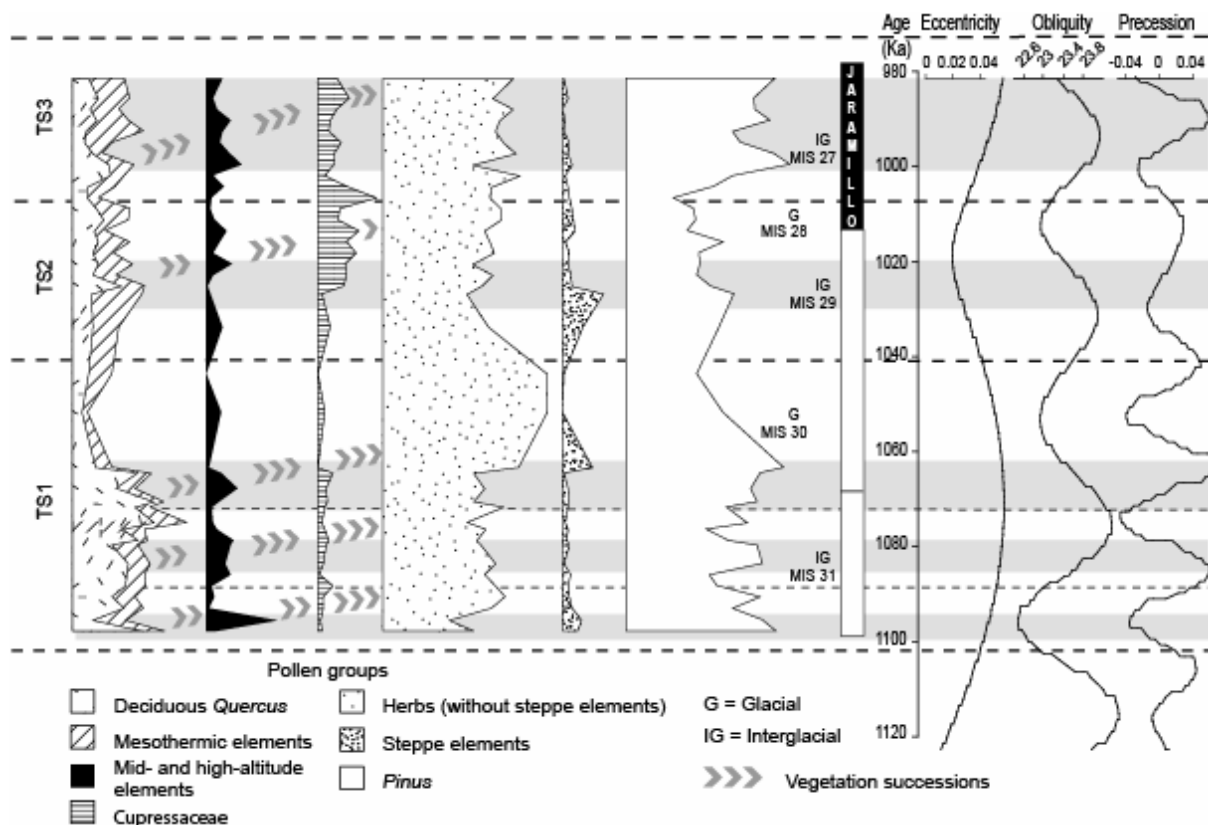


Figure. 6.2. Nouvelle proposition de calage pour les séquences TS1-2-3 de la série de Tsampika.

Figure. 6.2. New age model for TS1-2-3 sequences of the Tsampika section.

6.2. Les modifications dans la flore et la végétation

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

6.2.1. Au niveau taxonomique

La comparaison des successions de végétation déterminées dans les différents sites de l'étude (Tableau 6.1) permet d'observer le comportement des principaux taxons qui y sont impliqués. Sur une tranche de temps allant de ~1,360 à ~0,700 Ma, on observe que *Carya*, qui jouait un rôle majeur dans les phases interglaciaires à Santa Lucia, est rapidement remplacé par les *Quercus* décidus associés aux Ericaceae. Il en va de même pour *Tsuga* qui est mieux représenté lors des phases de transition à Santa Lucia. Ces phases sont en effet dominées par *Cedrus* dans les autres sites. Pour les phases glaciaires, on note que les herbes (sans les halophytes) peuvent occuper une place intermédiaire entre les phases de transition et les maxima glaciaires à steppe. On note aussi l'importance que prennent les Cupressaceae en fin de phases glaciaires. Il est généralement admis que les Cupressaceae peuvent être des éléments pionniers marquant le retour de conditions plus favorables (au moins assez favorables pour que se constitue un sol plus épais). Cet épaissement (et l'enrichissement du sol en phase protocratique, Fig. 1.20d) permettront par la suite l'implantation des végétaux au système racinaire plus développé (comme le Chêne).

	Interglaciaire	Transition	Glaciaire	
Tsampika	<i>Quercus</i> décidus	<i>Cedrus, Pinus</i>	Herbes, <i>Artemisia</i>	Cupressaceae
ODP 976	<i>Quercus</i> décidus, Ericaceae	<i>Cedrus</i>	Herbes sans les halophytes	<i>Artemisia, Ephedra, Pinus, Cupressaceae</i>
Montalbano Jonico	<i>Quercus</i> décidus, Ericaceae	<i>Cedrus, Tsuga, Abies, Pinus</i>	Herbes sans les halophytes, Cupressaceae	<i>Artemisia, halophytes</i>
Santa Lucia	<i>Carya, Ericaceae, Quercus</i> décidus	<i>Tsuga, Cedrus, Pinus</i>	<i>Artemisia, autres herbes</i>	

Tableau 6.1. Comparaison des successions de végétation observées (les taxons principaux sont en gras).

Table 6.1. Comparison of vegetation successions recorded (main taxa are in bold).

Le Tableau 6.1 montre que les pourcentages maximaux de *Pinus* sont trouvés pendant les phases de transition ou les phases glaciaires. Il est généralement admis que la flottabilité du pollen de *Pinus* en fait un bon indicateur de distalité et aussi de l'eustatisme en raison de sa surabondance lors des hauts niveaux marins. Les variations de concentrations ne seraient donc

6. Synthèse

pas liées à la productivité pollinique du Pin. Les variations de pourcentage de *Pinus* résultent d'un contrôle eustatique comme cela a été démontré pour les sites de Montalbano Jonico (*cf.* chapitre 4.2.2.b) et de Tsampika (*cf.* chapitre 4.3.). Lors d'un cycle climatique, l'élévation du niveau marin relatif succède à un réchauffement induit par l'augmentation d'insolation reçue par la Terre (forcée par l'obliquité ou la précession). Il en découle que l'accroissement des pourcentages de *Pinus* se fait généralement lors de la phase de transition au sein des successions de végétation (Tableau 6.1). Toutefois, les maxima des pourcentages de *Pinus* dans le site ODP 976 ne suivent pas les mêmes règles. Ils sont en phase avec les maxima de steppe qui correspondent aux maxima glaciaires (Fig. 4 dans le chapitre 4.1.). Pour les interpréter, on peut comparer les analyses de la mer d'Alboran avec les analyses polliniques provenant de sites en domaine continental qui associent fréquemment les augmentations de *Pinus* avec les périodes glaciaires marquées par la steppe (Tableau 1.2). Cela pourrait alors indiquer ici un certain contrôle par la productivité en grains de pollen des Pins, c'est-à-dire un développement avéré des pinèdes. Sur la base du lien reconnu des variations du pourcentage de *Pinus* avec la distalité, il est également possible d'envisager pour le Site ODP 976 que cette augmentation de *Pinus* en phase glaciaire (c'est-à-dire en bas niveau marin) soit liée à la topographie des fonds marins de la mer d'Alboran. En effet, en période interglaciaire, comme actuellement, les courants océaniques de surface entrant en Méditerranée sont contraints par la présence de deux sous-bassins séparés par des hauts fonds formant une levée orientée Nord-Est/Sud-Ouest. La topographie particulière du sous-bassin occidental et la force de Coriolis imposent une gire horaire aux courants entrants (figure 1 du chapitre 4.1. ; Hauschildt et al., 1999). En période glaciaire, le voisinage accru entre les eaux atlantiques de surface entrantes et les eaux méditerranéennes plus profondes sortantes occasionnerait des turbulences plus importantes et une accélération de cette gire horaire du fait du confinement plus important du sous-bassin occidental par les hauts fonds. Selon cette hypothèse, cette gire pourrait être la cause de l'augmentation de la distance de transport des pollens, conduisant à un taux accru de *Pinus* en période glaciaire.

Les pourcentages des pollens d'Ericaceae enregistrent une augmentation de l'Est vers l'Ouest. En interglaciaire, ils s'élèvent à ~2% à Tsampika, moins de 10% à Montalbano Jonico, et moins de 30% en mer d'Alboran. Ceci est en accord avec les enregistrements polliniques de Rio Maior au Portugal (Diniz, 1984), sur la Marge ibérique (Sánchez-Goñi et al., 1999, 2000 ; Naughton et al., 2006) qui montrent des taux élevés d'Ericaceae. Ces travaux concluent à une influence Atlantique sur la répartition de ce taxon visible dès le Pliocène (Suc et al., 1995).

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Grâce à l'inventaire floristique réalisé sur l'intervalle de temps étudié, il est possible de compiler la présence de taxons particuliers en fonction des sites (Tableau 6.2). En effet, ces taxons ne sont plus présents en région méditerranéenne comme *Tsuga*, *Carya*, *Parrotia persica*, *Cathaya* et Taxodiaceae dont ils ont été éliminés progressivement. D'autres ont des aires de répartition très limitées : *Zelkova* (Sicile : Di Pasquale et al., 1992), *Liquidambar* (Rhodes), *Cedrus* (Maroc, Chypre, Turquie, Liban). Il convient de noter que *Pterocarya* a disparu d'Italie lors du dernier cycle climatique (Follieri et al., 1986). Ce taxon pousse actuellement dans le Caucase et le Petit Caucase. Ces données ont été en partie utilisées pour proposer un modèle d'âge des sédiments du Pliocène et du Pléistocène de Corinthe (Rohais et al., sous presse ; cf. Annexe 3). Il est toujours possible de nuancer ce calage du fait de l'existence des zones refuges probables sur les îles méditerranéennes (comme c'est le cas de *Zelkova* de nos jours ; Svenning, 2003 ; Suc et Popescu, 2005) mais également à cause de possibles variations régionales dues à la longitude comme ceux influençant les abondances relatives d'Ericaceae.

Sites	Taxa présents
Tsampika TS6	<i>Zelkova</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Parrotia persica</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i>
Tsampika TS1-2-3-5	<i>Zelkova</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Carya</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Cathaya</i> et Taxodiaceae
ODP 976	<i>Zelkova</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i>
Montalbano Jonico	<i>Zelkova</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Carya</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Cathaya</i> et Taxodiaceae
Santa Lucia	<i>Zelkova</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Carya</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Cathaya</i> et Taxodiaceae
Shamb	<i>Zelkova</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Parrotia persica</i> , <i>Liquidambar</i> , et <i>Tsuga</i>

Tableau. 6.2. Liste des taxons thermophiles présents dans les coupes mais disparus de la région méditerranéenne ou subsistant toujours dans quelques refuges.

Tableau. 6.2. Listing of thermophilous taxa which have recently disappeared from the Mediterranean region or which are still restricted in some small refuges.

6. Synthèse

6.2.2. Cycles climatiques

- Dans l'espace

De manière très générale, il apparaît que les changements climatiques mis en évidence par les remplacements de la flore pollinique sont fortement liés aux cycles climatiques enregistrés par les isotopes de l'oxygène (Fig. 6.1). Ces cycles climatiques caractérisent des changements globaux. C'est ainsi que leur déclinaison dans le signal pollinique s'enregistre partout autour de la Méditerranée à condition qu'existent des reliefs littoraux fournissant l'élévation nécessaire aux formations végétales d'altitude, ce qui induit de forts contrastes avec les étages inférieurs de végétation dans les flores polliniques des sédiments marins. Ceci est par exemple le cas des cycles climatiques communs au sites ODP 976 et Montalbano Jonico (MIS 31-23) pourtant situés à ~2000 km l'un de l'autre. Prenant en compte la nouvelle proposition de calage chronologique de la base de la coupe de Tsampika, il est possible de corréliser ces changements sur près de 3000 km longitudinalement à travers la Méditerranée. Toutefois, l'observation de détail montre quelques nuances qui peuvent être expliquées par plusieurs facteurs.

[1] La résolution de l'échantillonnage peut être mis en cause. Le réchauffement bref mais assez marqué observé dans le site ODP 976 entre les MIS 31 et 29 est absent dans les analyses polliniques de Tsampika et de Montalbano Jonico. A Montalbano Jonico, cet événement est enregistré par les isotopes de l'oxygène et l'évolution bathymétrique définie grâce aux foraminifères benthiques (*cf.* chapitre 4.2.2.a), dont la résolution est deux fois supérieurs à celle des analyses polliniques dans cet intervalle.

[2] La présence de reliefs élevés dans le bassin versant des rivières ou des fleuves qui apportent les pollens dans la zone d'échantillonnage. Les diagrammes polliniques de Tsampika montrent, lors des périodes glaciaires, une faible représentation de la steppe alors que ceux des autres sites montrent une steppe abondante (~40% en Méditerranée et ~60 % dans le Petit Caucase). De tels paysages steppiques existent actuellement sur les plateaux anatoliens (~2000 m d'altitude). Les reliefs de l'île de Rhodes n'étant pas supérieurs à 600 m au Pléistocène, ils n'ont pas pu remplir les conditions nécessaires à l'expression de la steppe, y compris en période glaciaire (*cf.* chapitre 4.3. Tsampika).

[3] On observe un changement dans les fréquences polliniques des maxima des éléments mésothermes depuis la mer d'Alboran jusqu'à Rhodes (~60% et ~45% respectivement pour le MIS 31). Ce gradient est à rapprocher de la diminution de l'influence de l'Atlantique vers

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

l'Est, comme l'illustre aussi la répartition des Ericaceae ou l'existence actuelle d'une saison sèche plus longue vers l'Est en région méditerranéenne.

- Dans le temps

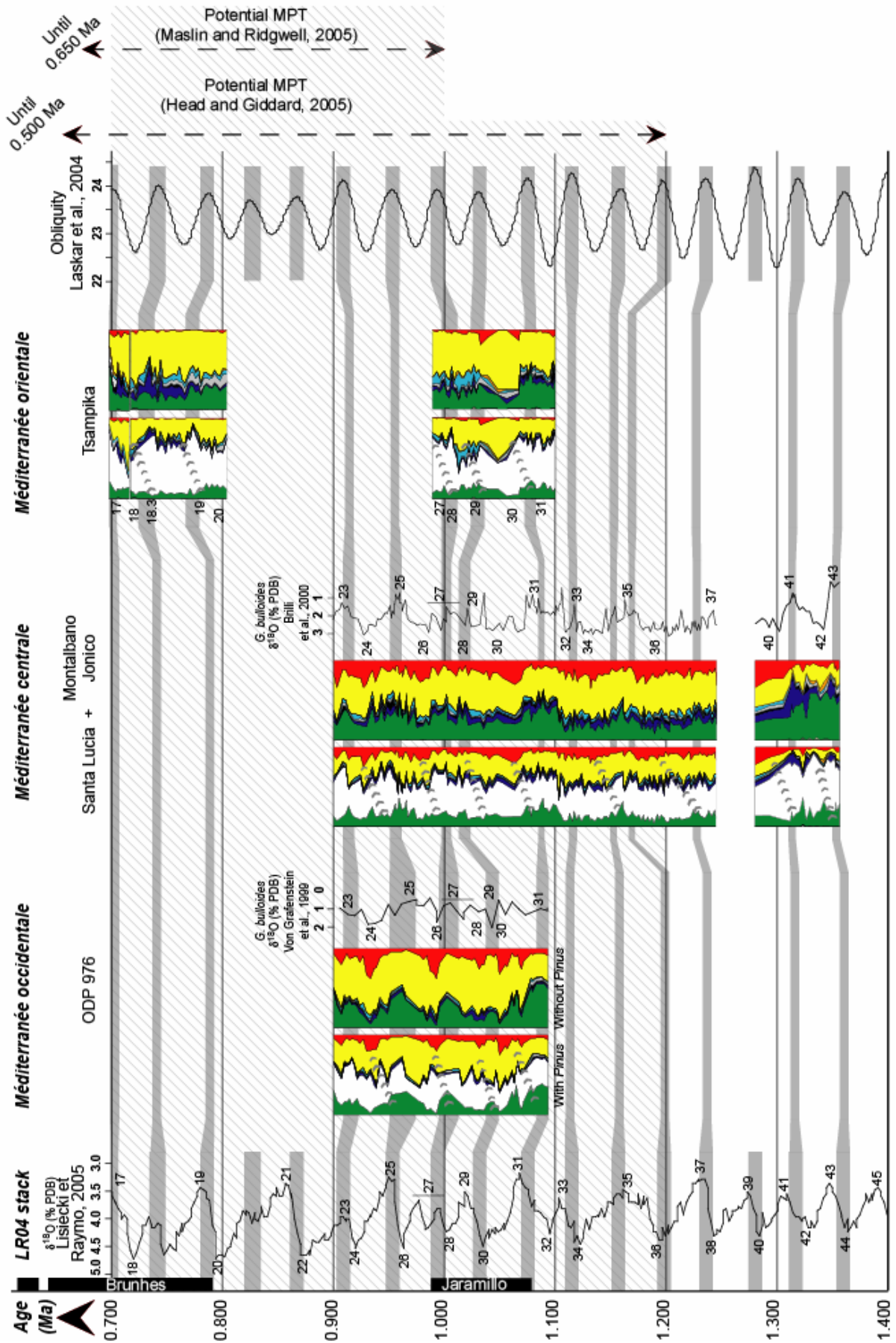
Si l'on compare les diagrammes synthétiques sans *Pinus*, on observe lors des périodes interglaciaires une diminution des maxima des éléments mésothermes dans le temps. Leur taux est de ~60% à Santa Lucia, de ~50% à Montalbano Jonico et dans le site ODP 976, puis de ~30% seulement dans la partie supérieure de Tsampika. Cette diminution progressive pourrait témoigner de l'accentuation de l'aridification de la région méditerranéenne qui s'intensifie lors de la mise en place des cycles glaciaire-interglaciaire continuellement jusqu'à de nos jours. Cette observation est cependant à nuancer car elle peut être également influencée par le léger gradient d'abondance des éléments mésothermes entre l'Ouest et l'Est observé autour d'un million d'année.

6.2.3. *Le forçage astronomique*

- De l'obliquité

Dans tous les sites étudiés, nous avons effectué la comparaison des successions de végétation observées dans les analyses polliniques du Pléistocène inférieur avec les variations de l'obliquité. Ces correspondances sont reportées en figure 6.3. Il en ressort que ce paramètre contrôle les successions majeures de la végétation en région méditerranéenne pour cet intervalle de temps. De telles successions correspondent également avec les variations du rapport isotopique de la courbe globale LR04 (Fig. 6.3) qui retracent les cycles climatiques. Nous avons également mis en évidence un contrôle glacio-eustatique sur les taux de *Pinus* (Montalbano Jonico, Tsampika, ODP 976) et des halophytes (Montalbano Jonico). Au Pléistocène inférieur, on enregistre à la fois l'influence de l'obliquité sur les cycles climatiques qui influencent à leur tour [1] les successions de végétation à long terme et [2] les taux de *Pinus* et des halophytes via le glacio-eustatisme. Un tel contrôle de l'obliquité au Pléistocène inférieur est conforme à ce qui a déjà été observé en différentes régions du globe (*cf.* chapitres 1.1.1. et 1.1.2.).

6. Synthèse



Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Figure 6.3. Corrélation des maxima d'obliquité (en gris) avec les successions de végétation et les maxima reportés sur la courbe isotopique globale LR04 au Pléistocène inférieur et moyen.

