Végétation, climat et cyclostratigraphie en Paratéthys centrale au Miocène supérieur et au Pliocène inférieur d'après la palynologie

Speranta - Maria Popescu

▶ **To cite this version:**

Speranta - Maria Popescu. Végétation, climat et cyclostratigraphie en Paratéthys centrale au Miocène supérieur et au Pliocène inférieur d'après la palynologie. Sciences de la Terre. Université Claude Bernard - Lyon I, 2001. Français. NNT : . tel-00350111

HAL Id: tel-00350111
https://theses.hal.science/tel-00350111

Submitted on 5 Jan 2009

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.

N° d'ordre 262 - 2001 Année 2001

THESE

présentée

devant l'**UNIVERSITE CLAUDE BERNARD-LYON 1**

pour l'obtention

du **DIPLOME DE DOCTORAT**

(arrêté du 30 mars 1992)

présentée et soutenue publiquement le 17 décembre 2001

par

Speranta-Maria POPESCU

Végétation, climat et cyclostratigraphie en Paratéthys centrale au Miocène supérieur et au Pliocène inférieur d'après la palynologie

Directeurs de thèse : Jean-Pierre SUC
Paul BERNIER

Jury :
M. Georges BARALE, Professeur, Université C. Bernard-Lyon 1, Examinateur
M. Paul BERNIER, Maître de Conférence, Université C. Bernard-Lyon 1, Directeur de Thèse
M. Georges CLAUZON, Maître de Conférence, Université Aix-Marseille 1, Examinateur
M. Henry HOOGHIEMSTRA, Professeur, Université d'Amsterdam, Rapporteur
Mme Silvia IACCARINO, Professeur, Université de Parma, Rapporteur
M. Christophe LECUYER, Professeur, Université C. Bernard-Lyon 1, Examinateur

SOMMAIRE

Page

Remerciements

INTRODUCTION 5

METHODE 8
1. Prélèvement des échantillons 8
2. Traitement des échantillons 9
3. Evaluation de la richesse du sédiment 10
4. Identification et comptage 11
5. Analyses statistiques 12
6. Dinokystes et acritrches 14
7. Présentation des résultats 15

LA PARATETHYS 17
1. Contexte géologique 17
2. Chronologie et évolution 19

LE BASSIN DACIQUE 23
1. Cadre paléogéographique 23
2. Chronologie 24
3. Faciès sédimentaires et coupes étudiées 27
   * Article « Influence of the Mediterranean Sea eustasy over the Dacic Basin (Central Paratethys) in the Late Neogene », à soumettre à *Basin Research* 32
   Clauzon G., Suc J.-P., Popescu S.-M., Marunteanu M., Rubino J.-L., Marinescu F. and Jipa D.
4. Hinova 69
5. Valea Visenilor 75
6. Husnicioara 79
7. Lupoaia 85
   * Article « Repetitive changes in Early Pliocene vegetation revealed by high-resolution pollen analysis : revised cyclostratigraphy of southwestern Romania » accepté à *Review of Palaeobotany and Palynology* (sous presse) 92
   Popescu S.-M.
   * Article « Early Pliocene vegetation changes forced by eccentricity-precession in Southwestern Romania », soumis à *Geology* 125
   Popescu S.-M., Suc J.-P. and Loutre M.-F.
8. Corrélations dans le bassin Dacique 138

LE BASSIN EUXINIQUE 146
Cadre paléogéographique, chronologie, faciès sédimentaires 146
   * Article « Messinian and Early Pliocene Environments in the Southwestern Black Sea region from high-resolution Palynology of the DSDP Site 380A (Leg 42B) », à soumettre à *Paleoceanography* 157
   Popescu S.-M. and Ryan W.B.F.

FLORE ET VEGETATION 183
1. Diversité floristique 184
2. Végétation 197

CLIMAT 204
1. Climat régional et climat européen 204
2. Climat global 207

CONCLUSION 212
Références hors articles 216
Liste des illustration 229

REMERCIEMENTS

Au début de ce mémoire je tiens à remercier de tout mon cœur tous ceux qui m'ont aidée dans la réalisation de mon travail de thèse.

Tout d'abord je remercie l'Ambassade de France à Bucarest, qui m'a soutenue financièrement e, m'octroyant une bourse du Gouvernement français pendant trois années. Je tiens à remercier tout spécialement le Pr. Christophe LECUYER, Directeur de l'UMR PEPS, et son adjoint Serge LEGENDRE qui m'ont accueillie et soutenue dans le laboratoire pendant toute la durée de ce travail.

Un grand merci va à mes deux directeurs de thèse, Jean-Pierre SUC et Paul BERNIER, qui m'ont suivie et aidée, qui m'ont fait profiter des leur connaissances sur le terrain ou au laboratoire, qui ont facilité la présentation de cette thèse sous forme des articles.

Je suis très reconnaissante aux Professeurs Henry HOOGHIEMSTRA (Université d'Amsterdam), Silvia IACCARINO (Université de Parma), Christophe LECUYER et Georges BARALE (Université Claude-Bernard, Lyon 1), et Georges CLAUZON (Université Aix-Marseille 1), d'avoir accepté de juger ce travail.

Je remercie Serge BERNE et Gilles LERICOLAIS (IFREMER Brest) et Jean-Loup RUBINO (TOTAL FINA ELF, Pau) pour leur soutien auprès de l'Ambassade de France à Bucarest lors de ma demande de bourse.

MM. I. Muresan ; N. Pandele (PETROM) m'ont donné toute facilité pour accéder à la documentation sur le sous-sol roumain. Je les en remercie profondément.

Dans le cadre du Programme EEDEN de l'ESF, j'ai toujours bénéficié du soutien du Pr. J.E. MEULENKAMP (Université d'Utrecht) qui m'a en outre conseillée lors de mes premières publications. Je lui adresse toute ma reconnaissance.

J'ai eu la chance de pouvoir utiliser les données, parfois inédites, de W. KRIJGSMAN (paléomagnétisme), M.-F. LOUTRE (insolation), N.TICLEANU (paléobotanique), M. MARUNTEANU (nannoplancton), D. JIIPA (sédimentologie), F. MARINESCU (terrain), R. OLTEANU (ostracodes). Georges Clauzon m'a non seulement guidée sur le terrain en Roumanie mais encore m'a fait découvrir au cours de plusieurs sorties toutes les conséquences de la crise de salinité messinienne.

J'ai reçu des échantillons de S.C. RADAN. Le Deep Sea Driling Project m'a confié les échantillons du Site 380A. T. NICA m'a souvent accompagnée sur le terrain dans la région de Turnu Severin et m'a fait bénéficier de son immense documentation sur les exploitations minières.

J’ai eu la chance de pouvoir discuter mes résultats avec de nombreux scientifiques, notamment au cours des réunions du Programme EEDEN de l’ESF : J. AGUSTI, A. BERTINI, G. DOUKAS , M. ERBAJEVA, M. FORTELIUS, S. IACCARINO, L. LONDEIX, V. MOSBRUGGER, J. REUMER, W.B.F. RYAN, F.F. STEININGER et A.J. VAN DER MEUULEN.

Mes amis du Laboratoire PEPS m’ont beaucoup aidée, notamment S. LEGENDRE avec qui j’ai eu de nombreuses discussions, F. GIRAUD et G. ESCARGUEL (traitements statistiques), S. FAUQUETTE (climat), M. PHILIPPE et F. THEVENARD (écologie des plantes), M. GONZALES (préparations), D. BARBE (tirages), enfin et ensemble Catherine GIRARD, Sabrina RENAUD, Fabienne ONGARO, Nathalie PIERRE, Henriette MEON, Arlette ARMAND, Paula DEVIGNES, Abel PRIEUR et Philippe FORTIN (encouragements). Dans le petit coin des palynologues du bout du premier étage, l’ambiance a toujours été excellente et je tiens à souligner la camaraderie avec Celia, Jeanne-Marine, Jussi et d’autres qui ont été de passage seulement.

Mes anciens collègues Ingénieurs de l’exploitation de lignite de Lupoaia ne m’ont pas oubliée et m’ont accordé toutes facilités pour les multiples séances d’échantillonnage même après mon départ de leur confrérie. Ma copine Raluca MAFTEI m’a efficacement aidée à franchir tous les obstacles dans la quête aux informations sur le sous-sol de Roumanie.

Je suis très reconnaissante à mon mari qiu m’a fait découvrir la recherche scientifique, m’a toujours poussée et même bousculée. A ma fille Iulia, qui a été très sage et toujours très travailleuse, je veus dire toute mon affection pour m’avoir supportée (aux deux sens du terme). Je dédie mon travail à mes parents et beaux-parents qui m’ont sans cesse encouragée.

INTRODUCTION

Une bonne connaissance de la végétation et du climat du Pliocène est indispensable à la compréhension des environnements végétaux et du climat actuels des latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. En Europe, le Pliocène a connu des bouleversements fondamentaux qui ont décimé la flore et modifié profondément les groupements végétaux. Dans le même temps, le climat a évolué progressivement et de façon fluctuante : les conditions tempérées d'aujourd'hui ont succédé à des conditions subtropicales. Les régions méridionales de l'Europe ont été particulièrement touchées par cette évolution qui est bien connue sur les rives de la Méditerranée occidentale à partir des macrorestes végétaux (Languedoc, Catalogne : Roiron, 1992 ; Plaine du Pô : Martinetto, 1994) et surtout de l'enregistrement pollinique (Languedoc-Roussillon-Catalogne : Suc, 1980 ; Cravatte et Suc, 1981 ; Suc et Cravatte 1982 ; Bessais et Cravatte, 1988 ; Côte d'Azur-Riviera : Zheng et Cravatte, 1986 ; péninsule italienne : Bertini, 1994 ; Suc et Bessais, 1990 ; Combourieu-Nebout, 1987 ; Afrique du Nord : Feddi, thèse; Suc, communication orale). De longues séquences y ont été analysées (Garraf 1 et Autan 1 : Suc, 1984 ; Tarragone E2 : Bessais et Cravatte, 1988 ; Stirone : Bertini, 1994 ; Nador 1 : Feddi; Crotone : Combourieu-Nebout : 1990) permettant d'étroites comparaisons (1) avec d'autres longues séquences polliniques européennes (Pays-Bas : Zagwijn, 1960 ; Allemagne : Menke, 1975 ; Portugal : Diniz, 1984 ; Pologne : Winter, inédit ; France, Normandie : Clet-Pellerin et Morzadec-Kerfourn, 1985 ; Garcin *et al*., 1997), ouest-africaine (Leroy et Dupont, 1993) ou centre-américaine (Hooghiemstra, 1989 ; Hooghiemstra et Ran, 1994), (2) avec les enregistrements isotopiques de l'oxygène dans les séries océaniques (Combourieu-Nebout et Vergnaud Grazzini, 1991 ; Shackleton *et al*., 1995 ; Tiedemann *et al*., 1994). Ainsi, a-t-on démontré le contrôle du climat global sur les longs enregistrements polliniques, et tout particulièrement sur ceux d'Europe méridionale.

Le Pliocène se subdivise chronostratigraphiquement en trois parties : le Zancléen (Pliocène inférieur : de 5,32 à 3,6 Ma), le Plaisancien (Pliocène moyen : de 3,6 à 2,6 Ma) et le Gélasien (Pliocène supérieur : de 2,6 à 1,95 Ma). Ce découpage correspond parfaitement aux phases climatiques majeures décrites par Zagwijn (1960) aux Pays-Bas puis par Suc (1984) en Méditerranée nord-occidentale ; elles ont pu être corrélées sur de longues distances (Suc et Zagwijn, 1983 ; Suc *et al*., 1995a) :

- de 5,32 à 3,6 Ma, une période très chaude interrompue par un faible refroidissement de 4,7 à 4,0 Ma (Brunssumien de Zagwijn, phase PI de Suc) ;

- de 3,6 à 2,6 Ma, une période de transition marquée par des fluctuations assez importantes (Reuvérien de Zagwijn, phase PII de Suc) ;
- de 2,6 à 1,95 Ma, début des cycles glaciaire-interglaciaire forcés par l'obliquité (41 ka) (Praetiglien de Zagwijn, phase PIII de Suc).

La connaissance de l'évolution des milieux et du climat en région sud-est européenne et en Asie Mineure est essentielle pour décrypter la diversité floristique actuelle d'Europe méridionale. Cette région possède les derniers vestiges des végétaux thermophiles qui peuplaient l'Europe au Pliocène (Zohary, 1973; Suc, 1996) : *Parrotia persica*, *Pterocarya*, *Liquidambar orientalis*, *Zelkova crenata*, etc. Une étude du Pliocène de cette région était d'ailleurs encouragée par les premières analyses polliniques effectuées par Drivaliari (1993). De plus, ce secteur est aujourd'hui soumis aux influences de plusieurs domaines climatiques : climat continental de l'Europe centrale, climat méditerranéen subaride de la Turquie, influence froide sibérienne. Une autre influence ne doit pas être négligée : la mousson indienne qui a certainement permis le maintien des flores reliques dans cette région. **Le premier objectif de mon étude est de définir dans quelles conditions les reliques thermophiles ont pu se maintenir dans la région pontique. Il s'agit aussi de déterminer si la mousson indienne, apparue au Miocène supérieur** (Zhisheng *et al*., 2001)**, y exerçait au Pliocène une certaine influence, arrêtée par les reliefs orientés est-ouest (Carpathes, Caucase). Le second objectif consiste à savoir si le découpage climatique du Pliocène rappelé ci-dessus demeure valable dans cette région privilégiée.**

L'effort a principalement porté sur le Pliocène inférieur car il est représenté dans le bassin Dacique (sud-ouest de la Roumanie) par des sédiments épais, aisément échantillonnables dans les exploitations de lignites. Ainsi est-il possible de comparer l'enregistrement pollinique en domaine continental au pied des Carpathes avec celui obtenu en domaine marin (mer Noire) au voisinage de la Turquie, que l'étude préliminaire de Traverse (1978) rendait prometteur. L'investigation à très haute résolution de séries dilatées devrait permettre d'apprécier la variabilité du climat pendant la période chaude du Pliocène inférieur. Hilgen et Langereis (Hilgen et Langereis, 1989 ; Hilgen, 1990 et 1991 ; Langereis et Hilgen, 1991) ont montré en Sicile que la sédimentation marine du Pliocène inférieur était fortement contrôlée par la variabilité des paramètres orbitaux ; les alternances régulières dans la colorimétrie des dépôts en relation avec la variation du taux en carbonate sont l'expression des cycles de la précession et, à plus grande échelle, de l'excentricité. Cette influence des paramètres orbitaux terrestres sur la sédimentation a été ensuite étendue aux dépôts continentaux comme ceux de Ptolemais en Grèce (Van Vugt *et al*., 1998). **Ces modifications cycliques du climat ont-elles été suffisamment importantes pour avoir eu aussi des**

répercussions sur la végétation ? C'est le troisième objectif de ce travail. Cette approche à très haute résolution chronologique vise en outre à établir une palynostratigraphie bien plus fine que celle qui est actuellement en vigueur en Europe (Suc et Zagwijn, 1984 ; Diniz, 1984 ; Suc *et al*., 1995b).

Enfin, cette recherche a été élargie à la période immédiatement antérieure au Pliocène qui inclut la célèbre crise de salinité messinienne (dessiccation soudaine et brève de la mer Méditerranée ; Hsü *et al*., 1973 ; Clauzon *et al*., 1996). La position du Site DSDP 380A, au sud-ouest de la mer Noire, est exceptionnelle. **Son étude palynologique (pollens et dinokystes) informera sur une question demeurée sans réponse décisive: l'assèchement de la mer Méditerranée a-t-il eu des conséquences sur la mer Noire** (Ross *et al*., 1978) **? C'est le dernier objectif de ce travail.**

Ce mémoire est construit autour de plusieurs articles en anglais (un accepté, un soumis, deux à soumettre) insérés dans deux chapitres où sont donnés les résultats palynologiques (le « Bassin Dacique » et le « Bassin Euxinique »). Ils sont entourés de plusieurs chapitres généraux portant sur la « Méthodologie », la « Paratéthys » (histoire paléogéographique) et de synthèse concernant « Flore et Végétation » puis le « Climat ». Pour des raisons d'homogénéité avec les articles, les termes figurant sur les illustrations sont en anglais. Les figures appartenant à chacun des quatre articles ont une numérotation propre à l'article. Les autres figures sont numérotées de 1 à 52 (voir liste des figures en fin de volume). Les références bibliographiques sont organisées de la même façon : chacun des quatre articles est suivi de sa propre bibliographie ; les références citées en dehors des articles sont indiquées en fin de volume (« Références hors articles »).

1. METHODE

La palynologie est une discipline fondée sur l'étude des grains de pollen, des spores et dinokystes. Le principal outil de cette discipline est l'analyse palynologique. Elle nécessite beaucoup de rigueur, des techniques délicates et des méthodes adaptées pour résoudre les problèmes posés au pollenanalyste. En même temps, elle représente un excellent outil pour la reconstitution de la végétation et du climat passé. Elle reste liée aux principales caractéristiques du pollen :

- la production, variable d'une espèce à l'autre,
- la large diffusion dans le milieu ambiant par différents agents de transport comme le vent, l'eau, les animaux ,
- la bonne conservation dans les sédiments grâce à la composition chimique de l'exine (constituée de sporopollennine, très résistante à l'attaque de différents acides).

Il est donc important d'examiner les techniques et les méthodes utilisées, de définir et d'expliquer les choix effectués.

1. Prélèvement des échantillons.

Avant de commencer cette étape, il faut choisir les coupes les plus représentatives pour la tranche de temps à étudier, susceptibles de montrer des niveaux favorables au dépôt et à la conservation du pollen en assurant si possible une continuité stratigraphique.

La lithologie doit être relevée en détail en même temps que l'échantillonnage, en indiquant l'épaisseur des couches, les éventuelles informations paléontologiques ponctuelles comme la présence d'un horizon à micro- ou macromammifères, un lit à empreintes de feuilles, etc.

La maille d'échantillonnage est variable d'un site à l'autre en fonction du but de l'étude. Mais, en général, elle reste constante pour la même localité. L'écartement ou le resserrement des prélèvements peut varier en fonction de la présence de niveaux défavorables à la conservation ou au dépôt des pollens ou en fonction de changements rapides de faciès.

Pour les coupes étudiées dans cette thèse, les échantillons ont été prélevés tous les 50 centimètres à :

- Lupoaia (204 échantillons),
- Husnicioara (42 échantillons), les sables puissants du milieu de la coupe n'ont pas été prélevés,
- Valea Visenilor (28 échantillons).

La maille d'échantillonnage a été différente pour:

- Hinova (21 échantillons) où, initialement, les échantillons ont été prélevés tous les 5 mètres ; mais, après les premières analyses, l'échantillonnage a été resserré pour la base de la coupe (1 échantillon par mètre),
- la carotte DSDP 380 A Leg 42 B (168 échantillons), la maille d'échantillonnage est de 1 mètre.

L'analyse pollinique nécessite 50 grammes de sédiment par échantillon. Le prélèvement est fait après avoir nettoyé la surface du sédiment susceptible d'être contaminé. L'échantillon est enfermé dans un sachet plastique hermétique sur lequel sont notés les renseignements indispensables (site, numéro du prélèvement, type d'analyse à faire). Des prélèvements paralléles ont été effectués pour le paléomagnétisme (Hinova, Husnicioara, Valea Visenilor) et pour le nannoplancton (Hinova).

2.Traitement des échantillons.

La méthode employée pour le traitement des sédiments est la méthode classique (Cour, 1974). Le but du traitement consiste à éliminer progressivement tous les constituants minéraux et organiques, en concentrant les palynomorphes. La technique employée est la suivante :

1. Une quantité mesurée (20 grammes) de sédiment sec est fractionnée en petits morceaux pour favoriser l'attaque chimique.

2. Une première attaque se fait avec HCl (35%) pour détruire les carbonates. Quand l'effervescence est terminée les béchers sont remplis avec de l'eau permutée, et, après une décantation pendant 24 heures, l'eau est éliminée en faisant bien attention de ne pas perdre le sédiment résiduel.

3. Deux attaques successives (à 6 heures d'intervalle) sont réalisées sur le sédiment résiduel avec HF (70%) pour éliminer les silicates. Chaque attaque est suivie d'une décantation de 24 heures et de plusieurs rinçages.

4. Le sédiment dilué est transvasé dans de petits tubes à fond conique, rincé et centrifugé plusieurs fois pour éliminer les résidus de HF.

5. Une nouvelle attaque à HCl (35%) intervient alors pour éliminer les fluosilicates formés pendant l'attaque avec HF, elle est suivie de trois rinçages à l'eau permutée avec des centrifugations (5 minutes à la vitesse de 2500 t/mn).

6. Une attaque effectuée à l'aide de la liqueur de Lüber (HNO_3 +HCl) permet d'éliminer la matière organique. Elle est suivie de plusieurs rinçages (centrifugations).

7. Le culot de centrifugation ainsi obtenu est mélangé à une solution de $ZnCl_2$ (densité=2). Le mélange est centrifugé pendant 10 minutes à la vitesse de 1000 tr/mn. Le

liquide surnageant est recueilli, dilué dans HCl 20%, centrifugé et puis rincé plusieurs fois. Il faut bien vérifier si la décantation dans $ZnCl_2$ s'est bien effectuée et qu'il ne reste pas de pollens au fond.

8. Si le sédiment est très riche en débris végétaux, l'utilisation de KOH 10% au bain-marie s'avère nécessaire. Pour les lignites purs, le traitement peut se réduire à cette seule opération.

9. Tamisage et filtrage à 10 μm, puis une dernière centrifugation vont achever le traitement physico-chimique.

10. Le culot de centrifugation est alors mis à sécher pendant une heure environ avant d'être dilué dans la glycérine phénolée dans le rapport volumétrique 1/10; le volume est alors mesuré à l'aide d'une micropipette à l'occasion du transfert dans un pilulier étiqueté.

11. Enfin les lames sont montées – une prise homogène de 50 μl est montée entre lame et lamelle (le lutage est effectué avec l'histolaque L.M.R); la préparation réalisée est étiquetée.

3. Evaluation de la richesse du sédiment.

A. Calcul de la fraction du résidu analysé.

La fraction du résidu qui doit être analysée, peut être calculée avec la formule suivante (Cour,1974):

$$F(\%) = v / V \times l / L \times 100$$

Où: V = volume total du résidu

v = volume du résidu déposé sur la lame (50 μl)

L = largeur moyenne de la lamelle

l = diamètre du champ du microscope x nombre de lignes analysées

B. Concentration.

La richesse en palynomorphes pour 1 gramme de sédiment peut être calculée avec la formule suivante (Cour, 1974):

$$r = (100 \times n) / (f \times m)$$

où: r = concentration

n = nombre total de grains de pollen comptés

f = fraction (%) de résidu analysée

m = masse de sédiment sec traité

La courbe de concentration peut être utile dans le cas où les variations de concentration sont liées au type de sédiment, comme à Lupoaia où les maxima de concentration s'enregistrent dans les charbons et les minima dans les argiles.

4. Identification et comptage.

La méthode d'identification des pollens consiste en une analyse morphologique complète selon la « L.O. analyse » (Erdtman, 1966), méthode qui permet d'effectuer une série de mises au point au microscope photonique, depuis la surface de l'ectexine jusque dans l'endexine du grain de pollen.

Un grain de pollen peut être étudié selon la structure de sa paroi (exine) et celle de ses apertures. L'exine est constituée de deux couches, une externe (ectexine) très structurée et ornementée (épines, verrues, stries, réseau etc.) et une interne (endexine), généralement peu structurée.

L'analyse commence par la surface (qui peut être plus au moins déformée) dans la zone la plus nette où vont apparaître les premiers éléments clairs et brillants (en relief) qui vont représenter l'ornementation .

Pour obtenir les mises au point suivantes, il faut tourner très légèrement la vis micrométrique du microscope et dans le même temps suivre l'évolution de l'image. Quand les éléments sculpturaux sont relativement épais et qu'ils sont devenus ombrés, il faut considérer la deuxième mise au point tandis que la surface du grain se trouve en creux par rapport à l'ornementation. L'étape suivante consiste à pénétrer dans la structure du grain avec une mise au point dans les columelles (éléments structuraux en forme de colonnes dans le cas des Angiospermes) qui sont de teinte relativement claire, puis à descendre avec un nouvelle mise au point à la base de columelles qui vont devenir sombres. Enfin, une nouvelle mise au point sur la « coupe optique » va permettre de contrôler la succession déduite par la L.O. analyse.

Comme les apertures (sillons et /ou pores) sont très importantes pour la détermination de chaque grain de pollen, il est nécessaire d'effectuer plusieurs mises au point pour bien comprendre leur structure.

Une fois bien connue la structure de l'exine et la structure des apertures, la détermination du grain de pollen peut être effectuée.

Les grains de pollen sont **déterminés** selon la nomenclature botanique, utilisée depuis longtemps pour l'étude du Quaternaire mais employée aussi avec grand succès dans le Néogène (Zagwin, 1960; Pons, 1964; Suc, 1976; Diniz, 1984; Bessedik, 1985;). Cette méthode permet de rapporter les pollens fossiles à des taxons actuels en obtenant simultanément des renseignements d'ordre écologique et climatique.

Les grains de pollen sont déterminés très fréquemment au niveau de la famille, souvent au niveau du genre et assez rarement au niveau de l'espèce. Chaque grain déterminé va être

inscrit sur la fiche de comptage. Chaque échantillon posséde ainsi une fiche de comptage où sont indiquées toutes les informations recueillies pendant l'analyse.

Pour l'identification et la détermination des pollens, j'ai bénéficié de la grande connaissance de J.-P. Suc, de la collection de pollens actuels, des fiches et des atlas iconographiques de pollens actuels et de pollens déjà inventoriés dans le Néogène européen, enfin du système PHOTOPAL.

Le comptage représente la partie la plus longue, il doit être extrêmement minutieux. Toutes les analyses ont été faites au microscope optique (Zeiss ou Leitz). Le repérage des palynomorphes a été effectué avec des objectifs différents (X160, X250) en fonction de la richesse de l'échantillon, sur des lignes parallèles à la longueur de la lamelle. La première ligne à analyser est choisie au milieu de la demi-largeur de la lame. Si l'analyse d'une seule ligne ne donne pas le nombre de grains requis, plusieurs lignes sont analysées en essayant de garder un écart constant entre les lignes. Le nombre de grains comptés pour chaque échantillon est au minimum de 150 en excluant les pollens de *Pinus*, toutes les spores, les algues, les grains indéterminables et indéterminés.

5. Analyses statistiques.

A. L'analyse en composantes principales est une technique qui permet de faire la synthèse de l'information contenue dans un grand nombre de variables et ne nécessite aucune condition de validité. Les composantes principales sont de nouvelles variables, indépendantes, qui autorisent une autre représentation graphique de grands tableaux de données trop complexes à décrire par des méthodes graphiques habituelles.

En adaptant cette méthode aux données polliniques un tableau à double entrée est réalisé présentant en abscisse les taxons comptés et en ordonnée les échantillons représentés par leur cote. Si on a **n** échantillons et si chaque échantillon contient un nombre **p** de variables (pollens comptés), ce tableau peut être décrit en termes géométriques de la façon suivante :

Les **n** sujets correspondent à **n** points d'une espace de dimension **p,** les cordonnées de ces «points sujets » sont :

1ère sujet : (X11 X12 X 13……..X1p)

2éme sujet : (X21 X22 X23……..X2p)

……..

néme sujet : (Xn1 Xn2 Xn3……..Xnp)

De façon symétrique, les **p** variables correspondent à **p** points d'un espace de dimension **n**, les coordonnées de ces «points variables » sont :

1ère variable : (X11 X21 X31……. Xn1)

2éme variable : (X12 X22 X32……..Xn2)

…….

péme variable : (X1p X2p X3p……. Xnp)

Dans ce cas les «points sujets » et les «points variables » sont dans un espace de dimension élevée qui n'a aucune représentation graphique.

L'analyse en composantes principales va extraire de cet espace de nouvelles dimensions plus parlantes. L'idéal est de retenir 2 ou 3 de ces dernières dimensions pour pouvoir représenter facilement les données sans perdre beaucoup d'information.

La perte des informations sera évaluée sur le tableau des valeurs propres où pour chaque axe, est inscrit le pourcentage des valeurs prises en compte. L'étape suivante vise à choisir les deux axes les plus représentatifs. Le calcul des corrélations entre les deux axes est représenté sur le cercle des corrélations. Les données vont être représentées en rapport avec les deux axes principaux et avec le cercle des corrélations. L'approche ou l'éloignement d'un axe, mais toujours à l'intérieur du cercle des corrélations, va montrer quels sont les groupes dépendant de l'un ou de l'autre axe.

B. L'analyse spectrale est la méthode employée pour la recherche des cyclicités. Le logiciel utilisé est AnalySeries développé à Gif /Yvette par D. Paillard. Une aide considérable pour utiliser et interpréter les résultats au laboratoire m'a été donnée par F. Giraud.

Par ce type d'analyse, une série ordonnée d'observations en fonction d'une longueur ou du temps est transformée dans le domaine fréquentiel en un spectre de puissance (Ten Kate et Sprenger, 1992).

Cette méthode a été utilisée pour deux coupes (Lupoaia et la partie Pliocène de la carotte 380A en mer Noire) qui présentent un nombre très grand d'échantillons. L'échantillonnage a un pas constant s'il n'existe pas de discontinuité stratigraphique. Aussi a-t-on sélectionné les taxa qui se prêtent à une telle analyse, c'est-à-dire ceux qui sont présents en continu tout au long de la coupe.

L'interrogation sur la chronologie (pour Lupoaia) ou son absence (pour la carotte 380A) nous a contraint à calculer toutes les périodes spectrales en centimètres plutôt qu'en milliers d'années. Ultérieurement, pour les deux coupes, les périodes reconnues ont été converties en temps et, par extrapolation avec les courbes de précession ou d'excentricité, j'ai procédé à une interprétation cyclostratigraphique.

Le fichier de départ est une matrice où chaque échantillon est représenté par sa cote et l'abondance (%) des taxons ou groupes de taxons choisis.

Pour respecter toutes les conditions d'application de cette méthode, un re-échantillonnage des coupes étudiées a été réalisé par une interpolation simple (option *spline*) en réduisant le pas d'échantillonnage.

Deux méthodes d'analyse ont été utilisées :

La méthode classique de Blackman-Tukey (Blackman et Tukey, 1958; Jenkins et Watts, 1968). Le programme proposé calcule dans une première étape la fonction d'autocorrélation à partir de la série initiale échantillonnée, puis calcule la transformée de Fourier de cette fonction en utilisant une fenêtre Tukey comme fenêtre de pondération. Un autre paramètre pris en compte est l'intervalle de confiance qui correspond à l'intervalle dans lequel un pic est significatif sur l'axe des ordonnées (axe de la puissance spectrale). Plus cet intervalle est faible, plus le pic est significatif.

Le modelé ARMA avec la méthode du maximum entropie (Ulrich et Bishop, 1975). Le principe de cette méthode se résume à calculer les coefficients autorégressifs correspondant au signal d'entrée ; on peut alors déduire le spectre de puissance. Le paramètre à ajuster est la longueur du filtre, c'est-à-dire le nombre de coefficients à calculer. Il peut varier entre 5 et 50% de la longueur du fichier d'entrée.

Le choix de ces deux méthodes a été dicté :

- par la précision de l'estimation de l'amplitude spectrale et la possibilité de tester les propriétés statistiques de l'estimation;
- par la résolution obtenue dans le domaine des basses fréquences entre les pics très proches.

6. Dinokystes et acritarches

Les dinokystes sont les formes enkystées d'algues unicellulaires marines ou éventuellement d'eau douce (dinoflagellés) qui vivent dans les eaux de surface. Ce type d'organismes peut être identifié et déterminé par la morphologie du kyste.

Les dinokystes des domaines atlantique et méditerranéen sont bien connus (Morzadec-Kerfourn, 1979 ; Turon, 1981 ; de Vernal, 1992) mais pour l'ensemble de la Paratéthys, il est difficile de les déterminer au niveau de l'espèce. Peut-être des conditions de vie différentes (la dessalure de la mer Noire entre autres) ont-elles modifié la morphologie de ces kystes ?

Dans le bassin Dacique et le bassin Euxinique, les dinokystes ont pu être déterminés au niveau du genre, comme *Impagidinium sp*., *Spiniferites sp*., *Operculodinium sp*., *Bitectatodinium sp*. ou *Galeacysta etrusca,* endémique de la Paratéthys. La variation de forme ou d'ornementation, différente des formes méditerranéennes oblige à s'arrêter au niveau du genre et, par conséquent, les informations sur leur milieu de vie sont absentes.

Pour la coupe de Lupoaia, la présence de dinokystes est notée dans quelques échantillons de la base de la coupe, mais leur identification (même au niveau du genre) pose problème parce qu'ils sont très mal préservés. Par contre, pour la carotte 380A du DSDP, leur présence est quasi continue dans la partie pliocène: les dinokystes sont mieux préservés et, dans ce cas, leur nombre total est rapporté au nombre total de pollen comptés pour chaque échantillon; cette courbe peut donner une information sur l'apport en micro-organisme marins ou continentaux.

Les acritarches sont aussi des organismes marins ou d'eau douce qui se conservent sous forme de kystes comme les dinoflagellés. Dans la carotte 380A du DSDP les acritarches ont été comptés et rapportés au nombre total de pollens comptés pour chaque échantillon. Les acritarches y apparaissent comme un «bloom » juste après la crise de salinité messinienne.

7. Présentations des résultats.

Les résultats de cette étude sont présentés sous forme de diagrammes, de courbes ou de graphiques.

Le diagramme pollinique synthétique (Fig.1) offre le premier type de présentation. Ce type de diagramme met en évidence des variations en relation avec de possibles changements de végétation. On l'utilise aussi pour les corrélations à grande distance.

Dans ce diagramme, les taxons sont groupés en fonction de leur écologie et, de gauche à droite, l'ordre suivant toujours est respecté:

- éléments tropicaux (mégathermes), comme les Euphorbiaceae *pp*., les Meliaceae, type *Pachysandra*, Mimosaceae, *Avicennia*, etc.;

- éléments subtropicaux (méga-mésothermes) comme les Arecaceae, les Sapotaceae, *Myrica*, *Liriodendrum*, *Microtropix fallax, Disyilium* cf. *sinensis, Enghelardia*, etc.;

- éléments tempérés-chauds (mésothermes) comme *Carpinus, Ilex, Acer, Quercus, Betula, Carya, Platanus, Juglans* cf. *cathayensis,* etc.;

- *Cathaya;*

- *Pinus* et Pinaceae indéterminables;

- éléments méso-microthermes (forêt de moyenne altitude) comme *Tsuga* et *Cedrus;*

- éléments microthermes (de haute altitude) ce sont *Abies* et *Picea;*

- Cupressaceae;

- éléments sans signification comme les Rosaceae, les grains indéterminables ou indéterminés;

- éléments subdésertiques (*Nolina*, *Prosopis*, *Lygeum*, etc.) ;

- xérophytes méditerranéennes comme *Quercus* type *ilex*, *Olea*, *Cistus*, *Pistacia*, *Phillyrea*, etc.;

- herbes comme les Poaceae, Asteraceae, Brassicaceae, Amaranthaceae- Chenopodiaceae, etc ;

- éléments steppiques (*Artemisia* et *Ephedra*).

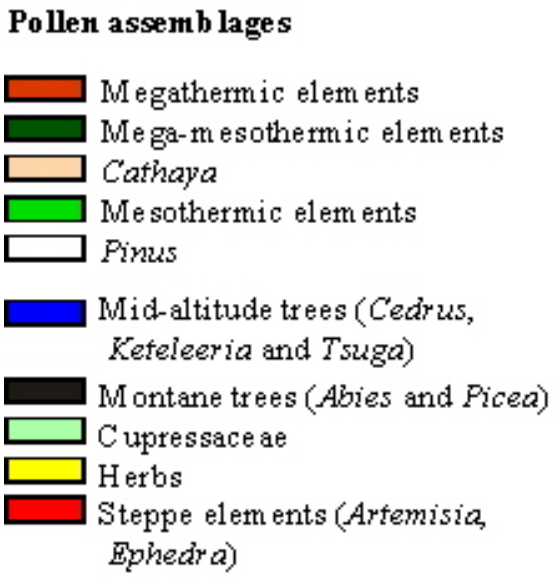


Fig. 1. Groupes écologiques pour tous les diagrammes synthétiques.

LA PARATETHYS

1. Contexte géologique.

La Paratéthys est une vaste mer épicontinentale qui occupait l'Europe centrale et orientale à partir du Miocène supérieur. Sa liaison avec la Téthys fait l'objet actuellement de recherches et discussions (Clauzon *et al.,* à soumettre : inséré). Elle était complètement isolée des mers septentrionales par la fermeture des détroits ouralien, transpolonais et alsacien. Au Sud, elle était isolée de la Téthys localement et partiellement asséchée par surrection des Dinarides et des Balkans**.**

Fig. 2. Carte actuelle des régions concernant la Paratéthys.

Ce domaine est classiquement subdivisé en trois parties de l'Ouest vers l'Est (Fig. 2) (Pomérol, 1973 ; Rögl et Steininger, 1983) :

- La Paratéthys occidentale, constituée essentiellement du bassin Pannonique, se situe entre les Carpathes au Nord et à l'Est, les Dinarides au Sud et les Alpes à l'Ouest. Ce bassin s'étendait sur la plaine hongroise et possédait un appendice oriental, le bassin de Transylvanie partiellement isolé par les monts Apuseni. Le vestige actuel de ce bassin est le lac Balaton en Hongrie.

- La Paratéthys centrale comprend le bassin Dacique et le bassin Euxinique. Le bassin Dacique, entièrement continental aujourd'hui, est localisé entre les Carpathes et les Balkans. Il s'étendait sur la vallée du Danube au sud de la Roumanie. Le bassin Euxinique est séparé des mers septentrionales par la plate-forme russe et de la Téthys par les Taurides. La Paratéthys centrale est limitée à l'Est par le Caucase et à l'Ouest par les Balkans. Les vestiges du bassin Euxinique sont la mer Noire et la mer d'Azov.

- La Paratéthys orientale, représentée par le bassin Aralo-Caspien**,** est limitée au Nord par la plate-forme russe et au Sud par les chaînes d'Iran. Elle s'étendait à l'Est jusqu'à l'actuelle mer d'Aral**.**

Dans son évolution, la Paratéthys a connu plusieurs étapes importantes (Rögl et Steininger, 1983) :

Au Tortonien (11–10 Ma), le bassin Pannonique est isolé (Fig. 3). Il va évoluer vers un faciès lagunaire, lacustre puis continental au Dacien. Les deux autres sous-domaines sont encore en connexion et vont évoluer vers un faciès lagunaire.

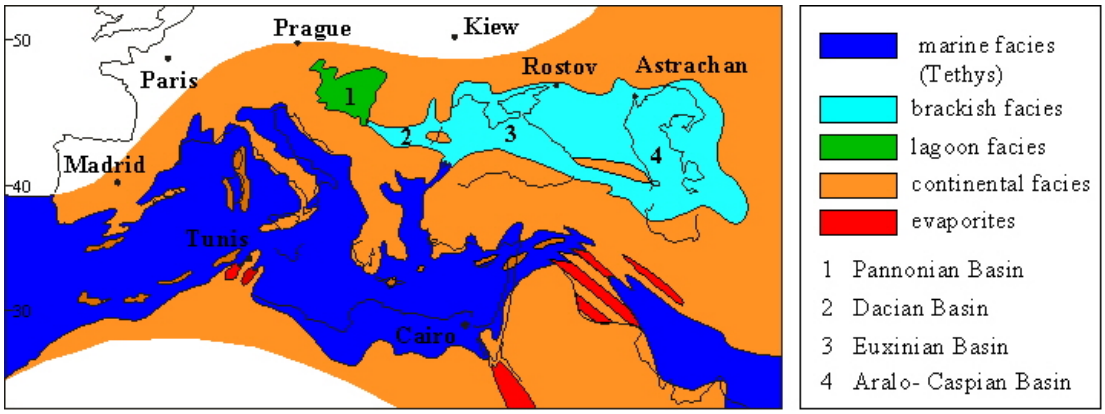


Fig. 3. Paléogéographie de la Méditerranée et de la Paratéthys au Tortonien (11–10 Ma)
(Rögl et Steininger, 1983).

Au Messinien (6,0-5,3 Ma), les trois sous-domaines de la Paratéthys évoluent séparément vers un faciès lagunaire (Fig. 4).

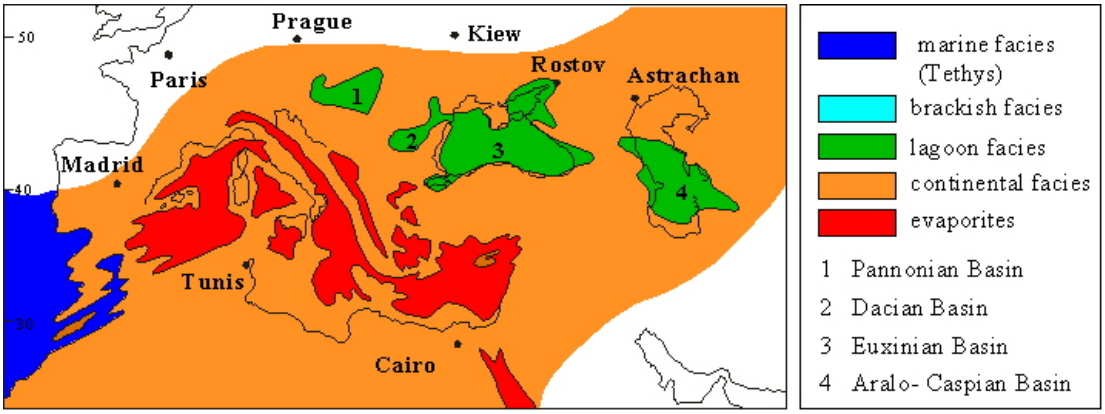


Fig.4. Paléogéographie de la Méditerranée et de la Paratéthys au Messinien (6–5,3 Ma)
(Rögl et Steininger, 1983).

Au Pliocène (3,5-3,0 Ma), la Paratéthys centrale et la Paratéthys orientale sont de nouveau en connexion (Fig. 5). Le bassin Pannonique a terminé son évolution.

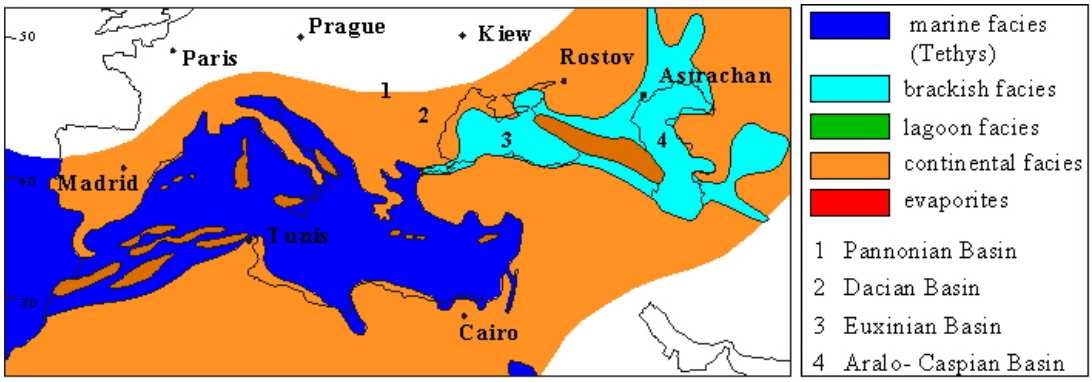


Fig. 5. Paléogéographie de la Méditerranée et de la Paratéthys au Zancléen et au Plaisancien (5,3–3 Ma) (Rögl et Steininger, 1983).

2. Chronologie et évolution.

Après son isolement de la Téthys au cours du Miocène supérieur, la Paratéthys va évoluer vers un milieu saumâtre. La diminution de salinité se fait progressivement de l'Ouest vers l'Est. Quelques courtes périodes d'élévation du niveau de la mer vont être enregistrées sans toutefois modifier sensiblement la salinité (Marinescu et Papaianopol, 1995). La tectonique alpine *s.l.* (Dinarides, Carpathes, Caucase) et, à certains moments, l'eustatisme global (Rögl, 1998) ont pu jouer un rôle prépondérant lors de périodes de connexion.

L'évolution, le plus souvent indépendante de chacun des sous-domaines paratéthysiens a conduit les stratigraphes à édifier des systèmes d'étages régionaux fondés sur la composition de la malacofaune (Marinescu, 1978 ; Papaianopol et Motas, 1978 ; Papaianopol et Marinescu, 1995 ; Rögl, 1998); il s'agit d'un système relativement précis qui, malgré tout, a résisté à l'épreuve du temps (Fig. 6).

Le Sarmatien est la dernière période du Miocène moyen. Dans l'histoire de la Paratéthys, cette période marque l'isolement du bassin Pannonique qui va commencer son évolution indépendante en mer épicontinentale (Paramonova, 1974 ; Iljina *et al.*, 1976 ; Steininger et Rögl, 1985 ; Kojumdgieva, 1983; Nevesskaja *et al.*,1987). Une première grande régression aura comme effet une fragmentation du bassin Pannonique en sous-bassins satellites (Styrian, Vienne, Slovaquie orientale, Transylvanie) autour d'un bassin central (Transdanubie). La cause de cette fragmentation est expliquée de deux façons différentes. Une première explication met en valeur la tectonique comme facteur principal, la régression doit être liée à la dernière phase de compression des Carpathes (Sandulescu, 1988 ; Horvath, 1995).

D'autres auteurs (Vakarcs *et al*., 1998 ; Iljina *et al*., 1976) affirment que la baisse du niveau marin dans le bassin Pannonique et sa fragmentation sont liées à la baisse de l'océan global. Les autres bassins de la Paratéthys sont encore en connexion et évoluent vers un faciès lagunaire, riche en individus mais pauvre en espèces. Parmi les mollusques, on peut mentionner : *Cerithium pictum*, *Ervilia podolica*, *Mactra podolica*, *Tapes gregaria* (Pomérol, 1973). L'apparition du genre *Hipparion* est mentionnée pendant cette période (Bernor *et al*.,1988 et 1990) dans le bassin de Vienne et dans la Paratéthys centrale. Dans la Paratéthys orientale, cet étage est connu comme Sarmatien *s.l.* et il est divisé d'après des critères de faciès en trois sous-étages, respectivement le Volhynien (entre 13,2 et 12,5 Ma), le Bessarabien (entre 12,5 et 11,0 Ma) et le Khersonien (entre 11,0 et 10,0 Ma).

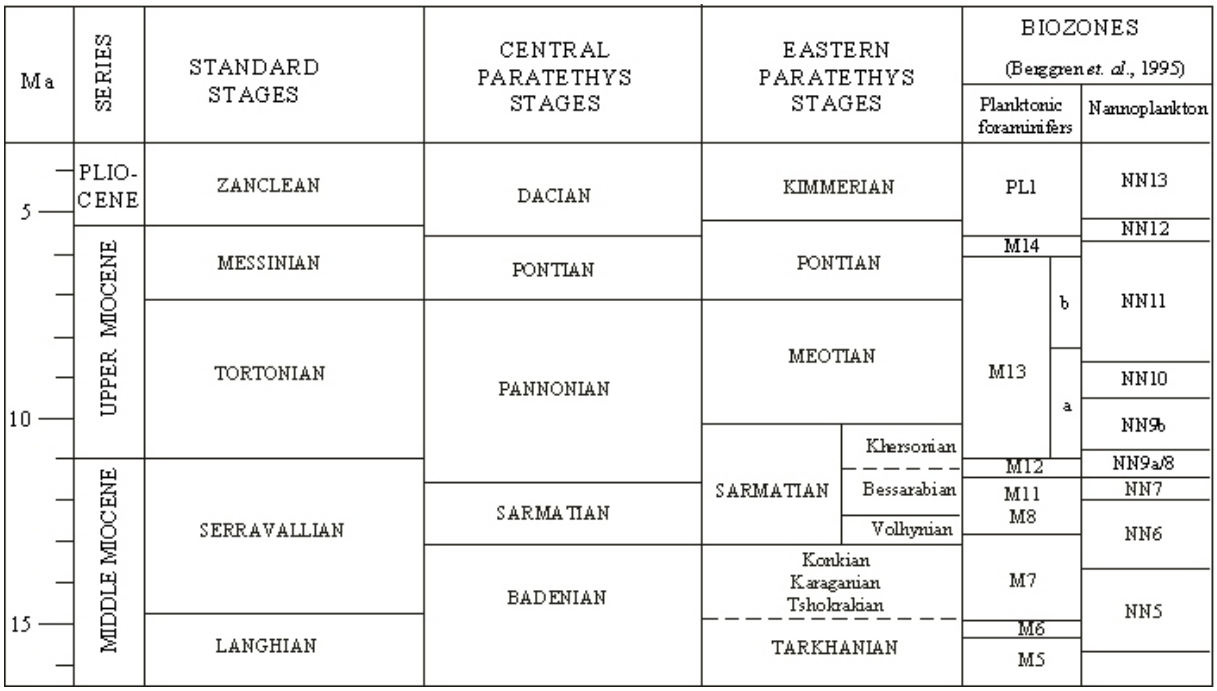


Fig. 6. Systèmes d'étages paratéthysiens et corrélations avec le système méditerranéen et les biozonations globales (Rögl, 1998).

Le Pannonien représente la plus longue période (de 11,5 Ma jusqu'à 7,1 Ma) du Miocène supérieur.

Le bassin Pannonique va connaître plusieurs phases de transgressions graduelles orientées NE-SW suivies de colmatages des sous-bassins périphériques (Magyar *et al.*, 1999). Du point de vue faunique, plusieurs biozones ont été décrites pendant cette période. Les corrélations entre le bassin Pannonique et le bassin Dacique sont fondées sur des niveaux à congéries présents dans les deux bassins (*Congeria praerhomboidea, Congeria rhomboidea)*. Vers la fin de cette période, la taille du lac Pannonique se réduit de moitié et sa partie nord-orientale va être transformée en plaine alluviale. C'est le moment du colmatage final de la Transylvanie.

En Paratéthys orientale, l'équivalent du Pannonien est le Khersonien (dernier étage du Sarmatien *s.l.*) et le Meotien. Pendant cette période, la Paratéthys orientale va évoluer graduellement d'un faciès saumâtre (couches avec *Dosinia*) vers un faciès lagunaire (avec congéries). La fin du Meotien est caractérisée par un faciès continental ou dulçaquicole.

Le Pontien, équivalent du Messinien méditerranéen, va représenter une nouvelle étape dans l'évolution de la Paratéthys, marquée aussi par la crise de salinité messinienne.

Une connexion des quatre bassins lors du stade isotopique TG15 (5,6 Ma) a été mise en évidence par l'enregistrement d'une phase saumâtre à congéries de petite taille et des niveaux à nannoflore méditerranéene NN11 (Snel *et al*., 2000 ; Clauzon *et al*., à soumettre : inséré).

L'assèchement de la Méditerranée (entre 5,6 et 5,32 Ma) va marquer une étape d'isolation des bassins paratéthysiens avec d'abord une baisse du niveau d'eau liée à la baisse de l'océan global puis à l'isolement de la Méditerranée (Clauzon *et al*., 1996). Le bassin Pannonique va se trouver de nouveau isolé et va continuer son colmatage pendant le Pliocène inférieur.

Une nouvelle phase de remise en eau va être enregistrée à la fin du Pontien, phase qui va affecter la Paratéthys centrale et orientale. Le bassin Dacique va évoluer vers un faciès lagunaire tandis que les bassins Euxinique et Aralo-Caspien, déjà individualisés, vont rester saumâtres.

Le Pliocène représente la dernière étape de l'évolution de la Paratéthys. Dans le bassin Pannonique une très grande superficie est déjà exondée. Le colmatage de ce bassin se poursuit graduellement par l'accumulation de dépôts fluviatiles ou continentaux avant d'achever son évolution vers la fin du Pliocène inférieur.

Le bassin Dacique va évoluer graduellement d'un faciès lagunaire vers un faciès dulçaquicole avec des dépôts fluviatiles ou continentaux. Son évolution sera achevée à la fin du Pliocène supérieur.

Le bassin Euxinique et le bassin Aralo-Caspien vont conserver le faciès saumâtre en réduisant leur surface jusqu'à devenir la mer Noire et la mer Caspienne (Nevesskaja *et al*., 1987).

Des corrélations entre la Paratéthys centrale et la Méditerranée au Pontien et au Pliocène inférieur ont été établies grâce à la mise en évidence de plusieurs influx de nannoplancton méditerranéen dans le bassin Dacique (Papaianopol et Marunteanu, 1993; Marunteanu et Papaianopol, 1995; Drivaliari *et al*., 1999). Certains de ces influx ont pu

atteindre le bassin Pannonique (Magyar *et al*., 1999) dans les connexions établies lors du haut niveau marin (Suc, communication personnelle).

LE BASSIN DACIQUE

1. Cadre paléogéographique.

Le bassin Dacique est situé au sud de la Roumanie, entre les Carpathes et les Balkans (Fig. 7). Superposé à deux unités structurales majeures, l'avant-fosse carpatique et la plate-forme Moesienne, il va accumuler pendant le Néogene une très puissante série molassique.

Fig. 7. Emplacement des coupes étudiées (1, Hinova ; 2, Valea Visenilor ; 3, Husnicioara ; 4, Lupoaia).

La diminution progressive d'épaisseur des sédiments du Nord vers le Sud ainsi que la forme conique des accumulations sédimentaires montrent l'existence de deux régions source (l'une orientale et l'autre occidentale) situées au niveau des Carpathes.

Les régions sources ont fonctionné individuellement et simultanément pendant le Néogène (Jipa, 2000). Elles ont été séparées par un accident tectonique qui se prolonge dans le bassin en le subdivisant en deux secteurs d'accumulation sédimentaire bien individualisés (Fig. 8), l'un oriental et l'autre occidental (Visarion *et al*., 1998).

Dans le secteur oriental, l'accumulation sédimentaire s'est mieux exprimée pendant le Pontien inférieur, quand la région source était très active et engendrait des dépôts d'une épaisseur importante et avec une extension maximale. A partir du Pontien supérieur, l'activité de la source se résorbe progressivement et conduit à des accumulations réduites pendant le Dacien et le Romanien. Des mouvements de surrection vont accélérer le colmatage de ce secteur (Polonic et Zugravescu, 1998).

Le secteur occidental présente une accumulation sédimentaire continue avec des épaisseurs importantes (plus de 5.000 mètres pour le Pliocène dans la partie septentrionale).

La région source ayant alimenté ce secteur a été active jusqu'au Quaternaire, période où s'est achevé son colmatage.

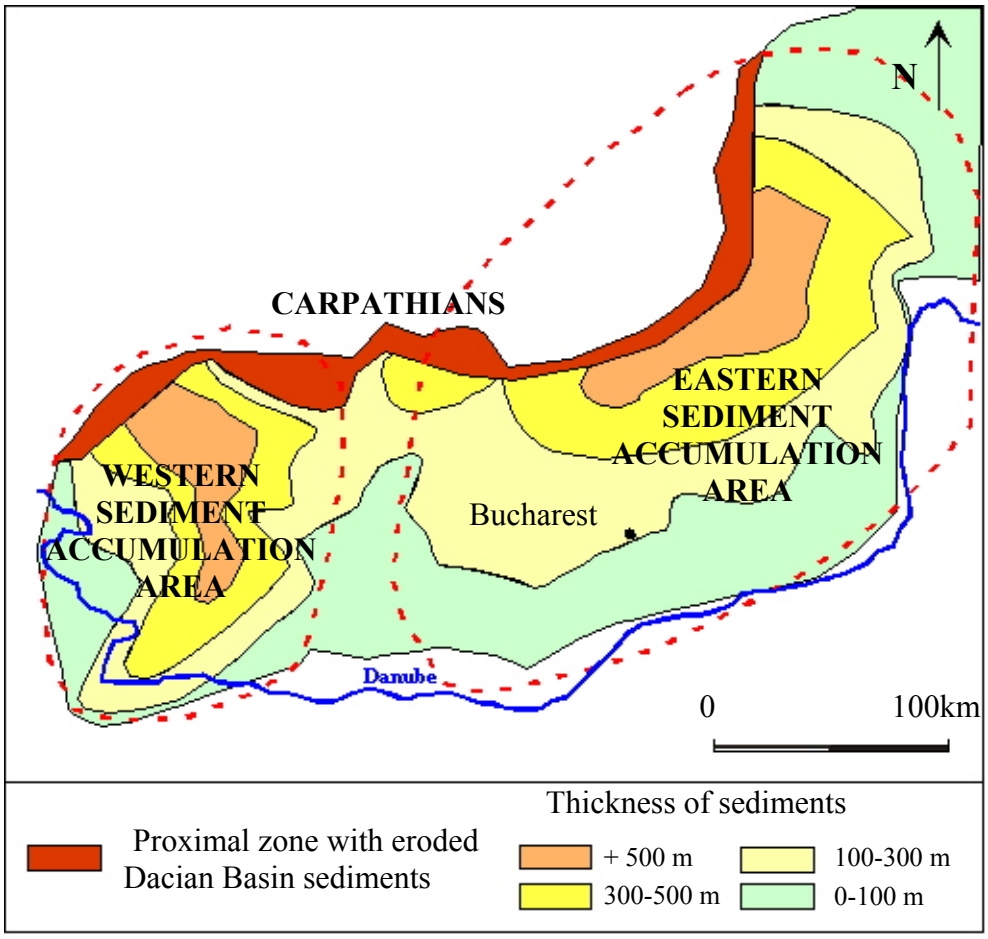


Fig. 8. Accumulations sédimentaires dans le bassin Dacique pendant le Pliocène (Jipa, 2000).

2. Chronologie.

La définition des étages régionaux (Fig. 9) repose uniquement sur la composition de la malacofaune (gastéropodes et bivalves).

L'étage Pontien est subdivisé sur des critères fauniques en trois sous-étages, respectivement l'Odessien, le Portaférien et le Bosphorien.

L'Odessien montre des dépôts argileux avec *Limnocardium zagrebiense, Didacna otiophora et Congeria rumana.* Le Portaférien a un caractère transgressif et il est marqué par la présence de *Congeria rhomboidea*. Du point de vue faunique, le Bosphorien est caractérisé par les « couches avec *Phyllocardium planum planum* ». Cet étage fait l'objet de plusieurs controverses liées à sa position entre la fin du Messinien et le début du Zancléen.

Le Gétien représente la partie inférieure du Dacien. Il se caractérise par les « **couches à *Pachydacna* »**. Les espèces caractéristiques du Gétien sont : *Pachydacna*, *Parapachydacna*, *Prosodacna*, *Psilodon*, *Zamphiridacna*, *Dacicardium*, *Euxinicardium*, *Pseudocatillus*, *Pontalmyra, Psilunio*, *Viviparus* (Marinescu et Papaianopol, 1995).

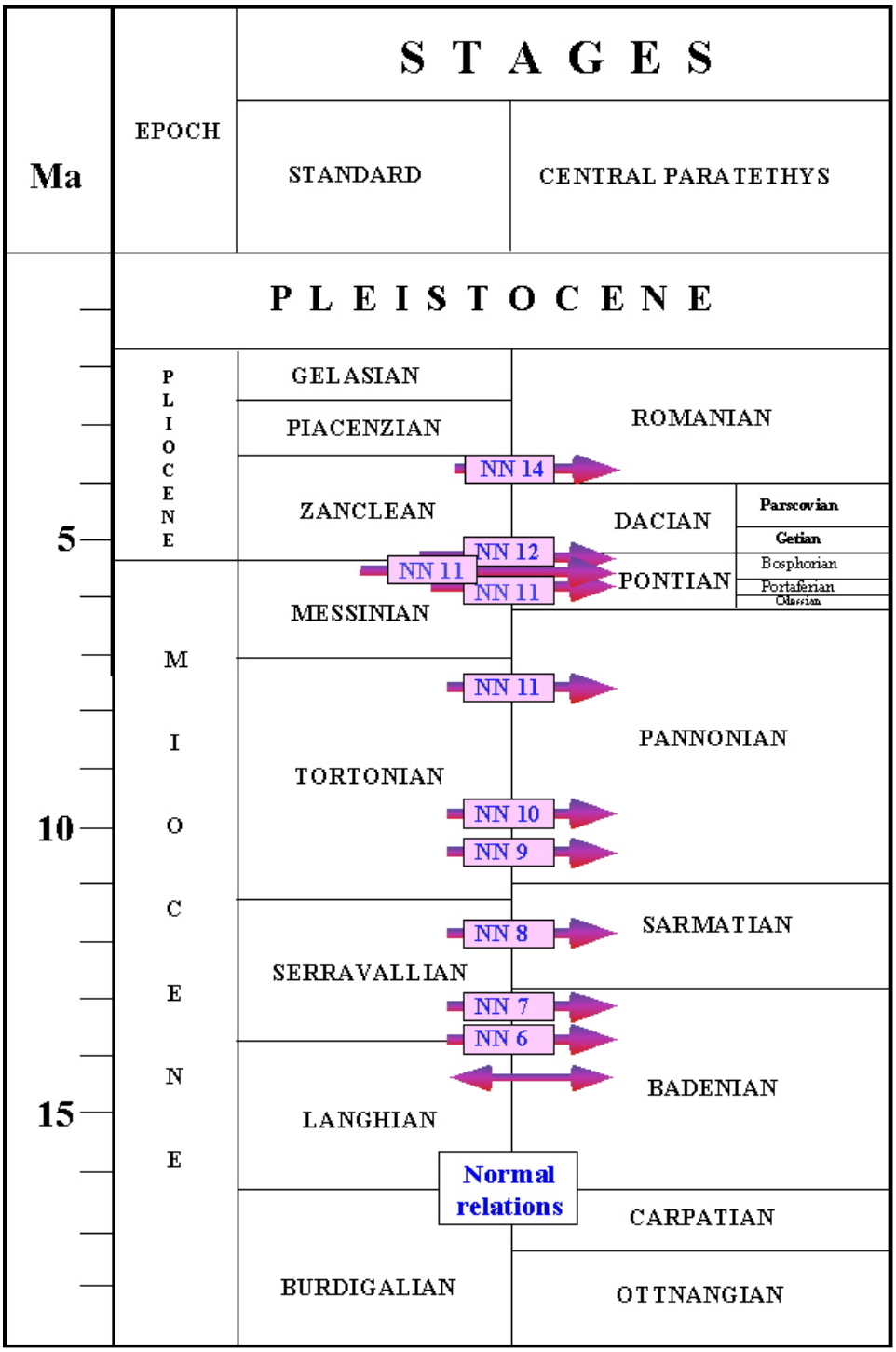


Fig. 9. Corrélations chronostratigraphiques entre Méditerranée et Paratéthys

(d'après Marunteanu, Clauzon et Suc, communications personnelles).