Figure 6.3. *Correlation between obliquity maxima (grey shades) with vegetation successions and obliquity maxima on the isotopic curve LR04.*

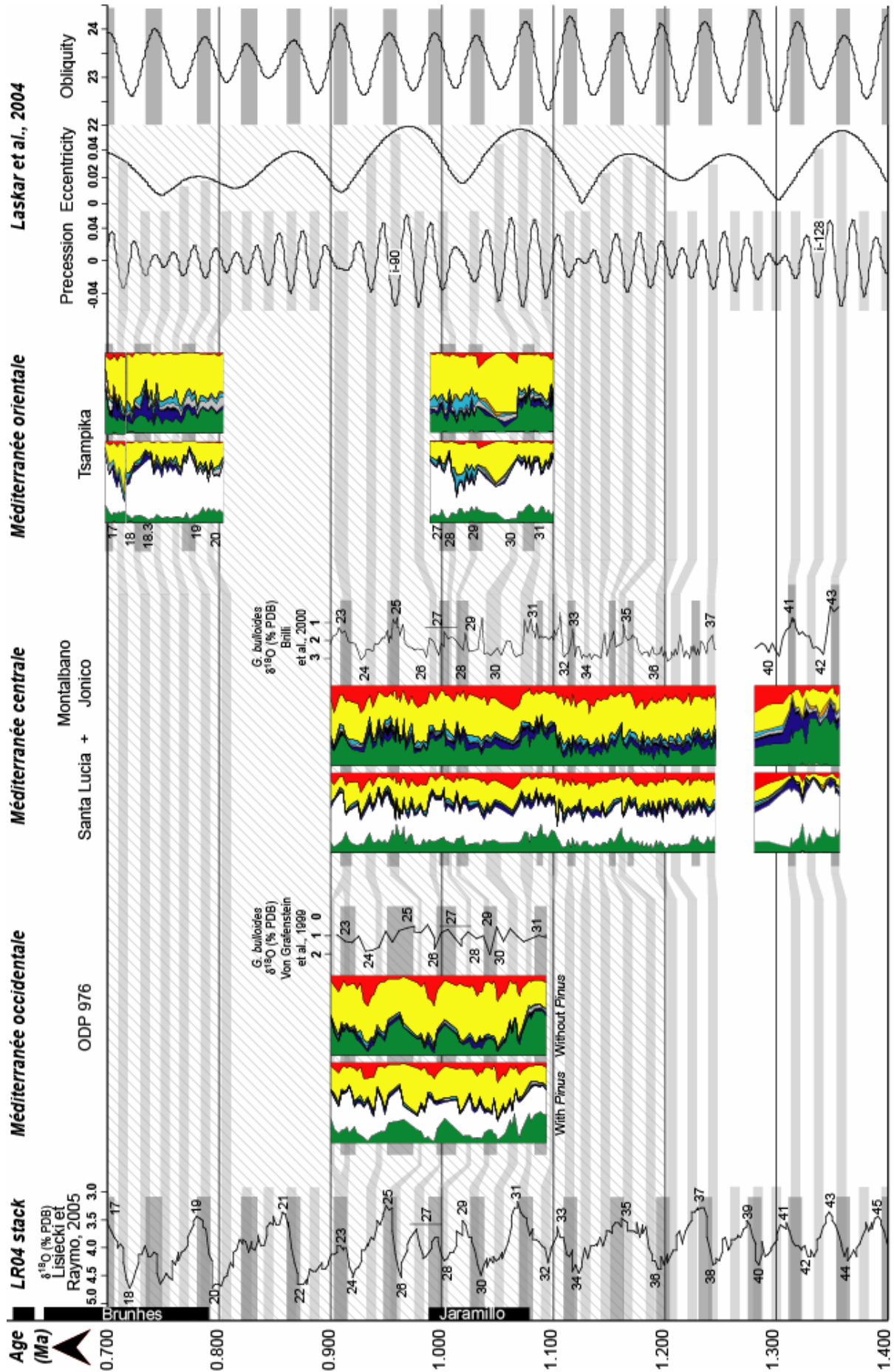
L'enregistrement pollinique dans les séquences TS5-6 de Tsampika indique un même contrôle climatique de l'obliquité au Pléistocène moyen (au moins jusqu'à 0,700 Ma). Ceci est en contradiction avec l'arrêt attendu du forçage par l'obliquité des cycles climatiques vers 0,900-0,800 Ma (Von Grafenstein et al., 1999 ; Ruddiman, 2003). L'hypothèse de Maslin et Ridgwell (2005) selon laquelle les cycles forcés par l'obliquité seraient remplacés par les cycles à 100 ka vers 0,620 Ma semble en accord avec nos observations (*cf.* chapitre 4.3. Tsampika).

- De la précession

Selon le même principe que pour l'obliquité, nous comparons les variations de la précession (ici les maxima) avec les changements de végétation observés dans les sites méditerranéens (Fig. 6.4). Les maxima de précession sont reportés sur la courbe isotopique LR04. Pour que les corrélations de précession soient visibles, la figure 6.4 ne conserve pas les corrélations des maxima d'obliquité présentés en figure 6.3. Les maxima d'obliquité demeurent signalés par des traits épais (en gris foncé) à la fois sur la courbe isotopique LR04, sur celle d'obliquité et au sein des diagrammes polliniques.

Dans l'ensemble, on observe en Méditerranée des changements à court terme dans la flore pollinique qui décrivent les mêmes dynamiques de végétation que celles liées aux cycles climatiques forcés par l'obliquité entre ~1,360 et ~0,700 Ma. Par ailleurs, les taxons impliqués dans les différentes phases de ces successions à court terme sont les mêmes que ceux impliqués dans les successions à long terme. Il est généralement admis que l'influence de la précession s'exerce sur les variations d'insolation reçue aux basses latitudes. Elle contrôle de ce fait le gradient entre les basses et les hautes latitudes dont découlent non seulement l'intensité et le positionnement de la mousson africaine, mais aussi l'augmentation des précipitations sur la région méditerranéenne (Rossignol-Strick, 1983). Ce rôle de la précession sur les variations d'humidité a été mis évidence à Santa Lucia où les pollens appartenant à la ripilsive (*Zelkova* et *Liquidambar*) sont en quantité plus importante lors des minima de précession. Ce paramètre est donc capable d'exercer une influence tant sur l'insolation que sur les variations d'humidité dans la région méditerranéenne.

6. Synthèse



Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Figure 6.4. Corrélation des maxima de précession (en gris clair) avec les successions de végétation et les maxima reportés sur la courbe isotopique globale LR04 au Pléistocène inférieur et moyen.

Figure 6.4. Correlation between precession maxima (light grey shades), vegetation successions and precession maxima on the isotopic curve LR04.

Comme pour les successions de végétation forcées par l'obliquité, les augmentations de fréquence de *Pinus* se placent dans la phase de transition des successions de végétation liées à la précession. Cela peut signifier que :

[1] la précession peut avoir une influence sur les variations eustatiques au Pléistocène inférieur et moyen ;

[2] au cours de cette phase de transition, les conditions sont réunies pour permettre le développement de pinèdes ;

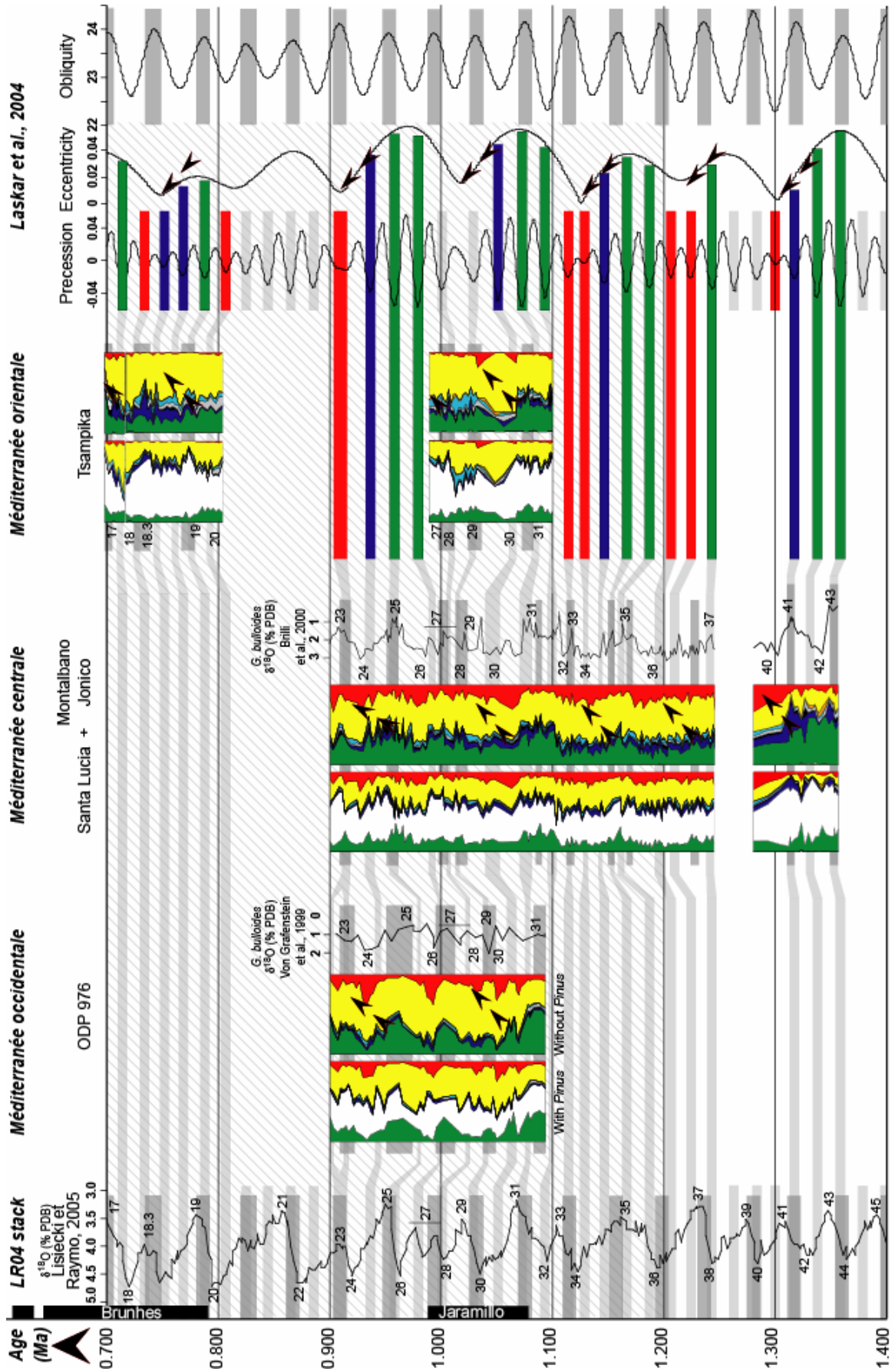
[3] le rôle admis de l'augmentation des précipitations liée à la précession modifie toujours (à différents degrés) la circulation marine de surface, ce qui favoriserait moins *Pinus* notamment en minima de précession (lors du dépôt de sapropel).

Un exemple illustre très bien ce dernier point. Des taux particulièrement faibles de *Pinus* (moins de 20%) sont enregistrés pendant le dépôt du sapropel correspondant au cycle i-90 dans le site ODP 976 et à Montalbano Jonico (Fig. 6.4). Il semblerait donc que le rôle de la précession sur la circulation marine en Méditerranée influence les variations de *Pinus* dans les milieux circa-littoraux (Montalbano Jonico) ou profonds (ODP 976).

De manière générale, l'influence de la précession sur les variations polliniques est constante entre ~1,360 et ~0,700 Ma. Il est donc difficile d'observer un renforcement et ses éventuelles conséquences quant à son influence sur la végétation. Ce renforcement est pourtant une des causes envisagées pour expliquer le passage des cycles climatiques contrôlés par l'obliquité à ceux contrôlés par la précession.

- De l'excentricité (via la modulation des amplitudes de la précession)

6. Synthèse



Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Figure 6.5. Corrélation des variations d'excentricité avec les successions de végétation à plus long terme que celles forcées par l'obliquité. Les maxima sont indiqués en vert pour les mésothermes, les transitions par la couleur bleu représentant les éléments de moyenne altitude et les minima en rouge (couleur exprimant la steppe).

Figure 6.5. Correlation between eccentricity variations with the long-term vegetation successions. These successions were longer than those controlled by obliquity. Eccentricity maxima are in green (color of the mesothermic group), transitional phase from maximum to minimum are in blue (color of the mid-altitude group) and eccentricity minima are in red (color of the steppic group).

On peut clairement mettre en évidence le rôle de l'excentricité. En effet, les corrélations proposées dans la figure 6.5 permettent d'observer des taux d'éléments mésothermes plus élevés durant les maxima de l'excentricité. C'est ainsi le cas à Santa Lucia (MIS 43-42), à Montalbano Jonico (MIS 37, MIS 35, MIS 31, MIS 25), dans le site ODP 976 (MIS 31, MIS 25) et à Tsampika (MIS 31, MIS 19, MIS 17). Cela signifie que l'excentricité, par son action modulant les amplitudes de la précession, est capable d'influencer de manière significative les successions de végétation à plus long terme que celles forcées à l'obliquité en Méditerranée au Pléistocène inférieur et moyen.

6.3. Discussion

6.3.1. L'opposition climatique

L'existence d'une opposition climatique au Pliocène supérieur entre le domaine méditerranéen occidental et oriental a déjà été exposée par Subally et al. (1999). Une telle interprétation décrit des différences très marquées entre l'Ouest où les interglaciaires étaient chauds et humides et les glaciaires froids et arides, alors qu'à l'Est les interglaciaires auraient été chauds et arides et les glaciaires froids et humides (*cf.* chapitre 1.2.2). Cependant, une telle observation n'a jamais été pleinement exprimée sur les périodes récentes du Pléistocène moyen et supérieur (malgré une proposition insuffisamment étayée de Horowitz, 1989), dont les études ont pourtant une résolution beaucoup plus poussée. Cette opposition climatique, entre ces deux coupes distantes seulement de quelques centaines de kilomètres, peut aussi résulter de plusieurs artéfacts comme :

[1] l'enregistrement spécifique de conditions plus locales à Zakyntos ;

6. Synthèse

[2] la différence de résolution entre les analyses ;

[3] le décalage entre la réponse climatique des assemblages floristiques et du rapport isotopique de la mer.

Ce dernier point fut une piste de recherche. Selon les résultats obtenus à Zakynthos (Subally et al., 1999), le MIS 70 (Fig. 1.21) précède la phase steppique et les conditions chaudes indiquées par le $\delta^{18}\text{O}$ (MIS 69). L'on peut donc considérer la possibilité d'un décalage comme la cause de cette apparente opposition. De tels décalages sont d'ailleurs observés entre les valeurs isotopiques de l'oxygène obtenues sur les foraminifères planctoniques et benthiques et avec les changements de végétation (Sánchez-Goñi et al., 1999 ; Capraro et al., 2005). Au sein des enregistrements étudiés au cours de la thèse, une seule évidence d'opposition climatique apparaît. Il s'agit des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, indiquant un épisode glaciaire, opposée aux conditions plus chaudes et humides indiquées par les éléments mésothermes de la phase pollinique V dans le Site ODP 976 (cf. chapitre 4.1). Nos corrélations avec d'autres marqueurs climatiques (SST, $\delta^{18}\text{O}$ enregistré dans le KC01b) ne confirment pas une telle opposition. La différence importante de résolution d'étude (point [2]) entre la courbe pollinique et la courbe isotopique peut donc être incriminée pour expliquer cette apparente opposition climatique.

Les analyses polliniques effectuées au cours de cette thèse n'ont donc pas permis de mettre en évidence une opposition climatique nette. Toutefois, l'observation de détail montre des changements au sein des assemblages polliniques résultant vraisemblablement de changements climatiques de plus haute fréquence que celle des cycles glaciaire-interglaciaire. La discussion des résultats obtenus à Santa Lucia explique clairement, qu'au sein même des foraminifères planctoniques, il est possible d'enregistrer des valeurs isotopiques contradictoires (dans cet exemple : entre *Globigerina bulloides* et *Globigerinoides ruber*). Les différentes échelles de temps des successions de végétation au sein des assemblages polliniques ont permis de comprendre l'existence d'une double influence en Méditerranée centrale de la précession et de l'obliquité. La première agit sur les changements climatiques locaux, la seconde sur les changements climatiques globaux au Pléistocène inférieur. Ainsi, lors du réchauffement (entre les MIS 42 et 41) forcé par l'obliquité et enregistré par *G. bulloides*, a-t-on observé un court réchauffement (mais d'amplitude identique à celui forcé par l'obliquité). Il est révélé par la présence d'une succession de végétation à court terme et d'une baisse du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrée par *Gs. ruber*. Cette variation climatique locale, d'apparence contraire au changement climatique global, est forcée par la précession. Finalement, cette

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

situation se répète à maintes reprises dans l'enregistrement pollinique de Montalbano Jonico et permet d'envisager que les trois points décrits plus haut permettent d'observer, grâce à un échantillonnage à haute résolution et à l'emploi de plusieurs outils, la réponse climatique locale (amplifiée en Méditerranée) aux variations de la précession.

6.3.2. *La MPT*

- Les cycles astronomiques

La flore pollinique enregistre des successions de végétation à plusieurs échelles de temps au Pléistocène inférieur et moyen en Méditerranée. Selon nos observations, il existe trois niveaux de durée pour ces successions de végétations. Dans l'ordre croissant, ces durées ont été clairement mises en relation avec les contrôles de la précession, de l'obliquité et du modulateur des amplitudes de la précession, l'excentricité. Comme ces trois paramètres, dont l'influence sur le climat s'exerce directement ou indirectement, forcent les changements de la végétation enregistrés dans les sections méditerranéennes tout au long du Pléistocène inférieur comme au début du Pléistocène moyen, il apparaît difficile d'observer le changement progressif censé s'opérer durant la MPT.

- L'interférence obliquité vs. précession

L'obliquité et la précession ont des cycles normalisés respectivement à 41 ka et 23-19 ka. C'est donc la double fréquence de la précession qui empêche ces deux paramètres de fluctuer toujours selon la même configuration orbitale. En conséquence, les maxima d'obliquité, qui rythment les réchauffements au sein des cycles climatique du Pléistocène inférieur jusqu'au début du Pléistocène moyen [d'après Maslin et Ridgwell (2005), et selon nos observations dans la végétation et sur la courbe LR04], peuvent être en phases ou non avec les minima de précession (c'est-à-dire les maxima d'insolation). A l'échelle de la Méditerranée, les différentes configurations orbitales peuvent créer des conditions s'échelonnant de complètement contradictoires (il y a alors interférence) à en phases. Cette palette de conditions d'insolation dans les latitudes de l'Afrique du Nord et de la Méditerranée constitue le principal agent sur le dépôt ou non de sapropèles au Pliocène et au Pléistocène inférieur (Lourens et al., 1996). Nous avons repris cette hypothèse pour expliquer l'absence du sapropèle correspondant au cycle i-128 à Santa Lucia (Fig. 6.4 ; Joannin et al., sous presse). Cette absence serait due au minimum d'obliquité concomitant du minimum de précession. Dans les dépôts du Pléistocène inférieur de Santa Lucia où les minima de la précession sont

6. Synthèse

une fois sur deux en phase avec les maxima de l'obliquité, cette interférence semble avérée et contrôle la formation des sapropèles. Elle n'est cependant pas suffisante pour empêcher les variations d'insolation aux latitudes méditerranéennes, liées à la précession, de forcer les changements de végétation à court terme.

Pour les autres sites, une telle interférence n'est pas caractérisable du fait de la quasi absence des dépôts sapropéliques à Montalbano Jonico et dans l'ODP 976 et de l'absence de ces dépôts en milieu proximal comme celui de Tsampika. Toutefois le report des minima de précession et des maxima d'obliquité sur la courbe isotopique LR04 (Fig. 6.4) indique que cette interférence devient moins fréquente à cause du décalage progressif des phases de la précession vis-à-vis de celles de l'obliquité qui sont régulières.

- Transition ou révolution ?

Si l'on observe uniquement le report des maxima de l'obliquité sur la courbe isotopique globale (Fig. 6.4), on s'aperçoit qu'ils sont à chaque fois les précurseurs des réchauffements des cycles glaciaire-interglaciaire ou juste en phase avec eux. Cependant deux situations échappent à cette règle : il s'agit du maximum de l'obliquité tombant en plein MIS 35 et du contrôle par la précession du deuxième pic du MIS 27.

Une autre observation de la courbe isotopique globale indique que les MIS 35, 31, 25, 21, 19 et 17 sont caractérisés par les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ les plus basses et correspondraient donc aux événements climatiques les plus chauds. Ces MIS correspondent également aux maxima de l'excentricité. Ils sont systématiquement suivis d'un MIS moins prononcé correspondant au deuxième maximum d'obliquité contenu dans un cycle d'excentricité.

La MPT (ou la MPR pour Mid Pleistocene Revolution) marque le passage des cycles climatiques forcés par l'obliquité à des cycles climatiques de 100 ka forcés par la précession (et son modulateur : l'excentricité). Selon les auteurs, ce passage s'effectue entre 0,900 et 0,800 Ma ou à 0,620 Ma. Nos observations montrent qu'au sein de la végétation aucun renforcement du rôle de la précession (et de l'excentricité) ne caractérise le début de la MPT. De plus, le contrôle d'obliquité reste net jusqu'à 0,700 Ma, ce qui est en accord avec les observations de Maslin et Ridgwell (2005). Cependant, notre étude ne couvre pas les changements de végétation du MIS 21 qui est assimilé par certains comme le premier « véritable » cycle à 100 ka (Von Grafenstein et al., 1999 ; Ruddiman, 2003) ou comme un essai avorté (Maslin et Ridgwell, 2005). Dans la végétation, le passage se ferait progressivement au cours de la Transition du Pléistocène inférieur et moyen : MPT. L'observation de la courbe LR04 permet de voir le contrôle net de l'obliquité sur toute la

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

période du MPT ici étudiée. On remarque aussi l'influence des variations de l'amplitude de la précession (liées à l'excentricité) sur les cycles climatiques à partir du MIS 35. Il y aurait donc eu, dès 1,200-1,150 Ma, des cycles de type 100 ka regroupant les MIS 35-33, 31-29-27, 25-23, 21, 19-18.3 et 17. L'excentricité, via son contrôle sur la précession, semble en mesure de contraindre des paires de cycles climatiques forcés par l'obliquité à s'associer pour former des cycles plus longs (entre 80 et 100 ka) caractérisés par un premier optimum climatique suivi d'un deuxième moins fort. Ces cycles démarrent « brutalement » entre à 1,200-1,150 Ma qui serait alors le début de la MPT en accord avec l'intervalle donné par Head et Gibbard (2005). Cette apparition soudaine des cycles « à 100 ka » ne permet pas de renommer la transition « MPT » en « MPR » car nos observations ne montrent pas de changement brutal dans la végétation.

Conclusions et perspectives

Plusieurs compétences ont été développées durant de cette thèse et appliquées à l'étude de quatre sites principaux en région méditerranéenne et dans le Petit Caucase, répartis selon un transect Ouest-Est de 4000 km de longueur dans une faible gamme latitudinale : 36 à 41°N. Il s'agissait à partir de différents outils (analyse pollinique, géochimie isotopique, climatostratigraphie, approche sédimentologique) d'améliorer la calibration chronologique des six coupes étudiées (Shamb, Santa Lucia, Montalbano Jonico, Site ODP 976 et Tsampika), qui pour certaines, était inconnue. Les coupes s'échelonnent du Pléistocène inférieur au Pléistocène moyen de ~1,600 à ~0,700 Ma.

En comparant les assemblages polliniques des quatre coupes méditerranéennes, il a été possible de montrer que les différents milieux, proximal (Tsampika, 1,100-0,999 Ma puis 0,810-0,700), circa-littoral (Santa Lucia et Montalbano Jonico, respectivement 1,356-1,280 Ma et 1,250-0,900) et bathyal (ODP Site 976, 1,190-0,900 Ma), avaient tous enregistré les variations climatiques du Pléistocène inférieur et moyen. En revanche, des différences clairement identifiées entre les assemblages polliniques de ces coupes sont apparus imputables au voisinage de reliefs côtiers permettant à plusieurs étages de végétation de modifier leur extension en fonction des variations climatiques. La coupe de Tsampika se caractérise ainsi par de faibles proportions de pollens de steppe, y compris en période glaciaire, en raison d'un relief peu élevé.

Ces variations climatiques sont probablement la cause de la disparition de la région méditerranéenne des taxons les plus thermophiles. Sans occulter la probable existence de zones refuges dans certaines îles méditerranéennes (comme par exemple *Zelkova* en Sicile) ou sur les reliefs (*Cedrus*), on constate la disparition de Méditerranée de *Cathaya* et des Taxodiaceae pendant l'intervalle de temps couvert par ce travail. De manière plus générale, j'observe un gradient marqué par une végétation thermophile dans les interglaciaires plus riche au Pléistocène inférieur qu'au Pléistocène moyen et enregistrant vraisemblablement une aridification accrue.

Aux latitudes méditerranéennes, j'ai également identifié l'existence d'un gradient longitudinal qui contrôle par exemple les abondances relatives des Ericaceae (plus élevée vers l'Ouest) et, plus généralement, des éléments thermophiles au sein des interglaciaires. A noter

Conclusions et perspectives

toutefois que le taxon mésotherme *Carya* était encore présent en région méditerranéenne centrale alors qu'il avait déjà disparu de la région méditerranéenne occidentale.

A l'échelle de la Méditerranée, les coupes enregistrent les mêmes variations climatiques reliées aux cycles climatiques du Pléistocène inférieur et moyen, et définies par les variations isotopiques globales, l'exemple du MIS 31 étant le plus probant. Cet interglaciaire a favorisé de fortes abondances des éléments mésothermes pendant près de 30,000 ans tout au long de la région méditerranéenne. Le corollaire de ces cycles climatiques est leur répercussion sur les variations eustatiques à l'échelle du globe enregistrées par les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$. En palynologie, les taux de *Pinus* enregistrés en milieu marins sont employés comme un révélateur de bathymétrie. Les variations de proportion enregistrées par ce pollen, dont le transport est favorisé par rapport aux autres pollens, sont similaires à celles enregistrées par d'autres moyens ($\delta^{18}\text{O}$, sédimentologie, stratigraphie, paléontologie). Ceci se vérifie à Tsampika et en région méditerranéenne centrale (Santa Lucia et Montalbano Jonico). Cependant, les variations sont complètement opposées dans le Site ODP 976. Le milieu de dépôt profond de ce site, ainsi que la configuration physiographique particulière du bassin d'Alboran à l'entrée de la Méditerranée, suggèrent que les pourcentages de *Pinus* ici plus élevés durant les bas niveaux marins sont favorisés par une circulation plus importante en période glaciaire.

Les changements de végétation observés dans les coupes méditerranéennes montrent l'existence de successions de végétation caractérisées par l'abondance de mésothermes durant les interglaciaires, relayée par celle des éléments d'altitude pendant les phases de « transition », puis par la steppe durant les glaciaires. Ces successions de végétation marquent donc l'enregistrement des cycles climatiques. Cependant, on observe la superposition de successions de végétation selon trois niveaux temporels. Elles sont caractérisées par les mêmes successions de conditions thermiques et hygrométriques que les cycles interglaciaire-glaciaire durant tout le Pléistocène inférieur et le début du Pléistocène moyen. Au sein de ces successions, *Carya* était l'élément majeur des phases chaudes et humides et *Tsuga* celui des phases de transition dans l'enregistrement de Santa Lucia vers 1,300 Ma. Dès le début de l'enregistrement de Montalbano Jonico, vers 1,250 Ma, puis durant tout l'intervalle étudié, les *Quercus* décidus remplacent *Carya* tandis que *Cedrus* remplace *Tsuga*. Le maximum de froid et d'aridité se marque toujours par des steppes documentées par d'abondants pollens.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Au Pléistocène inférieur, les cycles climatiques et les variations eustatiques étaient contrôlés par les variations de l'insolation reçue aux pôles, elles-mêmes forcées par l'obliquité. Les variations de ce paramètre sont enregistrées par les successions de végétation à long terme décrites dans tous les sites méditerranéens. Contrairement aux résultats des travaux antérieurs, ce forçage est donc toujours actif au Pléistocène moyen vers 0,700 Ma à Tsampika.

Des successions de végétation à court terme sont aussi enregistrées dans toutes les coupes. Elles sont contrôlées par les variations d'insolation forcées aux basses latitudes par la précession. Ce paramètre, en jouant sur les gradients entre hautes et basses latitudes, contrôle l'influence de la mousson africaine et des précipitations sur le pourtour méditerranéen. Il influence donc indirectement des changements climatiques locaux (à l'échelle de la Méditerranée) sur tout l'intervalle de temps étudié, au regard des changements globaux, c'est-à-dire des cycles climatiques initiés par l'obliquité. Ces changements locaux de plus haute fréquence se marquent notamment par la modification des circulations marines pouvant aboutir, en cas de ralentissement ou d'arrêt, au dépôt de sapropèles. Les phases de faible circulation marine sont d'ailleurs observables car elles défavorisent les pourcentages de *Pinus* qui n'est alors plus un indicateur de bathymétrie. Même si la circulation marine n'est pas suffisamment ralentie pour former un sapropèle à chaque cycle de précession, notamment lorsque l'influence de l'obliquité interfère aux latitudes de la Méditerranée, elle peut néanmoins forcer les successions de végétation et la baisse du rapport isotopique. Il convient, pour enregistrer ces changements, d'utiliser une résolution d'échantillonnage suffisante. De plus, ces changements peuvent être localement et temporairement contraires aux tendances climatiques à long terme forcées par l'obliquité. Cette observation a été l'argument le plus fort envisagé pour expliquer l'existence d'une opposition climatique observée au Pliocène supérieur en Méditerranée. Une telle opposition n'est en fait pas observée au Pléistocène inférieur dans ce travail.

Des successions de végétation à plus long terme forcées par le modulateur de la précession, c'est-à-dire l'excentricité, sont observées au Pléistocène inférieur comme au Pléistocène moyen, avant et pendant la MPT. Aux latitudes de la Méditerranée, l'excentricité influence donc déjà les changements de végétation.

Aucun accroissement de l'influence de la précession durant le début de la MPT n'est observé alors que ce paramètre devient pourtant le forçage dominant des cycles climatiques par à la fin de la MPT. En effet, la végétation en région méditerranéenne enregistrait les

Conclusions et perspectives

influences des trois paramètres orbitaux entre ~1,360 et ~0,700 Ma. La courbe isotopique LR04 est, au premier regard, clairement forcée sur l'intervalle considéré par l'obliquité. Nous observons cependant qu'un cycle d'obliquité n'a pas de répercussion climatique, entre ~1,200 et ~1,150 Ma. Il semblerait qu'à partir de ce cycle « avorté », correspondant au MIS 35, l'excentricité, via son contrôle sur la précession, ait été en mesure de contraindre des paires de cycles climatiques forcés par l'obliquité à s'associer pour former des cycles plus longs (entre 80 et 100 ka) caractérisés par un premier optimum climatique suivi d'un deuxième moins fort. Cette observation serait plutôt en faveur d'un changement dans le forçage climatique rapide dès 1,150 Ma. Ces forçages interfèrent ensuite sur le reste de l'intervalle d'étude. Néanmoins, ce relais rapide n'a pas d'équivalent dans les changements observés dans la végétation aux latitudes méditerranéennes, où le climat avait peut-être déjà expérimenté le mode asymétrique du modulateur de la précession qui, par définition, s'y exprime mieux.

Pour Maslin et Ridgwell (2005) deux cycles climatiques à 100.000 ans sont enregistrés entre 0,950 et 0,860 Ma, puis sont suivis de plusieurs cycles forcés par l'obliquité entre 0,780 et 0,620 Ma avant que le mode asymétrique ne prenne définitivement le contrôle des variations du climat. En conséquence, il semble opportun d'étendre les études du site ODP 976 et de Montalbano Jonico jusqu'à la limite supérieure de cette dernière coupe, c'est-à-dire jusqu'à ~0,700 Ma. Cette coupe en Méditerranée centrale offre en effet la possibilité unique d'analyser des échantillons tous les ~1.000 ans. Une telle résolution est encore inédite pour des analyses polliniques du Pléistocène inférieur et du début du Pléistocène moyen. De plus, les analyses isotopiques réalisées sur *Globigerina bulloides* peuvent être complétées par d'autres à effectuer sur *Globigerinoides ruber* sur les mêmes échantillons et par des mesures en Mg/Ca sur des intervalles précis où la précession s'exprime fortement. Il pourrait alors être possible de dissocier sur un même site [1] les influences locales des influences globales, [2] les variations d'insolation des variations de précipitations à terre (à comparer aux données polliniques) comme en mer (variations de salinité des eaux de surface). On disposerait alors d'informations sur le continent, en subsurface, en surface et en profondeur pour la mer Méditerranée. Il serait ainsi possible de déterminer les influences climatiques respectives de chacun des paramètres orbitaux et de leur interférence ainsi que les variations influencées par des cycles de périodes inférieure aux cycles de « Milankovitch ».

Bibliographie

- Ablin, D.** 1991. Analyse pollinique des dépôts lacustres de Ceysac, Plio-Pléistocène du Velay (Massif Central, France). *Cahiers de Micropaléontologie*, 6 : 21-38.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., Hawkesworth, C.J.** 2003. Sea-land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (17) : 3181-3199.
- Beaudouin, C., Suc, J.-P., Escarguel, G., Arnaud, M., Charmasson, S.** sous presse. The significance of pollen record from marine terrigenous sediments: the present-day example of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea). *Geobios*.
- Beaudouin, C., Suc, J.-P., Cambon, F., Touzani, A., Giresse, P., Pont, D., Aloisi, J.-C., Marsset, T., Cochonat, P., Duzer, D., Ferrier, J.** 2005. Present-day rhythmic deposition in the Grand Rhône prodelta (NW Mediterranean) according to high-resolution pollen analyses. *Journal of Coastal Research*, 21 (2) : 292-306.
- Berger, A. et Loutre, M.F.** 2004. Théorie astronomique des paléoclimats. *C. R. Geoscience*, 336 : 701-709.
- Berger, W.H.** 1979. Stable Isotopes in Foraminifera. *Foraminiferal Ecology and Paleocology*. Lipps, J.H., Berger, W.H., Buzas, M.A., Douglas, R.G., Ross, C.A. (Edit.), Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Houston, 6 : 156-198.
- Berggren, W.A., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Kent, D.V., Obradovich, J.D., Raffi, I., Raymo, M.E., Shackleton, N.J.** 1995. Late Neogene chronology: new perspective in high-resolution stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 107 (11) : 1272-1287.
- Bertini, A.** 2000. Pollen record from Colle Curti and Ceci : Early and Middle Pleistocene mammal sites in the Umbro-Marchean Apennine Mountains (central Italy). *Journal of Quaternary Science*, 15 (8) : 825-840.
- Bessedik, M.** 1985. Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie. These, Univ. Montpellier 2, 162 pp.
- Béthoux, J.P. et Gentili, B.** 1999. Functioning of the Mediterranean Sea : past and present changes related to freshwater input and climate changes. *Journal of Marine Systems*, 20 : 33-47.
- Béthoux, J.P. et Pierre, P.** 1999. Mediterranean functioning and sapropel formation: respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean. *Marine Geology*, 153 : 29-39.
- Birks, H.J.B. et Birks, H.H.** 2004. The rise and fall of forests. *Science*, 305 : 484-485.
- Brilli, M., Lerche, I., Ciaranfi, N. Turi, B.,** 2000. Evidences of precession and obliquity orbital forcing in oxygen-18 isotope composition of Montalbano Jonico Section (Basilicata, southern Italy). *Applied Radiation and Isotopes* 52, 957-964.
- Buisine, C.** 2000. Analyse palynologique dans un contexte géodynamique actif: application aux coupes de Kolimpia et de Tsampika (Rhodes, Grèce), Unpublished MSc Thesis, University of Lyon 1, 24 pp.
- Cambon, G., Suc, J.-P., Aloisi, J.-C., Giresse, P., Monaco, A., Touzani, A., Duzer, D., Ferrier, J.** 1997. Modern pollen deposition in the Rhône delta area (lagoonal and marine sediments), France. *Grana*, 36 : 105-113.
- Capraro, L., Asioli, A., Backman, J., Bertoldi, R., Channell, J.E.T., Massari, F., Rio, D.** 2005. Climatic patterns revealed by pollen and oxygen isotope records across the Brunhes–Matuyama Boundary in the Central

Bibliographie

- Mediterranean (Southern Italy). In: Head, M.J., Gibbard, P.L. (Ed), "Early–Middle Pleistocene Transitions: The Land–Ocean Evidence", Geological Society, London, Special Publications, 247 : 159-182.
- Channel**, J.E.T., Curtis, J.H., Flower, B.P. 2004. The Matuyama-Brunhes boundary interval (500-900 ka) in North Atlantic drift sediments. *Geophysical Journal International*, 158 : 489-505.
- Ciaranfi**, N., D'Alessandro, A., Girone, G., Maiorano, P., Marino, M., Soldani, D., Stefanelli, S. 2001. Pleistocene sections in the Montalbano Jonico area and the potential GSSP for Early-Middle Pleistocene in the Lucania Basin (Southern Italy). *Memorie di Scienze Geologiche*, 53 : 67-83.
- Ciaranfi**, N., D'Alessandro, A., Marino, M. 1997. A candidate section for the Lower-Middle Pleistocene Boundary (Apennine Foredeep, South Italy). *Proc. 30th Int'l. Geol. Congr.*, 11 : 201-211.
- Ciaranfi**, N., D'Alessandro, A., Loiacoco, F., Marino, M. 1996. A new stratigraphical section for the marine Quaternary in Italy. *Paleopelagos*, 6 : 361-370.
- Combourieu-Nebout**, N., Turon, J.L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., Pahnke, K. 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology*, 30 : 863-866.
- Combourieu-Nebout**, N., Fauquette, S., Quézel, P. 2000. What was the late Pliocene Mediterranean climate like; a preliminary quantification from vegetation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171 : 271-277.
- Combourieu-Nebout**, N., Londeix, L., Baudin, F., Turon, J.L., Von Grafenstein, R., Zahn, R. 1999. Quaternary marine and continental paleoenvironments in the western mediterranean (site 976, Alboran Sea) : palynological evidence. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161 : 457-468.
- Combourieu-Nebout**, N. et Vergnaud Grazzini, C. 1991. Late Pliocene northern hemisphere glaciations: the continental and marine responses in the central Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 10 : 319-334.
- Combourieu-Nebout**, N. 1993. Vegetation response to Upper Pliocene glacial/interglacial cyclicality in the Central Mediterranean. *Quaternary Research*, 40 : 228-236.
- Combourieu-Nebout**, N. 1987. Les premiers cycles glaciaire–interglaciaire en région méditerranéenne d'après l'analyse palynologique de la série plio–pléistocène de Crotona (Italie méridionale). Ph.D. Thesis, Université Montpellier 2, 158 pp.
- Cornée**, J.-J., Moissette, P., Joannin, S., Suc, J.-P., Quillévéré, F., Krijgsman, W., Hilgen, F., Koskeridou, E., Münch, P., Lécuyer, C., Desvignes, P. 2006. Tectonic and climatic controls on coastal sedimentation: the Late Pliocene-Middle Pleistocene of northeastern Rhodes, Greece. *Sedimentary Geology*, 187 : 159-181.
- Cour**, P. 1974. Nouvelles techniques de détection des flux et de retombées polliniques: étude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface du sol. *Pollen et Spores*, 16 (1) : 103-141.
- De Beaulieu**, J.L., Andrieu-Ponel, V., Cheddadi, R., Guiter, F., Ravazzi, C., Reille, M., Rossi, S. 2006. Apport des longues séquences lacustres à la connaissance des variations des climats et des paysages pléistocènes. *C.R. Paleovol*, 5 : 65-72.
- De Garidel-Thoron**, T., Rosenthal, Y., Franck Bassinot, F., Beaufort, L. 2005. Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75million years. *Nature*, 433 : 294-298.
- De Kaenel**, E., Siesser, W.G., Murat, A. 1999. Pleistocene calcareous nannofossil biostratigraphy and the western Mediterranean sapropels, Site 974 to 977 and 979. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161 : 159-183.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

- Denton, G.H., Alley, R.B., Comer, G., Broecker, W.S.** 2005. The role of seasonality in abrupt climate change. *Quaternary Science Review*, 24 : 1159-1182.
- Denton, G.H.** 2000. Does asymmetric thermohaline-ice-sheet oscillator drive 100,000-yr cycles. *Journal of Quaternary Science*, 15 : 301-318.
- Diniz, F.** 1984. Apports de la palynologie à la connaissance du Pliocène portugais. Rio Maior : un bassin de référence pour l'histoire de la flore, de la végétation et du climat de la façade atlantique de l'Europe méridionale. Thèse, Univ. Montpellier 2, 230 pp.
- Di Pasquale, G., Garfi, G., Quézel, P.** 1992. Sur la présence d'un *Zelkova* nouveau en Sicile sud-orientale (Ulmaceae). *Biocosme mésogéen*, 8-9 : 401-409.
- Emeis, K.-C., Shulz, H., Struck, U., Rossignol-Strick, M., Erlenkeuser, H., Howell, M.W., Kroon, D., Mackensen, A., Ishizuka, S., Oba, T., Sakamoto, T., Koizumi, I.** 2003. Eastern Mediterranean surface water temperatures and $\delta 18\text{O}$ composition during deposition of sapropels in the late Quaternary. *Paleoceanography*, 18 (1) : 1-18.
- EPICA community members.** 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429 : 623-628.
- Fauquette, S., Suc, J.-P., Jiménez-Moreno, G., Micheels, A., Jost, A., Favre, E., Bachiri-Taoufiq, N., Bertini, A., Clet-Pellerin, M., Diniz, F., Farjanel, G., Feddi, N., Zheng, Z.** Sous presse. Latitudinal climatic gradients in Western European and Mediterranean regions from the Mid-Miocene (~15 Ma) to the Mid-Pliocene (~3.5 Ma) as quantified from pollen data. In Williams, M., Haywood, A., Gregory, J. (Eds.), *Deep time perspectives on climate change. Marrying the signal from computer models and biological proxies*. Geological Society of London, Special Publication.
- Fauquette, S., Clauzon, G., Suc, J.-P., Zheng, Z.** 1999. A new approach for paleoaltitude estimates based on pollen records: example of the Mercantour Massif (southeastern France) at the earliest Pliocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 170 : 35-47.
- Fauquette, S., Quézel, P., Guiot, J., Suc, J.-P.** 1998. Signification bioclimatique de taxons-guides du Pliocène méditerranéen. *Geobios*, 31 : 151-169.
- Favre, E., Suc, J.-P., Escarguel, G., Vidal, G., Thévenod, L.** En préparation. Meaning of the AP/NAP ratio in pollen analysis. *Review of Paleobotany and Palynology*.
- Follieri, M., Magri, D., Sadori, L.** 1986. Late Pleistocene *Zelkova* extinction in central Italy. *New Phytologist*, 103 : 269-273.
- Gasse, F.** 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*. 19 : 189-211.
- González-Donoso, J.M., Serrano, F., Linares, D.** 2000. Sea surface temperature during the Quaternary at ODP Sites 976 and 975 (western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162 : 17-44.
- Hauschildt, M., Rinna, J., Rullkötter.** 1999. Molecular indicators of the supply of marine and terrigenous organic matter to a Pleistocene organic-matter-rich layer in the Alboran Basin (Western Mediterranean Sea). *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161 : 391-400.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J.** 1976. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science*, 194 : 1121-1132.