Cette période est marquée par le développement des ostracodes, en particulier du genre *Cytherissa* (*C. bogatschovi*) et d'un certain nombre d'espèces des genre *Tyrrhenocythere*, *Loxoconcha*, *Euxinocythere* et *Amnicythere* (Olteanu, 1989).

Le Parscovien, équivalent du Dacien supérieur, est caractérisé par un grand nombre de mollusques qui forment les «couches **à *Psilodon*** ». L'ensemble faunique présente des mollusques considérés comme endémiques : des bivalves d'abord (*Psilodon haueri, Psilodon conversus, Psilodon stafanescui*, *Zamphiridacna, Euxinicardium, Pontalmyra, Pseudocatillus, Plagiodacna, Limnodacna, Congeria, Dreissena,)* puis des gastéropodes (*Viviparus, Lithoglyphus, Melanoides, Gyraulus*) (Marinescu et Papaianopol, 1995). Pour les ostracodes, se remarque l'apparition du genre *Tuberculicandona*, de nouvelles espèces de *Tyrrhenocythere* (*T. incerta*), de *Cytherissa* et de *Caspiollae,* et une diminution générale du groupe des *Leptocythere* (sauf le sous-genre *Amnicythere*) (Olteanu, 1989).

La limite Dacien – Romanien a été placée avec l'apparition des faunes d'eau douce des bivalves (*Unio* à valves lisses) et des gastéropodes (*Viviparus bifarcinatus*) (Andreescu, 1972 ; Marinescu *et al*. , 1972; Motas et Papaianopol, 1972).

Le caractère endémique de ces espèces réduit considérablement les possibilités de corrélation avec la Méditerranée.

La découverte de plusieurs niveaux à **nannoflore méditerranéenne** (Marunteanu, 1992) va inaugurer une nouvelle période pour la chronologie de ce bassin (Fig. 9). Onze associations successives (localisées entre les zones NN6 et NN14) ont été trouvées dans le bassin Dacique, du Badénien supérieur au Romanien basal (Papaianopol et Marunteanu, 1993; Marunteanu et Papaianopol, 1995 ; Drivaliari *et al*., 1999). Les étages régionaux ont été réajustés, leur corrélation avec les étages standards méditerranéens est devenue possible.

Les premières mesures paléomagnétiques (Pospelova et Andreescu, 1977) dans le bassin Dacique ont été faites dans sa partie occidentale. Ces auteurs ont conclu que la partie supérieure du Dacien inférieur pouvait correspondre à la partie ancienne de l'époque Gauss, c'est-à-dire se situait entre 3,3 et 3,0 Ma.

Plus tard, Andreescu (1981) a placé la limite Pontien – Dacien entre 5,8 et 5,5 Ma, en pensant que la limite Dacien - Romanien se situait à l'intérieur de l'événement normal Cochiti, donc entre 4,0 et 3,7 Ma. Cette idée est soutenue par Marinescu *et al*. (1981).

Alexeeva *et al.* (1983) ont ensuite reconsidéré ces deux limites en affirmant que la limite Pontien – Dacien pouvait être tracée à la partie inférieure de l'époque Gilbert, approximativement à 4,85 Ma, tandis que la limite entre le Dacien inférieur et le Dacien supérieur se trouvait au sommet de l'événement Nunivak, donc vers 4,05 Ma. Ces auteurs ont adopté l'hypothèse que la limite Dacien – Romanien correspondait à l'événement Cochiti.

Pour la partie orientale du bassin Dacique, les mesures paléomagnétiques ont été faites plus tard par Radan et Radan (1993 et 1994), Radan (1995, 1996a et b), Radan et Andreescu (1995), Radan *et al.,* (1995 et 1996b) qui vont s'aligner sur une limite Dacien – Romanien dans l'événement Cochiti, position généralement acceptée alors sur la base des données faunique (mollusques) et lithologiques régionales (Andreescu *et al.,* 1981 et 1985) ou sur la base des quelques vertébrés (Radulescu *et al*., 1989, 1993 et 1995). Les mêmes polarités paléomagnétiques ont été trouvées par VanVugt *et al*. (2001).

Les mesures paléomagnétiques ne font donc aucun doute, le seul problème reste l'interprétation par rapport à l'échelle globale. L'attribution de l'événement normal trouvé à Lupoaia à l'événement Cochiti (Radan, 1998 ; Van Vugt *et al*., 2001) n'a hélas aucune base paléontologique solide. Le seul argument potentiellement utilisable était la présence d'une faune de micromammifères (Radulescu *et al*., 1993 et 1995) qui se sont révélés avoir une large extension chronologique (Popescu, sous presse : inséré).

En comparant de façon très détaillée les données polliniques avec la courbe de référence globale du $\delta^{18}O$, il s'avère que l'événement attribué par ces auteurs à Cochiti est en fait celui de Nunivak (Popescu, sous presse : inséré).

3. Faciès sédimentaires et coupes étudiées.

Après la dernière connexion entre bassins paratéthysiens (Pontien), le bassin Dacique va évoluer d'une phase saumâtre vers une phase lacustre dominée par des mollusques (*Congeria rhomboidea, Paradacna abichi)* et datée par des influx de nannoplancton méditerranéen correspondant à la zone NN11 (Papaianopol et Marunteanu, 1993 ; Marunteanu et Papaianopol, 1998).

Le Dacien commence par le développement d'un faciès continental avec la présence d'une première couche de lignite (couche A) observable à l'extrémité occidentale du bassin (notamment à Hinova) (Marinescu et Papaianopol, 1995). Une phase d'accumulation fluviatile de plaine d'inondation va engendrer des accumulations rythmiques d'argiles, de lignites et épisodiquement de sables.

Les accumulations de charbons les plus importantes sont concentrées dans le secteur occidental du bassin Dacique (Fig. 10) où vingt-deux couches de lignite (numérotées A, B, C, D, I à XVIII) ont été inventoriées.

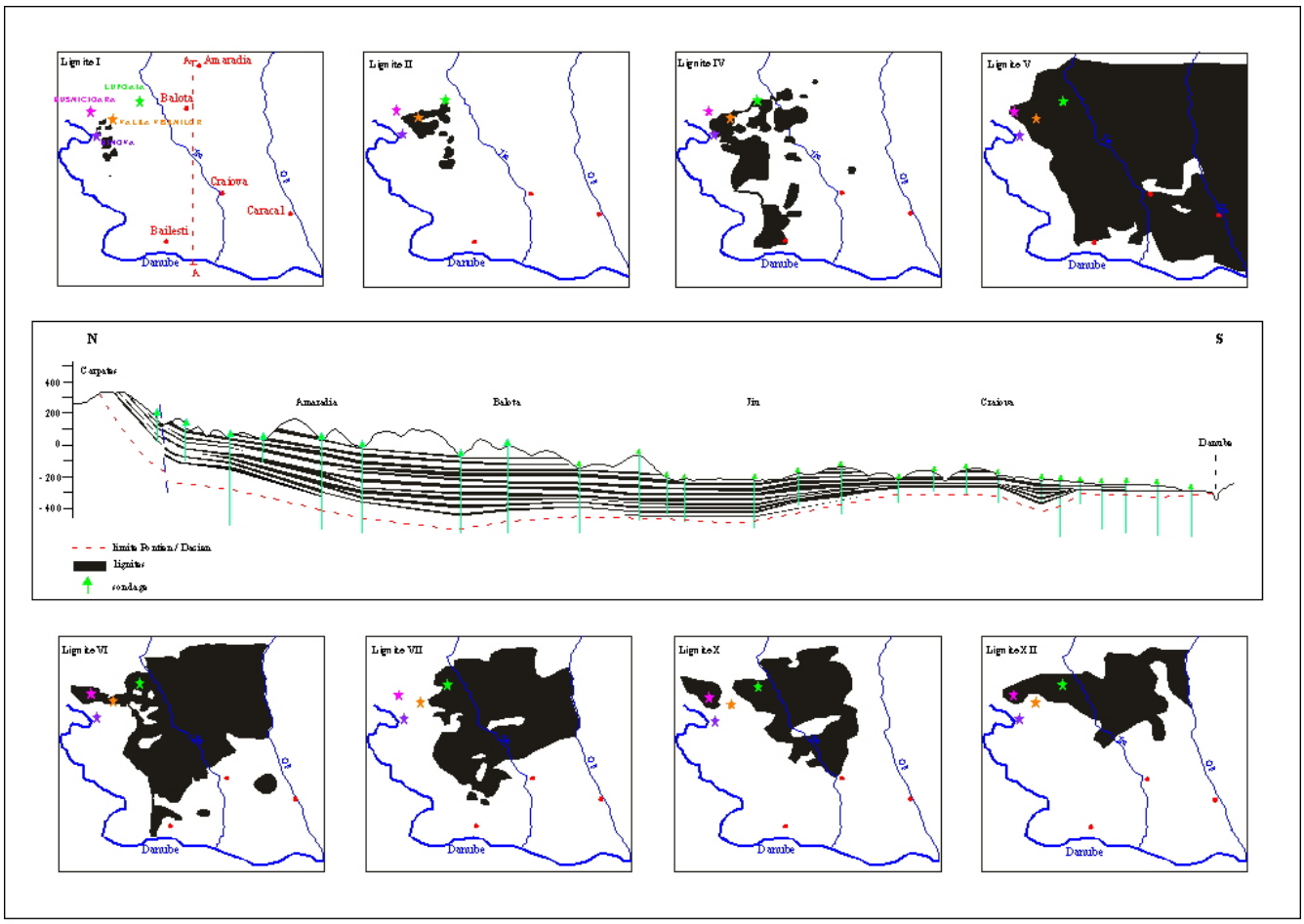


Fig. 10. Distribution verticale et spatiale des principaux lignites dans la partie occidentale du bassin Dacique (Jipa, communication personnelle).

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer les conditions génétiques des ces accumulations de charbon :

- la présence d'un lac de profondeur réduite, colmaté et transformé périodiquement en un marécage (Pauliuc *et al.*,1981 ; Ticleanu, 1995) ;
- l'existence de plaines alluviales (Andreescu *et al.* , 1985) ;
- l'étendue de plaines d'inondation d'un système fluviatile (Ticleanu, 1995) ;
- une origine fluvio-deltaïque (Barus, 1987) ;
- une origine deltaïque (Pauliuc *et al.*, 1988).

Tous ces auteurs se référaient soit à certains secteurs relativement restreints de la partie occidentale du bassin, soit à un seul moment de l'évolution du bassin. Un modèle général qui prend en compte le contexte tectonique et paléogéographique, les occurrences des dépôts de charbon, la distribution des paléophytocénoses carbogénératrices a été proposé par Ticleanu (Ticleanu *in* Marinescu *et al.*, 1995).

Principes du modèle carbogénérateur de Ticleanu (1995).

1. Les zones d'accumulation de charbon les plus importantes migrent de l'Ouest vers l'Est et des zones marginales vers le centre, ce qui explique la réduction graduelle de la superficie du bassin.

2. L'existence de deux zones d'accumulation de charbon avec un développement différent (Fig. 8) est liée aux mouvements verticaux des Carpathes impliquant une subsidence différentielle (Sandulescu, 1984 ; Ticleanu *et al.,* 1992). D'après Ticleanu, l'alternance rythmique des argiles et des lignites illustre des modifications périodiques sous l'influence des mouvements tectoniques verticaux. Les mouvements de surrection sont accompagnés d'une érosion plus importante de la zone source (Carpathes) qui provoque l'affaissement relatif du bassin accompagné d'une sédimentation accélérée des dépôts détritiques.

3. De l'analyse de l'épaisseur des dépôts, des lithofaciès et de la distribution des sables, il résulte que le lac pliocène était alimenté par plusieurs rivières.

Modèle carbogénérateur

D'après Ticleanu (1995) la formation des charbons pliocènes est dépendante de plusieurs facteurs : l'activité hydrodynamique des fleuves, la surface occupée par le lac pliocène, les mouvements tectoniques. Plusieurs phases ont été établies :

- Les **phases fluviatiles** sont caractérisées par la présence du lac pliocène sur une surface restreinte au centre du bassin et une dynamique fluviatile intense. La permanence du lac est attestée par la prédominance des paléophytocénoses à plantes aquatiques : *Myriophyllum*, *Ceratophyllum*, *Potamogeton*, *Nuphar*, *Nelumbo*, *Stratiotes*, etc. L'activité hydrodynamique intense du système fluviatile a empêché, pendant ces phases, la formation de marécages carbogénérateurs comme en témoignent le faible nombre, l'épaisseur et l'extension réduite des premiers lignites (lignites I- IV) (Fig. 11). L'absence de restes végétaux fossiles dans ces dépôts est démonstrative.

- Les **phases fluvio-lacustres** sont caractérisées par un faible hydrodynamisme fluviatile. Pendant ce stade la diminution de la taille des particules et de la quantité de matériel terrigène sont remarquables. Les sables vont être remplacés par des silts, ensuite par des argiles en fonction de la réduction de la vitesse d'élévation des zones sources et aussi la réduction du taux de subsidence. Comme le bassin était colmaté par des alluvions pendant les phases fluviatiles, il ne pouvait emmagasiner ni eau ni alluvions. Dans ce cas, les eaux débordent et entraînent une nouvelle extension du lac peu profond. L'accumulation continue de la vase va restreindre la profondeur du lac et favoriser l'installation de la végétation herbacée carbogénératrice, elle aussi suivie par des forêts de marécage. Les marécages

arborés vont donner les lignites avec une grande expansion spatiale et une épaisseur de 5 –6 m (lignites IV –X) (Fig. 11).

Un dernier type de phases est caractérisé par une faible activité fluviatile. Les rivières transportent seulement de la vase en suspension avec le matériel biogène accumulé *in situ* et /ou transporté très peu à l'intérieur du bassin. Ce matériel va colmater le bassin. Par rapport aux zones lacustres, la dynamique de changement de milieu est plus accentuée et détermine la formation de couches de charbon à nombreux bancs alternant avec des dépôts terrigènes, argileux le plus souvent (lignites XI-XVIII). Pendant ces phases la surface du bassin était donc recouverte de marécages carbogénérateurs installés dans les lacs où la genèse des charbons différait d'un secteur à l'autre.

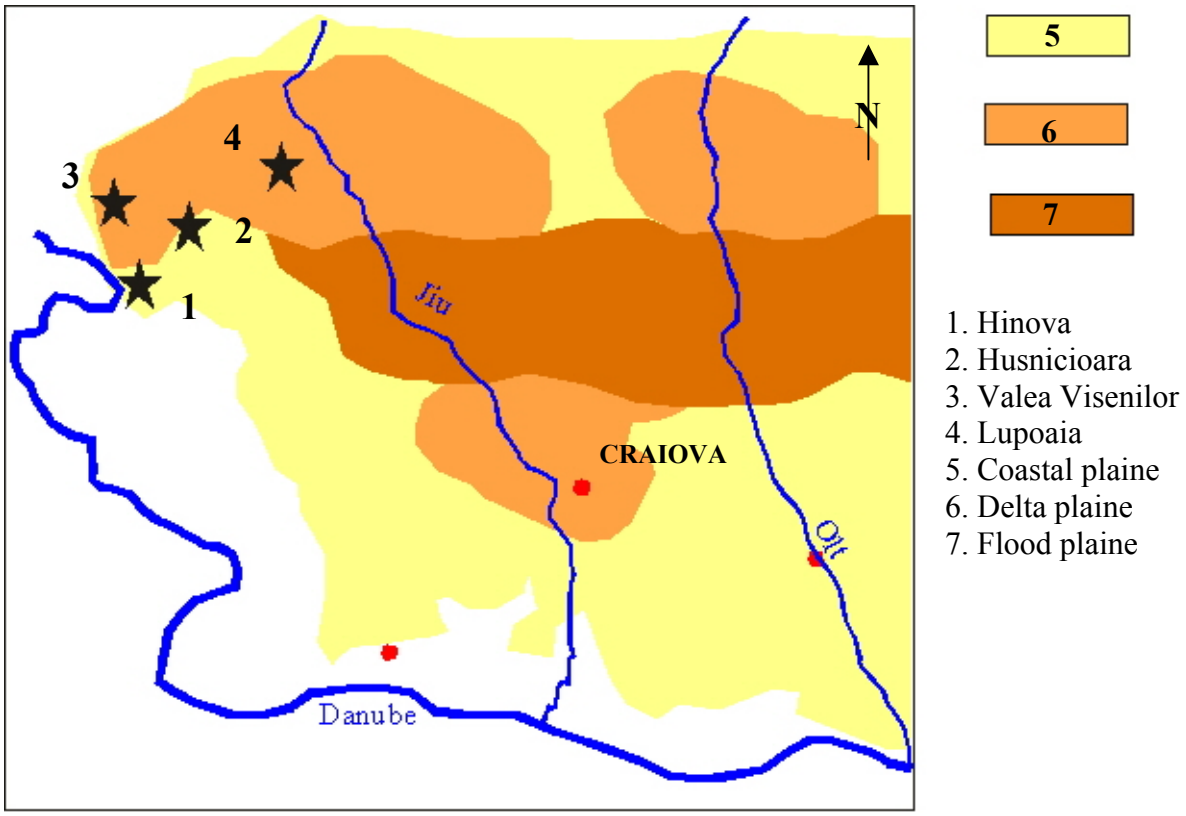


Fig. 11. Paléoenvironnements sédimentaires dans la partie occidentale du bassin Dacique au Pliocène inférieur (Ticleanu 1995).

Conformément à ce modèle génétique (Ticleanu, 1995)**, la végétation des marais du bassin lignifier était très complexe. Sa distribution zonale était contrôlée par plusieurs facteurs : la morphologie du marécage, la profondeur de l'eau, le régime hydrologique, la tectonique.**

De nouvelles investigations de terrain réalisées par une équipe franco-roumaine dans la région de Turnu Severin ont conduit à une nouvelle conception de l'agencement des dépôts dans ce secteur. Elle s'appuie sur des datations par la nannoflore dans des niveaux à

mollusques caractéristiques. Cette conception nouvelle est développée en détail dans l'article qui suit (Clauzon *et al*., à soumettre : inséré) ; elle s'accorde avec un travail de chronostratigraphie réalisé par une équipe hollando-roumaine dans la partie nord du bassin (Snel *et al*., 2000). En effet, les datations de couches du bassin Dacique par des nannoflores méditerranéennes ont rendu possible les corrélations des étages paratéthysiens avec les étages standards méditerranéens, et par conséquent avec les grands événements régionaux comme la crise de salinité messinienne ou la transgression subite du Zancléen. Cependant, comme nous le verrons dans l'article qui suit, il fallait une investigation complète du bassin Dacique, qui a été réalisée par Clauzon et Suc, et ne pas se limiter à certains secteurs à sédimentation apparemment continue. En effet, les phénomènes d'érosion potentiellement liés à la crise de salinité messinienne ne devaient être visibles qu'au voisinage du réseau hydrographique.

A soumettre à ***Basin Research***

INFLUENCE OF THE MEDITERRANEAN SEA EUSTASY OVER THE DACIC BASIN (CENTRAL PARATETHYS) IN THE LATE NEOGENE

by

Georges CLAUZON[1], Jean-Pierre SUC[2], Speranta-Maria POPESCU[2], Mariana MARUNTEANU[3], Jean-Loup RUBINO[4], Florian MARINESCU[3], and Dan JIPA[5]

(1) C.E.R.E.G.E. (UMR 6635 CNRS), Europôle de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04 (France).

clauzon@cerege.fr

(2) Laboratoire PaléoEnvironnements et PaléobioSphère (UMR CNRS), Université Claude Bernard Lyon 1, 27-43 boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cedex (France).

jean-pierre.suc@univ-lyon1.fr, popescu@univ-lyon1.fr

(3) Geological Insitute of Romania, str. Caramsebes 1, 79678 Bucharest 32 (Romania).

marunteanu@igr.ro

(4) TotalElfFina, TG/ISS, CSTTF, Avenue Laribeau, 64018 Pau Cedex (France).

jean-loup.rubino@totalelffina.com

(5) National Institute of Marine Geology and Geo-Egology (GeoEcoMar), 23-25 Dimitrie Onciul street, P.O. Box 34-51, 70318 Bucharest (Romania).

jipa@geoecomar.ro

Corresponding author:

Jean-Pierre SUC, Laboratoire PaléoEnvironnements et PaléobioSphère (UMR CNRS), Université Claude Bernard - Lyon 1, 27-43 boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cedex (France).

jean-pierre.suc@univ-lyon1.fr

Running title:

Late Neogene Mediterranean – Dacic Basin eustasy

Abstract

A recently published scenario of the Messinian salinity crisis in two evaporitic steps has led to search for new indices of the crisis in the Central Paratethys. Fluvial erosion has concerned the southwestern Dacic Basin whereas brackish sediments continuously deposited in its northern part. This is consistent with the already evidenced responses of the Black Sea to the Messinian salinity crisis. High sea-level cross exchanges are considered to have occurred between the Mediterranean Sea and the Central Paratethys just before and just after the salinity crisis. In this way are explained the two successive Mediterranean nannoplankton influxes into the Central Paratethys which respectively belong to NN11 and NN12 zones. On the other side, a double Lago Mare event is depicted in the Mediterranean Basin, corresponding to these high sea-level cross exchanges and located at isotopic stages TG15 (5.7 Ma) and TG5 (5.33 Ma), independently of the development in the deep desiccated Mediterranean Basin of lakes with ostracods of the *Cyprideis* group. The ways followed by these water exchanges are not clearly identified. A proto-Bosphorus strait seems to be discarded. A new way is to be explored in the northern part of the Egean Sea.

INTRODUCTION

Relationships between the Mediterranean Sea and the Paratethys Basin are debated from a long time (Seneš, 1973). The matter concerns the period younger than 16 Ma before that connections were normal and faunal exchanges (planktonic and benthic foraminifers, molluscs, dinocysts, etc.) are continuously well documented (Rögl & Steininger, 1983). From 12 Ma, Paratethyan conditions evolved into restricted marine environments (Sacchi *et al.*, 1997) and the complete isolation of the Paratethys is generally considered to have occurred in the early Tortonian (Magyar *et al.*, 1999). Then, Paratethys became a succession of more or less separated lacustrine to brackish basins (Stevanović *et al.*, 1990).

Therefore, normal connections between Mediterranean Sea and Paratethys are commonly considered to have ended in the late Miocene. Nevertheless, Paratethys seems to have applied a strong influence to the Mediterranean during the Messinian salinity crisis, i.e. during the so-called “Lago Mare” event. This facies is characterised by the presence of a brackish shallow water fauna (molluscs: *Congeria*, *Dreissena*, *Melanopsis*, etc.; ostracods: *Cyprideis pannonica* gr., *Loxoconcha*, *Tyrrhenocythere*, etc.) of Paratethyan affinity in many Mediterranean localities (Ruggieri, 1967; Cita & Colombo, 1979). More recently, dinocysts as some *Impagidinium sp*.and *Galeacysta etrusca*, the usual endemic Paratethyan species of the uppermost Miocene (Müller *et al*., 1999), have been regularly found in the Mediterranean

(Corradini & Biffi, 1988) and added to the "Lago Mare" biofacies (Bertini *et al*., 1995). It has been proposed that the "Lago Mare" event was caused by a "capture" of Paratethyan waters by the almost desiccated Mediterranean Basin (Hsü *et al*., 1973, 1977), the process of such a phenomenon being still poorly documented (Cita, 1991). In addition, Sprovieri & Sacchi (1999) have envisaged repetitive river discharges of Paratethyan waters into the Mediterranean during the Messinian, in relation with climatic fluctuations and coeval shifts in Atlantic-Mediterranean exchanges (estuarine vs. anti-estuarine conditions). These interpretations are not accepted by Orszag-Sperber *et al*. (2000) who consider the "Lago Mare" event as the development of lakes within depressions caused by strong erosion in the desiccated Mediterranean without any direct linkage with Paratethys.

Nevertheless, possible passages between Paratethys and the Mediterranean may not have been restricted to only one direction (Paratethys towards the Mediterranean) because of the repetitive records of Mediterranean nannoplankton within the Dacic Basin during the Late Neogene (Marunteanu, 1992; Papaianopol & Marunteanu, 1993 Marunteanu & Papaianopol, 1995; Marunteanu & Papaianopol, 1998; Drivaliari *et al*., 1999; Snel *et al*., 2000). This suggests that transient relationships have still existed between the Mediterranean Sea and the Dacic Basin (i.e. a part of the Central Paratethys) during the Late Neogene and that they probably coincided with phases of high global sea-level. As a consequence, a new way for understanding relationships between Paratethys and Mediterranean Sea during the late Neogene must be explored. It consists in studying in detail the time interval 6 - 5 Ma, i.e. the period including two global high sea-levels (corresponding to the isotopic stages TG15 and TG5 of Shackleton *et al*., 1995), separated by the salinity crisis itself (Clauzon *et al*., 1996). It was essential to search if the signatures of these events, so obviously recorded in the Mediterranean, are also present in the Dacic Basin.

I. SIGNATURES OF THE MESSINIAN SALINITY CRISIS

First, we will describe the two main signatures of the Messinian salinity crisis within the Mediterranean Basin: deposit of deep evaporites and the coeval cutting of subaerial canyons. Then, we will examine if similar or distinct signatures might have existed and characterise the Messinian salinity crisis within the Central Paratethys [Dacic Basin and Euxinic Basin (Black Sea)].

1. In the Mediterranean Basin

Deep Basin evaporites are the first consequence of the desiccation of the Mediterranean Sea (Hsü *et al*., 1973, 1977). The idea of the complete desiccation of the Mediterranean Sea has been supported by the dismantling of the Messinian margin under two forms: a generalised erosional surface (Ryan & Cita, 1978; Gorini *et al*., 1993) interrupted by deep subaerial canyons cut by rivers (Chumakov, 1973; Clauzon, 1973, 1978, 1979, 1982, 1990) because of the strong drop of sea-level. Erosion of margins and of their hinterland, especially by the rivers, has created large spaces to be infilled by Zanclean waters: the so-called Pliocene rias. Such sedimentary basins possess two peculiarities from the deposit accumulation viewpoint: (1) vertically, it exceeds for some rivers (Nile, Rhone) thousand metres that is unusual in a margin; (2) horizontally, interfluves subdivided the deposition realm and no lateral export of matter could occur from one ria to the nearby one. As a consequence, the Zanclean rias have operated as outstanding sediment traps which starved the basin of terrigenous material (Hsü *et al.*, 1973; Cita *et al*., 1999). Filling of the Mediterranean Basin by Zanclean waters, otherwise coeval with the global high sea-level of the cycle TB3.4 (Haq *et al.*, 1987), was sudden that is supported by the absence of any transgressive interval (Clauzon *et al.*, 1995). In this way, the high sea-level prisms are Gilbert-type delta constructions (Gilbert, 1885) which include three very important surfaces (Fig. 1): at the base, the Messinian erosional surface; within the construction, the marine/continental transition; at the top, the abandon surface (Clauzon *et al*., 1995; Clauzon, 1999). Construction is made of three members more or less superposed (Fig. 1): (1) the silty bottom set beds, generally rich in microfossils (foraminifers, nannoflora, pollen grains, dinocysts, etc.) which thicken towards the open sea; (2) the conglomeratic fore set beds overlie the latter, with an important sedimentary dip (20-30°), they get thinner towards the basin; (3) the almost horizontal sandy to conglomeratic top set beds culminate the construction, deposited in a freshwater environment. The marine/continental transition which separates top set from fore set beds corresponds to a condensed layer often represented by a lignite (Clauzon, 1990). The Messinian salinity crisis has therefore induced two kinds of results: immediate events as deposition of evaporites and cutting of canyons, distant effects as the Gilbert-type delta mode of sedimentary filling of the Zanclean rias up to the complete rebuilding of the margin.

The time interval of the Messinian salinity crisis is now well defined: it started just after the beginning of the Gilbert paleomagnetic period (C3r chron) (Gautier *et al*., 1994), and more precisely at 5.96 Ma (Krijgsman *et al*., 1999a) and ended at 5.33 Ma. (Lourens *et al*., 1996) in correspondence with isotopic stage TG5 (Shackleton *et al*., 1995). A scenario was proposed by Clauzon *et al*. (1996), which erases discrepancies between the previous models

(deep basin – shallow water: Hsü *et al.*, 1973; shallow basin - shallow water: Nesteroff, 1973; deep basin – deep waters: Busson, 1990). The so-called "two step" model includes two evaporitic episodes forced by two sea-level drops in the Mediterranean Basin (Fig. 2):

- the first one is a global sea-level drop of moderate amplitude (about 100-150 m), corresponding to isotopic stages TG22 and TG20 (Shackleton *et al*., 1995), which provoked marginal evaporites in some more or less isolated basins;
- the second one concerns only the Mediterranean region (endoreic eustasy) and has a very large amplitude (1,500 to 2,000 m).

These events are separated by a short and limited sea-level rise corresponding to the Upper Evaporites in Sicily.

The chronology proposed is (Clauzon *et al.*, 1996):

- 5.9 – 5.7, marginal evaporites such as those of Sicily, Sorbas, Po Valley, Tyrrhenian realm;
- 5.7 – 5.6 sea-level rise corresponding to the isotopic stage TG15 (Shackleton *et al.*, 1995) and to the Upper Evaporites of Sicily [including the Lago Mare rich in Paratethyan elements (congeria, ostracods, dinocysts) and the Arenazzolo facies];
- 5.6 – 5.33 deep basin evaporites and cutting of subaerial canyons;
- 5.33, flooding of the Mediterranean Basin by Atlantic waters.

This scenario shows some basic discrepancies with the Butler *et al*.'s (1995) and Krijgsman *et al*.'s (1999b) models which place the Sicilian Upper Evaporites just before the Zanclean flooding. These models consider that the Mediterranean draw down (and the coeval cutting of subaerial canyons) occurred between the two Sicilian evaporitic phases and represents a very short duration (less than 90 kyrs) according to Krijgsman *et al*. (1999b). The Sicilian Upper Evaporites (including the Lago Mare and Arenazzolo episodes) are understood as the transient transgressive interval just before the Zanclean flooding (Brolsma, 1976; Butler *et al*., 1995; Krijgsman *et al*., 1999b). But such an interpretation is contradicted by the absence of any earliest Zanclean transgressive interval within the ria sedimentary fillings (Clauzon *et al*., 1995). In addition, it appears somewhat unrealistic to admit a shorter duration than 300 kyrs for cutting so deep subaerial canyons. Indeed, the debate on the intra-salinity crisis chronology depends on the number of "evaporitic cycles" and on their supposed right correspondence with the precession cycles.

Selli (1973) considered many split more or less continuously connected basins, controlled by global sea level variations in a Mediterranean Sea still coupled to the Atlantic Ocean. This vision was highly influenced by the important regional variations in sedimentation along the Po Valley and the Adriatic foredeep. A detailed re-examination of the Apennine foredeep area led to conclude that marginal evaporites (as those from the Bologna

area for example) and regional deep basin evaporites (as those from the Macerata area for example) were diachronous, the latter being redeposited (Roveri *et al*., 1998, 2001). But the continuous clayey sedimentation over (marginal or redeposited) evaporites, considered as representative of transgressive lacustrine conditions, is interpreted in a paleogeographic scheme implying that evaporation only occurred in shallow and silled marginal basins, while the deep Mediterranean basin never desiccated (Roveri *et al*., 2001). This concept is severely contradicted by cutting of deep subaerial canyons (Chumakov, 1973; Clauzon, 1973, 1978, 1979, 1982, 1990). Nevertheless, another interpretation exists to explain the peculiar evolution of some areas such as the Po Valley and the Adriatic Sea (Corselli & Grecchi, 1984; Cita & Corselli, 1990, 1993; Clauzon *et al*., 1997). The Messinian erosional surface has been evidenced close to the Alps (Bini *et al*., 1978; Rizzini & Dondi, 1978; Cita & Corselli, 1990; Felber *et al*., 1991), which cuts in some places the marginal evaporites (Corselli & Grecchi, 1984; Roveri *et al*., 1998), whereas the Messinian/Zanclean passage appears conformable eastwards (Carloni *et al*., 1974; Roveri *et al*., 1998). Here, the evaporites are successively overlain by two more or less thick formations: the clayey to turbiditic Tetto Formation (also called in some areas San Donato Formation) and the carbonated Colombacci Formation (also called in some areas Cusercoli Formation) (Roveri *et al*., 1998). At Maccarone (near Apiro), the Tetto Formation (Carloni *et al*., 1974) includes in its lower part an ash which is 5.51 ± 0.04 Ma old ($^{40}Ar/^{39}Ar$: Odin *et al*., 1997; H. Maluski, pers. comm.), and which is considered as coeval with the Mediterranean deep basin evaporites by Clauzon *et al*. (1996) (Fig. 2). This interpretation is consistent with the continuously reverse paleomagnetism of these formations (G. Napoleone, personal information; Krijgsman *et al*., 1999b). So, the Po Valley – Adriatic Basin has probably subsisted during the Mediterranean Sea desiccation as a perched freshwater basin, continuously fed in waters thanks to the Alps mountains and the rising Apennine; the area was characterised by an almost continuous sedimentation (Corselli & Grecchi, 1984; Cita & Corselli, 1990; Clauzon *et al*., 1997; Fig. 2). Pollen of some subdesertic plants (such as *Lygeum*, generally abundant in Sicily before and after the salinity crisis: Suc & Bessais, 1990; Bertini *et al.*, 1998) was unexpectedly found in large quantity in the lower part of the Tetto Formation at Maccarone; Bertini, 1994). It is suggested that subdesertic plants have drifted northward during the desiccation of the Mediterranean Sea because they could not persist within the evaporitic basin where so dry conditions prevailed. The drying phase (Adriatic lake level fall) envisaged by Roveri *et al*. (1998) is also consistent with the Mediterranean Sea desiccation. At Maccarone, the uppermost part of the Tetto Formation and the Colombacci Formation have provided some planktonic foraminifers (Carloni *et al*., 1974) which indicates that the basin received again marine waters from the

Mediterranean. Simultaneously, a strong increase in disaccate pollen grains occurs which expresses an abrupt break towards offshore conditions (Bertini, 1994), which cannot be explained by a tectonic event. We consider that the Adriatic foredeep was suddenly invaded by Mediterranean marine waters (Zanclean flooding, isotopic stage TG5) and that planktonic foraminifer markers appeared later (*Sphaeroidinellopsis* then *Globorotalia margaritae*), when salinity increased enough in this perched basin (Fig. 2). The delay (400 kyrs) in the invasion of *Sphaeroidinellopsis* into the Mediterranean waters at the base of Pliocene is now well established in Sicily (Di Stefano *et al*., 1996; Iaccarino *et al*., 1999a; Sgarrella *et al*., 1999) as well as in deeper sediments (Iaccarino *et al*., 1999a, 1999b). The Colombacci Formation is also known to contain Paratethyan organisms: congeria close to Ancona (Gillet, 1968), ostracods (Carloni *et al*., 1974; Borsetti *et al*., 1975) and also dinocysts such as *Galeacysta etrusca* (Bertini, 1994) at Maccarone. This suggests that not only one influx of Paratethyan waters (Hsü *et al*., 1973) reached the Mediterranean realm but that two influxes have occurred, the first one just before the deep basin evaporite deposition (isotopic stage TG15), the second one in the earliest Zanclean (isotopic stage TG5) (Fig. 2).

2. In the Central Paratethys: Dacic and Euxinic Basins

Seismic profiles (Letouzey *et al*., 1978) and the results from the three cored boreholes (Sites 379, 380, 381; Fig. 3) during the DSDP Leg 42B (Ross, Neprochnov *et al*., 1978) suggested that the two main signatures of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean exist too in the Black Sea: evaporite deposition in the abyssal plain, erosional surface on the margin (Hsü & Giovanoli, 1979). At Site 380A (cored in the deep basin), a coarse clastic pebbly breccia (19 m thick) has been recovered between 864.5 and 883.5 m depth. It includes blocks of a stromatolitic dolomite which was considered as formed in an intertidal to supratidal environment (Stoffers & Müller, 1978). This suggests that the Black Sea level was very shallow at that time, in agreement with data from diatoms (less than 50 m water depth) (Schrader, 1978). According to Schrader (1978: p. 856), the comparative horizon in the nearby Site 381 (cored in a more marginal position) "contains only a few scattered freshwater assemblages, and lies approximately 900 meters above the one at Site 380A". Hsü & Giovanoli (1979) have interpreted these data as the evidence of the sea-level drop of the Black Sea at 1,600 m below the global sea-level in relation with the Messinian salinity crisis in the Mediterranean. Such an interpretation was also supported by the record of a seismic reflector (reflector "S") showing that the pebbly breccia is to be related to delta phenomena (Messinian erosional surface in the Black Sea?) (Letouzey *et al*., 1978). Such an interpretation is not contradicted by a recent high-resolution palynological study at Site 380A where the

lowermost Zanclean age of the aragonite overlying the pebbly breccia is demonstrated according to a global climatostratigraphic approach (Popescu & Ryan, submitted). In addition, this study confirms the coastal status of the uppermost laminated carbonates underlying the pebbly breccia.

The Blason cruise (G. Lericollais, pers. comm.), which concerned the northwestern margin of the Black Sea, has evidenced a clear erosional surface below deep deposits considered as belonging to Pliocene and Pleistocene, that is consistent with the previous results by Letouzey *et al*. (1978).

Another information was provided by the Ticleni well (located near Tîrgu-Jiu in the northwestern Carpathians foredeep; Fig; 3) where clays including a congeria (*Pavidacna planicostata*) belonging to the Middle Pontian (Portaferrian, ca. 6 Ma) are directly overlain by Dacian clays including a nannoflora belonging to the NN12 zone (Lower Zanclean; Fig. 4) (Drivaliari *et al*., 1999). Sediments from the latest Miocene (Bosphorian) have perhaps been eroded in this area. But, no indication of chronological hiatus has been established in the northern part of the Carpathians foredeep (Ploiesti and Pitesti areas) where (1) the thesis of a continuous record in mollusc fauna (Portaferrian/Bosphorian/Dacian) (Marinescu *et al*., 1981) and nannoflora (NN11 and NN12 zones) (Marunteanu & Papaianopol, 1998) (Fig. 4) is supported by paleomagnetic measurements (Snel *et al*., 2000) and (2) we did not find any erosional discordance.

II. NEW DATA FROM THE DACIC BASIN

As a consequence, we developed our investigation at the outlet of the Iron Gates, in the Turnu Severin area, a gorge cut by the Danube River through the Carpathians (Fig. 3) in a physiographic context similar to places where Zanclean Gilbert-type delta constructions have been evidenced in the northwestern Mediterranean region (Clauzon, 1999).

1. The Gilbert-type delta of Turnu Severin area

At the outlet of the Iron Gates (Pl. 1, Fig. 1), the Danube River cut thick conglomerates (dip: 20° eastward on average) which are considered to belong to Badenian (Middle Miocene) according to their likeness to a detritic tilted formation overlying well-dated Badenian clays 25 km northward (Marinescu, 1978). Our observations (made in 1998) concern the left bank of the Danube River, i.e. the Romanian territory only. The Turnu Severin clastic construction

starts close the Gura Vaii village, immediately donwstream the Iron Gates 1 dam (Pl. 1, Fig. 1), and is exposed along the Danube valley and also in the valleys of its tributaries (Fig. 3).

These conglomerates constitute the fore set beds of an outstanding Gilbert-type delta. They are exposed 20 km long: from Gura Vaii to the West suburbs of Turnu Severin, they are composed of pebbles within a sandy unevenly cemented gangue (Pl. 1, Fig. 3); then, they become well classified more or less indurated white sands including some conglomeratic channels (Pl. 1, Fig. 4). They contain rare molluscs, some of them being recorded in the bottom set beds at Hinova (see below).

The silty bottom set beds outcrop upstream Hinova (Fig. 3; Pl. 1, Figs. 5, 6) where a thin layer supplies several molluscs: *Limnocardium emarginatum*, *L. petersi*, *Plagiodacna avingeri*, *Dreissena rostriformis* groupe, *Dreissenomya aperta*, *Phyllocardium planum planum*. This fauna is typical of the Bosphorian stage (Marinescu, 1978). The same layer provided us a nannoflora with *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *R. minuta*, *R. minutula*, *R. doronicoides*, *Sphenolithus abies*, *Calcidiscus leptoporus* and *Amaurolithus primus*, characteristic of the NN12 zone which spans the Miocene/Pliocene boundary (Fig. 4) (Berggren *et al*., 1995a, b). Locally, bottom set beds are overlain by the sandy fore set beds (Pl. 1, Fig. 6), the top of which is marked by (1) an angular discordance (15-20°) between fore set and subhorizontal top set beds, (2) a thin lignite layer (Pl. 1, Fig. 7) which probably corresponds to lignite A of Ticleanu & Diaconita (1997). This is the marine/continental transition which takes place at the altitude 240 m.

Above, the continental prism, i.e. the top set beds (total thickness: ca. 200 m), is made of alternating sands (with conglomeratic channels) and lignites (20 layers of unequal thickness) which, for the most important of them, are intensively worked (Motru area mainly: Fig. 3) (Ticleanu & Diaconita, 1997). The prism is topped with a conglomeratic abandon surface which signs the beginning of the climatically forced Plio-Pleistocene cutting. According to a mammal fauna and to paleomagnetic measurements, the surface is dated at about 2.2 Ma (Radulescu *et al*., 1997). Upstream, i.e. westward Turnu Severin, material becomes coarser and the continental prism shows less than 100 m in thickness, the abandon surface being eroded. However, some residual siliceous pebbles remain on a topographic bench at about 400 m in altitude (Pl. 1, Fig. 11) as at Varanic on a lapiés morphology (Pl. 1, Fig. 10). Karstic Jurassic limestones have probably been recovered by the more elevated terms of the Gilbert-type delta construction, only siliceous remnants have been preserved from alteration in relation with thinness of the alluvial deposits.

At Gura Vaii, a strong erosional surface cuts Jurassic limestones and is overlain by lateral retrogressive fore set beds (Pl. 1, Fig. 2). This erosional surface is almost parallel to the

modern Danube thalweg according to geological information available in the Exhibition Hall of the Iron Gates 1 dam: it is built on the Carpathians bedrock which culminates at altitude 35 m; closely downstream, wells have penetrated conglomerates just in front of the fore set beds. It is deduced that the present-day thalweg, less steep as the fossil one, intersects the fossil erosional surface downstream the dam and that, at Turnu Severin, the Danube fossil valley lies at an altitude lower than 35 m. Such a steep valley, cut by the Danube and infilled by marine waters (NN12 zone), must necessarily be reported to an outstanding eustatic cycle. The only one drop-rise succession in sea-level of such an importance during this brief time interval corresponds to the salinity crisis followed by the Zanclean deluge. Figure 4 takes into account such a conclusion for new proposals on relationships between the Mediterranean standard stages and the Paratethyan regional ones.

Figure 5 shows a synthetic section through the Zanclean Gilbert-type delta in the area of Turnu Severin which considers the above-mentioned sedimentary members with respect to the inferred chronology.

2. Continental accretion and chronostratigraphy

Continental accretion (top set beds) is well developed between Turnu Severin and Motru (Fig. 3) where sands and clays alternate with twenty lignites (Fig. 5; Pl. 1, Figs. 8, 9). They represent the Early Pliocene delta of Danube River and some other adjacent rivers, the vegetation of which was almost similar to the modern one in the Mississippi delta and Florida (Ticleanu & Diaconita, 1997; Popescu, in press). A special effort was made on chronology of the Lupoaia section (Figs. 3, 4), first using paleomagnetism (Radan & Radan, 1998; Van Vugt *et al.*, 2001), then integrating both mammals, climatostratigraphy (global correlations based on pollen analyses) and regional lignite nomenclature (Popescu, in press). It results in a very detailed chronostratigraphy of the lignite series which covers a time span starting before the Sidufjall normal event and going up to the Cochiti one (Fig. 5) (Popescu, in press). It has been possible to place precisely the Dacian-Romanian boundary within the Nunivak event (Fig. 5).

Paleomagnetic measurements have been performed on five samples from the Hinova quarry (silty bottom set beds): all the samples have a reverse polarity. It has been assumed that these silty clays are prior to the Thvera normal event and belong to the uppermost Gilbert Chron (Fig. 5), as supported by paleomagnetic measurements made on the overlying top set beds (lignites – sands – clays) (Fig. 3): Husnicioara (Radan & Radan, 1998; Krijgsman, unpublished); Lupoaia (see above). So, the entire lignite series of the Turnu Severin – Motru area covers a time span from latest C3n.4n Chron (Thvera) to early C2An.3n Chron (Gauss period) (Fig. 5). Bottom set beds and fore set beds (total thickness: about 200 m) represent a

short time (ca. 300,000 years) whereas top set beds (total thickness: about 180 m) represent more than 2 million years (Fig. 5).

At last, this study allows a revised chronostratigraphy of the uppermost Miocene – Lower Pliocene in the Dacic Basin (Fig. 5) which is almost in agreement with that recently proposed by Snel *et al*. (2000). The main difference concerns the regional response to the Messinian salinity crisis which took place within the Bosphorian stage (Fig. 4).

Another result is the existence of the Danube River a long time before Pleistocene. Indeed, such an impressive Gilbert-type delta system could not be built without the presence of a powerful river. First appearance of the modern hydrographic network in southern Romania was generally located in late Pliocene – early Pleistocene (Jipa, 1997). Our results lower this event to late Miocene.

3. Regional extension of the Messinian erosional surface in the Dacic Basin

Exposed sections, such as Valea Vacii and Cernat Valley (Ploiesti area; Fig.3), and Badislava (Rîmnicu Vîlcea area; Fig. 3) exhibit a continuous sedimentation during Upper Miocene and Lower Pliocene (Marinescu *et al*., 1981), that has been recently supported by nannoplankton analyses (Marunteanu & Papaianopol, 1998). Underground data are consistent with such observations (C. Dinu, pers. comm.), as shown in some wells (Moara Vlasiei, Afumati; Fig. 3). On contrary, many wells (Turnu Magurele, Lita, Alexandria, Giurgiu; Fig. 3) from the southern Carpathians foredeep (few kilometres northward the modern Danube River) exhibit a lack in sediments below the Dacian (very easily recognisable because of the presence of lignites) which sometimes overlies Sarmatian sometimes Cretaceous directly. This lack in deposits might illustrate an erosional gap. Therefore, probability is high that the Messinian "proto-Danube" course was almost similar to its modern one, flowing into the Dacic Basin. Hiatus observed in the Ticleni borehole was probably caused by the Jiu River, a tributary of the Danube River, as also obvious in wells Mitrofani and Malu (Fig. 3).

III. A NEW IDEA ON MEDITERRANEAN-PARATETHYS LATE NEOGENE RELATIONSHIPS

Discoveries of repeated Mediterranean nannoplankton influxes into Paratethys (1) from the earliest Sarmatian up to Romanian (Dacic Basin: Marunteanu, 1992; Papaianopol & Marunteanu, 1993; Marunteanu & Papaianopol, 1995; Marunteanu & Papaianopol, 1998; Drivaliari *et al*., 1999; Snel *et al*., 2000), (2) from Maeotian to Kimmerian (regional stage

following Pontian) in the Ponto-Caspian Basin (Semenenko & Liulieva, 1978; Semenenko *et al*., 1995; Semenenko & Olejnik, 1995) have considerably changed the concept of Mediterranean – Paratethys partition since the Sarmatian. It has been proposed that many short incursions of Mediterranean waters occurred into brackish- freshwaters of the Paratethys: "many species (nannoplankton) died immediately, marking exactly the moment of the connections" (Marunteanu & Papaianopol, 1998: p. 121). Such influxes were necessarily forced by high sea-levels in the Mediterranean Sea and were constituted by surface waters.

1. Mediterranean water influxes into Paratethys during the Bosphorian

Two influxes concern the Bosphorian stage (Marunteanu & Papaianopol, 1998): the early Bosphorian influx has been recorded at Cernat Valley and Valea Vacii (Ploiesti area), Badislava (Fig. 3) and Argova Valley (SE Bucharest; well 68913/67), and belongs to the NN11 zone; the late Bosphorian influx has been recorded at Doicesti (Pitesti area), Cernat Valley and Hinova (Fig. 3), and belongs to the NN12 zone. Contrary to the other localities, nannoplankton influx at Hinova overlies an erosional surface which is considered to belong to the Messinian salinity crisis (see above). So, these two successive influxes seem to correspond to two high Mediterranean sea-levels bordering the Messinian salinity crisis, i.e. to the isotopic stages TG15 and TG5 (Fig. 6). Dinocysts of some layers rich in nannoplankton have been studied (Valea Vacii, Cernat Valley, Hinova) (Beertini, personal information). These floras are constituted by endemic species of Paratethys (*Galeacysta etrusca*, *Achomosphaera argensis*, *A. andalousiensis*, *Impagidinium* spp., *Spiniferites bentori* cf. *oblungus*, *Spiniferites* cf. *cruciforms*; Sütö-Szentai, 1991) and do not show the presence of any Mediterranean immigrant.

Some other records of nannoplankton have been made in the Azov Sea region (close to Kerc) (Fig. 7): they correspond to interval between NN11 and NN12 zones and they are located in latest Pontian – earliest Kimmerian (i.e. almost the beginning of Pliocene) (Semenenko & Liulieva, 1978; Semenenko & Pevzner, 1979; Semenenko & Olejnik, 1995).

2. Paratethyan water influxes into the Mediterranean (latest Messinian - earliest Zanclean)

Two Lago Mare events can be distinguished in the Mediterranean realm (see above), the first one at the top of the Sicilian Upper Evaporites (i.e. the end of the evaporitic phase on the Mediterranean margins; Clauzon *et al*., 1996), the second one at the beginning of the Zanclean flooding. They are related to successive high Mediterranean sea-levels (Clauzon *et al*., 1996) which allowed exchanges of surface waters between Mediterranean Sea and

Paratethys, as supported by the presence of Paratethyan dinocysts (*Galecysta etrusca* for example) in the two successive Lago Mare episodes (Fig. 6).

We present a review of many selected Mediterranean localities with a Lago Mare facies, taking mainly into account Paratethyan molluscs and dinocyst occurrences (Fig. 7), distribution of Paratethyan ostracods being maybe a little more complicated.

A first group is made of localities which generally overlie Messinian marginal evaporites of the Central Mediterranean Basin. They are (Fig. 7):

Sicily: Vizzini, molluscs (Di Geronimo *et al*., 1989);

Capo Rossello, molluscs (Cita & Colombo, 1979), ostracods (Bonaduce & Sgarrella, 1999); dinocysts (sporadic *Galeacysta etrusca* and *Impagidinium* cysts have been recorded from a handdrilled borehole that we realised on the beach);

Eraclea Minoa, molluscs and ostracods (Decima & Sprovieri, 1973; Bonaduce & Sgarrella, 1999); we recently found abundant cysts of *Galeacysta etrusca* within the Arenazzolo sediments and the turbiditic layer (i.e. a relative high sea-level; Homewood *et al*., 1992) underlying the last gypsum layer, but not within the Lago Mare facies;

Pasquasia, ostracods (Colalongo, 1968) which belong to the NN11 nannoplankton zone (Cita *et al*., 1973);

Calabria: Zinga, ostracods (Martina *et al*., 1979);

Corfou: ostracods which are referred to the nannoplankton NN 11 zone (Vismara Schilling *et al*., 1976);

Zakynthos: *Galeacysta etrusca* (Kontopoulos *et al*., 1997);

Crete: Khairetiana, ostracods (Sissingh, 1972);

Cyprus: Polemi, molluscs (Orszag-Sperber *et al*., 1980); Polemi, ostraods (Di Stefano *et al*., 1999);

Northern Tyrrhenian Sea: Livorno, ostracods (Colalongo *et al*., 1973), molluscs and dinocysts (Corradini & Biffi, 1988);

Southeastern Spain: Vera, ostracods (Cita *et al.*, 1980);

Sorbas, ostracods (Civis *et al*., 1979), molluscs (Montenat *et al*., 1980).

A second group is constituted by localities which are referred to the early Zanclean because of their position above the Messinian erosional surface (Fig. 7):

Northeastern Spain: Papiol, molluscs (Almera, 1894; Gillet, 1960, 1965), ostracods (Gillet, 1960); they belong to the earliest Zanclean infilling (Civis, 1977) of the Llobregat Messinian canyon (Suc *et al*., 1992; Corregidor *et al*., 1997);

Rhone Valley: Théziers, Saint-Marcel d'Ardèche, Saint-Restitut, Allex, molluscs

(Fontannes, 1882-83; Ballesio, 1972; Archambault-Guézou, 1976), ostracods (Carbonnel, 1978);

Corsica: Aleria, molluscs (Hollande, 1917); they belong to a conglomeratic formation which gullies the Upper Miocene deposits (Orszag-Sperber & Pilot, 1976); these coarse deltaic sediments are overlain by Lower Pliocene silts (NN12 nannoplankton zone and MPL1 foraminifer zone; Magné *et al*., 1977); we suggest that these Paratethyan mollusc beds are Zanclean in age because the deltaic formation makes us think of a Gilbert-type delta, all the more so as an intense subaerial erosion cuts the margin and the nearby offshore Messinian evaporites (Aleria, 1980) which are referred to the first evaporitic step (Clauzon *et al*., 1996).

A third group of localities concerns the Colombacci Formation from the Po Valley and Adriatic realm (Fig. 7):

Alba, molluscs (Cavallo & Repetto, 1988); we recently found some Paratethyan *Impagidinium* (dinocysts) within clays which overlie reworked gypsums at the locality Sioneri;

Torre Sterpi, molluscs and ostracods (Corselli & Grecchi, 1984); this Lago Mare Formation overlies outstanding reworked gypsum blocks (Corselli & Grecchi, 1984); we found here the Paratethyan dinocyst *Galeacysta etrusca*;

Monteglino, molluscs and ostracods (Iaccarino & Papani, 1979);

Maccarone, ostracods (Carloni *et al*., 1974), dinocysts such as *Galeacysta etrusca* (Bertini, 1994);

Ancone, molluscs (Gillet, 1968);

Le Vicenne, molluscs (Cipollari *et al*., 1999) and ostracods (Gliozzi, 1999); the section provided us some Paratethyan dinocysts, e.g. *Galeacysta etrusca*.

In another group are ranged localities from the Aegean Sea. Their age is often unclear and it results in a confusing discussion about the Lago Mare layers which are sometimes refered to Messinian (Rögl *et al.*, 1991; Syrides, 2000) sometimes to Zanclean (Karistineos & Georgiades-Dikeoulia, 1985-86). Significance of the Paratethyan water incursion is also discussed (Syrides, 2000). The problem is sustained because most of the localities have an age based on the mollusc record only. In addition, the matter is crucial because these faunas are located in a possible corridor between the Paratethys and the Mediterranean. The concerned localities are (Fig. 7):

Aegina, molluscs and ostracods, the section also provides nannoflora of NN12 zone (Rögl *et al.*, 1991);

Axios Basin, molluscs (Gillet, 1937; Gillet & Geissert, 1971; Syrides, 1998);

Strymon Basin: molluscs (Syrides, 1998); in the area, normal Mediterranean marine faunas have been recorded but stratigraphic relationships with Paratethyan mollusc beds is not clear and still in discussion (Syrides, 1995);

Xanthi Basin, molluscs (Syrides, 1998); at Akropotamos, several gypsum layers are exposed and overlain by clays which provided a nannoflora (NN11 or higher zone) (Dertmizakis *et al*., 1985-86); offshore, in the Nestos boreholes, a thick evaporitic series has been recorded (490-850 m in thickness) (Proedrou, 1979) which probably belongs to the NN11 nannoplankton zone (Bizon *et al.*, unpublished);

Gelibolu, Ambarliköy andYalakdere, molluscs and ostracods (Gillet *et al*., 1978), the age of which would go from Sarmatian to Mid-Pontian; Taner (1979) considers that the Gelibolu beds are Pliocene in age.

The last group concerns deep sea records of ostracods (Fig. 7): Site 654 (Cita *et al*., 1990), Sites 974B, 975B, 978A (Iaccarino & Bossio, 1999), Site 967A (Spezzaferri *et al*., 1998), and Site 968A (Blanc-Valleron *et al*., 1998).

IV. DISCUSSION

Two brief influxes of Mediterranean waters have clearly occurred in the late Miocene – early Pliocene of the Central Paratethys (Dacic and Euxinic Basins). In the Dacic Basin:

- the first one belongs to the NN11 nannoplankton zone and has been recorded just after the C3An.1n chron (Snel *et al*., 2000); it is, as a consequence, prior to the Messinian salinity crisis (Fig. 6); Berggren *et al*. (1995a, b) place the NN11–NN12 at 5.6 Ma, i.e. just before the salinity crisis;
- the second one belongs to the NN12 nannoplankton zone and has been recorded at the end of the C3n.4n chron (Thvera) (Snel *et al*., 2000); in addition, at Hinova, it overlies the Messinian erosional surface; anyway, this influx followed the Messinian salinity crisis and clearly belongs to the earliest Pliocene (Fig. 6).

So, it is realistic to correlate these influxes with the two successive global high sea-levels illustrated by the isotopic stages TG15 and TG5 (Shackleton *et al*., 1995) which respectively immediately predates (5.7 Ma) and postdates (5.33 Ma) the salinity crisis (Fig. 6). Such incursions of Mediterranean marine waters into the Central Paratethys concern surface waters because coccoliths are today mostly distributed in the upper photic zone (the uppermost 80 m) even if they can live up to the lower photic zone (the uppermost 220 m) (Winter *et al*., 1994).

The Lago Mare facies seem to correspond to several incursions of Paratethyan waters within the Mediterranean realm:

- the oldest one ends the Messinian sedimentation as identified in Sicily for example and in many other places (Fig. 7);
- the youngest one is related to the Pliocene cycle as revealed by the Rhone Valley deposits for example (Fig. 7).

Such incursions would also been constituted by surface waters because of the presence of dinocysts which are living in the euphotic zone, i.e. between 20 and 90 m depth (their distribution being also controlled by marine currents; Sarjeant, 1974). Nevertheless, the sense of dinocyst influx is to be distinguished from that of congeria influx, as in some non coastal localities where they do not occur simultaneously (Eraclea Minoa for instance). At Eraclea Minoa, we have recorded the Paratethyan dinocysts in relative high sea-levels: (1) a turbiditic layer underlying the last gypsum, a relative drop in sea level (Homewood *et al*., 1992), (2) the Arenazzolo level. These two relative high sea-levels are separated by the Lago Mare facies which includes congeria only. We believe that dinocysts and congeria influxes have occurred in the same time (as recorded simultaneously in several coastal localities, Torre Sterpi for example). But, in some distal localities such as Eraclea Minoa, dinocysts appear more convenient to exactly point out the influx level. Indeed, congeria beds would better correspond to more coastal conditions and to the signature of the presence of brackish water lagoons along the shoreline. According to the Messinian chronology proposed by Clauzon *et al*. (1996), the Paratethyan water influxes would also belong to the global high sea-levels respectively outlined by the isotopic stages TG15 and TG5 (Fig. 6).