Bibliographie

- Head, M.J.** et Gibbards, P.L. 2005. Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. In "Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence", Head, M.J., Gibbard, M.L. eds., Geological Society. London, Spec. Publ., 247 : 1-18.
- Heim, J.**, 1970. Les relations entre les spectres polliniques récents et la végétation actuelle en Europe occidentale. Thesis, Univ. Louvain, 181 pp.
- Hilgen, F.J.** 1991. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity timescale. *Earth and Planetary Science Letters*, 104 : 226-244.
- Imbrie, J.**, Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., Toggweiler, J.R. 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles, 2: The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8 : 699-736.
- Jiménez-Moreno, G.** 2005. Utilización del análisis polínico para la reconstrucción de la vegetación, clima y estimación de paleoaltitudes a lo largo de arco alpino europeo durante el Mioceno (21-8 m.a.). Thèse, Univ. De Grenade, 312 pp.
- Joannin, S.**, Cornée, J.-J., Moissette, P., Suc, J.-P., Koskeridou, E., Lécuyer, C., Buisine, C., Kouli, K., Ferry, S. Soumis. Changes in vegetation and marine environments in the eastern Mediterranean during Early and Middle Pleistocene (Rhodes Island, Greece). *Journal of Geological Society of London*.
- Joannin, S.**, Quillévéré, F., Suc, J.-P., Lécuyer, C., Martineau, F. Sous presse. Early Pleistocene climate changes in the central Mediterranean region as inferred from integrated pollen and planktonic foraminiferal stable isotope analyses. *Quaternary Research*. YQRES-D-06-00026.
- Kallel, N.**, Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M., Montacer, M. 2000. Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157 : 45-58.
- Kallen, E.**, Crafoord, C., Ghil, M. 1979. Free oscillations in a climate model with ice-sheet dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 36(12) : 2292-2303.
- Kennett, J.**, Cannariato, K.G., Hendy, I.L., Behl, R.J. 2003. Methane hydrates in Quaternary climate change: The clathrate gun hypothesis: American Geophysical Union, 216 pp.
- Kloosterboer-van Hoeve, M.L.**, Steenbrink, J., Visscher, H., Brinkhuis, H. 2006. Millennial-scale climatic cycles in the Early Pliocene pollen record of Ptolemais, northern Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229 : 321-334.
- Kroon, D.** Alexander, I., Little, M., Lourens, L.J., Matthewson, A.H.F., Sakamoto, T. 1998. Oxygen isotope and sapropel stratigraphy in the Eastern Mediterranean during the last 3.2 million years. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Ritzler, C., et al. (Ed). *Proceedings of ODP Scientific Results*, 160 : 181-189.
- Larrasoña, J.C.**, Roberts, A.P., Hayes, A., Wehausen, R., Rohling, E.J. 2006. Detecting missing beats in the Mediterranean climate rhythm from magnetic identification of oxidized sapropels (Ocean Drilling Program Leg 160). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 156 : 283-293.
- Laskar, J.**, Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428: 261-285.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

- Leroy, S.,** Ambert, P., Suc, J.-P. 1994. Pollen record of the Saint-Macaire maar (Hérault, southern France): a lower Pleistocene glacial phase in the Languedoc coastal plain. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 80 : 149-157.
- Leroy, S.** et Roiron, P. 1996. Latest Pliocene pollen and leaf floras from Bernasso palaeolake (Escandorgue Massif, Hérault, France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 94 : 295-328.
- Leroy, S.** 1990. Paleoclimats plio-pléistocènes en Catalogne et Languedoc d'après la palynologie de formations lacustres. Ph.D. thesis, Université Catholique de Louvain, Faculté des Sciences, Vol. 1, 319 pp et Vol. 2, 193 pp.
- Lisiecki, L.E.** et Raymo, M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20 : 1-17.
- Liu, Z.** et Herbert, T.D. 2004. High-latitude influence on the eastern equatorial Pacific climate in the early Pleistocene epoch. *Nature*, 427 : 720-723.
- Lourens, L.J.,** Hilgen, F.J., Raffi, I. 1998. Base of large Gephyrocapsa and astronomical calibration of early Pleistocene sapropels in site 967 and Hole 969D: solving the chronology of the Vrica section (Calabria, Italy). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 160 : 191-197.
- Lourens, L.J.,** Antonarakou, A., Hilgen, F.J., van Hoof, A.R.M., Vergnaud-Grazzini, C., Zachariasse, W.J. 1996a. Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography*, 11 : 391-413.
- Lourens, L.J.,** Hilgen, F.J., Raffi, I., Vergnaud-Grazzini, C. 1996b. Early Pleistocene chronology of the Vrica section (Calabria, Italy). *Paleoceanography*, 11 : 797-812.
- Maasch, K.A.** et Saltzman, B. 1990. A low-order dynamical model of global climatic variability over the full Pleistocene. *Journal of Geophysical Research*, 95 : 1955-1963.
- Macklin, M.G.,** Fuller, I.C., Lewin, J., Maas, G.S., Passmore, D.G., Rose, J., Woodward, J.C., Black, S., Hamlin, R.H.B., Rowan, J.S. 2002. Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. *Quaternary Science Reviews*, 21 : 1633-1641.
- Maiorano, P.,** Marino, M., Di Stefano, E., Ciaranfi, N. 2004. Calcareous nannofossil events in the lower-middle Pleistocene transition at the Montalbano Jonico section and ODP 964: calibration with isotope and sapropel stratigraphy. *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110 : 547-557.
- Maiorano, P.** et Marino, M. 2004. Calcareous nannofossil bioevents and environmental control on temporal and spatial patterns at the early-middle Pleistocene. *Marine Micropaleontology*, 53 : 405-422.
- Maslin, M.A.** et Ridgwell, A.J. 2005. Mid-Pleistocene Revolution and the 'eccentricity myth'. In: Head, M.J., Gibbard, P.L. (Ed), "Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence", Geological Society, London, Special Publications, 247 : 19-34.
- Médail, F.** et Quézel, P. 1999. Biodiversity Hotspots in the Mediterranean Basin: Setting Global Conservation Priorities. *Conservation Biology*, 13 (6) : 1510-1513.
- Milankovitch, M.** 1941. Canon of insolation and the ice-age problem. Royal Serbian Academy, Special Publication No. 132, translated from German by Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1969. 663 pp.
- Moscariello, A.,** Ravazzi, C., Brauer, A., Chiesa, S., Mangili, C., De Beaulieu, J.L., Reille, M., Rossi, S. 2000. A long lacustrine record from the Pianico-Se' Ilere-Sellere Basin (Middle-Late Pleistocene, Northern Italy). *Quaternary International, Special Issue 'Mediterranean Lacustrine Records'*, 73/74 : 47-78.

Bibliographie

- Mudelsee**, M. et Stattegger, K. 1997. Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advance methods of time-series analysis. *Geologische Rundschau*, 86 : 499-511.
- Muttoni**, G., Carcano, C., Garzanti, E., Ghielmi, M., Piccin, A., Pini, R., Rogledi, S., Sciunnach, D. 2003. Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps, *Geology*, 31 : 989-992.
- Naughton**, F., Sanchez Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.-L., Duprat, J., Malaizén B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M.C. 2006. Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology*. In press.
- Nijenhuis**, I.A., Schenau, S.J., Van der Weijden, C.H., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Zachariasse, W.J. 1996. On the origin of upper Miocene sapropelites: a case study from the Faneromeni section, Crete (Greece). *Paleoceanography*, 11 : 633-645.
- Okuda**, M., Van Vugt, N., Nakagawa, T., Ikeya, M., Hayashida, A., Yasuda, Y., Setoguchi, T. 2002. Palynological evidence for the astronomical origin of lignite-detritus sequence in the Middle Pleistocene Marathousa Member, Megalopolis, SW Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 201 : 143-157.
- Ollivier**, V., Nahapetyan, S., Roiron, P., Gabrielyan, I. 2004. Etude géomorphologique et paléoenvironnementale en Arménie : enregistrement des variations climatiques, volcaniques et tecto-orogéniques plio-quadernaires ; le cas des ensembles lacustres diatomitiques du Syunik. Rapport MAE 2004, 20 pp.
- Ozenda**, P. et Borel, J.-L. 2000. An ecological map of Europe : why and how? *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323 : 983-994.
- Ozenda**, P. 1989. Le déplacement vertical des étages de végétation en fonction de la latitude : un modèle simple et ses limites. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8 : 535-540.
- Ozenda**, P. 1975. Sur les étages de végétation dans les montagnes du bassin méditerranéen. *Documents de Cartographie écologique*, 16 : 1-32.
- Peeters**, F.J.C., Brummer, G.-J.A., Ganssen, G. 2002. The effect of upwelling on the distribution and stable isotope composition of *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (planktic foraminifera) in modern surface waters of the NW Arabian Sea. *Global and Planetary Change*, 34 : 269-291.
- Pisias**, N.G. et Moore, T.C. 1981. The evolution of Pleistocene climate: A time series approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 52 : 450-458.
- Pons** A., Suc, J.-P., Reille, M., Combourieu-Nebout, N. 1995. The history of dryness in regions with a mediterranean climate. In "Time-scales of biological responses to water constraints", Roy J., Aronson, R.J. Di Castri D. édit., SPB Academic Publishing, Amsterdam, 169-188.
- Prell**, W.L. et Kutzbach, J.E. 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. *J. Geophys. Res.*, 92: 8411-8425.
- Pujol**, C. et Vergnaud Grazzini, C. 1995. Distribution patterns of live planktonic foraminifera as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 25 : 187-217.
- Ravazzi**, C., Pini, R., Breda, M., Martinetto, E., Muttoni, G., Chiesa, S., Confortini, F., Egli, R. 2005. The lacustrine deposits of Fornaci di Ranica (late Early Pleistocene, Italian Pre-Alps): stratigraphy, palaeoenvironment and geological evolution. *Quaternary International*, 131 : 35-58.
- Ravazzi**, C. et Moscariello, A. 1998. Sedimentation, palaeoenvironmental evolution and time duration of earliest Pleistocene climatic cycles in the 24-56m FM-core interval (Lefte Basin, northern Italy). In: van Kolfschoten,

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

- Th., Gibbard, P. (Eds.), Proceedings of the INQUA-SEQS Symposium 'The dawn of the Quaternary,' vol. 60. Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen, 467–490.
- Ravazzi, C.** et Rossignol Strick, M. 1995. Vegetation change in a climatic cycle of early Pleistocene age in the Lefte Basin (Northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117 : 105-122.
- Raymo, M.E., Lisiecki, L.E., Nisancioglu, K.H.** 2006. Plio-Pleistocene Ice Volume, Antarctic Climate, and the Global $\delta^{18}O$ Record. *Science*, 313 : 492-495.
- Raymo, M.E.** et Nisancioglu, K. 2003. The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery. *Paleoceanography*, 18 : 1-6.
- Raymo, M.E., Oppo, D.W., Curry, W.** 1997. The mid-Pleistocene climate transition : a deep sea carbon isotopic perspective. *Paleoceanography*, 12 : 546-559.
- Real, V.** et Monechi, S. 2005. Distribution of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi* within the Early-Middle Pleistocene transition in the Mediterranean Sea and Atlantic Ocean: correlation with magneto- and oxygen isotope stratigraphy. In "Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence", Head, M.J., Gibbard, M.L. eds., Geological Society. London, Spec. Publ., 247 : 117-130.
- Reille, M.** 1998. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord- Supplément 2. Laboratoire de botanique et palynologie, Marseille, 521 pp.
- Reille, M.** 1995. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord-Supplément 1. Laboratoire de botanique et palynologie, Marseille, 327 pp.
- Reille, M.** 1992. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Laboratoire de botanique et palynologie, Marseille, 520 pp.
- Rohais, S., Joannin, S., Colin, J.-P., Suc, J.-P., Guillocheau, F., Eschard, R.** Sous presse. Age and environmental evolution of the syn-rift fill of the southern coast of the Gulf of Corinth (Greece). *Bulletin de la Société Géologique de France*.
- Rohling, E.J., Sprovieri, M., Cane, T., Casford, J.S.L., Cooke, S., Bouloubassi, L., Emeis, K.C., Schiebel, R., Rogerson, M.,A., Hayes, A., Jorissen, F.J., Kroon, D.** 2004. Reconstructing past planktic foraminiferal habitats using stable isotope data: a case history for Mediterranean sapropel S5. *Marine Micropaleontology*, 50 : 89-123.
- Rohling, E.J., Cane, T.R., Cooke, S., Sprovieri, M., Bouloubassi, I., Emeis, K.C., Schiebel, R., Kroon, D., Jorissen, F.J., Lorre, A., Kemp, A.E.S.** 2002. African monsoon variability during the previous interglacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 202 : 61-75.
- Rohling, E.J.** et Thunell, R.C. 1999. Five decades of Mediterranean palaeoclimate and sapropel studies. *Marine Geology*, 153 : 7-10.
- Rohling, E.J.** et Hilgen, F.J. 1991. The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation: A review. *Geol. Mijnbouw*, 70 : 253-264.
- Rohling, E.J.** 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122 : 1-28.
- Roiron, P.** 1979. Recherches sur les flores plio-quaternaires méditerranéennes: la macroflore Pliocène de Pichegu près de Saint-Gilles (Gard). These, Univ. Montpellier 2, 221 pp.
- Rossignol-Strick, M., Paterne, M., Bassinot, F.C., Emeis, K.-C., De Lange, G.** 1998. An unusual mid-Pleistocene monsoon period over Africa and Asia. *Nature*, 392 : 269-272.

Bibliographie

- Rossignol-Strick, M.** et Paterne, M. 1999. A synthetic pollen record of the eastern Mediterranean sapropels of the last 1 Ma: implications for the time-scale and formation of sapropels. *Marine Geology*, 153 : 221-237.
- Rossignol-Strick, M.** 1983. African monsoons, an immediate climate response to orbital forcing. *Nature*, 304 : 46-49.
- Ruddiman, W.F.,** Raymo, M.E., Martinson, D.G. Clement, B.M., Backman, J. 1989. Pleistocene evolution : Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 4 : 353-412.
- Ruddiman, W.F.** 2003. Orbital forcing ice volume and greenhouse gases. *Quaternary Science Reviews*, 22 : 1597-1629.
- Ruddiman, W.F.** et McIntyre, A. 1984. Ice-age thermal response and climatic role of the surface North Atlantic Ocean (40°N to 63°N). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95 : 381-396.
- Russo Ermolli, E.** 1994. Analyse pollinique de la succession lacustre Pléistocène du Vallo di Diano (Campanie, Italie). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 117 : 333-354.
- Sabato, L.,** Bertini, A., Masini, F., Albianelli, A., Napoleone, G., Pieri, P. 2005. The lower and middle Pleistocene geological record of the San Lorenzo lacustrine succession in the Sant'Arcangelo Basin (Southern Apennines, Italy). *Quaternary International*, 131 : 59-69.
- Sánchez-Goñi, M.F.,** Turon, J.L., Eynaud, F., Gendreau, S. 2000. European Climatic Response to Millennial-Scale Changes in the Atmosphere–Ocean System during the Last Glacial Period. *Quaternary Research*, 54 : 394-403.
- Sánchez-Goñi, M.F.,** Eynaud, F., Turon, J.L., Shackleton, N. J. 1999. High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 171 : 123-137.
- Sayadyan, J.V.,** Aleshinskaya, Z.V., Pirumova, L.G., Rybakova, N.O. 1983. On the Age, Interrelations and Conditions of the Formation of Pliocene continental deposits of the Syunik plateau. *Problems of geology of Quaternary period of Armenia*. Yerevan, 45-59 pp. (in Russian).
- Shackleton, N.J.,** Crowhurst, S., Weedon, G., Laskar, J. 1999. Astronomical Calibration of Oligocene–Miocene Time. *Proceedings of the Royal Society of London, A*. 357 : 1907-1929.
- Stiros, S.C.** 1998. Archaeological evidence for unusually rapid Holocene uplift rates in an active normal faulting terrain: Roman harbour of Aigeira, Gulf of Corinth, Greece. *Geoarchaeology*, 13 : 731-741.
- Sorrel, P.,** Popescu, S.-M., Klotz, S., Suc J.-P., Oberhänsli, H. *Accepté*. Climate variability in the Aral Sea basin (Central Asia) during the late Holocene based on vegetation changes. *Quaternary Science Reviews*.
- Sprovieri, R.,** Di Stefano, E., Howell, M., Sakamoto, T., Di Stefano, A., Marino, M. 1998. Integrated calcareous plankton biostratigraphy and cyclostratigraphy at site 964. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 160 : 155-165.
- Subally, D.,** Bilodeau, G., Tamrat, E., Ferry, S., Debard, E., Hillaire-Marcel, C. 1999. Cyclic climatic records during the Olduvai Subchron (Uppermost Pliocene) on Zakynthos Island (Ionian Sea). *Geobios*, 32 (6) : 793-803.
- Subally, D.** et Quézel, P. 2002. Glacial or interglacial: *Artemisia*, a plant indicator with dual responses. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 120 : 123-130.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

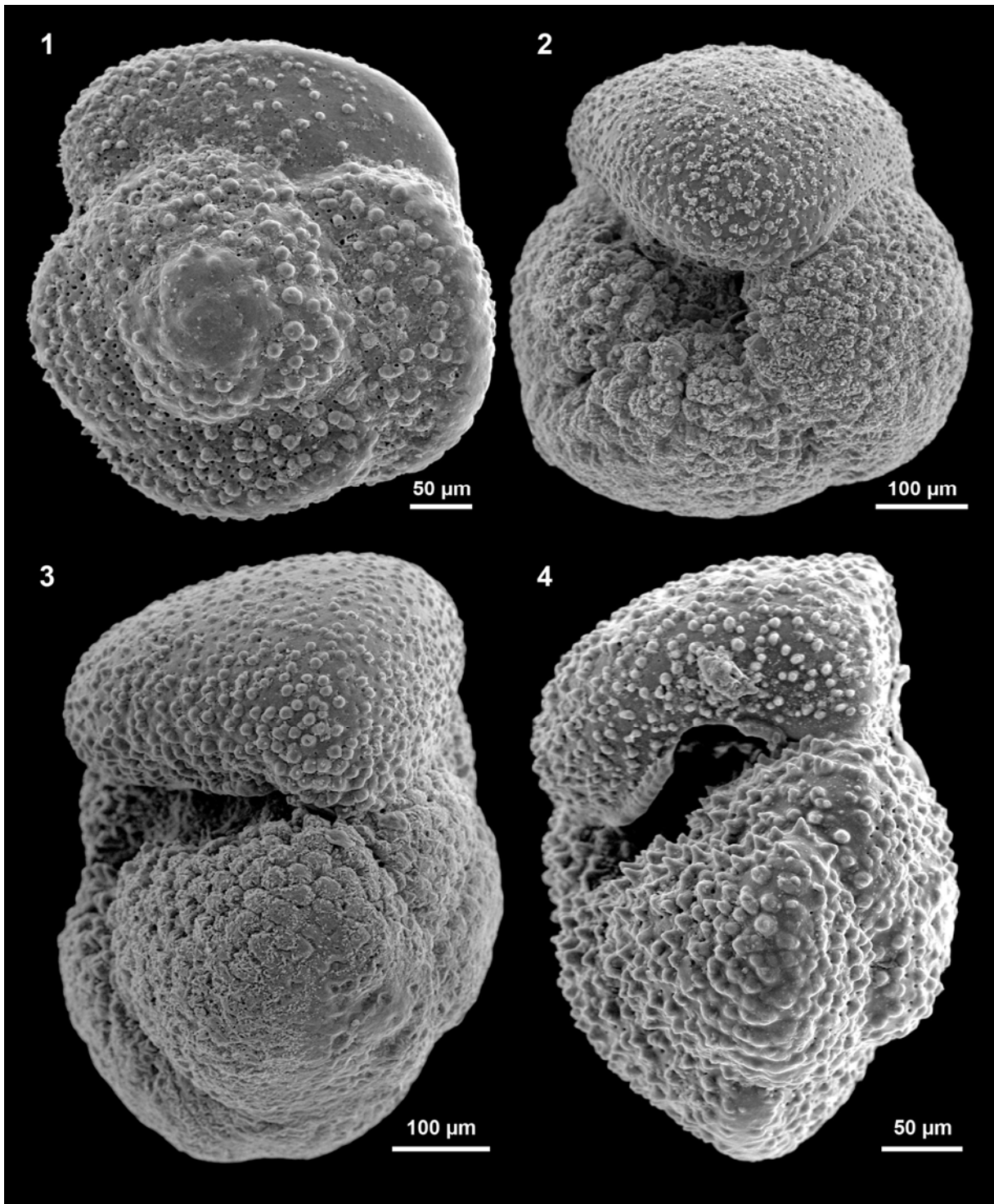
- Suc, J.-P., Fauquette, S., Popescu, S.-M.** 2004. L'investigation palynologique du Cénozoïque passe par les herbiers. Actes du Colloque "Les herbiers: un outil d'avenir. Tradition et modernité", Villeurbanne. Edit. Association française pour la Conservation des Espèces Végétales, Nancy : 67-87.
- Suc, J.-P., Fauquette, S., Bessedik, M., Bertini, A., Zheng, Z., Clauzon, G., Suballyova, D., Diniz, F., Quézel, P., Feddi, N., Clet, M., Bessais, E., Bachiri Taoufiq, N., Méon, H., Combourieu-Nebout, N.** 1999. Neogene vegetation changes in West European and West circum-Mediterranean areas. In "Hominid Evolution and Climate in Europe", 1 "Climatic and Environmental Change in the Neogene of Europe", Agusti J., Rook L., Andrews P. édit., Cambridge University Press, 370-385.
- Suc, J.-P., Bertini, A., Combourieu-Nebout, N., Diniz, F., Leroy, S., Russo-Ermolli, E., Zheng, Z., Bessais, E., Ferrier, J.** 1995a. Structure of West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 Ma. *Acta zoologica cracoviense*, 38 (1) : 3-16.
- Suc, J.-P., Diniz, F., Leroy, S., Poumot, C., Bertini, A., Dupont, L., Clet, M., Bessais, E., Zheng, Z., Fauquette, S., Ferrier, J.** 1995b. Zanclean (~ Brunssumian) to early Piacenzian (~ early-middle Reuverian) climate from 4° to 54° north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 52 : 43-56.
- Suc, J.-P., Clauzon, G., Bessedik, M., Leroy, S., Zheng, Z., Drivaliari, A., Roiron, P., Ambert, P., Martinell, J., Domenech, R., Matias, I., Julia, R., Anglada, R.** 1992. Neogene and Lower Pleistocene in Southern France and Northeastern Spain. *Mediterranean environments and climate. Cahiers de Micropaléontologie*, 7 : 165-186.
- Suc, J.-P. et Popescu, S.-M.** 2005. Pollen records and climatic cycles in the North Mediterranean region since 2.7 Ma in Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence, Eds Head, M.J., et P.L. Gibbard, Geological Society, London, Special Publications 247 : 147-157.
- Suc, J.-P. et Zagwijn, W.H.** 1983. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data. *Boreas*, 12: 153-166.
- Suc, J.-P.** 1989. Distribution latitudinale et étagement des associations végétales au Cénozoïque supérieur dans l'aire ouest-méditerranéenne. *Bulletin de la Société géologique de France*, (8), 5, 3 : 541-550.
- Suc, J.-P.** 1986. Flores néogènes de Méditerranée occidentale. *Climat et paléogéographie. Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 10 (2) : 477-488.
- Suc, J.-P.** 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307, 5950 : 429-432.
- Svenning, J.-C.** 2003. Deterministic Plio-Pleistocene extinctions in the European cool-temperate tree flora. *Ecology Letters*, 6 : 646-653.
- Theurillat, J.P. et Guisan, A.** 2001. Potential impact of climate change on vegetation in the European alps : a review. *Climatic change*. 50 : 77-109.
- Thompson, R.S. et Fleming, R.F.** 1996. Middle Pliocene vegetation: reconstructions, paleoclimatic inferences, and boundary conditions for climatic modeling. *Marine Micropaleontology*, 27(1/4) : 13-26.
- Trenberth, K.E. et Caron, J.** 2001. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports, *Journal of Climate*, 14 : 3433-3443.
- Trzpit, J.-P.** 1980. La Méditerranée, un creuset d'humidité. *Méditerranée*, 4 : 13-28.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen F.J., Lourens, L.J.** 2003. The response of the African summer monsoon to remote and local forcing due to precession and obliquity. *Global and Planetary Change*, 36 : 219-235.