As a consequence, we consider that high sea-level exchanges have occurred between the Central Paratethys and the Mediterranean Sea at about 5.7 Ma (isotopic stage TG15) and 5.33 Ma (isotopic stage TG5) (Fig. 6). These exchanges seem to have been very brief events as recorded both in the Mediterranean Basin and in the Dacic Basin, even if they are represented by several (very thin) levels. They would correspond to episodic connections not only forced by rises in sea level but also controlled by paleogeographic features such as very narrow and winding sills and marine currents. Such paleogeographic conditions could explain the absence of Mediterranean dinocysts in association to the Mediterranean coccoliths in the influx layers within the Dacic basin. Maybe an estuarine-type circulation prevailed to the exchanges between the two basins, advantaging excursion of the Paratethyan elements and causing delayed entrance of Mediterranean dinocysts into the Central Paratethys as recorded in the Black Sea DSDP Site 380A (Popescu & Ryan, submitted) in the same time as marine diatoms (Schrader, 1978). Similar paleoceanographic conditions in the Gibraltar area were mentioned

by McKenzie *et al*. (1990) to explain why the planktonic foraminifer *Globorotalia margaritae* appeared much later in the Mediterranean than in the Atlantic. These late incursions of Mediterranean dinocysts have not been recorded in the studied sections of the Turnu Severin area because they probably occurred when the area was already supplied by continental deposits according to the climatostratigraphic relationships proposed by Popescu & Ryan (submitted).

Where such connection ways were located? According to morphological features (specific, i.e. endemic, or not) of nannoplankton elements, Marunteanu & Papaianopol (1995) distinguish periods during which the Dacic Basin was indirectly (through the Black Sea) or directly connected to the Mediterranean Basin. A proto-Bosphorus strait was considered by Kojumdgieva (1987) and Marinescu (1992). In the earliest Pliocene, the absence of Mediterranean nannoplankton at Site 380A (Percival Jr., 1978), relatively close to the present-day Bosphorus strait, allows to discard this hypothesis as well as the delay in Mediterranean diatom and dinocyst arrival (Schrader, 1978; Popescu & Ryan, submitted). According to Carbonnel (1980), a passage in the Black Sea area is to be discarded because there is no comparable ostracod fauna in the wells of DSDP Leg 42B (Benson, 1978; Olteanu, 1978). A second possibility should be explored, as suggested by Kojumdgieva (1987) and Marinescu (1992), through northern Greece and Bulgaria. In this way, the Dacic basin should have been directly connected to the Mediterranean Sea, being itself episodically connected to the Black Sea over the Dobrogea Sill. It is conceivable to explore this possibility because of the confusing and debated age of the Congeria beds in the Egean and Bosphorus regions (localities 32 to 37 on Figure 7).

The interpretation of ostracod layers is not easy in terms of invasion of the Mediterranean Basin by Paratethyan waters. There is no ambiguity for the more or less marginal localities where ostracods are generally associated to the other Paratethyan immigrants (congeria, dinocysts): they really result from brackish water inflows (localities 8-12 and 14-18 for the first influx, localities 19-23, 26-28 and 30 for the second influx) from the Central Paratethys. More debated is the sense of ostracod layers found at the top of the Messinian series in the deep Mediterranean Basin boreholes (localities 38-43) without any other marker of Paratethyan origin. Because of their fragile tests, these ostracods are considered to be elements *in situ* and the corresponding environments were brackish or freshwater lakes developed on the deep sea floor just after the desiccation of the Mediterranean Sea (Iaccarino & Bossio, 1999). Such deep deposits are considered as coeval with the marginal Lago Mare sediments (Iaccarino & Bossio, 1999). Nevertheless we believe that they result from different events as already suggested by Carbonnel (1980) who put

forward the following arguments: the ostracod faunas revealed by deep sea boreholes are not so diversified as the marginal ones and some differences in test morphology existed. The presence of lakes on the deep sea floor is incompatible with Mediterranean-Central Paratethys cross exchanges at high sea-level. So, we believe that such lakes in the deep Mediterranean desiccated Basin have developed just before the end of the salinity crisis or existed during a longer time on some intermediate basins (see ODP Site 652 in the Tyrrhenian Basin; Cita *et al*., 1990). Local ecological conditions have caused the appearance of the *Cyprideis* group ostracods in such deep Mediterranean lakes. On contrary, marginal Lago Mare facies seem to have been caused by real influxes of Central Paratethys waters on the occasion of cross exchanges at high sea-level between the Mediterranean Sea and the Central Paratethys.

Figure 8 summarises the successive sea-level changes that we consider to have occurred in the Mediterranean Basin and in some perched satellite basins (Adriatic Sea, Dacic Basin) between 6 Ma and 5.33 Ma. Sea-level 2 corresponds to the marginal evaporitic phase, sea-level 4 to the deep basin desiccation. High sea-levels 3 and 5 would have produced cross exchanges between the Mediterranean Sea and the Central Paratethys, i.e. the Lago Mare events in the Mediterranean realm and nannoplankton influxes in the Dacic and Euxinic Basins.

CONCLUSION

Some of the classical signatures of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean Basin have been found in the Dacic Basin (Central Paratethys) in the area of Turnu Severin, close to the modern Danube course:

- the erosional surface overlain by clay deposits belonging to the NN12 nannoplankton zone,
- an outstanding Gilbert-type delta.

In addition to evaporite deposition and the presence of an erosional surface in the Black Sea, these new elements located at the outlet of the Iron Gates assert that the Messinian salinity crisis also occurred in the Central Paratethys. This suggests that the Mediterranean Sea and the Central Paratethys were connected at high sea-level just before the crisis.

The Danube River appeared as an immediate consequence of the salinity crisis, and rapidly reached a course similar to its modern one in the Romanian plain. The Messinian erosional surface developed along the Danube course and along its main tributaries whereas the northern part of the basin still continued as a perched lake, being alimented by

Carpathians rivers thanks to a regional positive hydrologic budget. In this area, a continuous sedimentation endured, as it is proposed for the Po Valley.

Mediterranean nannoplankton influxes have concerned the Dacic Basin and the northwestern part of the Euxinic Basin. They belong to the nannoplankton NN11 and NN12 zones, i.e. they respectively occurred just before and just after the salinity crisis. This suggests that high sea-level exchanges existed between the Mediterranean Sea and the Central Paratethys.

The Lago Mare is considered as a double event: one Paratethyan water incursion occurred just before the salinity crisis, the other just after the salinity crisis. As for the nannoplankton influxes, they are related to cross exchanges at high sea-level between the Mediterranean Sea and the Paratethys. These exchanges would respectively correspond to the isotopic stages TG15 (5.7 Ma) and TG5 (5.33 Ma), and would have interested the marginal and perched satellite basins but not the deep Mediterranean Basin lakes (with ostracods of the *Cyprideis* group) which developed at the end of the salinity crisis just before the Zanclean infilling.

The ways followed by these water exchanges are not clearly defined. A proto-Bosphorus strait seems to be discarded. A new way is to be explored in the northern part of the Egean Sea.

Acknowledgements

The following colleagues are acknowledged for discussions and for providing some information: M.-P. Aubry, A. Bertini, C. Dinu, L. Londeix, T. Nica, N. Panin, S.C. Radan, M. Radan, C. Radulescu, N. Ticleanu, and the late I. Papaianopol and P.-M. Samson. W. Krijgsman has realised paleomagnetic measurements at Hinova and Husnicioara.TOTALELFFINA provided financial support for the field trip in 1998. PETROM has made accessible some underground data. Dr. G. Udubasa, Director of the Romanian Institute of Geology, has offered some facilities and R. Maftei some assistance.

This work is a contribution to the CNRS ECLIPSE Project on “La crise de salinité messinienne: modalités, conséquences régionales et globales, quantifications”.

References

ALERIA (1980) Le canal de Corse et les bassins nord-tyrrhéniens au Miocène supérieur et terminal (Messinien) ; leur évolution plio-quaternaire. *Géol. Médit.*, 7, 1, 5-12.

ALMERA, J. (1894) *Descripción de los terrenos pliocénicos de la cuenca del Bajo Llobregat y Llano de Barcelona*. Mapa Geol. Prov. Barcelona.

ARCHAMBAULT-GUEZOU, J. (1976) Présence de Dreissenidae euxiniques dans les dépôts à Congéries de la vallée du Rhône et sur le pourtour du bassin méditerranéen. Implications biogéographiques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 18, 5, 1267-1276.

BALLESIO, R. (1972) Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien.*Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 53, 1-333.

BENSON, R.H. (1978) Preliminaty examination of the ostracodes of DSDP Leg 42B. In *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project* (Ed. by D.A. Ross, Y.P. Neprochnov *et al*.), 42, 2, U.S. Gov. Print. Off., 1039-1040.

BERGGREN, W.H., HILGEN, F.J., LANGEREIS, C.G., KENT, D.V., OBRADOVICH, J.D., RAFFI, I., RAYMO, M.E. & SHACKLETON, N.J. (1995a) Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. *GSA Bull*., 107, 11, 1272-1287.

BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C. & AUBRY, M.-P. (1995b) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM Spec. Publ., 54, 141-212.

BERTINI, A. (1994) Palynological investigations on Upper Neogene and Lower Pleistocene sections in Central and Northern Italy. *Mem. Soc. Geol. It.*, 48, 431-443.

BERTINI, A., CORRADINI, D. & SUC, J.-P. (1995) On *Galeacysta etrusca* and the connections between the Mediterranean and the Paratethys. *Rom. J. Stratigraphy*, 76, suppl. 7, 141-142.

BERTINI, A., LONDEIX, L., MANISCALCO, R., DI STEFANO, A., SUC, J.-P., CLAUZON, G., GAUTIER, F. & GRASSO, M. (1998) Paleobiological evidence of depositional conditions in the Salt Member, Gessoso-Solfifera Formation (Messinian, Upper Miocene) of Sicily. *Micropaleontology*, 44, 4, 413-433.

BINI, A., CITA, M.B. & GAETANI, M. (1978) Southern Alpine lakes – Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. *Mar. Geol.*, 27, 271-288.

BIZON, J.-J., BIZON, G. & MÜLLER, C. (unpublished) Forage Nestos 2. Etude biostratigraphique. Foraminifères, nannoplancton, débris divers, 170-3088 m. BEICIP, Paris, 1977.

BLANC-VALLERON, M.-M., ROUCHY, J.-M., PIERRE, C., BADAUT-TRAUTH, D. & SCHULER, M. (1998) Evidence of Messinian nonmarine deposition at Site 968 (Cyprus lower slope). *Proc. Ocean Drill. Progr.*, Sci. Results, 160, 437-445.

BONADUCE, G. & SGARRELLA, F. (1999) Paleoecological interpretation of the latest Messinian sediments from southern Sicily (Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 54, 83-91.

BORSETTI, A.M., CARLONI G.C., CATI F., CERETTI E., CREMONINI G., ELMI C. & RICCI LUCCHI F. (1975) Paleogeografia del Mesiniano nei bacini periadriatici dell'Italia settentrionale e centrale. *Giorn. Geol.*, 40, 1, 21-72.

BROLSMA, M.J. (1976) Discussion of the arguments concerning the palaeoenvironmental interpretation of the Arenazzolo in Capo Rossello and Eraclea Minoa (S. Sicily, Italy). *Mem. Soc. geol. It*., 16, 153-157.

BUSSON, G. (1990) Le Messinien de la Méditerranée vingt après. *Géol. France*, 3-4, 3-58.

BUTLER, R.W.H., LICKORISH, W.H., GRASSO, M., PEDLEY, H.M. & RAMBERTI, L. (1995) Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian basins, Sicily: Constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107, 4, 425-439.

CARBONNEL, P. (1978) La zone à *Loxoconcha djaffarovi* SCHNEIDER (Ostracoda, Miocène supérieur) ou le Messinien de la vallée du Rhône. *Rev. Micropaléontol.*, 21, 3, 106-118.

CARBONNEL, P. (1980) L'ostracofaune du Messinien: une preuve de la vidange de la Paratéthys. *Géol. Médit.*, 7, 1, 19-24.

CARLONI, G., FRANCAVILLA, F., BORSETTI, A.M., CATI, F., D'ONOFRIO, S., MEZZETTI, R., & SAVELLI, C. (1974) Ricerche stratigrafiche sul limite Miocene-Pliocene nelle Marche centro-meridionali. *Giorn. Geol.*, (2), 39, 2, 363-392.

CAVALLO, O. & REPETTO, G. (1988) Un nuovo giacimento della facies a Congerie nell'Albese. *Riv. piemont. Stor. Nat.*, 9, 43-62.

CHUMAKOV, I. (1973) Geological history of the Mediterranean at the end of the Miocene-the beginning of the Pliocene according to new data. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 13, 2, 1241-1242.

CIPOLLARI, P., COSENTINO, D., ESU, D., GIROTTI, O., GLIOZZI, E. & PRATURLON, A. (1999) Thrust-top lacustrine-lagoonal basin development in accretionary wedges : late Messinian (Lago-Mare) episode in the central Apennines (Italy). *Palaeogeogr.*, *Palaeoclimatol.*, *Palaeoecol.*, 151, 149-166.

CITA, M.B. (1991) Development of a scientific controversy. In: *Controversies in modern geology*, pp. 13-23. Acad. Press. Limited.

CITA, M.B. & COLOMBO, L. (1979) Sedimentation in the latest Messinian at Capo Rossello (Sicily). *Sedimentology*, 26, 497-522.

CITA, M.B. & CORSELLI, C. (1990) Messinian paleogeography and erosional surfaces in Italy: an overview. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 77, 67-82.

CITA, M.B. & CORSELLI, C. (1993) Messiniano: vent'anni dopo. *Mem. Soc. Geol. It.*, 49, 145-164.

CITA, M.B., RACCHETTI, S., BRAMBILLA, R., NEGRI, M., COLOMBAROLI, D., MORELLI, L., RITTER, M., ROVIRA, E., SALA, P., BERTARINI, L. & SANVITO, S. (1999) Changes in sedimentation rates in all Mediterranean drillsites document basin evolution and support starved basin conditions after early Zanclean flood. *Mem. Soc. Geol. It.*, 54, 145-159.

CITA, M.B., SANTAMBROGIO, S., MELILLO, B. & ROGATE, F. (1990) Messinian paleoenvironments: new evidence from the Tyrrhenian Sea (ODP Leg 107). In *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, Sci. Res. (Ed. by K.A. Kastens, J. Mascle *et al*.), 107, U.S. Gov. Print. Off., 211-227.

CITA, M.B., STRADNER, H. & CIARANFI, N. (1973) Studi sul Pliocene e sugli strati di passagio dal Miocene al Pliocene. III. Biostratigraphical investigations on the Messinian stratotype and on the overlying "Trubi" Formation. *Riv. Ital. Paleont.*, 79, 3, 393-446.

CITA, M.B., VISMARA SCHILLING, A. & BOSSIO, A. (1980) Studi sul Pliocene e sugli strati di passagio dal Miocene al Pliocene. XII. Stratigraphy and paleoenvironment of the Cuevas del Almanzora section (Vera basin). A re-interpretation. *Riv. Ital. Paleont.*, 86, 1, 215-240.

CIVIS, J. (1977) Los foraminiferos pliocenicos de Papiol (Barcelona), significacion paleoecologica y paleogeografica. *Studia Geol.*, 13, 7-30.

CIVIS, J., MARTINELL, J. & DE PORTA, J. (1979) Presencia de *Cyprideis pannonica pseudoagrigentina* DECIMA en el Miembro Zorreras (Sorbas, Almeria). *Studia Geol*., 15, 57-62.

CLAUZON, G. (1973) The eustatic hypothesis and the pre-cutting of the Rhone Valley. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 13, 2, 1251-1256.

CLAUZON, G. (1978) The Messinian Var canyon (Provence, Southern France). Paleogeographic implications. *Mar. Geol*. 27, 3-4, 231-246.

CLAUZON, G. (1979) Le canyon messinien de la Durance (Provence, France): une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol*., 29, 1-2, 15-40.

CLAUZON, G. (1982) Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "desiccated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. géol. France,* (7), 24, 3, 597-610.

CLAUZON, G. (1990) Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiol. Cont.,* 17, 125-155.

CLAUZON, G. (1999) L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma. *Et. Géogr. Phys.*, 28, 1-8.

CLAUZON, G., RUBINO, J.-L. & CASERO, P. (1997) Regional modalities of the Messinian Salinity Crisis in the framework of two phases model. In *Neogene basins of the*

Mediterranean region: controls and correlation in space and time, R.C.M.N.S. Inter.-Coll., Catania, Program and Abstracts, 44-46.

CLAUZON, G., RUBINO, J.-L. & SAVOYE, B. (1995) Marine Pliocene Gilbert type fan deltas along the French Mediterranean coast. Field Trip Guide Book, 16th IAS regional meeting of Sedimentology, *Publ. Ass. Séd. Fr.*, 23, 143-222.

CLAUZON, G., SUC, J.-P., GAUTIER, F., BERGER, A. & LOUTRE, M.-F. (1996) Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology*, 24, 4, 363-366.

COLALONGO, M.L. (1968) Ostracodi del neostratotipo del Messiniano. *Giorn. Geol.*, (2), 35, 2, 67-72.

COLALONGO, M.L., PASINI, G. & CAROBENE, L. (1973) Su alcune sezioni neogeniche presso la costa tirrenica tra Salerno e Livorno. *Giorn. Geol.*, (2), 39, 1, 101-113.

CORRADINI, D. & BIFFI, U. (1988) Etude des dinokystes à la limite Messinien-Pliocène dans la coupe Cava Serredi, Toscane, Italie. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 12, 1, 221-236.

CORREGIDOR, J., CABRERA, L. & PARES, J.M. (1997) Magnetostratigrafía de las sucesiones pliocénicas del Baix Llobregat: Aproximación preliminar. *Acta Geol. Hisp.*, 32, 3-4, 147-160.

CORSELLI, C. & GRECCHI, G. (1984) The passage from hypersaline to hyposaline conditions in the Mediterranean Messinian: discussion of the possible mechanisms triggering the "lago-mare" facies. *Paléobiol. Cont.*, 14, 2, 225-239.

DECIMA, A. & SPROVIERI, R. (1973) Comments on late Messinian microfaunas in several sections from Sicily. In: *Messinian events in the Mediterranean* (Ed. by C.W. Drooger), *Kon. Ned. Akad. Wetenschappen*, Geodynamics Sci. Rep. 7, 229-234.

DI GERONIMO, I., ESU, D. & GRASSO, M. (1989) Gli strati a "Congerie" del Messiniano superiore del margine nord-occidentale Ibleo. Caratteristiche faunistiche e possibli implicazioni paleogeografiche e paleoclimatiche. *Atti Acad. Peloritana dei Pericolanti*, 67, suppl. 1, 129-150.

DI STEFANO, E., CITA, M.B., SPEZZAFERRI, S. & SPROVIERI, R. (1999) The Messinian-Zanclean Pissouri Section (Cyprus, Eastern Mediterranean). *Mem. Soc. Geol. It.*, 54, 133-144.

DI STEFANO, E., SPROVIERI, R. & SCARANTINO, S. (1996) Chronology of biostratigraphic events at the base of the Pliocene. *Palaeopelagos*, 6, 401-414.

DRIVALIARI, A., TICLEANU, N., MARINESCU, F., MARUNTEANU, M. & SUC, J.-P. (1999) A Pliocene climatic record at Ticleni (Southwestern Romania). In: *The Pliocene: Time of*

Change, (Ed. by J.H. Wrenn, J.-P. Suc & S.A.G. Leroy), Amer. Ass. Stratigr. Palynologists Foundation, 103-108.

FELBER, M., FREI, W. & HEITZMANN, P. (1991) Il canyon sepolto di eta'Messiniana nella regione di Novazzano (Ticino meridionale, Svizzera). *Boll. Soc. Tic. Sci. Natur.*, 79, 11-23.

FONTANNES, F. (1882-83) Note sur l'Extension et la Faune de la mer pliocène dans le sud-est de la France. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 11, 103-142.

GAUTIER, F., CLAUZON, G., SUC, J.-P., CRAVATTE, J. & VIOLANTI, D. (1994) Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. 2, 318,1103-1109.

GILBERT, G.K. (1885) The topographic features of lake shores. *U.S. Geol. Survey*, Washington, 5, 75-123.

GILLET, S. (1937) Sur la présence du Pontien *s. str.* Dans la région de Salonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 205, 1243-1245.

GILLET, S. (1960) Observations sur de jeunes coquilles de Mollusques du Pliocène saumâtre du Llobregat (Barcelone). *Bull. Soc. géol. France*, (7), 1, 731-733.

GILLET, S. (1965) Los Limnocardidos del Plioceno de Papiol (Barcelona). *Mem. y Commun.*, (2), 1, 3-81.

GILLET, S. (1968) La faune messinienne des environs d'Ancona. *Giorn. Geol.*, (2), 36, 69-100.

GILLET, S. & GEISSERT, F. (1971) La faune de mollusques du Pontien de Trilophos (SW de Thessaloniki). *Ann. Géol. Pays Hellén.*, (1), 23, 123-164.

GILLET, S., GRAMANN, F. & STEFFENS, P. (1978) Neue biostratigraphische Ergebnisse aus dem brackischen Neogen an Dardanellen und Marmara-Meer (Türkei). *Newsl. Stratigr.*, 7, 1, 53-64.

GLIOZZI, E. (1999) A late Messinian brackish water ostracod fauna of Paratethyan aspect from Le Vicenne Basin (Abruzzi, central Apennines, Italy). *Palaeogeogr.*, *Palaeoclimatol.*, *Palaeoecol.*, 151, 191-208.

GORINI, C., LE MARREC, A. & MAUFFRET, A. (1993) Contribution to the structural and sedimentary history of the gulf of Lions (western Mediterranean), from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bull. Soc. géol. France*, 164, 3, 353-363.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987) Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.

HOLLANDE, D. (1917) *Géologie de la Corse*. Thesis, Paris.

HOMEWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T.A. (1992) Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: Une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 16, 357-381.

HSÜ, K.J., CITA, M.B. & RYAN, W.B.F. (1973) The origin of the Mediterranean evaporites. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 13, 1203-1231.

HSÜ, K.J. & GIOVANOLI, F. (1979) Messinian event in the Black Sea. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 29, 1-2, 75-94.

HSÜ, K.J., MONTADERT, L., BERNOULLI, D., CITA, M.B., ERICKSON, A., GARRISON, R.E., KIDD, R.B., MELIERES, F., MÜLLER, C. & WRIGHT, R. (1977) History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature*, 267, 399-403.

IACCARINO, S. & BOSSIO, A. (1999) Paleoenvironment of uppermost Messinian sequences in the Western Mediterranean (Sites 974, 975, and 978). *Proc. Ocean Drill. Progr.*, Sci. Results, 161, 529-541.

IACCARINO, S., CASTRADORI, D., CITA, M.B., DI STEFANO, E., GABOARDI, S., MCKENZIE, J.A., SPEZZAFERRI, S. & SPROVIERI, R. (1999a) The Miocene-Pliocene boundary and the significance of the earliest Pliocene flooding in the Mediterranean. *Mem. Soc. Geol. It.*, 54, 109-131.

IACCARINO, S., CITA, M.B., GABOARDI, S. & GRUPPINI, G.M. (1999b) High-resolution biostratigraphy at the Miocene/Pliocene boundary in holes 974B and 975B, Western Mediterranean. *Proc. Ocean Drill. Progr.*, Sci. Results, 161, 197-221.

IACCARINO, S. & PAPANI, G. (1979) Il Messiniano dell'Appennino settentrionale dalla Val d'Arda alla Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato e il Pliocene. In: *Volume dedicato a Sergio Venzo* (Ed. by G. Step), Univ. Parma, 15-46.

JIPA, D., 1997. Late Neogene – Quaternary evolution of Dacian Basin (Romania). An analysis of sediment thickness pattern. *Geo-Eco-Marina*, 2, 127-134.

KARISTINEOS, N.K. & GEORGIADES-DIKEOULIA, E. (1985-86) The marine transgression in the Serres Basin. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 33, 1, 221-232.

KOJUMDGIEVA, E. (1987) Evolution géodynamique du bassin égéen pendant le Miocène supérieur et ses relations à la Paratéthys Orientale. *Geol. Balcanica*, 17, 1, 3-14.

KONTOPOULOS, N., ZELILIDIS, A., PIPER, D.J.W. & MUDIE, P.J. (1997). Messinian evaporites in Zakynthos, Greece. *Palaeogeogr.*, *Palaeoclimatol.*, *Palaeoecol.*, 129, 361-367.

KRIJGSMAN, W., HILGEN, F.J., RAFFI, I., SIERRO, F.J. & WILSON, D.S. (1999a) Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400, 652-655.

KRIJGSMAN, W., HILGEN, F.J., MARABINI, S. & VAI, G.B. (1999b) New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the Northern Apennines (Vena del Gesso Basin, Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 54, 25-33.

LETOUZEY, J., GONNARD, R., MONTADERT, L., KRISTCHEV, K. & DORKEL, A. (1978) Black Sea: Geological setting and recent deposits distribution from seismic reflection data. In

Initial Report of the Deep Sea Drilling Project (Ed. by D.A. Ross, Y.P. Neprochnov *et al*.), 42, 2, U.S. Gov. Print. Off., 1077-1084.

LOURENS, L.J., ANTONARAKOU, A., HILGEN, F.J., VAN HOOF, A.A.M., VERGNAUD GRAZZINI, C. & ZACHARIASSE, W.J. (1996) Evaluation of the Pliocene to early Pleistocene astronomical time scale. *Paleoceanography*, 11, 391-413.

MAGNE, J., ORSZAG-SPERBER, F. & PILOT, M.-D. (1977) Nouvelles données sur le Pliocène de Corse: le problème de la limite Miocène-Pliocène. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, (2), sect. 1, 3, 209-218.

MAGYAR, I., GEARY, D.H., & MÜLLER, P. (1999) Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 147, 151-167.

MARINESCU, F. (1978*) Stratigrafia Neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic*. Edit. Acad. R.S.R., Bucharest.

MARINESCU, F. (1992) Les bioprovinces de la Paratéthys et leurs relations. *Paleontologia i Evolució*, 24-25, 445-453.

MARINESCU, F., GHENEA, C. & PAPAIANOPOL, I. (1981) Stratigraphy of the Neogene and the Pleistocene Boundary. Inst. Geol. Geophys. Bucharest, Guidebook ser. 20, 12th Congr. Carpatho-Balkan, Guide Excursion A6, 1-111.

MARTINA, E., CASATI, P., CITA, M.B., GERSONDE, R., D'ONOFRIO, S. & BOSSIO, A. (1979) Notes on the Messinian stratigraphy of the Crotone basin, Calabria (Italy). *Ann. Géol. Pays. Hellén.*, spec. issue, 2, 755-765.

MARUNTEANU, M. (1992) Distribution of the Miocene calcareous nannofossils in the Intra- and Extra-Carpathian areas of Romania. *Knikovnicka ZPN*, 14b, 2, 247-261.

MARUNTEANU, M. & PAPAIANOPOL, I. (1995) The connection between the Dacic and Mediterranean Basins based on calcareous nannoplankton assemblages. *Rom. J. Stratigraphy*, 76, 7, 169-170.

MARUNTEANU, M. & PAPAIANOPOL, I. (1998) Mediterranean calcareous nannoplankton in the Dacic basin. *Rom. J. Stratigraphy*, 78, 115-121.

MCKENZIE, J., SPROVIERI, R. & CHANNEL, J.E.T. (1990) The terminal Messinian flood and earliest Pliocene Paleoceanography in the Mediterranean: results from ODP Leg 107, Site 652, Tyrrhenian Sea. *Mem. Soc. Geol. It.*, 44, 81-91.

MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P., PLAZIAT, J.-C. & CHAPEL, J. (1980) La signification des faunes marines contemporaines des évaporites messiniennes dans le sud-est de l'Espagne. Conséquences pour l'interprétation des conditions d'isolement de la Méditerranée occidentale. *Géol. Médit.*, 7, 1, 81-90.

MÜLLER, P., GEARY, D.H. & MAGYAR, I. (1999) The endemic molluscs of the Late Miocene Lake Pannon: their origin, evolution, and family-level taxonomy. *Lethaia*, 32, 47-60.

NESTEROFF, W.D. (1973) Un modèle pour les évaporites messiniennes en Méditerranée, des bassins peu profonds avec des dépôts d'évaporites lagunaires. In: *Messinian events in the Mediterranean* (Ed. by C.W. Drooger), *Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Geodynamics Sci. Rep., 7, 68-81.

ODIN, G.S., RICCI LUCCHI, F., TATEO, F., COSCA, M. & HUNZIKER, J.C. (1997) Integrated stratigraphy of the Maccarone section, Late Messinian (Marche region, Italy). In *Miocene Stratigraphy – An Integrated Approach* (Ed. by A. Montanari, G.S. Odin and R. Coccioni), pp. 529-544, Elsevier, Amsterdam.

OLTEANU, R. (1978) Ostracoda from DSDP Leg 42B. In *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project* (Ed. by D.A. Ross, Y.P. Neprochnov *et al*.), 42, 2, U.S. Gov. Print. Off., 1017-1038.

ORSZAG-SPERBER, F. & PILOT, M.-D. (1976) Grands traits du Néogène de Corse. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 38, 5, 1183-1187.

ORSZAG-SPERBER, F., ROUCHY, J.-M., BIZON, G., BIZON, J.-J., CRAVATTE, J. & MÜLLER, C. (1980) La sédimentation messinienne dans le bassin de Polemi (Chypre). *Géol. Médit.*, 7, 1, 91-102.

ORSZAG-SPERBER, F., ROUCHY, J.-M. & BLANC-VALLERON, M.-M. (2000) La transition Messinien-Pliocène en Méditerranée orientale (Chypre): la période du Lago-Mare et sa signification. *C. R. Acad. Sci. Paris*., 331, 493-490.

PAPAIANOPOL, I. & MARUNTEANU, M. (1993) Biostratigraphy (molluscs and calcareous nannoplankton) of the Sarmatian and Meotian in Eastern Muntenia (Dacic basin – Romania). *Zemni plyn a nafta*, 38, 1, 9-15.

PERCIVAL, S.F. (1978) Indigenous and reworked coccoliths from the Black Sea. In *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project* (Ed. by D.A. Ross, Y.P. Neprochnov *et al*.), 42, 2, U.S. Gov. Print. Off., 773-781.

POPESCU, S.-M. (in press) Repetitive changes in Lower Pliocene vegetation revealed by high-resolution pollen analysis: revised cyclostratigraphy of southwestern Romania. *Rev. Palaeobot. Palynol.*

POPESCU, S.-M. & RYAN, W.B.F. (submitted). Messinian and Lower Pliocene Environments in the Southwestern Black Sea region from high-resolution Palynology of the DSDP Site 380A (Leg 42B). *Paleoceanography*.

PROEDROU, P. (1979) The evaporites formation in the Nestos-Prinos graben in the Northern Aegean Sea. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, spec. issue, 2, 1013-1020.

RADAN, S.C. & RADAN, M. (1998) Study of the geomagnetic field structure in the Tertiary in the context of magnetostratigraphic scale elaboration. I – The Pliocene. *An. Inst. Geol. Rom.*, 70, 215-231.

RADULESCU, C., SAMSON, P.-M., SEN, S., STIUCA, E. & HOROI, V. (1997) Les micromammifères pliocènes de Deanic (bassin Dacique, Roumanie). In *BiochroM'97* (Ed. by J.-P. Aguilar, S. Legendre and J. Michaux), *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier*, 21, 635-647.

RIZZINI, A. & DONDI, L. (1978) Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian plain (Italy). *Mar. Geol.*, 27, 303-325.

RÖGL, F., BERNOR, R.L., DERTMIZAKIS, M.D., MÜLLER, C. & STANCHEVA, M. (1991) On the Pontian Correlation in the Aegean (Aegina Island). *Newsl. Stratigr.*, 24, 3, 137-158.

RÖGL, F. & STEININGER, F.F. (1983) Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran uns Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkul-mediterranen Raumes. *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 85, A, 135-163.

ROSS, D.A., NEPROCHNOV, Y.P. *et al*. (1978) Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 42, 2, U.S. Gov. Print. Off., 1-1244.

ROVERI, M., BASSETTI, M.A. & RICCI LUCCHI, F. (2001) The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective. *Sedimentary Geol.*, 140, 201-214.

ROVERI, M., MANZI, V., BASSETTI, M.A., MERINI, M. & RICCI LUCCHI, F. (1998) Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern Romagna (northern Apennines, Italy). *Giorn. Geol.*, ser. 3, 60, 119-142.

RUGGIERI, G. (1967) The Miocene and later evolution of the Mediterranean Sea. In: *Aspects of Tethyan biogeography* (Ed. by C.G. Adams and D.V. Ager), *Syst. Assoc. Publ*., 7, 283-290.

RYAN, W.B.F. & CITA, M.B. (1978) Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Mar. Geol.*, 27, 3-4, 193-230.

SACCHI, M., HORVÁTH, F., MAGYAR I. & MÜLLER P. (1997) Problems and progress in establishing a Late Neogene Chronostratigraphy for the Central Paratethys. *Neogene Newsletter*, 4, 37-46.

SARJEANT, W.A.S. (1974). *Fossil and Living Dinoflagellates*. Acad. Press, London-New York, 182 p.

SCHRADER, H.-J. (1978) Quaternary through Neogene history of the Black Sea, deduced from the paleoecology of diatoms, silicoflagellates, ebridians, and chrysomonads. In *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project* (Ed. by D.A. Ross, Y.P. Neprochnov *et al*.), 42, 2, U.S. Gov. Print. Off., 789-901.

SELLI, R. (1973) An outline of the Italian Messinian. In *Messinian events in Mediterranean* (Ed. by C.W. Drooger, J.A. Broekman, J. Hageman, J.J. Hantelmann, P. Marks, J.E. Meulenkamp & R.R. Schmidt), Koninklijke Nederlandse Akad. Van Wetenschappen, Geodynamics Sci. Rep. 7, 150-171.

SEMENENKO, V.N., ILJINA, L.B. & LYULJEVA, S.A. (1995) About zonal correlation of the Meotian stage of the eastern Paratethys. *Rom. J. Stratigraphy*, 76, 7, 115-116.

SEMENENKO, V.N. & LYULJEVA, S.A. (1978) Opît priamoi korelaţii moi-plioţena Vostocinogo Paratetisa i Tetisa. Stratigrafia Kainozoia Severnogo Pricernomoria i Krima. *Nauk. Trud.*, 2, 95-105.

SEMENENKO, V.N. & OLEJNIK, E.S. (1995) Stratigraphic correlation of the Eastern Paratethys Kimmerian and Dacian stages by molluscs, dinocyst and nannoplankton data. *Rom. J. Stratigraphy*, 76, 7, 113-114.

SEMENENKO, V.N. & PEVZNER, M.A. (1979) Correlation of Miocene and Pliocene of the Ponto-Caspian on the biostratigraphic and paleomagnetic data. *Proc. USSR Acad. Sci.*, *Geol. Ser.*, 1, 5-15.

SENEŠ, J. (1973) Correlation hypotheses of the Neogene Tethys and Paratethys. *Giorn. Geol.*, (2), 39, 271-286.

SGARRELLA, F., SPROVIERI, R., DI STEFANO, E., CARUSO, A., SPROVIERI, M. & BONADUCE, G. (1999) The Capo Rossello bore-hole (Agrigento, Sicily): cyclostratigraphic and paleoceanographic reconstructions from quantitative analyses of the Zanclean foraminiferal assemblages. *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, 105, 2, 303-322.

SHACKLETON, N.J., HALL, M.A. & PATE, D. (1995) Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. *Proc. Ocean Drill. Progr.*, Sci. Results, 138, 337-355.

SISSINGH, W. (1972) Late Cenozoic ostracoda of the South Aegean island arc. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 6, 1-187.

SNEL, E., MARUNTEANU, M., MACALET, R. & MEULENKAMP, J.E. (2000) Late Miocene – Early Pliocene chronostratigraphic framework for the Dacic basin, Romania. 11th Congr. Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Fes, abstracts, 41.

SPEZZAFERRI, S., CITA, M.B. & MCKENZIE, J. (1998) The Miocene/Pliocene boundary in the Eastern Mediterranean: results from Sites 967 and 969. *Proc. Ocean Drill. Progr.*, Sci. Results, 160, 9-28.

SPROVIERI, M. & SACCHI, M. (1999) Correlation between Paratethys and Mediterranean events during the Tortonian: a working hypothesis. *Neogene Newsletter*, 6, 60-70.

STEVANOVIĆ, P.M., NEVESSKAYA L.A., MARINESCU, F., SOKAC, A. & JAMBOR, A. eds. (1990) Chronostratigraphie und Neostratotypen, Neogen der Westlivhen ("Zentrale") Paratethys 8, Pontien. *Jazu and Sanu,* Zagreb-Belgrad, 1-952.

STOFFERS, P. & MÜLLER, G. (1978) Mineralogy and lithofacies of Black Sea sediments, Leg 42B Deep Sea Drilling Project. . In *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project* (Ed. by D.A. Ross, Y.P. Neprochnov *et al*.), 42, 2, U.S. Gov. Print. Off., 373-390.

SUC, J.-P. & BESSAIS, E. (1990) Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile, avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. 2, 310, 1701-1707.

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 Micropal.*, 7, 165-186.

SÜTÖ-SZENTAI, M. (1991) Microplankton flora of the Pannonian sequence of the Szentlorinc-XII structure exploratory well. *Földtani Közlöny*, 119, 31-43.

SYRIDES, G.E. (1995) Neogene mollusk faunas from Strymon basin, Macedonia, Greece. First results for biochronology and palaeoenvironment. *Geobios*, sp. issue, 18, 381-388.

SYRIDES, G.E. (1998) Paratethyan mollusc faunas from the Neogene of Macedonia and Thrace, Northern Greece. *Rom. J. Stratigraphy*, 78, 171-180.

SYRIDES, G.E. (2000) Neogene marine cycles in Strymon basin, Macedonia, Greece. *Geol. Soc. Greece*, sp. publ., 9, 217-225.

TANER, G. (1979) Die Molluskenfauna der Neogenen Formation der Halbinsel-Gelibolu. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, spec. issue, 3, 1189-1194.

TICLEANU, N. & DIACONITA, D. (1997) The main coal facies and lithotypes of the Pliocene coal basin, Oltenia, Romania. In *European Coal Geology and Technology* (Ed. by R. Gayer and J. Pesek), *Geol. Soc. Sp. Publ*., 125, 131-139.

VAN VUGT, N., LANGEREIS, C.G. & HILGEN, F.J. (2001) Orbital forcing in Pliocene-Pleistocene Mediterranean lacustrine deposits: dominant expression of eccentricity versus precession. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 172, 193-205.

VISMARA SCHILLING, A., STARDNER, H., CITA, M.B. & GAETANI, M. (1976) Stratigraphic investigations on the late Neogene of Corfou (Greece) with special reference to the Miocene/Pliocene boundary and to its geodynamic significance. *Mem. Soc. Geol. It.*, 16, 279-317.

WINTER, A., JORDAN, R.W. & ROTH, P.H. (1994) Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. In *Coccolithophores*. WINTER, A. & SIESSER, W.G. eds., Cambridge Univ. Press, 161-177.

Figure captions

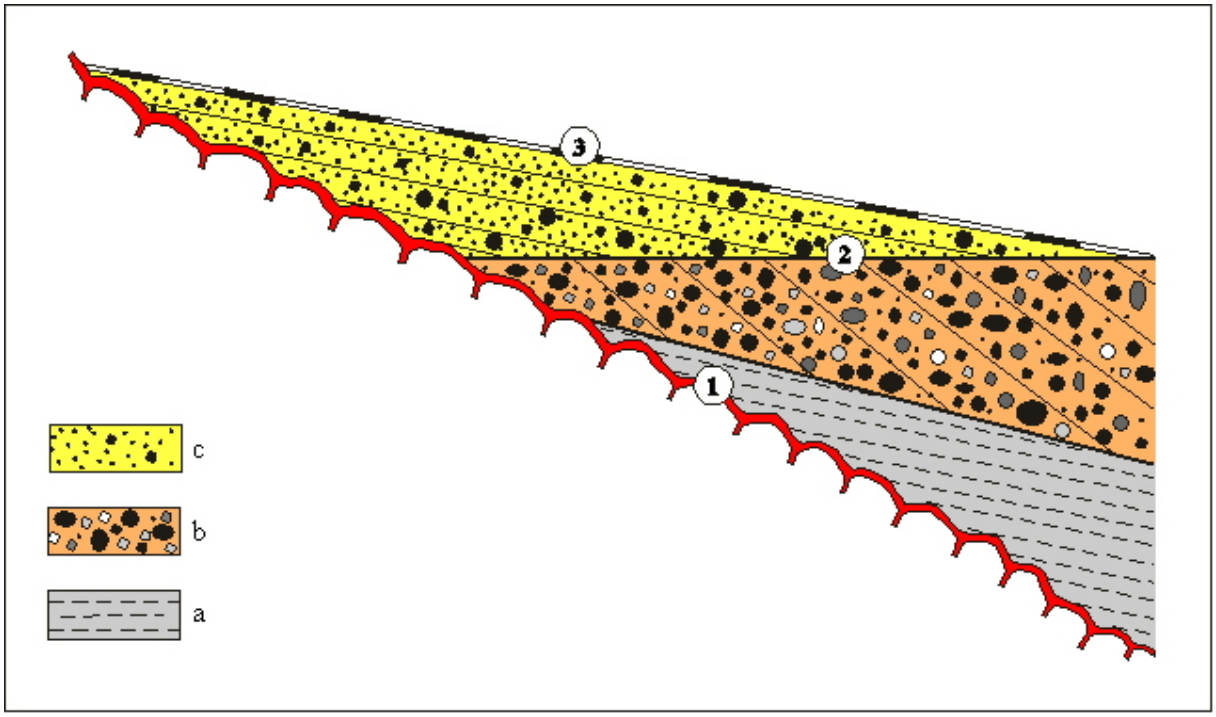


Fig. 1. Zanclean Gilbert-type delta structure (Clauzon, 1990, 1999; Clauzon *et al*., 1995).
Surfaces: 1, the Messinian erosional surface; 2, the marine/continental transition; 3, the abandon surface.
Sedimentary bodies: a, silty bottom set beds; b, conglomeratic fore set beds; c, sandy to conglomeratic top set beds.

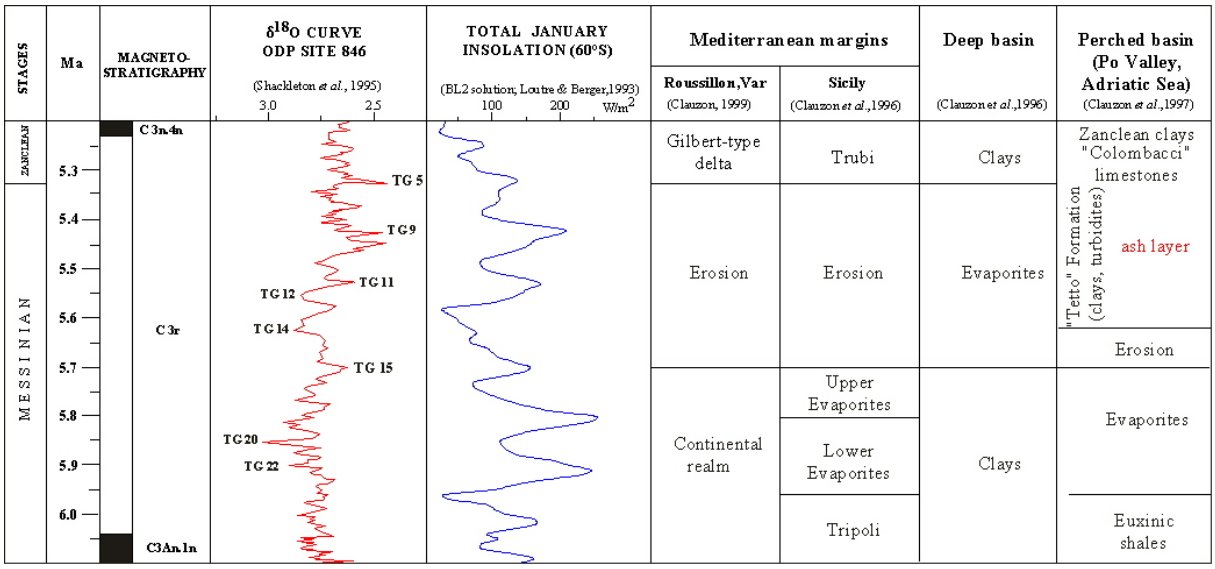
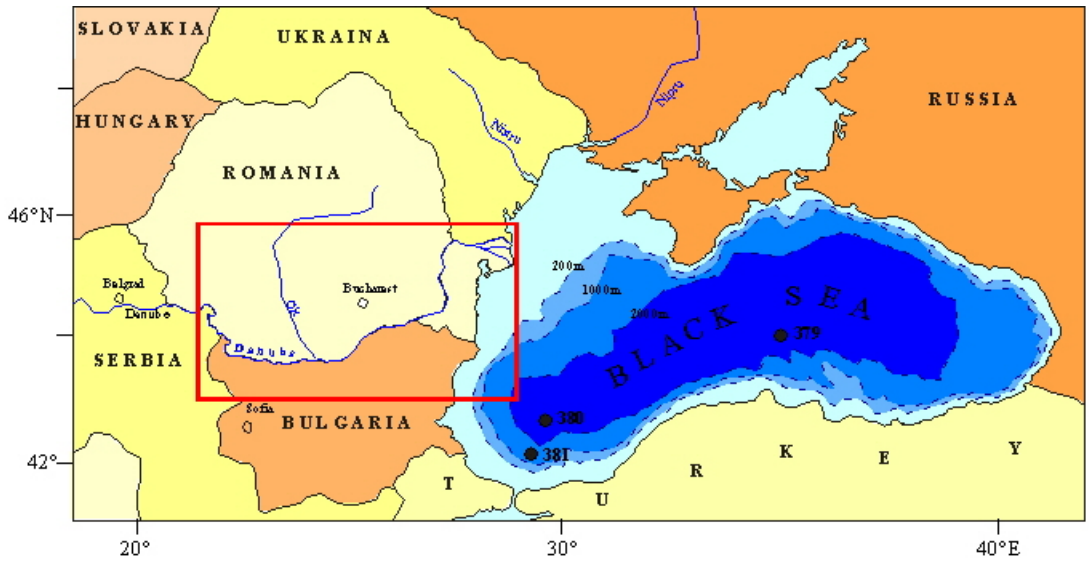


Fig. 2. The two phase model for the Messinian salinity crisis (Clauzon *et al*., 1996) with geographical variants (Clauzon *et al*., 1997).

$\Delta^{18}O$ curve from Shackleton *et al*. (1995) has been chronologically re-calibrated in order to take into account the new age of the end of C3An.1n Chron established by Krijgsman *et al*. (1999a) at 6.04 Ma. It results in weakening some discrepancies between the isotopic curve and the insolation curve (Clauzon *et al*., 1996: Fig. 1).



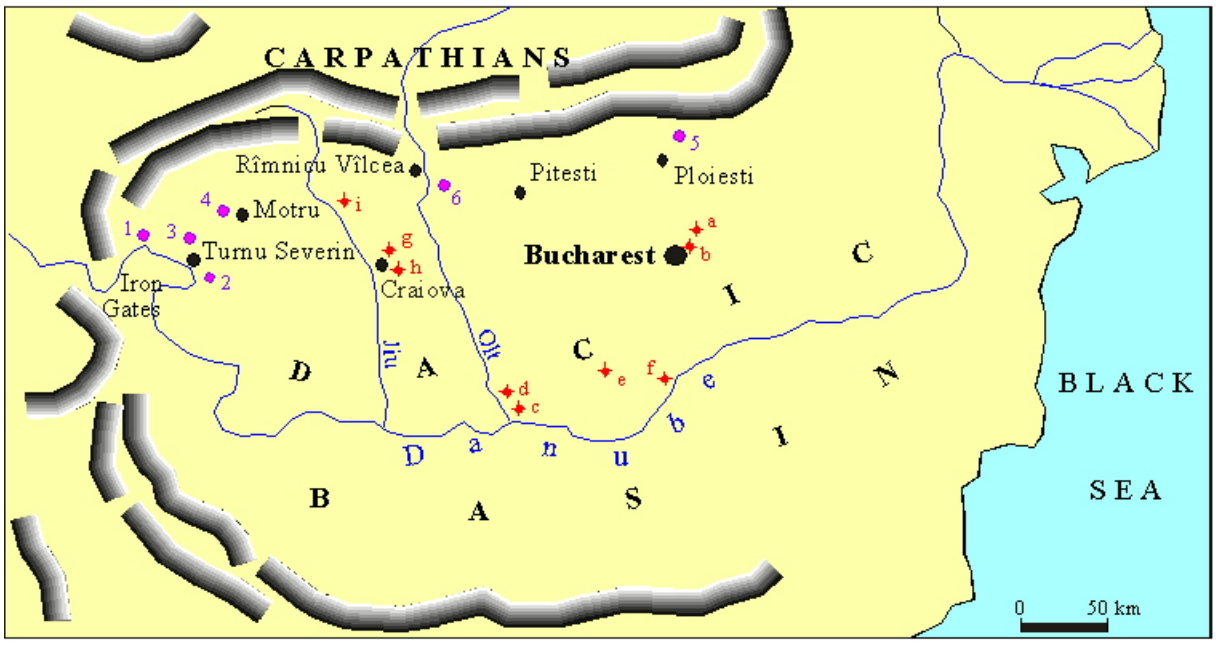


Fig. 3. Black Sea and Dacic Basin localities.
Exposed sections: 1, Gura Vaii; 2, Hinova; 3, Husnicioara; 4, Lupoaia; 5, Valea Vacii and Cernat Valley; 6, Badislava.
Boreholes: a, Moara Vlasiei; b, Afumati; c, Tarnu Margurele; d, Lita; e, Alexandria; f, Giurgiu; g, Mitrofani; h, Malu; i, Ticleni.

Ma	Standard stages		Biostratigraphy Nannoplankton	Regional stages of Central Paratethys	
2	PLIOCENE	Gelasian	NN 18	Romanian	
			NN 16 b - NN 17		
3		Piacenzian	NN 16 a		
4		Zanclean	NN15		
			NN 13 - NN 14	Dacian	
5			NN 12	Bosphorian	Pon-tian
6	MIOCENE	Messinian	NN 11	Portaferrian	
				Odessian	
7		Tortonian		Meotian	

Fig. 4. Revised Upper Miocene-Lower Pliocene chronostratigraphic relationships between the Mediterranean Sea and the Dacic Basin according to Snel *et al*. (2000) and the present work.

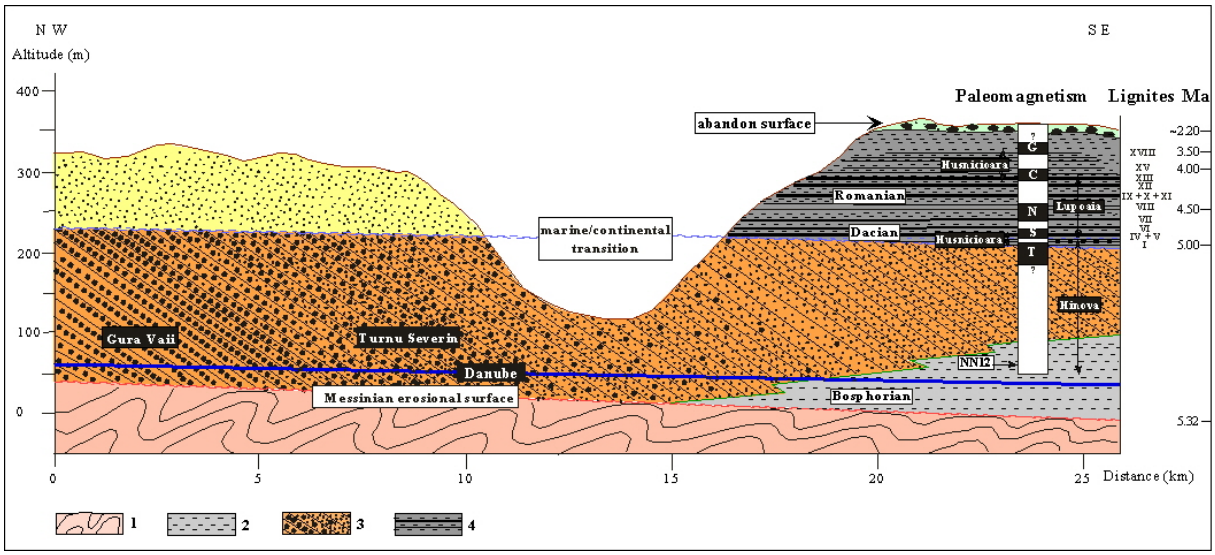


Fig. 5. Synthetic section through the Zanclean Gilbert-type delta near Turnu Severin .
Lithology: 1, Carpathian bedrock; 2, Silty bottom set beds; 3, Conglomeratic to sandy fore set beds; 4, Sandy and clayey top set beds including lignites.
Magnetostratigraphy: T, Thvera (C3n.4n); S, Sidufjall (C3n.3n); N, Nunivak (C3n.2n); C, Cochiti (C3n.1n); G, first normal event in the Gauss period (C2An.3n).

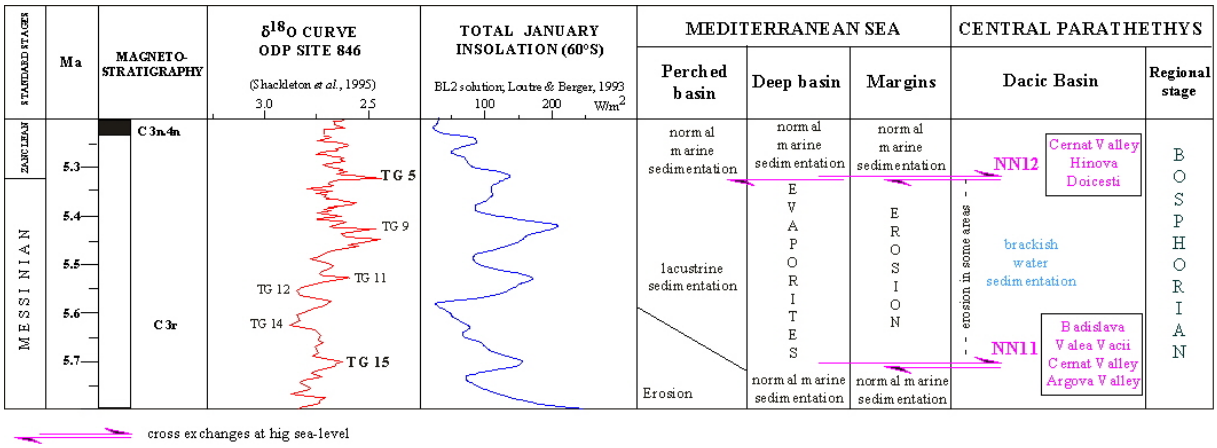


Fig. 6. Proposed chronology of high sea-level cross exchanges between the Mediterranean Sea and the Dacic Basin in the latest Messinian - earliest Zanclean. $\Delta^{18}O$ and insolation curves derive from Figure 2.

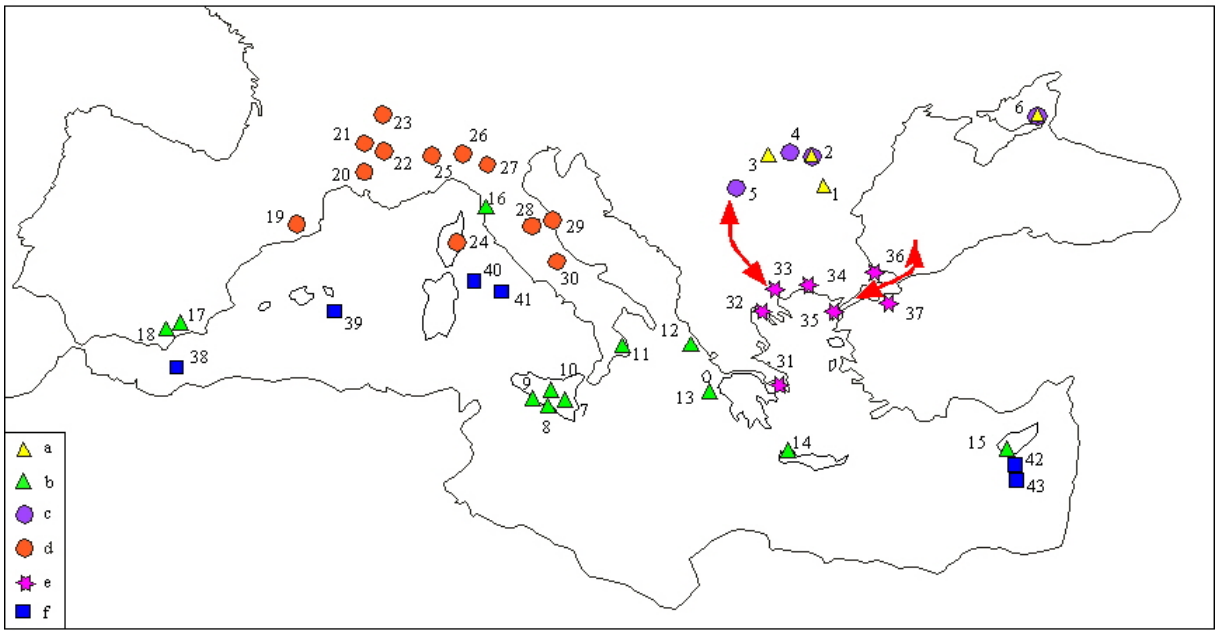


Fig. 7. Selected localities in the Mediterranean Basin and Dacic Basin used to propose cross exchanges in the latest Messinian – earliest Zanclean.
a, Localities with NN11 nannoflora (belonging to Bosphorian stage in the Dacic Basin); b, Latest Messinian localities from the Mediterranean with Paratethyan immigrants; c, Localities with NN12 nannoflora (belonging to the Bosphorian stage in the Dacic Basin); d, Earliest Zanclean localities from the Mediterranean with Paratethyan immigrants; e, Aegean localities of confusing or undetermined age with Paratethyan molluscs; f, Mediterranean deep sea boreholes with Paratethyan ostracods. Localities (some of them may include several sections), references are given in the text: 1, Argova Valley; 2, Cernat Valley; 3, Badislava; 4, Doicesti; 5, Hinova; 6, Kerc (Azov Sea); 7, Vizzini; 8, Capo Rossello; 9, Eraclea Minoa; 10, Pasquasia; 11, Zinga; 12, Corfou; 13, Zakynthos; 14, Khairetiana; 15, Pissouri and Polemi; 16, Livorno; 17, Vera; 18, Sobas; 19, Papiol; 20, Théziers; 21, Saint-Marcel d'Ardèche; 22, Saint-Restitut; 23, Allex; 24, Aleria; 25, Alba; 26, Torre Sterpi; 27, Monteglino; 28, Maccarone; 29, Ancone; 30, Le Vicenne; 31, Aegina; 32, Axios basin; 33, Strymon

basin; 34, Xanthi basin; 35, Gelibolu; 36, Ambarliköy; 37, Yalakdere; 38, Site 978A; 39, Site 975B; 40, Site 654; 41, Site 974B; 42, Site 968A; 43, Site 967A.

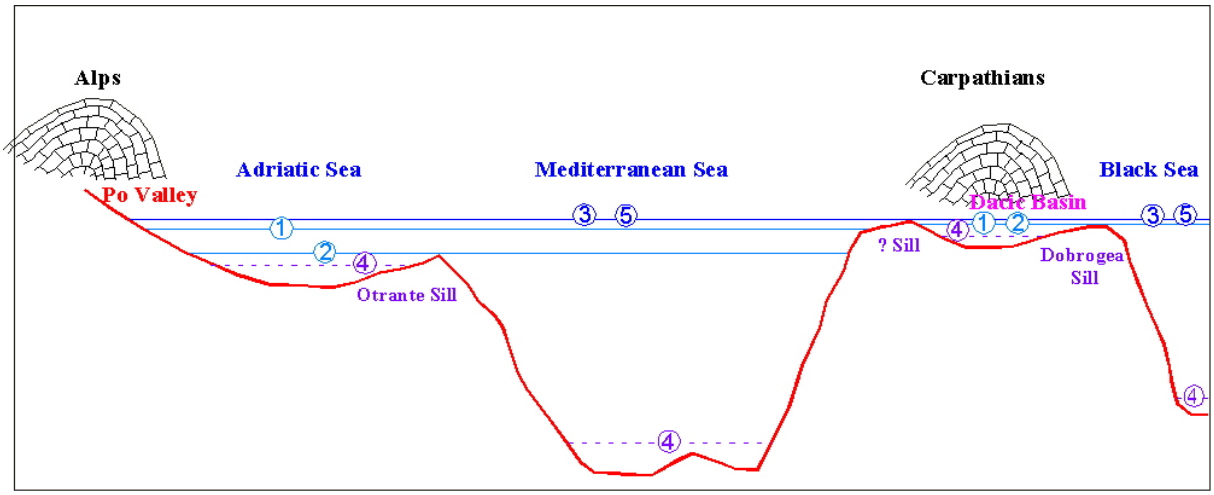


Fig. 8. Proposed time-schedule of sea-level changes and high sea-level exchanges between the Mediterranean Sea, the Adriatic Sea and the Central Paratethys (Dacic Basin, Black Sea).
1, at about 6 Ma; 2, between 5.9 and 5.8 Ma; 3, at about 5.7 Ma; 4, between 5.6 and 5.4 Ma; 5, at about 5.33 Ma. High sea-level exchanges would have occurred at about 5.7 Ma (isotopic stage TG 15) and 5.33 Ma (isotopic stage TG 5).