Bibliographie

- Tzedakis**, P.C. et Bennett, K.D. 1995. Interglacial vegetation succession: a view from southern Europe. *Quaternary Science Reviews*, 14 : 967-982.
- Van der Hammen**, T., Wijmstra, T.A., Zagwijn, W.H. 1971. The floral record of the Late Cenozoic of Europe. In: K.K. Turekian (ed.). *The Late Cenozoic Glacial Ages*. New Haven & London, Yale University Press : 391-424.
- Van Der Wiel**, A.M. et Wijmstra, T.A. 1987b. Palynology of the 112.8–197.8 m interval of the core Tenaghi Philippon III, Middle Pleistocene of Macedonia, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 52 : 89-108.
- Von Grafenstein**, R., Zahn, R., Tiedemann, R., Murat, A. 1999. Planktonic $\delta^{18}\text{O}$ records at sites 976 and 977, Alboran Sea: stratigraphy, forcing, and paleoceanographic implications. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161 : 469-479.
- Wei**, K. et Gasse, F. 1999. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: implications for post glacial changes in summer monsoon circulation. *Quaternary Science Reviews*, 18 : 1315-1334.
- Wijmstra**, T.A. et Smit, A. 1976. Palynology of the middle part (30-78 metres) of the 120 m deep section in northern Greece (Macedonia). *Acta Bot. Neerl.*, 25 : 297-312.
- Zagwijn**, W.H. 1990. Vegetation and climate during warmer intervals in the Late Pleistocene of Western and Central Europe. *Quaternary International*, 3/4 : 57-67.

Annexes

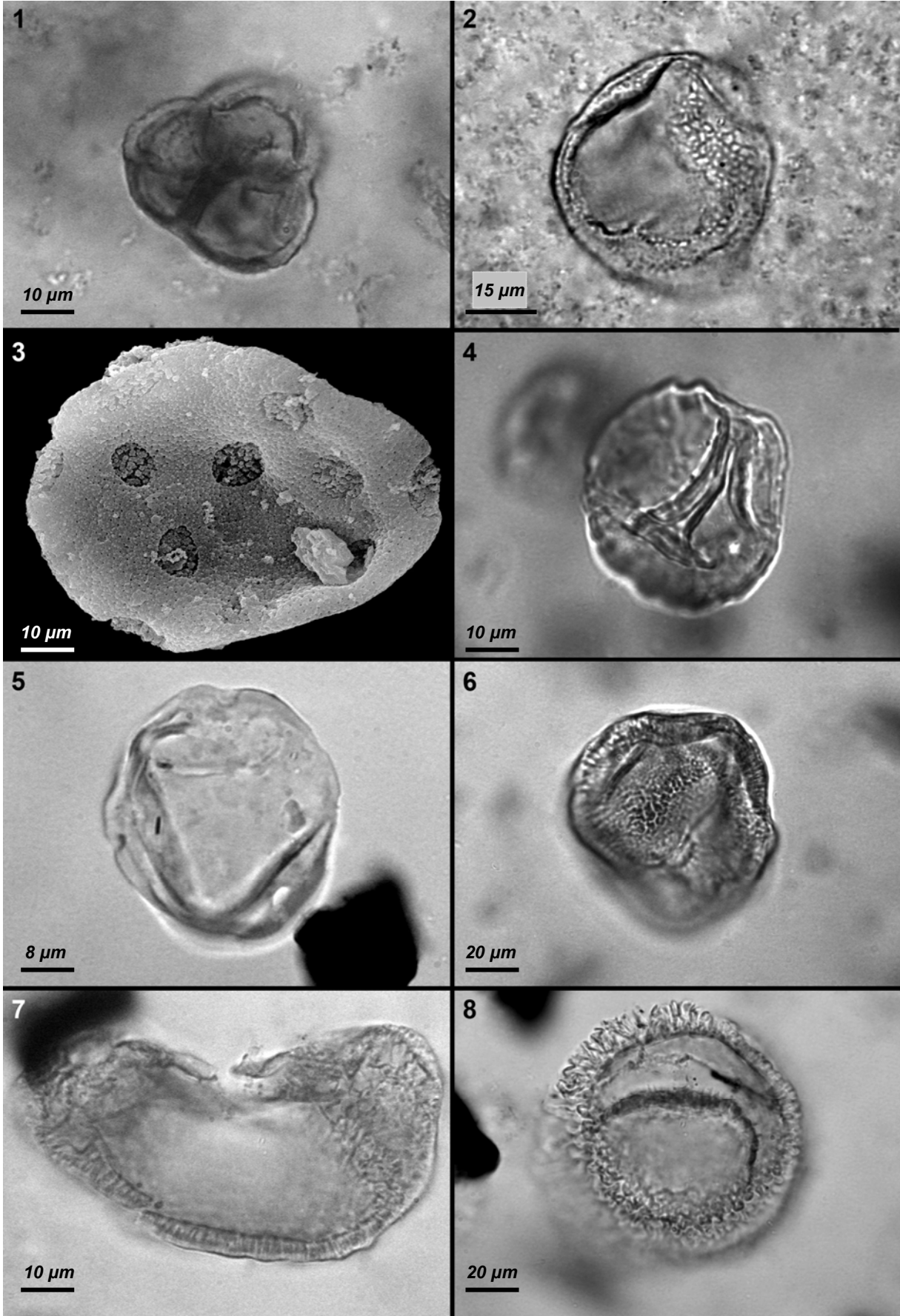
Annexe 1



Photographies prises au microscope électronique à balayage de *Globorotalia crassaformis*. 1) vue spirale, 2) vue ombilicale, 3-4) vues latérales sur le côté de spécimens provenant de la coupe de Santa Lucia (Italie) et datés à ~1,303 Ma (cf. chapitre 4.2.1).

Annexes

Annexe 2



Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

Prises de vue au microscope photonique : 1) Ericaceae, 2) *Parrotia persica* (Shamb), 4) *Zelkova* (Tsampika), 5) *Carya* (Santa Lucia), 6) *Tricolporopollenites sibiricum* (Tsampika), 7) *Cedrus* (Santa Lucia) et 8) *Tsuga* (Santa Lucia).

3) Photographie prise au microscope électronique à balayage : *Liquidambar* (Tsampika).

Annexes

Annexe 3

Age and environmental evolution of the syn-rift fill of the southern coast of the Gulf of Corinth (Akrata-Derveni region, Greece)

SEBASTIEN ROHAIS^{1,2}, SEBASTIEN JOANNIN³, JEAN-PAUL COLIN⁴, JEAN-PIERRE SUC³, FRANÇOIS GUILLOCHEAU¹ and REMI ESCHARD²

Accepted in: *Bulletin de la Société Géologique de France*

¹ Geosciences-Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes Cedex

² IFP, Division Géologie - Géochimie, 1-4 avenue de Bois Préau, 92852, Rueil-Malmaison, France

³ UMR CNRS 5125 Paléoenvironnements & Paléobiosphère, Université Claude Bernard – Lyon 1, 27-43 Bd du 11 Novembre, 69622, Villeurbanne Cedex, France

⁴ 3, Impasse des Biroulayres, 33610, Cestas

Key words. – Sedimentology, palynology, ostracod, Pleistocene, Corinth Rift, Greece

Abstract. – The southern coast of the Gulf of Corinth exhibits syn-rift deposits, giving insights to the first stages of continental extension as well as the geodynamic evolution of the surrounding Aegean region. The stratigraphy (relative position, 3D geometry, dating) of these deposits is still subject to controversies. The syn-rift evolution of the central part of the southern coast of the Corinth Rift is revisited, based on new sedimentological and paleontological data. While ostracods analysis provides precise information about the paleoenvironments, recent advances in palynology supply a more accurate chronology. For the first time, we document marine evidences and Pleistocene evidences below the well-known giant Gilbert-type fan deltas of the Corinth Rift. The syn-rift fill records a three-phase history: (1) the Lower Group corresponds to continental to lacustrine environments passing up progressively to brackish environments with occasionally marine incursion from before 1.8 Ma to sometime after 1.5 Ma, (2) the Middle Group corresponds to giant alluvial fans to Gilbert-type fan deltas prograding in an alternating marine and lacustrine environment from around 1.5 Ma to sometime after 0.7 Ma, and (3) the Upper Group corresponds to slope deposits, Gilbert-type fan deltas and marine terraces indicating the emergence of syn-rift sediments along the southern coast from at least 0.4 Ma to the present day, with alternating marine and lacustrine deposition controlled by the position of Mediterranean sea level relative to the Rion Strait sill.

Age et évolution paléoenvironnementale du remplissage syn-rift de la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce)

Annexes

Mots clés. – Sédimentologie, palynologie, ostracode, Pléistocène, rift de Corinthe, Grèce

Résumé. – Le remplissage sédimentaire qui affleure sur la marge sud du golfe de Corinthe a enregistré les premiers stades d'une extension continentale mais aussi des éléments de l'évolution géodynamique de la région Egéenne. La stratigraphie (position relative, géométrie 3D, datation) de ces dépôts est toujours sujette à controverse. Une nouvelle étude sédimentologique et paléontologique permet de proposer un modèle d'âge plus précis à l'aide d'une étude palynologique et une reconstitution paléoenvironnementale des dépôts basées sur les faciès sédimentaires et les assemblages d'ostracodes.

Ce travail présente pour la première fois des indices marins et des évidences d'âges pléistocènes sous les fameux Gilbert-type fan deltas du golfe de Corinthe. Le remplissage syn-rift enregistre trois grandes phases : (1) le Groupe inférieur (Lower Group) correspond à des environnements continentaux à lacustres qui évoluent progressivement vers des environnements saumâtres avec des incursions marines ponctuelles à partir d'au moins 1,8 Ma jusqu'à 1,5 Ma, (2) le Groupe Intermédiaire (Middle Group) correspond à des cônes alluviaux géants et des Gilbert-type fan deltas progradants dans une étendue d'eau alternativement marine et lacustre de 1,5 Ma jusqu'à au moins 0,7 Ma, et (3) le Groupe Supérieur (Upper Group) correspond à des dépôts de pente et des terrasses marines témoignant de la surrection progressive et toujours active de la marge sud du golfe de Corinthe depuis au moins 0,4 Ma, mais aussi de l'alternance de conditions marines et lacustres contrôlée par la position du seuil de Rion par rapport au niveau relatif de la mer Méditerranée.

INTRODUCTION

Active extensional basins are important to understand because their well preserved sedimentary fill and tectonic structures record (1) controlling factors of sedimentation such as climate, sediment supply or accommodation space, (2) information on the relative chronology of fault activity and (3) information about the timing and evolution of the surrounding area geodynamics [e.g. Leeder and Gawthorpe, 1987; Gawthorpe *et al.*, 1994]. The Gulf of Corinth is a classical example of an active extensional basin, recording the first stages of a rift evolution [e.g. Doutsos *et al.*, 1988, Gawthorpe *et al.*, 1994; Roberts and Jackson, 2002; Moretti *et al.*, 2003]. It has been extensively studied for more than a century and has been the subject of many controversies, dealing with dating and stratigraphic correlation since the first interpretation of late Pliocene age [Fucus, 1876; Philippson, 1892; Deperet, 1913].

Seismic profiles and cores collected offshore indicate an alternation of a marine and lacustrine water body in the present rift since at least 0.13 Ma [Perissoratis *et al.*, 2000; Moretti *et al.*, 2004]. While the first syn-rift deposits preserved onshore correspond to continental, lacustrine and brackish environments, the timing and mode of transition between the oldest and youngest periods of time are still undetermined. It is a critical issue for rift evolution from closed to open conditions, which may be related to fault growth and linkage, lake expansion or changes in sediment supply or climate [Gawthorpe and Leeder, 2000]. When was the Gulf connected for the first time to the Mediterranean Sea? Is this connection perennial? These are the questions addressed in the present paper based on a coupled approach of sedimentology, paleoecology and palynology.

The syn-rift succession is preserved and uplifted in spectacular outcrops on the southern coast of the Gulf of Corinth. Biostratigraphical and paleoenvironmental studies on the central part of the southern coast of the Gulf are scarce [e.g. Strauch, 1994], and have never been placed within a clear stratigraphical scheme for the whole syn-rift series. Most of the syn-rift series does not contain clear biostratigraphic and paleoenvironmental markers in this area. We used

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

ostracods as paleoenvironment indicators, and pollens as biostratigraphical indicators, to compliment recent lithostratigraphical work in the Akrata to Derveni region [Rohais *et al.*, *in press*].

REGIONAL SETTING OF THE CORINTH RIFT

The Corinth Rift corresponds to one of the most recent extensional features in the Aegean area (Fig. 1). Extension in the Aegean Sea started in Miocene times [Le Pichon and Angelier, 1979; Jolivet *et al.*, 1994; Armijo *et al.*, 1996] but the relationships between Aegean extension and the evolution of the Gulf of Corinth are still unclear [Doutsos and Kokkalas, 2001; Nyst and Tatcher, 2004].

The Gulf of Corinth is a 105 km long and less than 30 km wide graben, bounded on each side by systems of recent normal faults (Fig. 1) [e.g. Jackson *et al.*, 1982; Roberts *et al.*, 1993; Roberts and Koukouvelas, 1996; Moretti *et al.*, 2003; McNeill *et al.*, 2005]. It obliquely crosses the underlying stack of Mesozoic tectonic units made of phyllites, schists, quartzite and carbonates. The present day Gulf has a maximum depth of about 900 m and is separated from the Mediterranean Sea by a sill at the Rion Strait (62 m).

The Corinth rift extension is assumed to have started in Pliocene times and is still ongoing [Billiris *et al.*, 1991; Roberts, 1996; Davies *et al.*, 1997; Doutsos and Kokkalas, 2001]. It is the most seismically active zone in Europe with up to 15 mm/y of N-S extension as measured with instantaneous GPS data [Briole *et al.*, 2000] and more than 1 mm/y of uplift of the southern margin with a higher value to the west decreasing to the east [e.g. Tselentis and Makropoulos, 1986; Billiris *et al.*, 1991; Collier *et al.*, 1992; Armijo *et al.*, 1996; Davies *et al.*, 1997; DeMartini *et al.*, 2002; Leeder *et al.*, 2003; McNeill & Collier, 2004]. Subsidence rate in the central part of the present Gulf are estimated between 2.5 to 3.6 mm/y [Perissoratis *et al.*, 2000; Moretti *et al.*, 2004] based on dating of Holocene deposits.

STRATIGRAPHICAL SETTING OF THE CORINTH RIFT

Rohais *et al.* [*in press*] propose a revised simple lithostratigraphic scheme for the central part of the rift that is representative for the entire southern coast of the Gulf [Ghisetti and Vezzani, 2005]. Syn-rift deposits of the southern coast of the Gulf of Corinth can be subdivided in three main lithostratigraphic units, which are in stratigraphic order: (1) a Lower Group mostly made of fluvio-lacustrine deposits, (2) a Middle Group comprising thick Gilbert-type fan delta conglomerates and (3) an Upper Group of slope deposits, Gilbert-type fan delta and uplifted recent terraces forming steps along the coastline.

The Lower Group exhibits facies ranging from alluvial fan to shallow-water lacustrine environments [Ori, 1989; Doutsos and Piper, 1990]. The oldest age given in the literature for the lowermost deposits of the Lower Group is Miocene based on palynological analysis [Muntzos, 1992] and ostracods studies [Danatsas, 1989, 1994]. Upper Pliocene to Lower Pleistocene ages are reported for the Lower Group sediments in the central part of the southern coast of the Gulf of Corinth based on palynological analysis [Sauvage, 1975, 1977, Sauvage and Dufaure, 1976; Papavassiliou *et al.*, 1989; Muntzos, 1992; Katagas *et al.*, 1993] and ostracods studies [Danatsas, 1989, 1994]. Age attribution of these sediments has been also proposed by correlating them with the basal syn-rift series outcropping in the Gulf of Patras (West) and with the sediments in Corinth canal region to the East (Fig. 1). There, the oldest syn-rift fill has been dated as Middle to Late Pliocene using the faunal and floral assemblages [Freyberg, 1973; Kontopoulos and Doutsos, 1985; Frydas, 1987, 1989]. The paleontological dating is also consistent with the radiometric age given by interbedded dacites, dated at 3.62 +/- 0.18 and 4.00 +/- 0.4 Ma near the Corinth canal [Collier and Dart, 1991].

Annexes

Fluvio-lacustrine deposits of the Lower Group are overlain either conformably or unconformably by conglomeratic facies of the Middle Group which were deposited in large and thick alluvial fans in the south distally passing to large Gilbert-type fan deltas, then to fine-grained turbidites to the north [e.g. Doutsos *et al.*, 1988; Doutsos and Piper, 1990; Poulimenos, 1993; Zelilidis and Kontopoulos, 1996]. The basal part of these conglomerates have been dated of the Calabrian (~ 1.8 to 0.8 Ma) using mammalian fossils [Dercourt, 1964; Symeonidis *et al.*, 1987], an age that is also in agreement with the Lower Pleistocene age provided by palynological analysis of the same interval in the Vouraikos fan delta to the West [Malartre *et al.*, 2004] and in the Akrata and Evrostini fan delta [Muntzos, 1992]. Assuming a constant uplift rate of 1 to 1.5 mm/y, Lower Pleistocene ages (> 0.9 to 0.78 Ma) are reported for the Mavro fan delta and the Evrostini fan delta (e.g. Westaway, 1996). Recently, palynological analysis bracketing the age of the Vouraikos fan delta from before 1.1 Ma to sometime after 0.7 Ma [Ford *et al.*, *in press*].