Pl. 1. Views of the Turnu Severin Gilbert-type delta.

Fig. 1. View of the proximal Gilbert-type delta construction from upstream Iron Gates (see the arrow).

Fig. 2. Erosional surface in lateral position at Gura Vaii, overlain by retrogressive fore set beds.

Fig. 3. Conglomeratic fore set beds near Gura Vaii.

Fig. 4. Sandy fore set beds near Turnu Severin.

Fig. 5. Silty bottom set beds near Hinova.

Fig. 6. Silty bottom set beds near Hinova overlain by sandy fore set beds.

Fig. 7. Lignite indicating the marine/continental transition at Hinova (see the arrow), i.e. at the limit between fore set beds and subhorizontal top set beds..

Fig. 8. Lignite quarry at Husnicioara (lignites IV-V, fluvial sands, lignite XIII)

Fig. 9. Lignite quarry at Lupoaia (lignites V-VIII).

Fig. 10. Abandon surface at Varanic (lapiés morphology).

Fig. 11. Siliceous gravels from the abandon surface at Varanic.

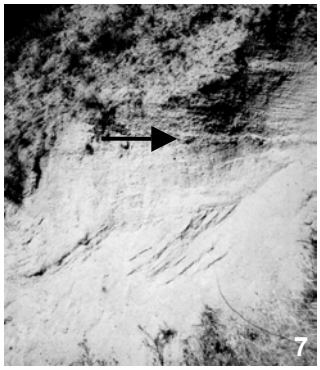
1

2

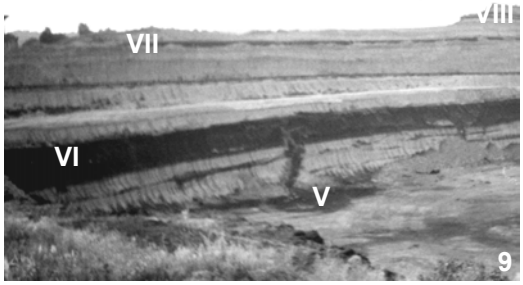
3

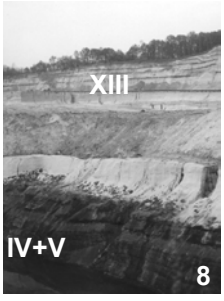
4

5


7

6


VII
VI
V
9


XIII
IV+V
8

10

11

4. Hinova.

A Hinova, on peut observer plusieurs termes du Gilbert delta de Turnu Severin, de bas en haut (Fig. 12) :

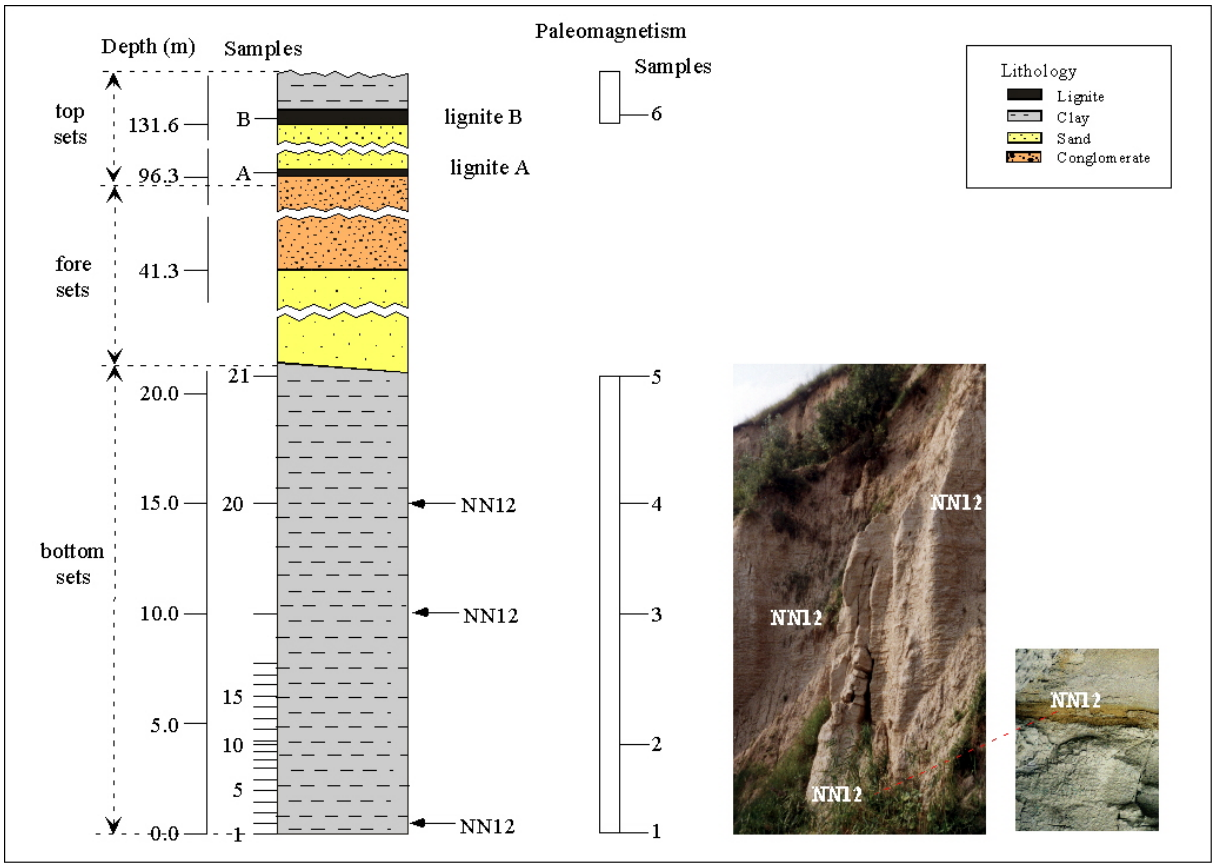


Fig. 12. HINOVA : stratigraphie et échantillonnage.

- les *bottom sets* argileux (épaisseur : 22 m) qui affleurent dans une ancienne carrière exploitée par une briqueterie en amont du village d'Hinova le long de la route 56A ;
- les *fore sets* sableux (à fort pendage) qui les surmontent dans la carrière ; on les retrouve dans les collines au nord-est du village où ils deviennent conglomératiques (épaisseur totale : 74 m) ;
- ces derniers sont tronqués par un premier lignite horizontal (lignite noté A dans la nomenclature des lignites du bassin ; Ticleanu et Diaconita, 1997) qui marque la transition marin-continental (épaisseur : 30 cm) ;
- les *top sets* sableux horizontaux (épaisseur : 35 m) ; ils incluent un second lignite [lignite B de la nomenclature des lignites du bassin (Ticleanu et Diaconita, 1997)] ; épaisseur : 40 cm.] puis passent à des argiles.

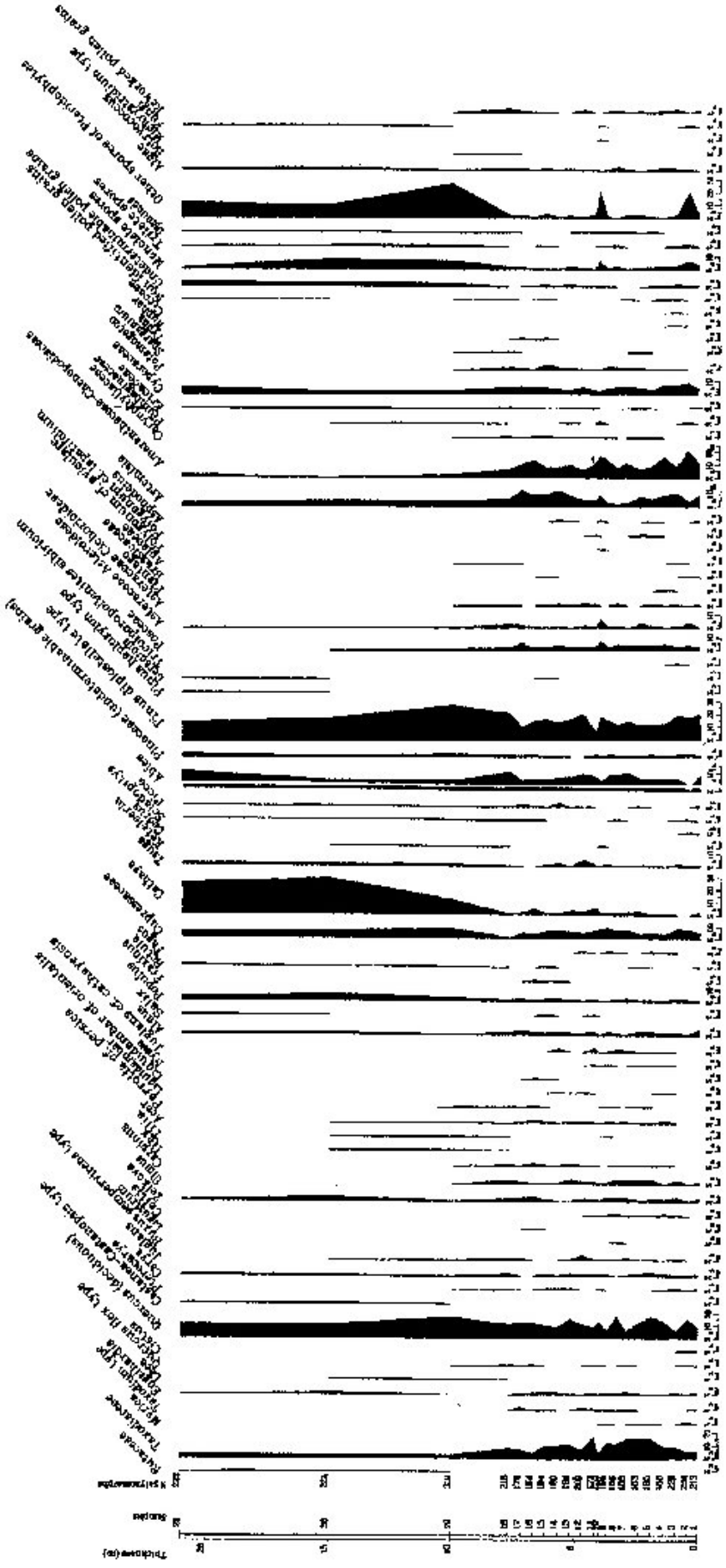


Fig. 13 . HINOVA (partie inférieure : *bottom sets beds*) : diagramme pollinique détaillé.

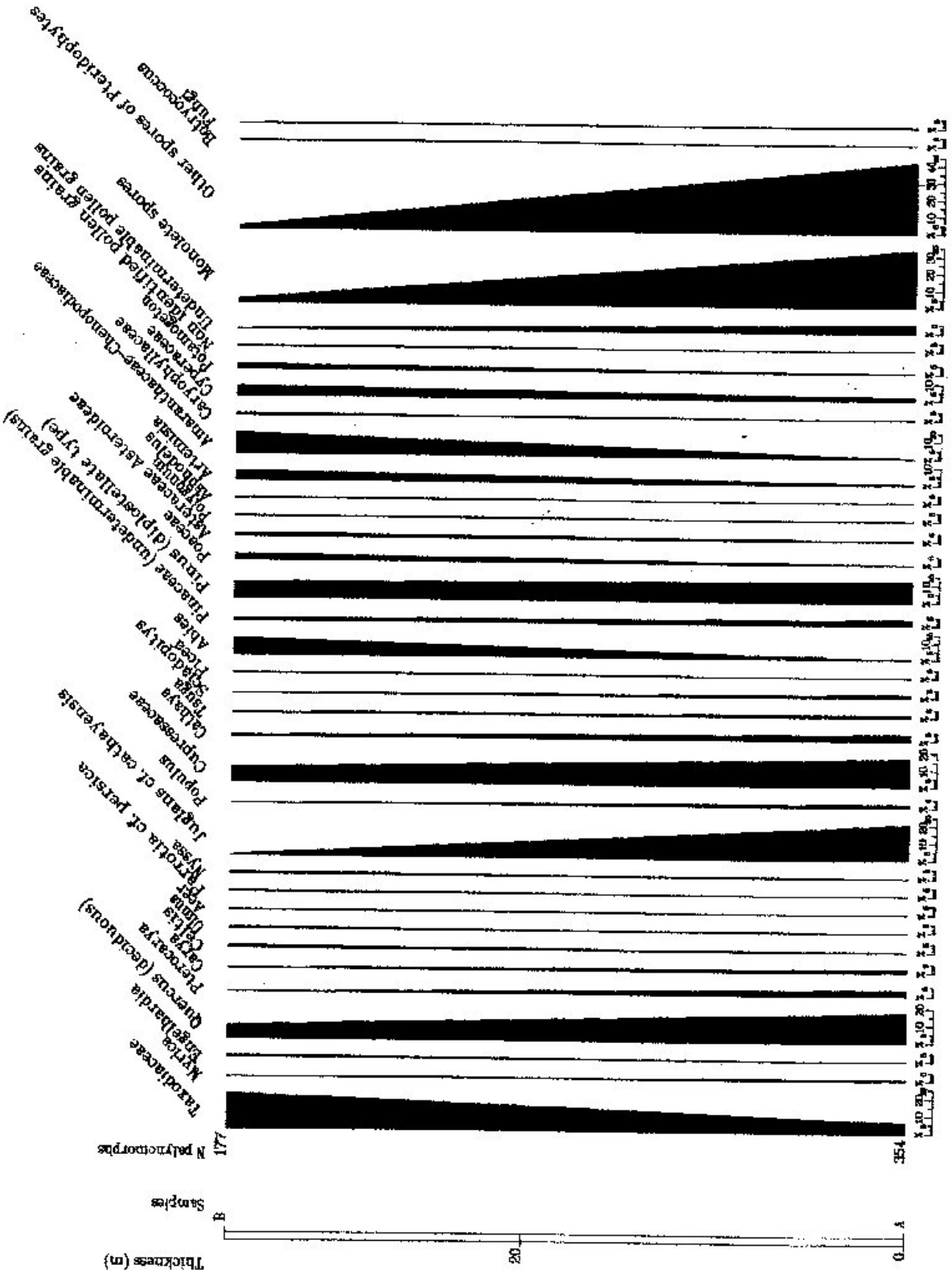
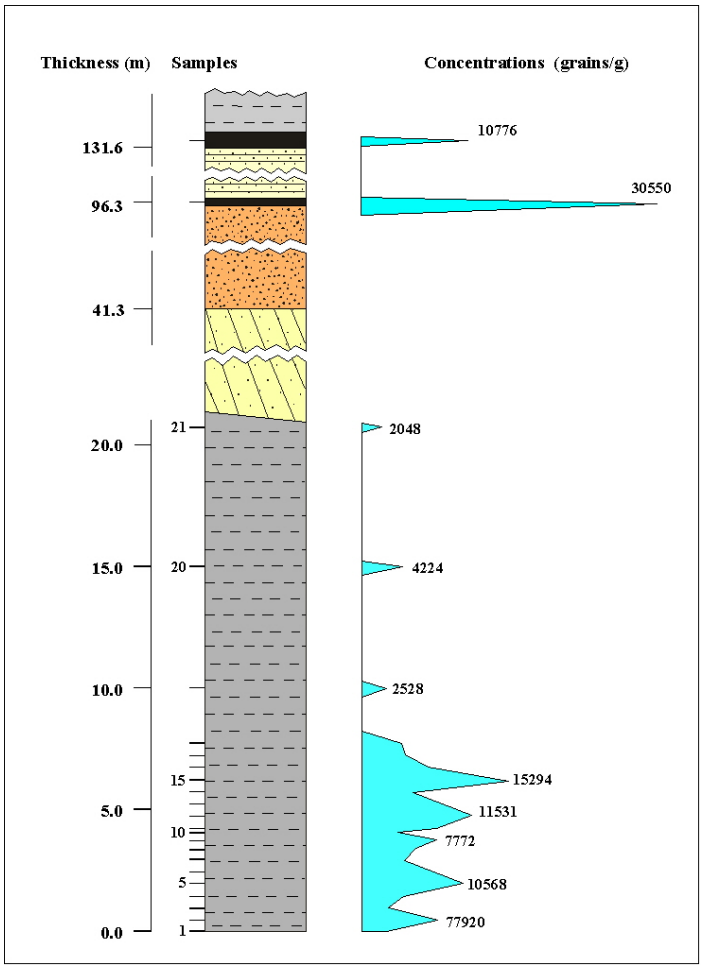


Fig. 14 . HINOVA (partie supérieure : lignites A et B) : diagramme pollinique détaillé.

Trois échantillons pris dans les *bottom sets* argileux ont livré une nannoflore méditerranéenne que M. Marunteanu (communication personnelle) a rapporté à la zone NN 12 ; l'échantillon 2 provient d'un niveau plus sableux riche en congéries typiques du Bosphorien (Marinescu, 1978) (Fig. 12).



Ces faunes sont détaillées dans l'article Clauzon *et al*. (à soumettre : inséré) présenté ci-avant. Six échantillons ont été mesurés pour le palé-omagnétisme (Fig. 12) ; ils sont tous inverses (Krigjsman, communication personnelle). L'ensemble de cette série a été attribué au Zancléen basal, antérieurement au premier événement normal du Pliocène (C3n.4n ou Thvera).

Vingt-trois échantillons ont fourni des palynomorphes : vingt et un proviennent des *bottom sets* argileux, les deux autres respectivement des lignites A et B.

Fig. 15. HINOVA : concentrations polliniques.

La flore pollinique est dominée par les Taxodiaceae, les Cupressaceae, les *Quercus* décidus, *Pinus*, *Abies*, *Artemisia*, les Amaranthaceae-Chenopodiaceae et les Cyperaceae (Fig. 13 et 14). La concentration pollinique est en général élevée (Fig. 15). L'abondance élevée des herbacées dans les niveaux inférieurs (échantillons 1 à 18) associée à celle d'*Artemisia* et des halophytes (Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Caryophyllaceae et Plumbaginaceae) reflète l'ouverture des milieux littoraux (Fig.16) avant de passer en régime de sédimentation continentale (*top sets* incluant les lignites).

Quelques éléments méga-mésothermes (subtropicaux) vivaient dans la région (Taxodiaceae, *Engelhardia*, *Leea*), associés à bon nombre d'éléments mésothermes

(tempérés-chauds) comme *Pterocarya*, *Carya*, *Juglans* cf. *cathayensis*, *Parrotia* cf. *persica*, *Liquidambar*, *Quercus*, *Nyssa*, etc. Certaines gymnospermes se développaient très probablement en altitude (d'abord *Cedrus*, *Cathaya*, *Sciadopitys* et *Tsuga* puis *Abies* et *Picea*) ; cette interprétation de l'étagement de la végétation est soutenue par l'absence de macrorestes végétaux de ces éléments dans les lignites du bassin Dacique (Ticleanu et Diaconita, 1997). La description complète de l'organisation de cette végétation est indiquée et discutée dans l'article Popescu (sous presse) inséré plus loin. Le sommet des *bottom sets* d'Hinova montre la réduction des fréquences de Taxodiaceae et l'élévation de celle de certains éléments d'altitude (*Cathaya*, *Abies*) (Fig. 16). Cette meilleure perception des groupements d'altitude doit refléter leur « descente » en relation avec une légère baisse de la température.

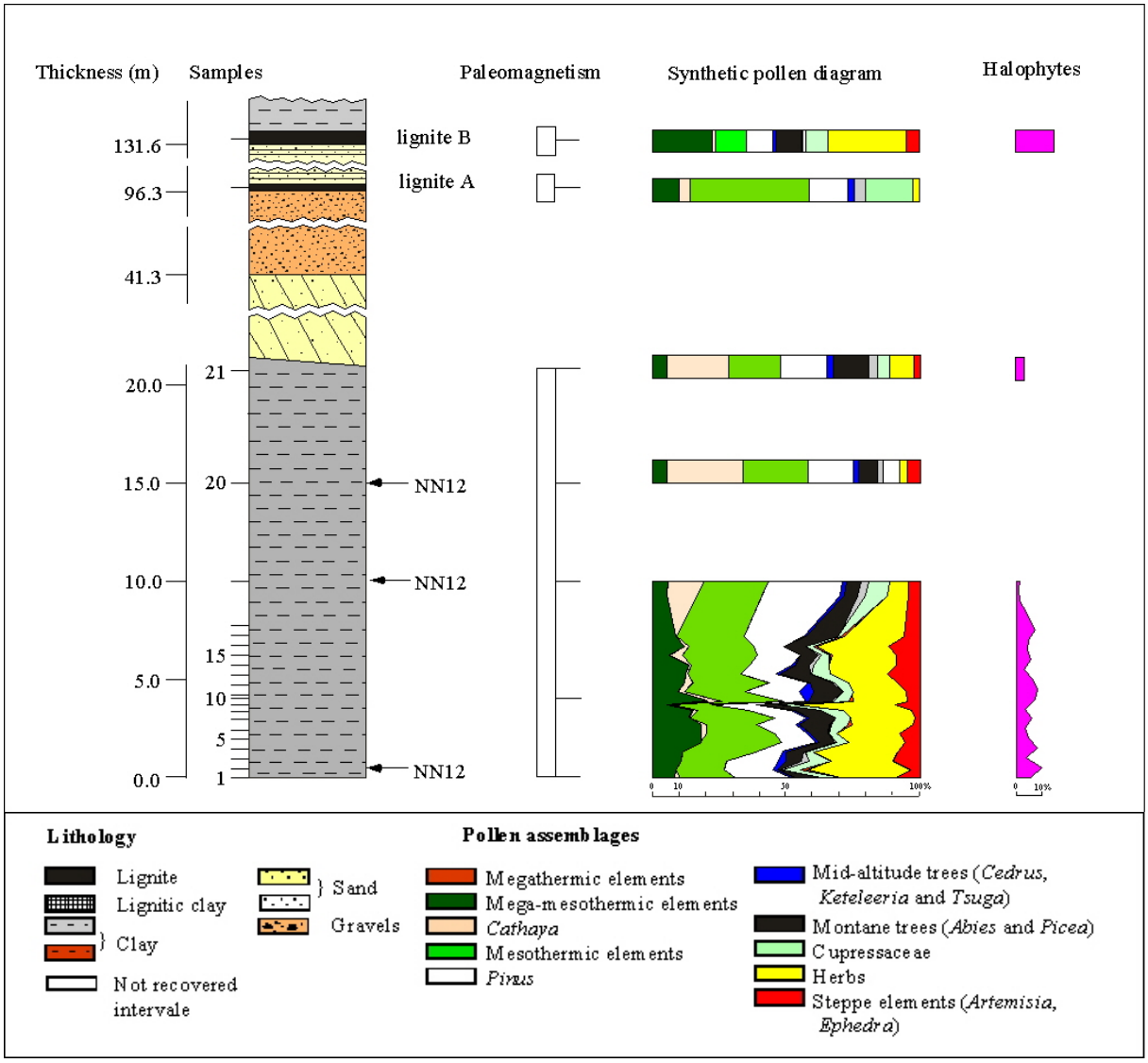


Fig. 16. HINOVA : résultats polliniques synthétiques.

Des dinokystes marins sont présents en relative abondance dans la partie basale des *bottom sets* mais ne contiennent pas de forme typiquement méditerranéenne. Les genres *Achomosphaera*, *Impagidinium*, *Spiniferites* sont représentés à côté des espèces paratéthysiennes *Galeacysta etrusca* ou *Spiniferites cruciformis*. La présence des dinokystes , des ostracodes (Fig. 17) et des bivalves (Fig. 18) montrent la nature marine vers saumaître du dépôt, en accord avec l'abondance des pollens d'halophytes qui vivaient sur le littoral.

Samples	Taxa	Samples	Taxa
21	*Amnicythere multituberculata* (Livental) *Bacunella dorsoarcuata* (Zalany) *Loxoconcha schweyeri schweyeri* (Suzin) *Paraloxoconcha hadonica* (Pokorny) *Amnicythere incerta* (Olteanu) *Amnicythere fecunda* (Olteanu) *Amnicythere aff.saljanica* (Livental) *Caspiolla acronasuta* (Livental) *Caspiolla lobata* (Zalany) *Caspiolla kozloduensis* (Stanceva) *Pontoleberis pontica* (Stanceva) *Pontoleberis altilla (* Stanceva)	10	*Caspiolla* cf.*pontica* (Agalarova) *Caspiolla* cf.*acronasuta* (Livental) *Pontoniella sagittosa* (Krstic) *Bacunella dorsoarcuata* (Zalany) *Loxoconcha schweyeri schweyeri* (Suzin) *Mediocyprideis ponticus* (Olteanu) *Cypria tocorjescui* (Hanganu) *Advenocypris* sp. *Tyrrhenocythere filipescui* (Hanganu) *Amnicythere gratiosa* (Olteanu) *Amnicythere incerta* (Olteanu) *Amnicythere saljanica* (Stanceva) *Pontionella truncata pontica* (Krstic) *Pontoleberis pontica* (Stanceva) *Caspiolla dacica dacica* (Olteanu)
20	*Paralaxodonta hodonica* (Pokovny) *Bacunella dorsoarcuata* (Zalany) *Caspiocypris aff. Nikolvi* (Stanceva) *Amnicythere palimsesta* (Livental) *Amnicythere olivina* (Livental) *Tyrrhenocythere sp.* *Amnicythere precaspia* (Livental)		
19	*Paraloxoconcha hadonica* (Pokorny) *Cypria tocorjerscui* (Hanganu) *Caspiocypris pontica* (Sokac) *Lineocypris trapezoidea* (Zalany)	1	*Tyrrhenocythere filipescui* (Hanganu) *Pontoniella sagittosa* (Krstic) *Bacunella dorsoarcuata* (Zalany) *Loxoconcha schweyeri schweyeri* (Suzin) *Mediocyprideis ponticus* (Olteanu) *Cypria tocorjescui* (Hanganu) *Advenocypris* sp. *Caspiolla* cf.*pontica* (Agalarova) *Caspiolla* cf.*acronasuta* (Livental)

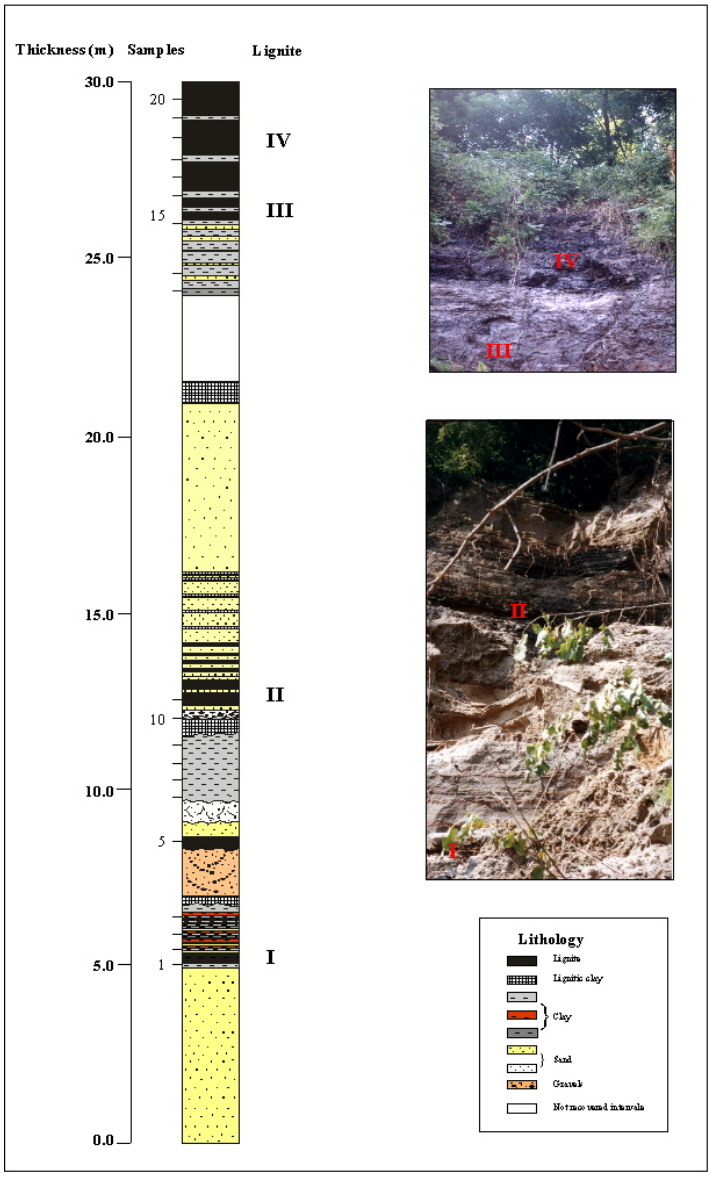
Fig. 17. HINOVA : ostracodes (Olteanu, communication personnelle)**.**

Sample	Taxa
2	***Limnocardium (Bosphoricardium) emarginatum***
2	***Limnocardium (Tauricardium) petersi***
2	***Plagiodacna avigeri***
2	***Dreissena*** sp. Ex.Gr.D***. rostriformis***
2	***Dreissenomya aperta***
2	***Phyllocardium planum planum***

Fig. 18. HINOVA : bivalves (Marinescu, communication personnelle).

5. Valea Visenilor.

Postérieure à la coupe de Hinova, la coupe de Valea Visenilor se développe sur une épaisseur de 30 mètres.



La partie basale est caractérisée par les *top sets* sableux horizontaux avec une puissance de 20 mètres.

Ils incluent quatre lignites, deux avec des épaisseurs réduites (30-50cm.) respectivement reconnus comme le 1er et le 2ème lignite dans la nomenclature régionale et deux autres (numérotés III et IV dans la même nomenclature) qui sont situés dans la partie supérieure de la coupe (Ticleanu et Diaconita, 1997). La coupe débute avec 5 m de sables jaunes qui sont suivis d'une alternance de bancs très fins d' argiles rougeâtres et grises, des argiles charbonneuses et des lignites dont le lignite I

Fig. 19. VALEA VISENILOR : stratigraphie, échantillonnage.

La série de Valea Visenilor continue avec 1,5 m de conglomérats à fort pendage, avec 1,5 m des sables fluviatiles de couleur blanche et 2 m d'argiles grises. Le lignite II est compris dans une série de sables jaunes d'approximativement 10 m d'épaisseur. La partie supérieure de la coupe présente une série argileuse surmontée de lignites (III et IV dans la littérature régionale) (Fig. 19).