The Upper Group overlies either conformably or unconformably the previous groups. Fluvial or marine sediments of this unit were deposited on perched terraces or make carbonate reefs encrusting fault block crests [e.g. Schröder, 1975; Keraudren and Sorel, 1987; Pirazzoli *et al.*, 2004, Kershaw *et al.*, 2005]. The oldest marine or fluvial terraces are dated about 0.312-0.307 Ma from radiometric data in the Akrata area [Collier *et al.* 1992; McNeill and Collier 2004], and the youngest about 1806-305 years BP [Stiros and Pirazzoli 1998]. The terrace system is locally associated to Gilbert-type fan deltas perched along the coast recording high sediment supply [McMurray and Gawthorpe, 2000]. They have been dated 0.386 Ma using radiometric U-series method on corals in the Akrata region [Vita-Finzi, 1993]. This age is consistent with the nannofossil NN20 zone, which begins about 0.46-0.45 Ma ago, determined in samples collected in the distal fan delta facies in the Xylokastro region [Keraudren and Sorel, 1987].

PALEOENVIRONMENT: FACIES SEDIMENTOLOGY AND PALEOECOLOGY

The studied area has already been surveyed [Doutsos *et al.*, 1988; Ori, 1989; Doutsos and Poulimenos; 1992; Zelilidis, 2000]. Nevertheless none of these studies provide a combined approach based on mapping, sedimentological studies and paleontological analysis. A detailed geological map was compiled showing the main structural elements and the main lithostratigraphic units on a 25 x 30 km area at a scale of 1:25 000 (Fig. 2). Key sections were logged at different scales ranging from 1:100 to 1:5000 and were simplified into synthetic sections (Fig. 3). Samples have been analysed to characterise the paleoenvironmental evolution through time and space by two of the author (J.P. Colin and S. Rohais) (Fig. 4). Those determinations and paleoenvironment interpretations are consistent with previous published works in surrounding areas [e.g. Danatsas 1989, 1994; Fernandez-Gonzalez *et al.*, 1994; Mostafawi, 1994; Guernet *et al.*, 2003].

The syn-rift sediment thickness of the southern coast of the rift of Corinth can reach more than 2800 m in the Mavro Oros region (Fig. 3). In the Derveni area, the maximum thickness of the sediment reaches 2100 m. This value is close to the maximum sediment thickness of the present day Gulf which ranges from 1700 to 2200 m [Clément *et al.*, 2004; Zelt *et al.*, 2004]. The composite section logged in the Derveni area (Fig. 3g) is representative of the syn-rift infill within a tilted block in the central part of the southern margin. Here, the fluvio-lacustrine Lower Group, the Gilbert-type fan delta Middle Group and the perched systems of the Upper Group previously mentioned can be recognised. The Lower Group can be subdivided into three main formations [Rohais *et al.*, *in press*] in the Derveni area, which are in stratigraphic order: the Exochi Formation, the Valimi Formation and the Aiges Formation. These formations are laterally equivalent as suggested by mapping and general correlation (Fig. 3), the Exochi Formation corresponding to the most proximal facies association (more developed toward the West) and the Aiges Formation (more developed toward the East) to the

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

most distal facies association. While the foreset packages height of Gilbert-type fan deltas indicates the water depth at time of deposition, ostracod assemblages help to decipher whether the basin was marine, brackish or lacustrine.

Lower Group

Exochi Formation. - The Exochi Formation (50 to more than 600 m thick) is made of alluvial depositional systems unconformably overlying the folded basement (Fig. 2). Proximal alluvial fan facies are recognised, consisting of poorly sorted pebble to boulder conglomerates and breccias organised in massive tabular beds-sets ($h = 1$ to 20 m) interbedded with lenticular beds of pebbly sandstones and siltstones. Distal settings are also recorded, comprising coarse-grained fluvial channel-fill deposits passing laterally to overbank, floodplain and lacustrine fine-grained sediments with local soil horizons. Lacustrine environments are documented by *Candona* sp. monospecific assemblage (ostracods) (Fig. 4). Paleocurrent measurements show a northward and eastward trend, indicating longitudinal and lateral sources of sediment supply into the basin (Fig. 3).

Vertically stacked alluvial fans are organised in a globally thinning and upward fining trend progressively passing upward into fluvio-lacustrine sediments. This suggests a global transgressive evolution toward the Valimi Formation.

Valimi Formation. - The Valimi Formation (50 to more than 800 m thick) corresponds to fluvio-lacustrine sediments, globally finer than those of the Exochi Formation. The proximal part of the depositional system is made up of granule to pebble conglomerates organised in channelised lenticular beds of wide lateral extent ($h = 0.5$ to 10 m, $l = 100$ to 1000 m), interbedded with mudstones and siltstones showing pedogenetic weathering or containing freshwater to brackish gastropods and bivalves (*Theodoxus* sp., *Adelina elegans*, *Planorbis* sp., *Melanopsis* sp., *Neritina* sp., *Limnocardium* sp.). These facies have been interpreted as braided plain channels interbedded with floodplain deposits. More distally along the depositional profile, very-coarse grained to granular sandstones formed steeply inclined sets ($h = 0.1$ to 1m, amplitude = 5 to 30 m, dip = 10 to 30°). These sediments were deposited in prograding sandy Gilbert-type fan deltas to shallow lakes as documented by the ostracod association (Fig. 4). The thickness of the Gilbert-type fan delta foreset packages indicates a water depth around five to ten meters. Paleocurrent measurements and foreset orientations indicate that the dominant delta progradation were from south to north and from west to east, with local evidences of southward progradation (Fig. 3)

The relative percentage of lacustrine versus fluvial sediments increases upward. This suggests a transgressive evolution from braided-plain to Gilbert-type fan delta and subaqueous environments. Limestones outcropping on the tilted block crest of Xylokastro (Section J, Fig. 3) have a marine content (Fig. 4) and correspond to local coastal facies, isolated in the rift basin.

Aiges Formation. - The Aiges Formation (10 m to more than 1000 m thick) mainly corresponds to fine-grained deposits from lacustrine, distal fan delta and turbiditic depositional systems. The dominant facies consists of shaly siltstones and marls, often bioturbated, deposited in lacustrine environments. These fine-grained sediments are interbedded with thin-bedded laminated fine- to coarse-grained sandstones ($h = 0.5$ to 5 cm). The beds are erosionally based and generally inverse graded, passing upward to current ripples bedding. They are interpreted as high density (proximal) to low density turbidity currents and fallout deposits (distal). The water body was alternatively under lacustrine or marine influences. Freshwater conditions are documented with the *Candona* sp. monospecific assemblage (ostracods) and diatoms, brackish to freshwater conditions by *Cyprideis* sp.,

Annexes

Candona sp., *Tyrrhenocythere* sp. (ostracods), and marine conditions by Globorotalidea juvenile forms (Foraminifers) and dinokysts marine species from *Spiniferites* / *Achomosphaera* complex [Head, *com. pers.*] (Fig. 4). The turbiditic systems of the Aiges Formation may correspond to the distal equivalent of the fluvio-lacustrine systems observed below but also to the distal part of the giant Gilbert deltas above (Middle Group). For mapping purposes, we choose to group these two indistinguishable heterolithic fine-grained facies into one lithostratigraphic unit: the Aiges Formation. Paleocurrents of the Aiges Formation show a northward and westward polarity (Fig. 3).

Middle Group

Proximal topset facies correspond to poorly sorted granule-boulder conglomerates organised in tabular bed-sets with high lateral continuity. These massive beds are locally interbedded with finer-grained erosive beds, and occasionally show pebble imbrication or cross-bedding. The foresets of the Gilbert deltas can reach more than 500 m in height in the Evrostini Gilbert delta with a dip around 35° ($h = 0.2$ to 5 m, $l = 50$ to 900 m, $dip = 25$ to 35°). The foresets are made of granule-cobble conglomerates organised in moderately sorted and graded tabular to lenticular dipping beds, interbedded with fine-grained deposits. The bottomsets and the distal facies correspond to granule to pebble conglomerates organised in tabular to lenticular horizontal beds ($h = 0.2$ to 5 m, $dip < 10^\circ$). Conglomerate beds are massive or graded and are interbedded with laminated and graded pebbly sandstones or siltstone beds with floating pebbles.

Red algae, blue algae and green algae with marine affinity have been identified within fine-grained topset deposits. Some dinokysts which belong to the *Spiniferites* / *Achomosphaera* complex, as *Spiniferites bentorii*, have been identified within fine-grained distal deposits [Head, *com. pers.*]. All of them are marine species [Head *et al.*, 2005]. Nevertheless, the distal basin environments are devoided of planktic and benthic foraminifera species suggesting restricted marine condition. Freshwater ostracods (*Candona* sp.) and gastropods (*Theodoxus* sp., *Adelina elegans*, Planorbides) have also been identified within very fine-grained topset deposits, different from the previous marine one. Water depths can be estimated using foreset package geometry, which indicate 50 m for the smallest Gilbert-type fan delta developed to the south up to 500 m for those developed along the present day coastline (Evrostini fan delta).

The Middle Group (500 to more than 1000 m thick, mean thickness ca. 800 m) corresponds to a northward prograding sedimentary system, ranging from a proximal alluvial fan in the south to a Gilbert-type fan delta and a distal turbiditic system in the north. Fauna-floral associations suggest that the fan delta prograded into an alternating marine and lacustrine water body.

Upper Group

The Upper Group was generally deposited unconformably above the previous groups and drapes an incised paleomorphology (incision from 1 m to more than 80 m). Red soil (thickness = 1 to 5 m) and consolidated red slope breccias made of reworked Middle Group sediments are developed in the south and merge northward with perched Gilbert-type fan delta topsets (alt. ~ 200 m). Locally, the Upper Group also corresponds to small terraces with bored pebbles, perched along the present day coastline. Brackish conditions are documented during this period of time by ostracods assemblages (Fig. 4). Marine influences are also documented with the highest marine terrace of the Gulf (alt. ~ 730 m), which has been located for the first time to the west of Aigion (Fig. 1). It corresponds to an encrusted notch and contains marine bivalves and gastropods such as *Pecten maximus*, *Chlamys* sp., *Spondylus* sp., *Arca* sp., *Patella* sp. and many foraminifera, corals, bryozoans and algae (Fig. 4).

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

The Upper Group corresponds to a by-pass and/or incision period in the southern part of the study area and to poorly consolidated Gilbert-type fan deltas and terraces perched along the present day coastline (Fig. 2). These deposits recorded marine and lacustrine alternating conditions.

BIOSTRATIGRAPHY: AN AGE MODEL BASED ON PALYNOLOGY

Dataset and methodology

Samples collected for pollen analysis were prepared using a standard chemical technique adapted from Cour [1974]. Only 7 samples - on the 29 samples prepared - provided enough pollen grains for quantitative analysis (Fig. 5). More than 1800 pollen grains were counted, which corresponds to at least 150 per sample (excluding *Pinus* grains). The pollen floras (Fig. 5) were documented with an average of 23 taxa per sample.

The building of an Eastern Mediterranean regional palynostratigraphic chart requires the knowledge of the chronological range of taxa in this area. In Europe and Mediterranean areas, Pliocene taxa inherited from tropical-subtropical vegetation [Thompson and Flemming, 1996] did not survive to long-term global cooling and establishment of Pleistocene climatic cycles (i.e. interglacial/glacial periods) [Ruddiman, 2003]. Each climatic cooling cycle forced land plants to shift southward [Combourieu-Nebout, 1993]. This phenomenon, combined with the Mediterranean southern barrier and the E-W oriented massifs, is responsible for progressive extinction of taxa [Svenning, 2003]. However, estimation of timing of extinction is difficult because of the beginning of interglacial/glacial transitions since the Pleistocene. Indeed, the beginning of a glacial period, corresponds to a typical cortege of vegetation (i.e. *Artemisia*, *Ephedra*). During interglacial periods, mesothermic vegetation dominated (Deciduous *Quercus*, *Liquidambar*...), and then altitude elements (*Picea*, *Cedrus*, *Tsuga*...) grew. Pleistocene samples may fall into either interglacial or glacial periods. Moreover, existence of microclimates located, for example in a mountain range, lead to mixed vegetation. Lastly, warm conditions induced by the southerly location of Greece and humidity from the Mediterranean Sea on minima precession time, can create a vegetation refuge [Mommersteeg *et al.*, 1995]. As a consequence, in the Mediterranean islands, the South Italy peninsula and Greece, taxa are generally the last to disappear from the entire European region [Svenning, 2003]. To attribute ages of presence (variations in abundance) and extinction of taxa, we use pollen sites from Greece (Zakynthos, Subally *et al.*, 1999; Tsampika in Rhodes, Joannin, 2003; Cornée *et al.*, 2006; Megalopolis, Okuda *et al.*, 2002) and southern Italy (Santa Lucia, Joannin *et al.*, submitted; Caltagirone, Dubois, 2001; Suc and Popescu, 2005; Montalbano Ionico). These sites span from the Pliocene to the Upper Pleistocene and are the reference for our age model (Fig. 6).

Proposal age model from palynomorphs

The pollen analyses are first grouped on the basis of presence/absence of some key-taxa (Fig. 6). Cluster samples E114, P109, M203, A103 and M101 (Lower Group) can be associated due to the presence of *Carya*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Pterocarya*, *Liquidambar* and *Zelkova*. Those taxa were still present at 0.9 Ma in South Italy (Montalbano Ionico). Taxodiaceae and *Cathaya*, which were characteristic from pollen content in Zakynthos before 1.78 Ma [Subally *et al.*, 1999], occurred sporadically after 1.78 Ma in the Santa Lucia Section until about 1.32 Ma [Joannin, 2003; Joannin *et al.*, submitted] and in the Caltagirone Section until about 1.07 Ma [Dubois, 2001] in Sicily. We do not identify those two characteristic pollen markers in cluster samples E114, P109, M203, A103 and M101. Thus, we choose to group all those samples in a period of time ranging from 1.78 up to 0.9 Ma.

Sample M04 (Middle Group) did not record the presence of *Carya* and *Tsuga*, which were also absent in Tsampika from 0.82 to 0.7 Ma. M04 could thus belong to this time interval.

Annexes

Sample I03 (Middle Group) recorded *Pterocarya*, *Liquidambar* and *Zelkova*. As *Cedrus* was absent from 0.65 to 0.3 Ma in a place very close to the Corinthian Gulf (at Megalopolis), this sample could belong to this time interval.

Environmental implications from palynomorphs

Corinthian pollen analyses are also grouped on the basis of their similar environmental taphonomy, which is observed in the percentages of *Pinus* grains (Cornée *et al.*, 2006). Indeed, E114 and P109 are grouped because of low *Pinus* percentages. M203 and A103 are grouped because of moderate *Pinus* percentages (~ 25%). M101, M04 and I03 are grouped because of high *Pinus* percentages (> 50%). Because of its high buoyancy, *Pinus* pollen concentration increases with distance to river mouth [Heusser, 1988; Beaudouin, 2003]. Evolution of those three type percentages (low, ~ 25% and > 50% of *Pinus* percentages) suggests a landward shift and a relative sea level rise from the Lower Group to the basal part of the Middle Group.

DISCUSSION

Age model

The most detailed biostratigraphical studies on the central part of the southern coast of the Gulf correspond to those of Danatsas [1994]. While this work is very detailed on ostracod associations and their environmental implications, its conclusions for the structural and sedimentological evolution of the rift is not in agreement with the recent proposed model [Doutsos and Piper, 1990; Rohais *et al.*, *in press*]. Danatsas (1994) proposes that the first terrestrial and lacustrine deposits of the Lower Group (Exochi Formation) are Middle to Late Miocene, but he does not clearly indicate the biostratigraphic markers. Danatsas [1994] ages are apparently based on (1) non to poorly diagnostic Parathetyan species and genera of non-marine ostracods of the Candonidae family (*Candona*, *Typhlocyprilla*, *Lineocypris*), (2) the highly morphologically variable genus *Cyprideis* and (3) a few endemic species. Muntzos [1992] also suggests that the basal series in the Derveni area is Miocene in age (Tortonian / Messinian) based on the occurrence of *Tricolpopollenites henrici*. However, Sauvage [1977] indicates the same pollen species is representative of the Upper Pliocene.

Most of our samples from the Exochi Formation (Lower Group) are devoid of reliable biostratigraphic markers. We are thus not able to better constrain the ages of the first deposits. Nevertheless, Miocene age proposed by Muntzos [1992] and Danatsas [1994] have to be rejected because they are based on non to poorly diagnostic species and taxa. Based on our analysis, the Valimi Formation (P109, E114, M203, A103) are Lower Pleistocene. Proposal age model from palynomorph suggests a period of time ranging from around 1.8 up to 0.9 Ma. Those two boundaries ages are not fixed because of incertitude error bars due to this approach. Those ages are consistent with recent published work for the western part of the Corinth Rift [Ford *et al.*, *in press*].

The transition from the Lower Group to the Middle Group is recorded by the upper part of the Aiges Formation (M101). The last shoreline evidence of the Gilbert-type fan deltas of the Middle Group corresponds to the Evrostini fan delta topsets perched at ca. 1200 m in altitude. Assuming a constant uplift rate close to the present day uplift rate (1 to more than 1.5 mm/y), it suggests that the final stage of the Middle Group has an age ranging from 1.2 up to sometime after 0.8 Ma. Our analysis of the samples from Middle Group indicate a period of time ranging from 0.9 to 0.7 Ma (M04), up to 0.7 to 0.3 Ma (I03). Thus, the Middle Group probably ended after 0.7 Ma. The timing of the transition from the Lower Group to the Middle Group is poorly constrained. This transition had to occur during the Pleistocene times, because clear evidences of Pleistocene palynomorphs have been found in the Lower Group. Assuming a constant subsidence rate similar to the present day subsidence rate of the Gulf (1

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

to 3.6 mm/y), it suggests that the Middle Group (mean thickness of 800 m), corresponds to a period of time ranging from 0.2 up to 0.8 Ma. Thus, the Middle Group progradation probably started sometime after 1.5 Ma. This is in agreement, and more accurate, than the previous works [Dercourt, 1964; Symeonidis *et al.*, 1987; Muntzos, 1992; Malartre *et al.*, 2004]. Those ages are also consistent with recent published works for the western part of the Corinth Rift [Ford *et al.*, *in press*].

Finally, the Upper Group probably begins after 0.7 Ma and is correlated with the well constrained marine terraces dated from 0.4 Ma to recent [e.g. Collier *et al.*, 1992; Vita-Finzy, 1993; McNeill and Collier, 2004].

Paleoenvironmental evolution of the central part of the Corinth Rift

During the initial phase of rifting recorded by the Exochi Formation (Upper Pliocene to Lower Pleistocene), sedimentation was mostly continental and sediments were mainly transported from SW to NE (Fig. 3). Alluvial fans laterally passed to braided plain depositional environments toward the centre of the studied area. Shallow lakes were locally developed in the distal part of the system as documented by the ostracod associations. Depositional systems were mainly vertically aggrading, which means that the sediment supply (S) balanced the creation of accommodation space (A) (Fig. 7).

During deposition of the Valimi Formation (Lower Pleistocene), a major transgressive trend was marked by the backstepping (landward migration) of the alluvial systems (Fig. 3). The deposition of brackish sediments within the dominant lacustrine sediments illustrates the progressive increase of marine influences. Rare fine-grained marine sediments and carbonate facies (Xylokaastro tilted block crest) also recorded a gradual connection to open marine conditions. Water depth remained shallow and did not exceeded 40 m with an average depth of 5 to 10 m. Again, the sediment supply approximately balanced the creation of accommodation space ($A/S \sim 1$) (Fig. 7). During the Aiges Formation deposition, the sediment source to the West was progressively abandoned while a dominant S-N polarity was established (Fig. 3). Alluvial fans passed laterally into small Gilbert-type deltas, themselves passing into fine grained sediments. This distal sedimentation (turbiditic systems) remained dominantly lacustrine to brackish water, but marine incursions were more pronounced than in the previous stage. During deposition of the lower Aiges Formation the sediment supply did not balance the creation of accommodation space ($A/S > 1$) and therefore, water depth increased (Fig. 7).

During deposition of the Middle Group, the Gilbert-type fan deltas prograded northward from the southernmost part of the study area. This progradation corresponds to a basinward shift of the shoreline of about 15 km. Water depths, as measured by the maximum foreset height, progressively increased to up to 500 m. Marine conditions were more common than in the previous stages, but still not perennial. Sediment supply outpaced creation of accommodation space and the system prograded ($0 < A/S < 1$), while the distal basin remained starved of sediment.

During deposition of the Upper Group, the former Gilbert-type fan deltas were incised as recorded by perched valleys, slope breccias and stepped terraces. The shoreline shifted northward by more than 5 km between the Middle Group and the Upper Group with a relative sea-level fall of more than 1000 m [Rohais *et al.*, *in press*]. Such an event was associated with the uplift of the margin and the northward migration of the graben axis since at least 0.4 Ma (oldest dated terraces).

Mediterranean connection path

Paleoenvironmental reconstructions suggest that the Gulf recorded alternating marine and lacustrine conditions from at least the Aiges Formation (Lower Group). There are three

Annexes

possible pathways to connect the Gulf to the Mediterranean Sea, two eastwards which correspond to the Corinth Isthmus and the Megara basin, and one westwards which corresponds to the Rion Strait (Fig. 1).

To the east, the Corinth Isthmus basin and the Megara basin recorded almost the same relative stratigraphic succession as for the central part of the Corinth Rift [Bentham *et al.*, 1991; Collier and Dart, 1991]. They also recorded an uplift that had probably started during the Middle to Late Pleistocene for the Megara basin [Leeder *et al.*, 1991; Bentham *et al.*, 1991] and around 0.3 Ma for the Corinth Isthmus basin [Collier, 1990]. These basins were probably Mediterranean connection pathways, providing episodic marine incursions within the central part of the Corinth Rift.

The western end of the Corinth Rift exposes an alluvial to lacustrine succession that is poorly dated [Doutsos *et al.*, 1985]. The only marine evidence corresponds to the undated terraces (730 m) mentioned in this paper (Fig.1 & 3) and to fine-grained sediments of the Aigion borehole, Upper Pleistocene to Holocene in age [Guernet *et al.*, 2003]. The Rion strait sill corresponds to the present day connection between the Gulf of Patras and the Gulf of Corinth. Onshore and offshore data are too scarce to really discuss the influence of this sill throughout the Pleistocene. After a possible marine incursion during the rift initiation, this Mediterranean connection path seems to have been active during the Middle to Upper Pleistocene [Piper *et al.*, 1990; Perissoratis *et al.*, 2000; Zelilidis, 2003; Moretti *et al.*, 2004].

Stratigraphical analysis [e.g. Doutsos *et al.*, 1988, Ori, 1989; Collier and Dart, 1991; Poulimenos *et al.*, 1993; Rohais *et al.*, *in press*] suggest a distal setting to the east and proximal setting to the west during deposition of the Lower Group and a marine incursion from the east (Corinth Isthmus basin and the Megara basin). After the beginning of the southern coast uplift (around 0.7 Ma), those connection paths were probably closed and the Rion strait provided the only connection path to the Mediterranean Sea until recent time.

CONCLUSION

In this paper we document a syn-rift stratigraphy up to 2800 m thick in the central part area of the Corinth rift (Fig. 7). The syn-rift succession is divided into three lithostratigraphic groups, in which facies and thickness changes have been studied across an area of $\sim 700 \text{ km}^2$ in the Akrata-Derveni region. Based on palynomorph analysis and fauna-floral assemblages, we propose for the first time a clear age model and environmental evolution respecting a simple lithostratigraphic scheme. Marine evidences have been found for the first time in this area below and within the well-known giant Gilbert-type fan delta (Middle Group). Pleistocene evidences have also been found for the first time below the Middle Group. A three phase rift history can thus be proposed in the light of these new results.

1. The Lower Group records the initial stages of rifting corresponding to the Exochi Formation, and the progressive flooding during a transgressive stage (Valimi Formation). Continental to lacustrine environments pass up progressively to brackish environments with occasionally marine incursions from before 1.8 Ma up to sometime after 1.5 Ma. The Gulf of Corinth was temporally connected to the Mediterranean Sea through the Corinth Isthmus and the Megara basin.

2. The transition from the Lower Group to the Middle Group (sometime after 1.5 Ma) is characterised by an increase in bathymetry. While the rapid increase in accommodation space is here proposed to be mainly tectonic in origin, a significant increase in sediment supply during a highstand stage of relative sea-level (Middle Group) may be related to a climatic changes such as the Mid-Pleistocene Revolution. During the northward progradation of the Middle Group, the Gulf is characterised by an alternating marine and lacustrine conditions with probable connection to the Mediterranean Sea eastward. The final stage of this progradation occurs before the beginning of the regional uplift sometime after 0.7 Ma.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

3. Lastly, the emergence of syn-rift sediments along the southern coast of the Gulf of Corinth resulted in a narrowing of the basin from sometime after 0.7 Ma to the present day. The Corinth Isthmus basin and the Megara basin were also uplifted and the only connection to the Mediterranean Sea corresponds to the Rion Strait sill. Water salinity is thus controlled by the Mediterranean sea level relative to the Rion Strait sill.

The relative role of controlling factors on stratigraphic architecture may thus be quantified using numerical modelisation based on these data. It will be performed in a next step of the project in order to validate and refine the age model proposed here.

Acknowledgments. – We wish to thank M. Head for dinokysts identification and N. Mostafawi (Kiel, Germany) for comments of the ostracod faunas. Reviews by J-Y Reynaud and anonymous reviewer greatly improved the manuscript.

References

- ARMIJO R., MEYER B., KING G.C.P., RIGO A. & PAPANASTASSIOU M. (1996). - Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. - J. Int.*, **126**, 1, 11-53.
- BEAUDOUIN C. (2003). - Les effets du Dernier Cycle Climatique sur la végétation de la basse vallée du Rhône et sur la sédimentation de la plate-forme du golfe du Lion d'après la palynologie. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Lyon, 417 pp.
- BENTHAM P., COLLIER R.E.L., GAWTHORPE R.L., LEEDER M.R., PROSSER S. & STARK C. (1991). - Tectono-sedimentary development of an extensional basin: the Neogene Megara Basin, Greece. - *J. Geol. Soc. Lond.*, **148**, 923-934.
- BILLIRIS H., PARADISSIS D., VEIS G., ENGLAND P., FEATHERSTONE W., PARSONS B., CROSS P., RANDS P., RAYSON M., SELLERS P., ASHKENAZI V., DAVISON M., JACKSON J. & AMBRASEYS N. (1991). - Geodetic determination of tectonic deformation in Central Greece from 1900 to 1988. - *Nature*, **350**, 124-129.
- BRIOLE P., RIGO A., LYON-CAEN H., RUEGG J., PAPAZZISSI K., MISTAKAKI C., BALODIMOU A., VEIS G., HATZFELD D. & DESCHAMPS A. (2000). - Active deformation, of the Gulf of Korinthos, Greece: results from repeated GPS surveys between 1990 and 1995. - *J. Geophys. Res.*, **105**, 11, 25605-25625.
- CLÉMENT C., SACHPAZI M., CHARVIS P., GRAINDORGE D., LAIGLE M., HIRN A. & ZAFIROPOULOS G. (2004). - Reflection-refraction seismics in the Gulf of Corinth: hints at deep structure and control of the deep marine basin. - *Tectonophysics*, **391**, 97-108.
- COLLIER R.E.L.L. (1990). – Eustatic and tectonic controls upon the Quaternary coastal sedimentation in the Corinth Basin, Greece. - *J. Geol. Soc. Lond.*, **147**, 301-314.
- COLLIER R.E.L.L. & DART C. J. (1991). - Neogene to Quaternary rifting, sedimentation and uplift in the Corinth Basin, Greece. - *J. Geol. Soc. Lond.*, **148**, 1049-1065.
- COLLIER R.E.L.L., LEEDER M.R., ROWE P.J. & ATKINSON T.C. (1992). - Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara Basins, central Greece. - *Tectonics*, **11**, 1159-1167.
- COMBOURIEU-NEBOUT N. (1993). - Vegetation response to Upper Pliocene glacial/interglacial cyclicality in the Central Mediterranean. - *Quaternary Research*, **40**, 228-236.

Annexes

- CORNÉE J.-J., MOISSETTE P., JOANNIN S., SUC J.-P., QUILLÉVÉRÉ F., KRIJGSMAN W., HILGEN F., KOSKERIDOU E., MÜNCH P., LÉCUYER C. & DESVIGNES P. (2006). - Tectonic and climatic controls on coastal sedimentation: the Late Pliocene-Middle Pleistocene of northeastern Rhodes, Greece. - *Sedimentary Geology*, **187**, 159-181.
- COUR P. (1974). - Nouvelles techniques de détection des flux et de retombées polliniques : étude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface du sol. - *Pollen et Spores*, **16**, 1, 103-141.
- DANATSAS I. (1989). - Die känozoischen Ostrakoden des NW- und N-Peloponnes und ihre stratigraphische, paläoökologische und paläogeographische Bedeutung. - Inaug. Diss. Münster, 171p.
- DANATSAS I. (1994). - Zur Entwicklung der miozänen-altpleistozänen Ostrakoden-Fauna des Korinth-Beckens, Griechenland. - *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **76**, 191-200.
- DAVIES R., ENGLAND P., PARSONS B., BILLIRIS H., PARADISSIS D. & VEIS G. (1997). - Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992. - *J. Geophys. Res.*, **102**, (B11), 24571-24588.
- DE MARTINI P.M., PANTOSTI D., PALYVOS N., LEMEILLE F., MCNEILL L. & COLLIER R.E.LL. (2004). - Slip rates of the Aigion and Eliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. - *C. R. Geoscience*, **336**, 325-334.
- DEPERET (1913). - Observations sur l'histoire géologique pliocène et quaternaire du golfe et de l'isthme de Corinthe. *CR hebdomadaire des séances de l'Académie des Sciences*, **156**.
- DERCOURT J. (1964). - Contribution à l'étude géologique du secteur du Péloponnèse septentrional. - Thèse, faculté des sciences de l'Université de Paris.
- DOUTSOS T., KONTOPOULOS N. & FERENTINOS G. (1985). - Das westliche Ende des Korinth-Grabens. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Mon.*, **11**, 652-666.
- DOUTSOS T., KONTOPOULOS N. & POULIMENOS G. (1988). - The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). - *Basin Research*, **1**, 177-190.
- DOUTSOS T. & PIPER D.J.W. (1990). - Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: First stages of continental rifting. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**, 812-829.
- DOUTSOS T. & POULIMENOS G. (1992). - Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). - *J. Struct. Geol.*, **14**, (6), 689-699.
- DOUTSOS T. & KOKKALAS S. (2001). - Stress and deformation patterns in the Aegean region. - *J. Struct. Geol.*, **23**, 455-472.
- DUBOIS J.M. (2001). - Cycles climatiques et paramètres orbitaux vers 1 Ma. Etude de la coupe de Monte San Giorgio (Caltagirone, Sicile) : palynologie, isotopes stables, calcimétrie. - Mémoire de DEA. Université de Lyon.
- FERNADEZ-GONZALEZ M., FRYDAS D., GUERNET C. & MATHIEU R. (1994). - Foraminifères et ostracodes du Pliopleistocène de la région de Patras (Grèce). Intérêt stratigraphique et paléogéographique. - *Rev. Esp. Micropal.* Vol. XXVI, 1, 89-108.
- FORD M., WILLIAMS E.A., MALARTRE F., & POPESCU S.P. - Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. In: Paola C., Nichols G.J. & Williams E.A., Eds. - *I.A.S., Special Publication (in press)*
- FRYDAS D. (1987). - Kalkiges Nannoplankton aus dem Neogen von NW-Peloponnes. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Mon.*, **5**, 274-286.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

- FRYDAS D. (1989). - Biostratigraphische Untersuchungen aus dem Neogen der NW- und W-Peloponnes, Griechenland. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol.*, Mon., **6**, 321-344.
- FREYBERG (1973). - Geologie des Isthmus van Korinth. - *Erlanger. Geol. Abh.*, **95**, 5-160.
- FUCUS (1876). - Alter der jüngeren Tertiärablagerungen Griechenlands. - *Sitzber. Ak. Wiss.*, **73**, 75-78.
- GAWTHORPE R.L., FRASER A.J. & COLLIER R.E.L.L. (1994). - Sequence stratigraphy in active extensional basins: implication for the interpretation of ancient basin-fills. - *Mar. Petrol. Geol.*, **11**, 6, 642-658.
- GAWTHORPE R.L. & LEEDER M.R. (2000). - Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. - *Basin Research*, **12**, 195-218.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (2005). - Inherited structural controls on normal fault architecture in the Gulf of Corinth (Greece). - *Tectonics*, **24**, doi: 10.1029/2004TC001696.
- GUERNET C., LEMEILLE F., SOREL D., BOURDILLON C., BERGE-THIERRY C. & MANAKOU M. (2003). - Les Ostracodes et le Quaternaire d'Aigion (golfe de Corinthe, Grèce). - *Revue de Micropaléontologie*, **46**, 73-93.
- HEAD M.J., SEIDENKANTZ M.-S., JANCZYK-KOPIKOWA Z., MARKS L. & GIBBARD P.L. (2005). - Last Interglacial (Eemian) hydrographic conditions in the southeastern Baltic Sea, NE Europe, based on dinoflagellate cysts. *Quaternary International*, **130**, 3-30.
- HEUSSER L.E. (1988). - Pollen distribution in marine sediments on the continental margin off northern California. - *Mar. Geol.*, **80**, 131-147.
- JACKSON J. A., GAGNEPAIN J., HOUSEMAN G., KING G.C.P., PAPADIMITRIOU P., SOUFLERIS C. & VIRIEUX J. (1982). - Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. - *Earth and Planetary Science Letters*, **57**, 377-397.
- JOANNIN S. (2003). - Forçage climatique des séquences emboîtées du Pléistocène inférieur et moyen de Tsampika (île de Rhodes, Grèce). - Mémoire de DEA. Université de Lyon.
- JOANNIN S., QUILLEVERE F., SUC J.-P., LECUYER C. & MARTINEAU, F. - Composite climate changes during the Early Pleistocene: continental and marine responses recorded in the Central Mediterranean region (Santa Lucia Section, Crotona, Italy). - *Quat. Res.* (submitted)
- JOLIVET L., BRUN J.P., GAUTIER P., LALLEMEANT S. & PATRIAT M. (1994). - 3D kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the present, insights from the ductile crust. - *Bul. Soc. Geol. France*, **165**, (3), 195-209.
- KATAGAS C. *et al.* (1993). - Geological map of Greece, 1:50000, Dhervonion Sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration.
- KERAUDREN B. & SOREL D. (1987). - The terraces of Corinth (Greece): a detailed record of eustatic sea level variations during the last 500 000 years. - *Mar. Geol.*, **77**, (1-2), 99-107.
- KERSHAW S., LI GUO L. & BRAGA J.C. (2005). - A Holocene coral-algal reef at Mavra Litharia, Gulf of Corinth, Greece: structure, history, and applications in relative sea-level change. - *Mar. Geol.*, **215**, (3-4), 171-192.
- KONTOPOULOS N. & DOUSOS T. (1985). - Sedimentology and tectonics of the Antirrhion area (Western Greece). - *Bull. Geol. Soc. Italia*, **104**, 479-489.

Annexes

- LEEDER M.R. & GAWTHORPE R.L. (1987). - Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. *In: Petroleum Geology of North West Europe*, Brooks J. & Glennie K., Eds. - *Graham and Trotman: London*; 139-152.
- LEEDER M.R., SEGER M.J. & STARK C. (1991). – Sedimentology and tectonic geomorphology adjacent to major active and inactive normal faults, Central Greece. - *J. Geol. Soc. Lond.*, **148**, 331-343.
- LEEDER M.R., MCNEILL L.C., COLLIER R.E.LL., PORTMAN C., ROWE P. J. & ANDREWS J. E. (2003). - Corinth rift margin uplift: New evidence from Late Quaternary marine shorelines. - *Geophysical Research Letters*, **30**, (12), 131-134.
- LE PICHON X. & ANGELIER J. (1979). - The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. - *Tectonophysics*, **60**, 1-42.
- MALARTRE F., FORD M. & WILLIAMS E.A. (2004). - Preliminary biostratigraphy and 3D lithostratigraphy of the Vouraikos Gilbert-type fan delta. Implications for the evolution of the Gulf of Corinth, Greece. - *C. R. Geoscience*, **336**, 269-280.
- MCMURRAY L.S. & GAWTHORPE R.L. (2000). Along-strike variability of forced regressive deposits: late Quaternary, northern Peloponnesos, Greece. *In: Hunt D. & Gawthorpe R.L., Eds., Sedimentary Responses to Forced Regressions. - Geological Society (London) Special Publications*, **172**, 363-377.
- MCNEILL L.C. & COLLIER R.E.LL. (2004). - Footwall uplift rates of the Eastern Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces. - *J. Geol. Soc. Lond.*, **161**, 81-92.
- MCNEILL L.C., COTTERILL C.J., HENSTOCK T.J., BULL J.M., STEFATOS A., COLLIER R.E.LL., PAPTHERODEROU G., FERENTINOS G. & HICKS S.E. (2005). - Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: Implications for models of continental rift deformation. - *Geology*, **33**, (4), 241-244; doi: 10.1130/G21127.1
- MOMMERSTEEG H.J.P.M., LOUTRE M.F., YOUNG R., WIJMSTRA T.A. & HOOGHMSTRA H. (1995). - Orbital forced frequencies in the 975,000 year pollen record from Tenagi Philippon (Greece). - *Climate Dynamics*, **11**, 4-24.
- MORETTI I., SAKELLARIOU D., LYKOUSIS V. & MICARELLI L. (2003). - The Gulf of Corinth: a half graben ? - *Journal of Geodynamics*, **36**, 323-340.
- MORETTI I., LYKOUSIS V., SAKELLARIOU D., REYNAUD J.Y., BENZIANE B. & PRINZHOFFER A. (2004). - Sedimentation and subsidence rate in the Gulf of Corinth: what we learn from the *Marion Dufresne's* long-piston coring. - *C. R. Geoscience*, **336**, 291–299.
- MOSTAFAWI N. (1994). - Ostracoden aus dem Ober-Pliozän und dem Ober-Pleistozän des N-Peloponnes, Griechenland. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol.*, Abh., **194**, 95-114.
- MUNTZOS T. (1992). - Palyno- und Paläoklima-Stratigraphie der pliozänen und altpleistozänen Sedimente der nördlichen und nordwestlichen Peloponnes (Hellas). - *Newsletters on Stratigraphy*, **27**, 1/2, 71-91.
- NYST M. & THATCHER W. (2004). - New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. - *J. Geophys. Res.*, **109**, B11406, doi:10.1029/2003JB002830.
- OKUDA M., VAN VUGT N., NAKAGAWA T., IKEYA M., HAYASHIDA A., YASUDA Y. & SETOGUCHI T. (2002). - Palynological evidence for the astronomical origin of lignite-detritus sequence in the Middle Pleistocene Marathousa Member, Megalopolis, SW Greece. - *Earth and Planetary Science Letter*, **201**, 143-157.

Végétation en région méditerranéenne au Pléistocène inférieur et moyen

- ORI G.G. (1989). - Geological history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. - *Geology*, **17**, 918-921.
- PAPAVASSILIOU C. *et al.* (1989). - Geological map of Greece, 1:50000, Xilokastron Sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration.
- PERISSORATIS C., PIPER D.J.W. & LYKOUSIS V. (2000). - Alternating marine and lacustrine sedimentation during late Quaternary in the Gulf of Corinth rift basin, central Greece. - *Mar. Geol.*, **167**, 391-411.
- PHILIPPSON (1892). - Der Peloponnes. Versuch einer Landeskunde auf geologischer Grundlage. Springer, Berlin., Thèse. 642 pp.
- PIPER D.J.W., STAMATOPOULOS L., POULIMENOS G., DOUSOS T. & KONTOPOULOS N. (1990). - Quaternary history of the Gulfs of Patras and Corinth, Greece. - *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., **4**, 451-458.
- PIRAZZOLI P.A., STIROS S.C., FONTUGNE M. & ARNOLD M. (2004). - Holocene and Quaternary uplift in the central part of the southern coast of the Corinth Gulf (Greece). - *Mar. Geol.*; **212**, (1-4), 35-44.
- POULIMENOS G. (1993). - Tectonics and sedimentation in the western Corinth graben, Greece. - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abh.*, **H10**, 607-630.
- POULIMENOS G., ZELILIDIS A., KONTOPOULOS N. & DOUSOS T. (1993). - Geometry of trapezoidal fan deltas and their relationship to extensional faulting along the south-western active margins of the Corinth rift, Greece. - *Basin research*, **5**, 179-192.
- ROBERTS G.P., GAWTHORPE R. L. & STEWART I. (1993). - Surface faulting within active normal fault-zones: examples from the Gulf of Corinth fault system, central Greece. - *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F. suppl., **94**, 303-328.
- ROBERTS G.P. (1996). - Non-characteristic normal faulting surface ruptures from the Gulf of Corinth, Greece. - *J. Geophys. Res.*, **101**, 25, 255-267.
- ROBERTS G.P. & KOUKOUVELAS I. (1996). - Structural and seismological segmentation of the Gulf of Corinth fault system: implication for models of fault growth. - *Annali di geofisica*, XXXIX(3), 619-646.
- ROBERTS G.P. & JACKSON J. (2002). - Active normal faulting in central Greece: an overview. In: Holdsworth R.E. & Turner J.P., Eds., Extensional Tectonics: Faulting and related Processes. - *Geological Society, Key Issues in Earth Sciences*, **2**, 2, 151-168.
- ROHAIS S., ESCHARD R., FORD M., GUILLOCHEAU F. & MORETTI I. - Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene Infill of the Corinth rift: implications for its structural evolution. *Tectonophysics (in press)*
- RUDDIMAN W.F. (2003). - Orbital forcing ice volume and greenhouse gases. - *Quaternary Science Reviews*, **22**, 1597-1629.
- SAUVAGE J. (1975). - Le Plio-Pléistocène de Grèce : Stratigraphie et climatologie. - *C.R. Acad. Sc. Paris*, **281**, Série D, 371-374.
- SAUVAGE J. & DUFAURE J.J. (1976). - Sur une flore pré-tiglyenne dans la série marno-conglomératique corinthienne (Péloponnèse, Grèce). - *C.R. Acad. Sc. Paris*, **282**, Série D, 687-690.
- SAUVAGE J. (1977). - L'apport de la Palynologie dans la connaissance du Plio-Pléistocène de la région de Corinthe (Grèce) : le problème des limites et des corrélations stratigraphiques. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, **285**, série D, 279-282.

Annexes

- SCHRÖDER B. (1975). - Bemerkungen zu marinen Terrassen des Quartars im NE-Peloponnes, Griechenland. - *N. Jah. Geol. Paläont.*, **149**, 148-161.
- STRAUCH (1994). - Vorwort zu "Postorogene Entwicklungen der Peloponnes und benachbarter Räume". - *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **76**.
- STIROS S.C. & PIRAZZOLI P. (1998). - Late Quaternary coastal changes in the Gulf of Corinth, Greece: tectonics earthquake, archaeology. - Guidebook for the Gulf of Corinth Field Trip, 14–16 September 1998. Patras University, Greece, Patras.
- SUBALLY D., BILODEAU G., TAMRAT E., FERRY S., DEBARD E. & HILLAIRE-MARCEL C. (1999). - Cyclic climatic records during the Olduvai Subchron (Uppermost Pliocene) on Zakynthos Island (Ionian Sea). - *Geobios*, **32**, 6, 793-803.
- SUC J.-P. & POPESCU S.-M. (2005). - Pollen records and climatic cycles in the North Mediterranean region since 2.7 Ma. In: Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence, Head M.J. & Gibbard P.L., Eds., - *Geological Society (London) Special Publications*, **247**, 147-157.
- SVENNING J.C. (2003). - Deterministic Plio-Pleistocene extinctions in the European cool-temperate tree flora. - *Ecology Letters*, **6**, 646-653.
- SYMEONIDIS N., THEOTHOROU G., SCHUTT H. & VELITZELOS E. (1987). - Paleontological and stratigraphic observations in the area of Achaia and Etoloakarnania W-Greece. - *Ann. Geol. Pays Hell.*, **38**, 317-353.
- THOMPSON R.S. & FLEMING R.F. (1996). - Middle Pliocene vegetation: reconstructions, paleoclimatic inferences, and boundary conditions for climatic modeling. - *Marine Micropaleontology*, **27**, 1/4, 13-26.
- TSELENTIS G.A. & MAKROPOULOS K. (1986). - Rates of crustal deformation in the Gulf of Corinth (central Greece) as determined from seismicity. - *Tectonophysics*, **24**, 55-61.
- VITA-FINZI C. (1993). - Evaluating late quaternary uplift in Greece and Cyprus. In: Prichard H.M. *et al.*, Eds., Magmatic Processes and plate tectonics. - *Geological Society (London) Special Publication*, **76**, 417-424.
- WESTAWAY R. (1996). - Quaternary elevation change of the Gulf of Corinth in central Greece. - *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **354**, 1125-1164.
- ZELILIDIS A. & KONTOPOULOS N. (1996). - Significance of fan deltas without toe-sets within rift and piggy-back basins: examples from the Corinth graben and the Meso-hellenic though, Central Greece. - *Sedimentology*, **43**, 253-262.
- ZELILIDIS A. (2000). - Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. - *Geomorphology*, **35**, 69-85.
- ZELILIDIS A. (2003). - The geometry of fan-deltas and related turbidites in narrow linear basins. - *Geological Journal*, **38**, 31-46.
- ZELT B.C., TAYLOR B., WEISS J.R., GOODLIFFE A.M., SACHPAZI M. & HIRN A. (2004). - Streamer tomography velocity models for the Gulf of Corinth and the Gulf of Itea, Greece. - *Geophys. J. Int.*, **159**, 333-346.

Figure captions

FIG. 1. - (a) Location of (1) Zakynthos, (2) Santa Lucia, (3) Caltagirone, (4) Montalbano Ionico, (5) Tsampika and (6) Megalopolis reference pollen series. (b) Structural map of the Gulf of Corinth and studied area, modified from Rohais *et al.* [*in press*] and references therein. X01 correspond to the marine terrace.

*FIG. 1. - (a) Localisation des coupes de références en palynologie (1) Zakynthos, (2) Santa Lucia, (3) Caltagirone, (4) Montalbano Ionico, (5) Tsampika et (6) Megalopolis. (b) Schéma structural du golfe de Corinthe et localisation de la zone d'étude, modifié d'après Rohais et al. [*in press*] et références citées. X01 indique la localisation de la nouvelle terrasse marine.*

FIG. 2. - Geological map of the central part of the Gulf of Corinth and sample location for palynological analysis (modified from Rohais *et al.*, *in press*). Sample M203 is located 2 km west of sample M101 in the Valimi Formation.

FIG. 2. – Carte géologique de la partie centrale de la marge sud du golfe de Corinthe (modifié de Rohais et al., in press). L'échantillon M203 est localisé à 2 km à l'ouest de l'échantillon M101, en dehors de la carte présentée.

FIG. 3. - Synthetic stratigraphic sections of the central part of the Gulf of Corinth and sample location. Relative sections positioning are based on the present day altitude. Paleocurrents were measured on current ripples, cross-stratifications, pebble imbrications, grooves, and channel axis and are tilt corrected. Grain size scale: shale (s), fine sandstones (f), coarse sandstones (c), very coarse sandstones (vc) and conglomerates (cg).

FIG. 3. - Colonnes lithologiques synthétiques de la partie centrale du golfe de Corinthe et localisation des échantillons. Les mesures de paléocourant ont été effectuées sur des rides de courant, des stratifications obliques, des imbrications, des figures de base de bancs et des axes de chenaux et sont débasculées. Granulométrie : argiles (s), grès fins (f), grès grossiers (c), grès très grossiers (vc) et conglomérats (cg).

FIG. 4. - Fauna-floral assemblages from sample analysis and paleoenvironmental implications. Samples are classified based on a relative stratigraphic position for each Group and Formation.

FIG. 4. - Analyses des associations faunistiques et implications paléoenvironnementales. Les échantillons sont reportés on fonction de leur position relative dans chacun des Groupes et Formation.

FIG. 5. - Detailed pollen diagram. All taxa (except *Pinus*) are represented in relative percentages, which are calculated according to the total of counted pollen grains minus *Pinus*. Only *Pinus* has a relative percentage based on the total of counted pollen grains.

FIG. 5. – Diagramme pollinique détaillé. Tous les taxons (sauf les Pinus) sont représentés en pourcentage relatif qui est calculé par rapport au nombre total de pollen minoré des Pinus. Seul le pourcentage de Pinus est relatif à l'ensemble des pollens comptés.

FIG. 6. – Pollen assemblage and proposed correlation with dated series from the Mediterranean region. LG: Lower Group. MG: Middle Group (Location on Fig. 1).

FIG. 6. – Association pollinique et corrélation possible avec les séries datées du pourtour Méditerranéen. LG : Lower Group. MG : Middle Group (Localisation sur la Fig. 1).

FIG. 7. – Age and paleoenvironmental evolution placed along the composite stratigraphic section for the Derveni-Evrostini area. Samples are projected based on relative stratigraphic

Annexes

correlation. A: Accommodation, S: Sediment supply. *Marine correspond to marine evidences.

*FIG. 7. – Ages et évolution paléoenvironnementale replacés selon la colonne synthétique de la région de Derveni-Evrostini. Les échantillons sont projetés sur la colonne à partir de corrélation stratigraphique. A : Accommodation, S : flux Sédimentaire. *Marine indique les évidences marines.*

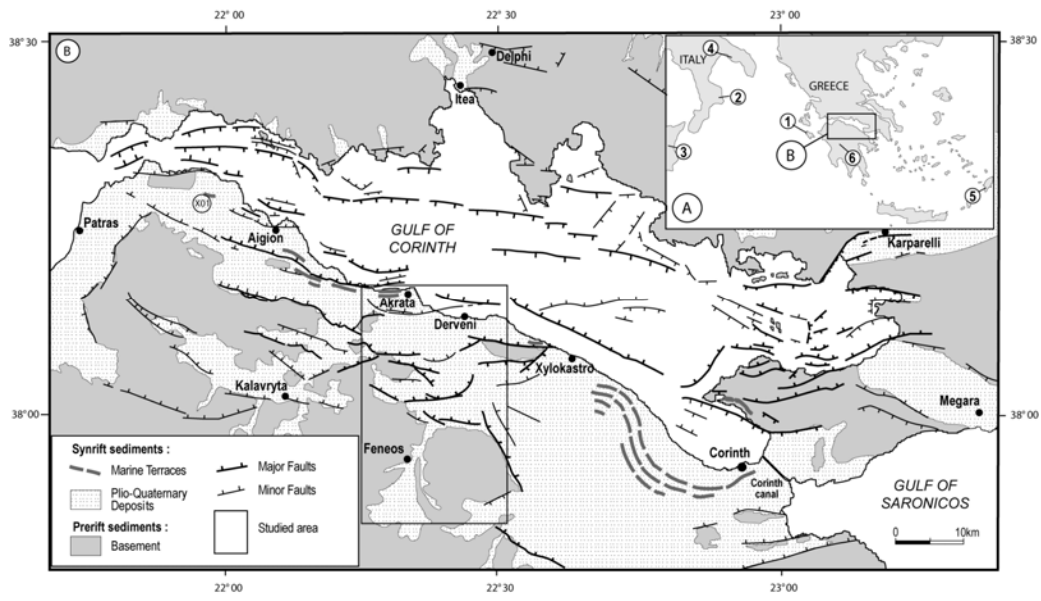


Figure 1

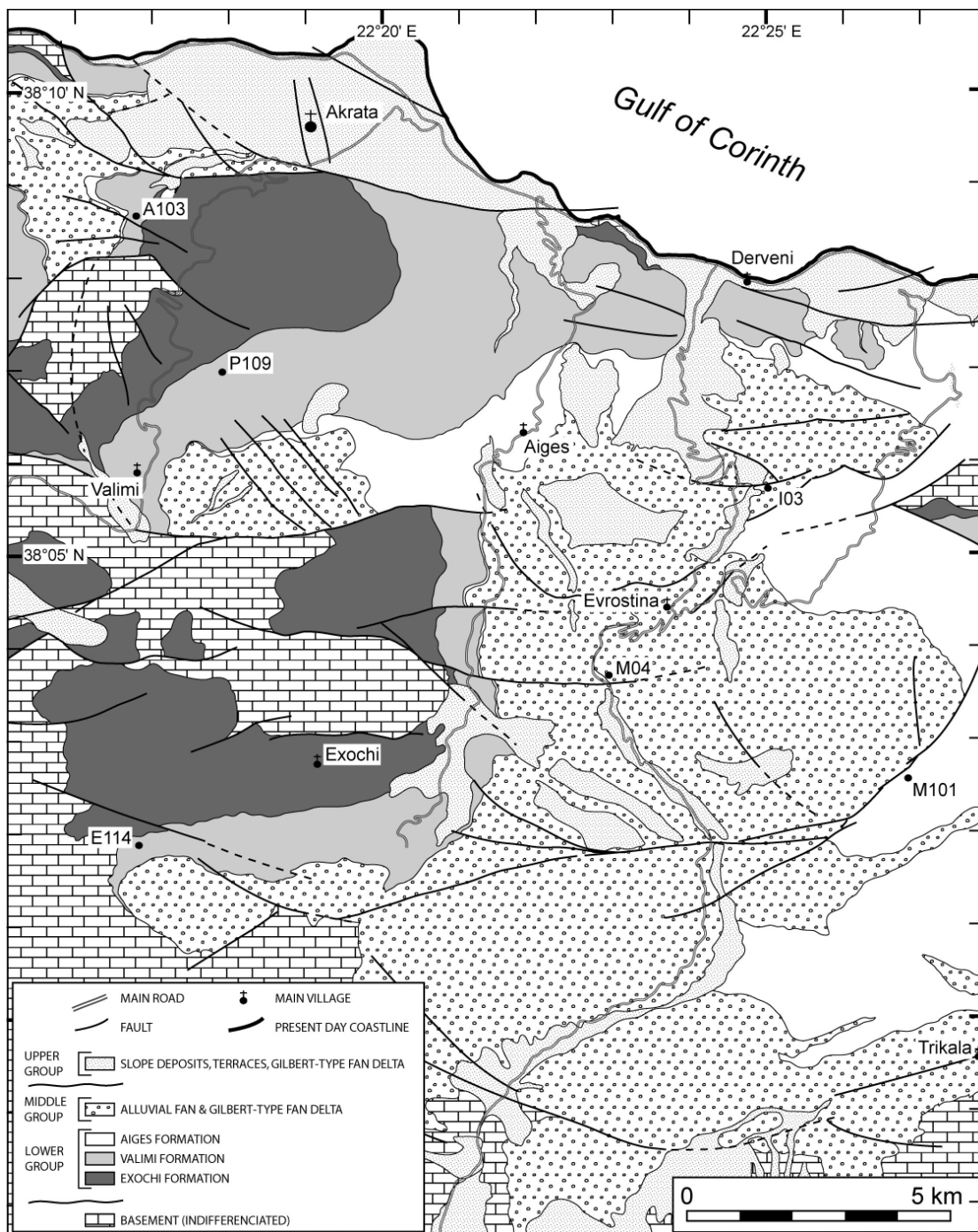


Figure 2

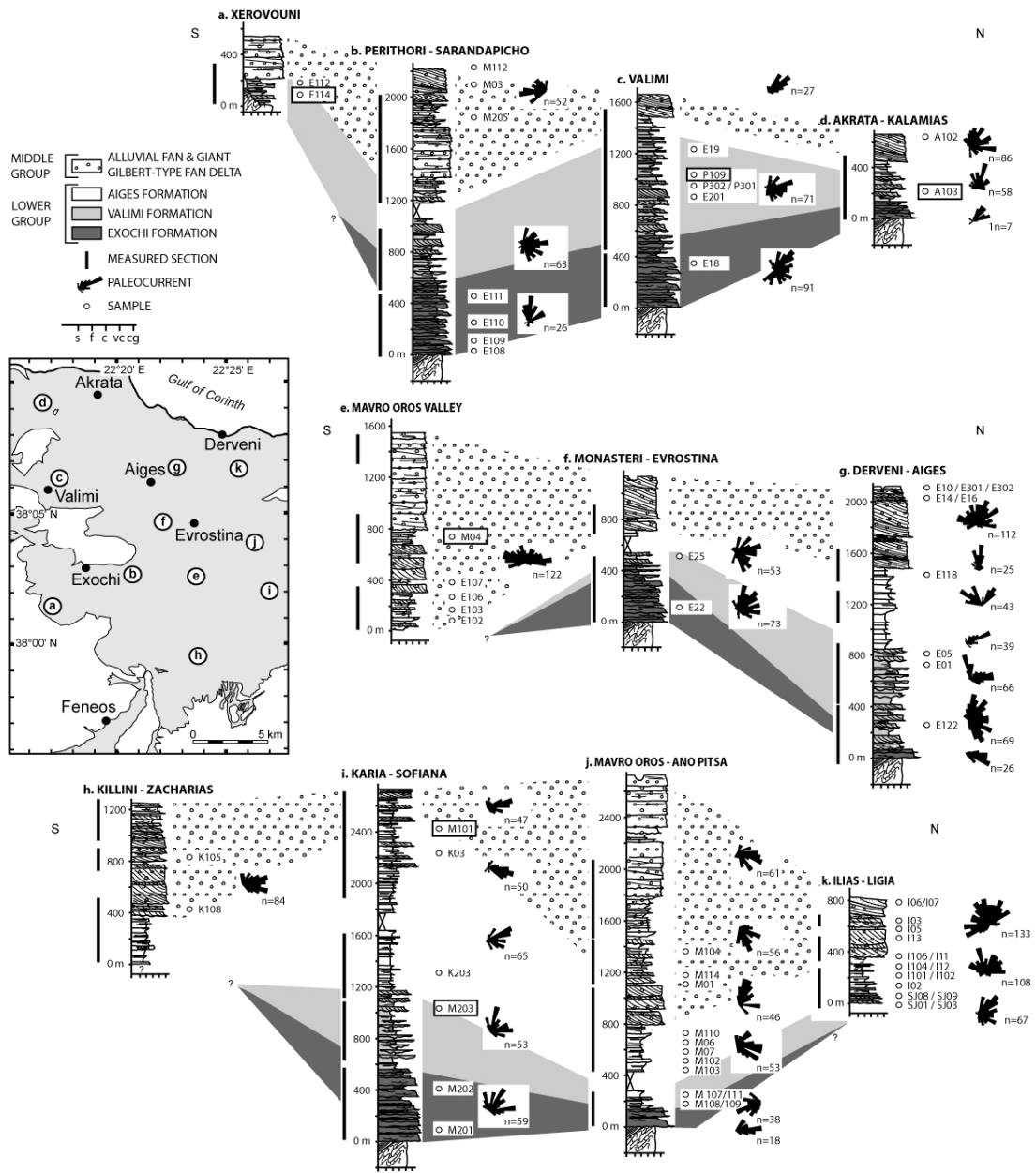


Figure 3

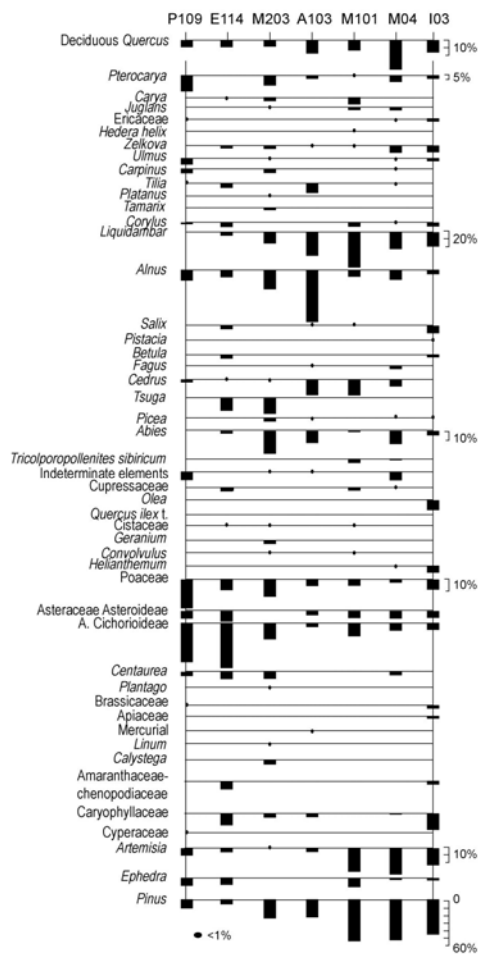


Figure 5

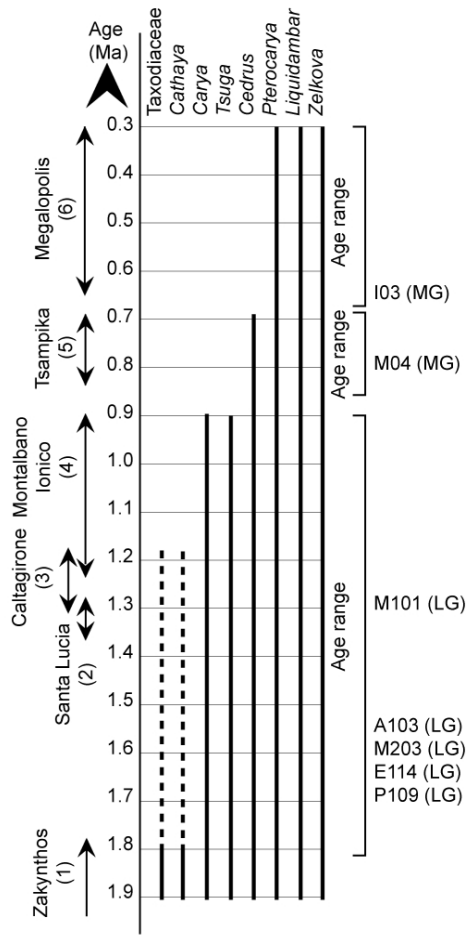


Figure 6

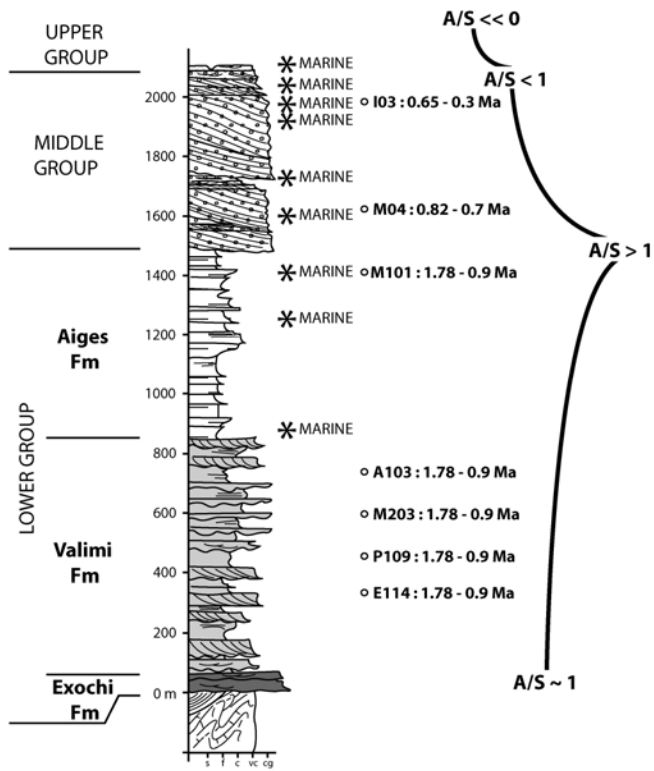


Figure 7