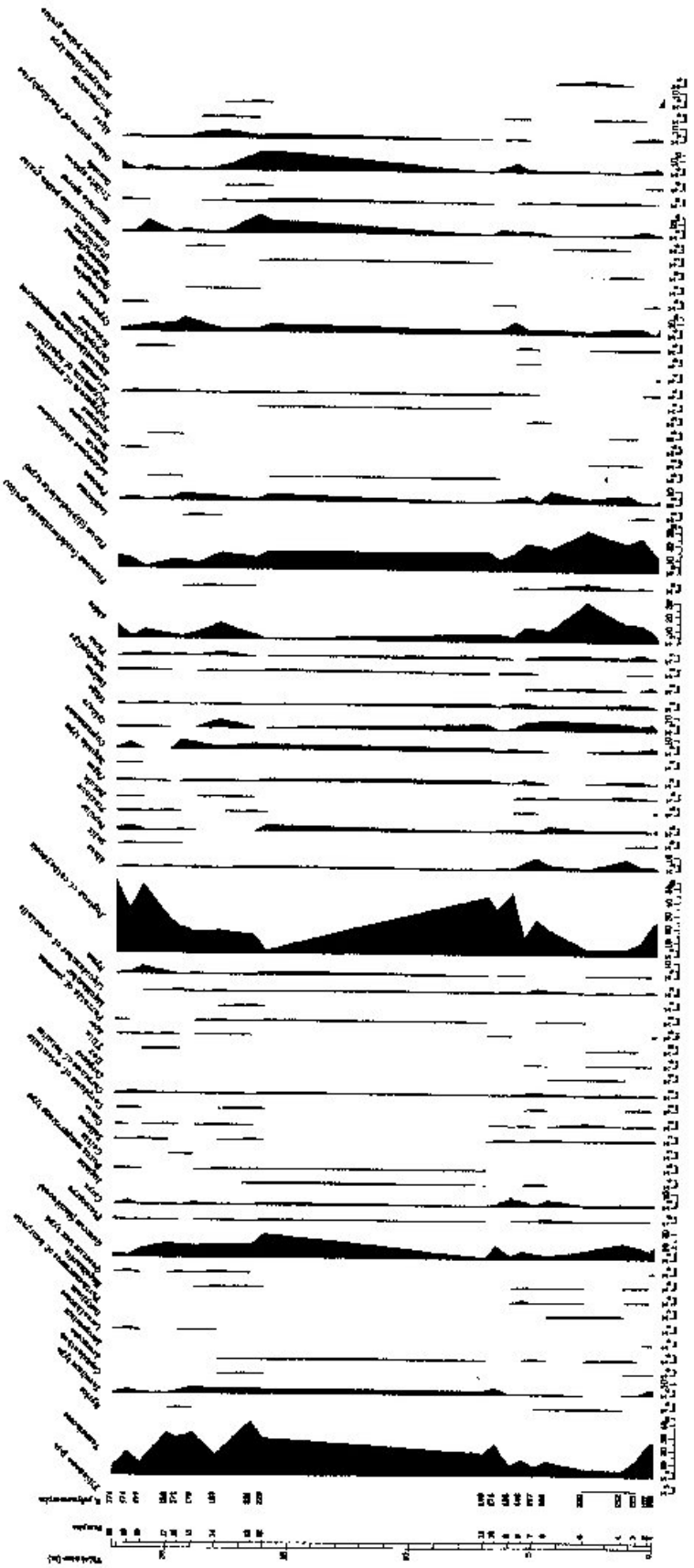


Fig. 20. VALEA VISENIOLOR : Diagramme pollinique détaillé.

La flore pollinique est constituée de 64 taxons (Fig. 20). Les arbres prédominants appartiennent aux Taxodiaceae, aux *Quercus* à feuillage caduc, à *Pterocarya, Carya, Carpinus, Liquidambar, Nyssa, Juglans* cf. *cathayensis, Fagus,* aux Cupressaceae, à *Picea, Abies* et *Pinus*. Les herbes prédominantes sont les Poaceae et les Cyperaceae.

La concentration en pollens fluctue entre 4.748 grains de pollen/gramme de sédiment et 166.400 grains de pollen / gramme de sédiment (Fig. 21).

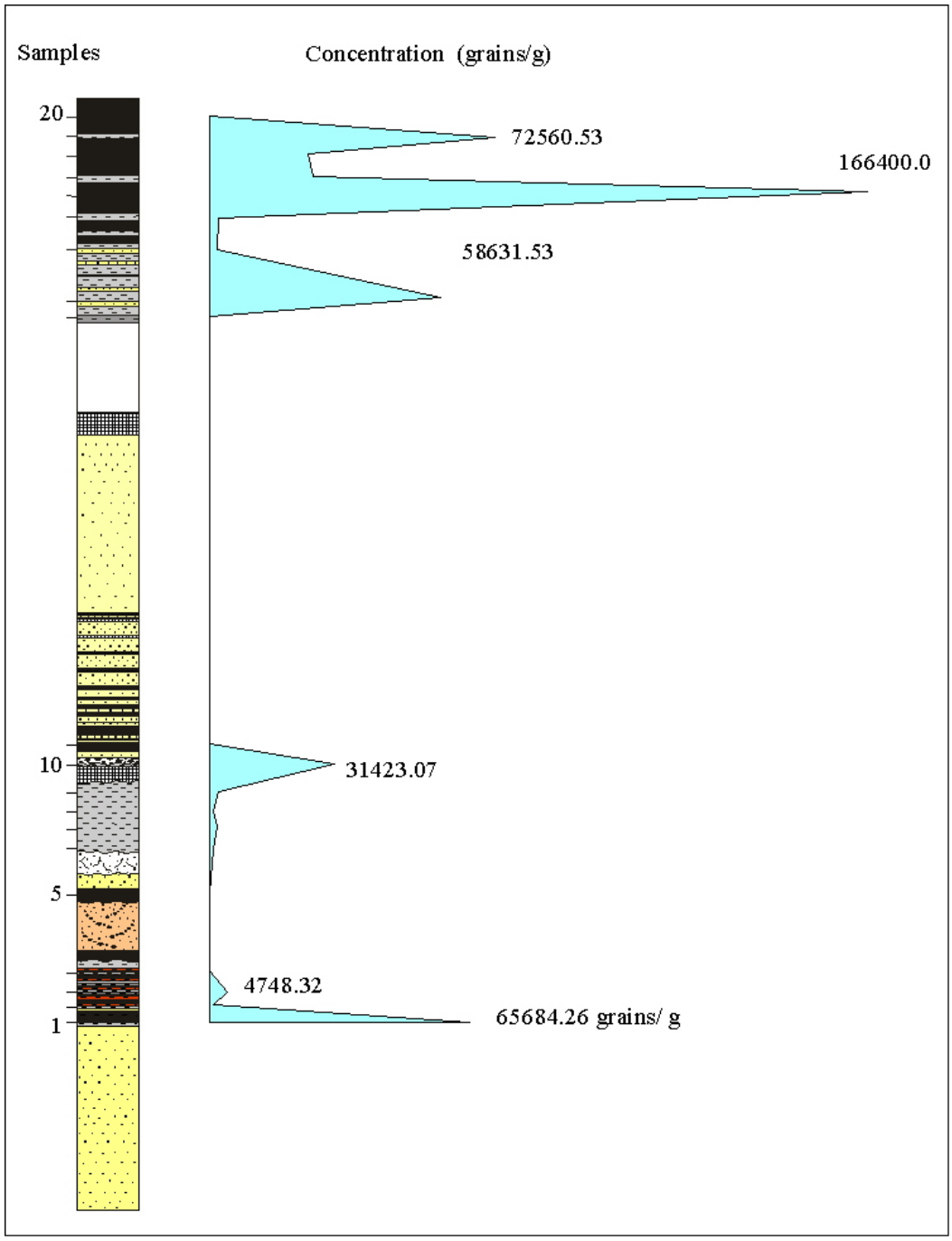


Fig. 21. VALEA VISENILOR : concentrations polliniques.

Dans le diagramme synthétique (Fig. 22), les taxons sont groupés selon leur écologie. La présence d'éléments mégathermes (tropicaux), représentés par des Tiliaceae, Arecaceae et Loranthaceae est à signaler dans les échantillons 3, 4, et 5.

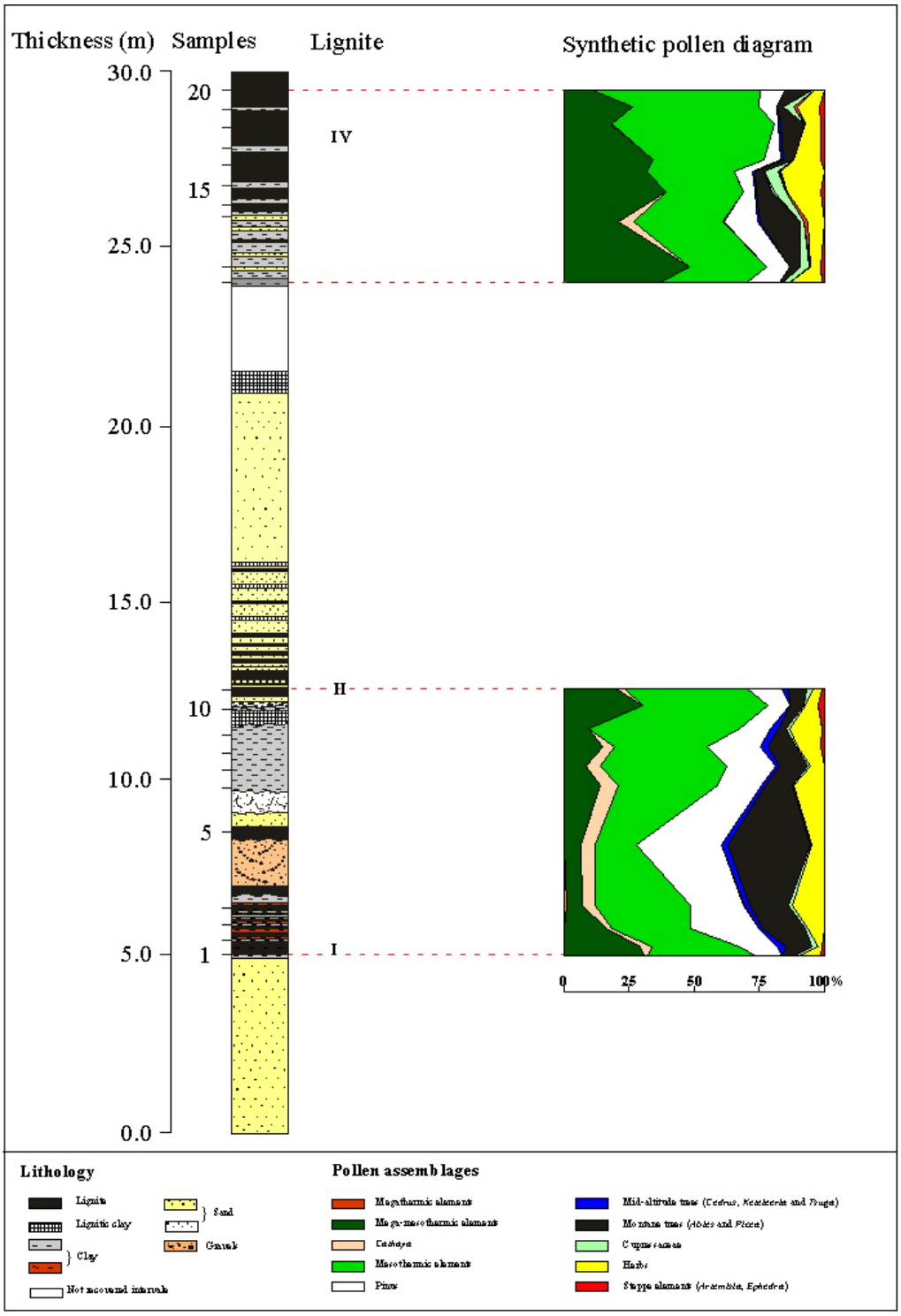


Fig. 22. VALEA VISENILOR : résultats polliniques synthétiques.

Les éléments méga-mésothermes (subtropicaux) comme les Taxodiaceae, *Cephalanthus*, *Myrica*, *Engelhardia*, etc., sont associés aux éléments mésothermes (tempérés-chauds)

comme *Pterocarya*, *Quercus* décidus, *Carya*, *Juglans*, *Buxus* type *sempervirens*, *Ulmus*, *Zelkova* , *Liquidambar*, *Liquidambar* cf. *orientalis, Acer, Tilia, Parrotia* cf. *persica Alnus, Salix, Populus, Fraxinus, Betula,* etc. Les gymnospermes sont représentées par *Cedrus*, *Cathaya*, *Sciadopitys*, *Picea* et *Abies* et se développaient probablement en altitude.

Quelques alternances entre les arbres thermophiles (mégathermes, méga-mésothermes et mésothermes) et les arbres d'altitude (gymnospermes) se remarquent. Dans les échantillons 1-3, 10-11, 12-13, 15-17, on remarque un développement maximal des arbres thermophiles avec réduction des arbres d'altitude. Dans les échantillons 4-6 et 14, ce sont les arbres d'altitude qui enregistrent des valeurs maximales concordant avec la diminution des éléments thermophiles. Ces alternances sont totalement indépendantes de la lithologie. L'absence des dinokystes marins témoigne de la nature continentale des dépôts, ceci en total accord avec la présence restreinte des halophytes.

6. Husnicioara.

A Husnicioara, (Fig. 23) les *top sets* sont représentés par une alternance d'argiles et de lignites. Très bien connue grâce à l'exploitation minière, cette coupe se développe sur une épaisseur de 67,50 m.

Du point de vue lithologique la coupe peut être subdivisée en trois termes :

- un terme inférieur (entre les cotes 0 et 16,35 m), constitué d'une alternance de lignites, d'argiles et de quelques sables. Dans cette partie ont été identifiés les lignites I, IV et V ;
- un terme médian (entre 16,35 et 60,90 m), composé entièrement de sables fluviatiles montrant de nombreux chenaux emboîtés ;
- un terme supérieur (entre 60,90 et 67,50 m), constitué d'argiles avec des lignites ; conformément à la nomenclature régionale (Ticleanu et Diaconita, 1997), y ont été identifiés les lignites XIII jusqu'à XVIII ; ces lignites ont une épaisseur réduite (de 20 à 50 cm) (Fig. 23). Sur le log l'intervalle entre les lignites XV et XVIII n'est pas représenté parce que les échantillons n'ont pas fourni de palynomorphes.

Radan *et al*. (1996) y auraient mis en évidence six événements normaux entrecoupés d'événements inverses qui iraient de l'événement Nunivak au sommet de la période Gauss compte tenu de la numérotation des lignites se trouvant dans cette coupe. Toutefois, beaucoup de ces mesures, réalisées à l'aide d'un magnétomètre non cryogénique sur des sédiments souvent très sableux semblaient suspectes comme l'ont confirmé les mesures effectuées par W. Krigjsman sur mes échantillons. Les dix échantillons que j'avais pris ont été mesurés à l'aide du magnétomètre cryogénique du laboratoire d'Utrecht : ils ne révèlent plus que

l'existence de trois événements normaux et d'un événement inverse (Fig. 23). Les deux derniers événements normaux sont séparés par plus de 40 m de sables. L'intervalle de temps correspondant inclut très vraisemblablement une lacune compte tenu de la numérotation des lignites. Ce sont ces résultats que j'ai retenus (Fig. 23) et que je serai amenée à interpréter ultérieurement (chapitre 8 : Corrélations dans le bassin Dacique) sur la base de l'ensemble de l'évolution climatique et de la succession des lignites.

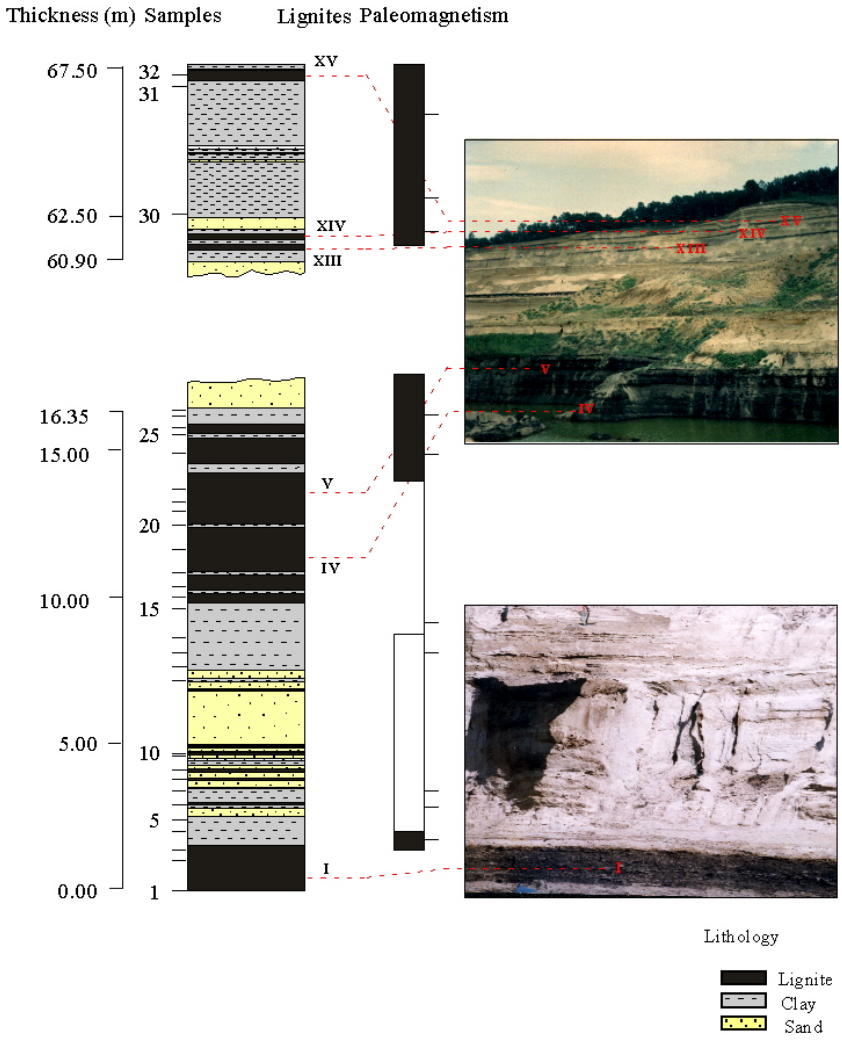


Fig. 23. HUSNICIOARA : stratigraphie et échantillonnage.

Sur les 42 échantillons prélevés pour l'analyse pollinique, 31 seulement ont donné des palynomorphes. La flore pollinique est constituée de 91 taxons (Fig. 24 et Fig. 25).

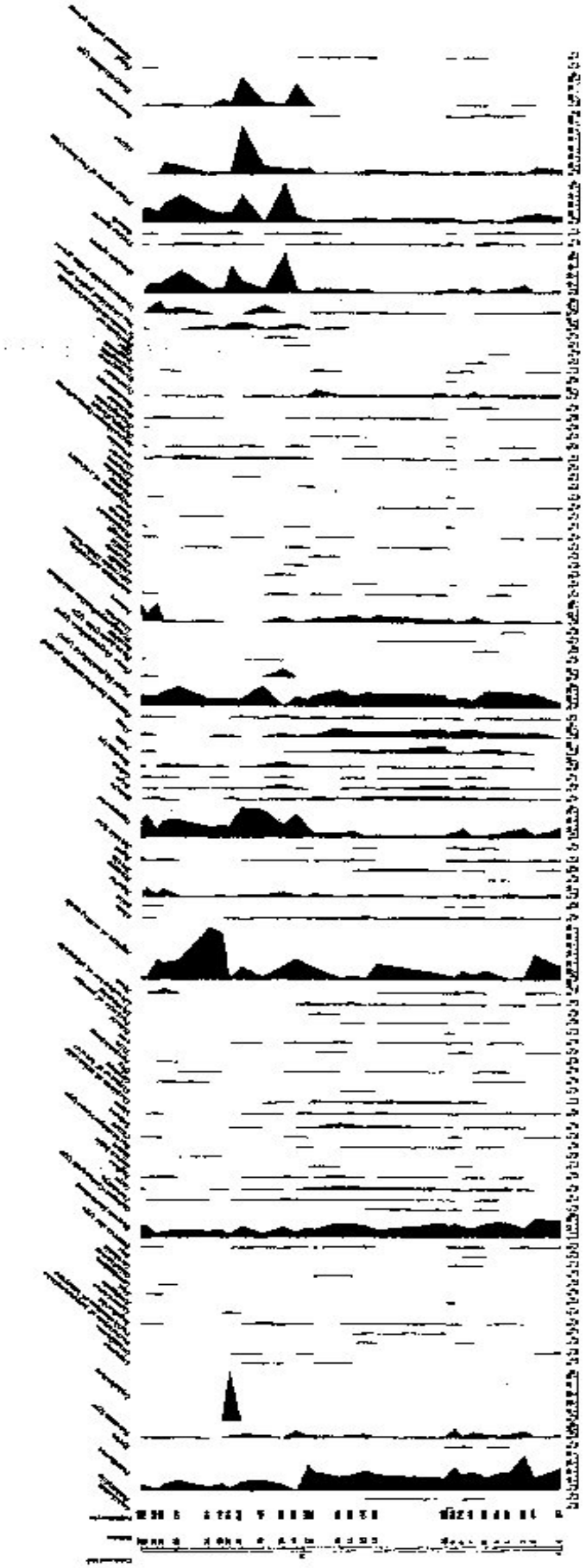


Fig. 24. Husnicioara (partie inférieure) : diagramme pollinique détaillé

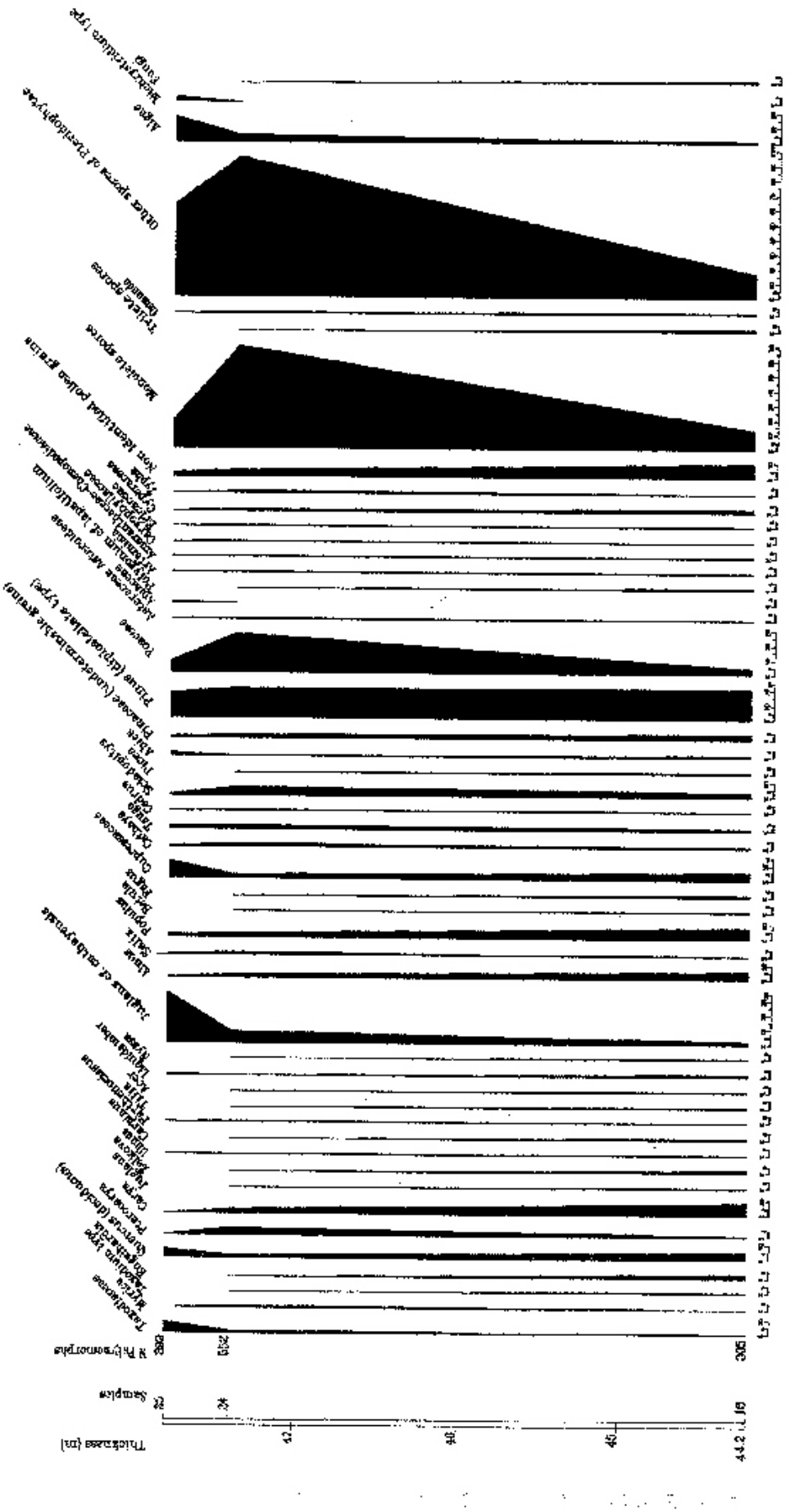


Fig. 25. Husnicioara (partie supérieure) : diagramme pollinique détaillé.

La diversité végétale est mieux exprimée dans la partie inférieure (Fig. 24) de la coupe (91 taxons) que dans la partie supérieure (41 taxons) (Fig. 25). Cette différence peut être expliquée par le nombre d'échantillons qui ont fourni des palynomorphes (29 échantillons pour la partie inférieure contre 3 échantillons pour la partie supérieure). La flore pollinique compte des Taxodiaceae, *Myrica*, *Cephalanthus*, des Arecaceae, Loranthaceae, *Parrotiopsis* cf. *jaquemontiana*, *Engelhardia*, des Anacardiaceae, Araliaceae, *Leea*, *Lirodendron*, des Celastraceae, *Ceratonia*, *Olea*, *Quercus* type *ilex*, *Quercus* décidus, *Carya*, *Pterocarya*, *Celtis*, *Carpinus*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Ilex, Tilia*, *Acer*, *Tamarix*, *Parrotia persica*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Juglans* cf. *cathayensis*, *Alnus*, *Salix*, *Populus*, *Fraxinus*, Cupressaceae, *Cathaya*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Sciadopitys*, *Abies*, *Pinus*, des Poaceae, Lamiaceae, Asteraceae-Asteroideae, Asteraceae-Cichorioideae, *Centaurea*, *Knautia*, des Liliaceae, *Artemisia*, des Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Cyperaceae, Ericaceae, etc.

La concentration en grains de pollen montre des valeurs se situant entre 1.274 et 952.952 grains de pollen/gramme de sédiment. Dans les lignites, la concentration est plus élevée que dans les argiles, la plus grande valeur étant enregistrée au niveau du lignite IV (Fig. 26).

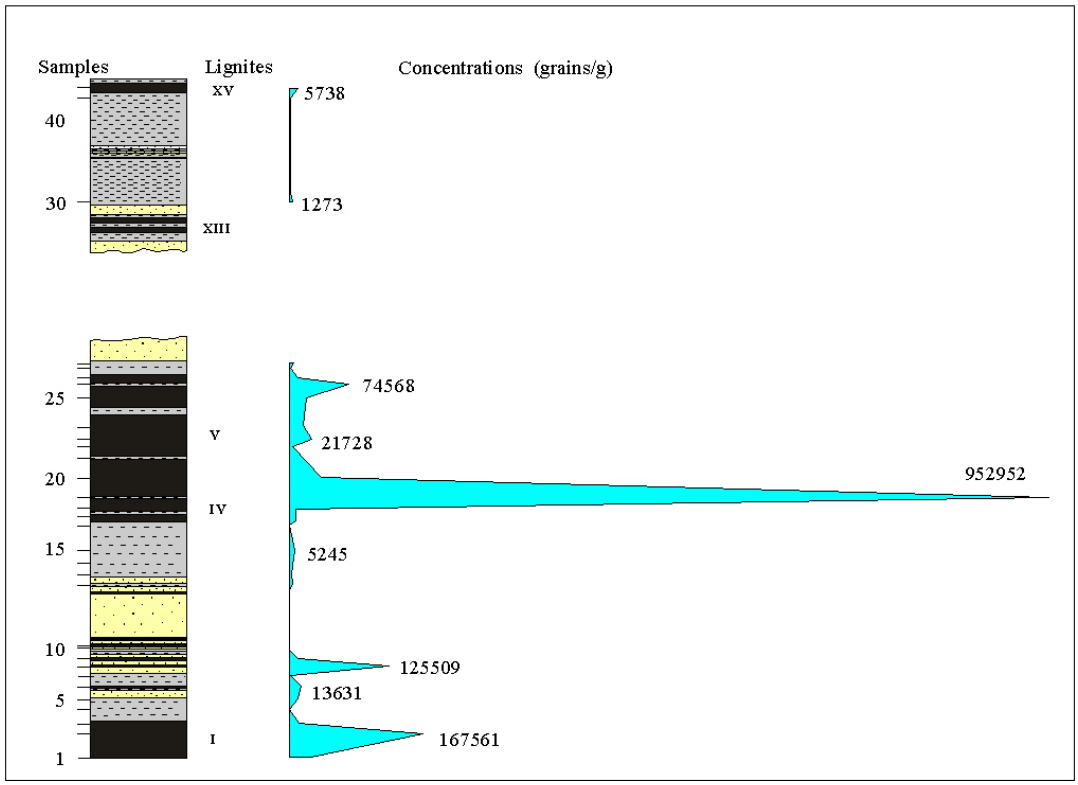


Fig. 26. HUSNICIOARA : concentrations polliniques.

Dans le diagramme synthétique (Fig. 27) les taxons sont groupés selon leur écologie comme suit :

- méga-mésothermes (subtropicaux) : Taxodiaceae, *Cephalanthus*, *Myrica*, *Engelhardia*, etc. ;
- mésothermes(tempérés-chauds) : *Pterocarya*, *Carya*, *Juglans* cf. *cathayensis*, *Parrotia* cf. *persica*, *Liquidambar*, *Quercus*, *Nyssa*, etc.;
- éléments de forêt de moyenne altitude : *Cedrus*, *Keteleeria*, *Tsuga* ;
- éléments de forêt de haute altitude : *Abies* et *Picea* ;
- herbes : Poaceae, Cyperaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, etc. ;
- éléments steppiques : *Artemisia*.

Les valeurs maximales des éléments thermophiles (échantillons 1-2 et 17-29) et les valeurs maximales des éléments d'altitude (échantillons 3-16) alternent. Dans l'ensemble de la coupe sont enregistrés deux maxima d'éléments thermophiles dans des lignites. Les maxima en éléments d'altitude s'enregistrent dans les argiles où se note également une diminution des éléments thermophiles.

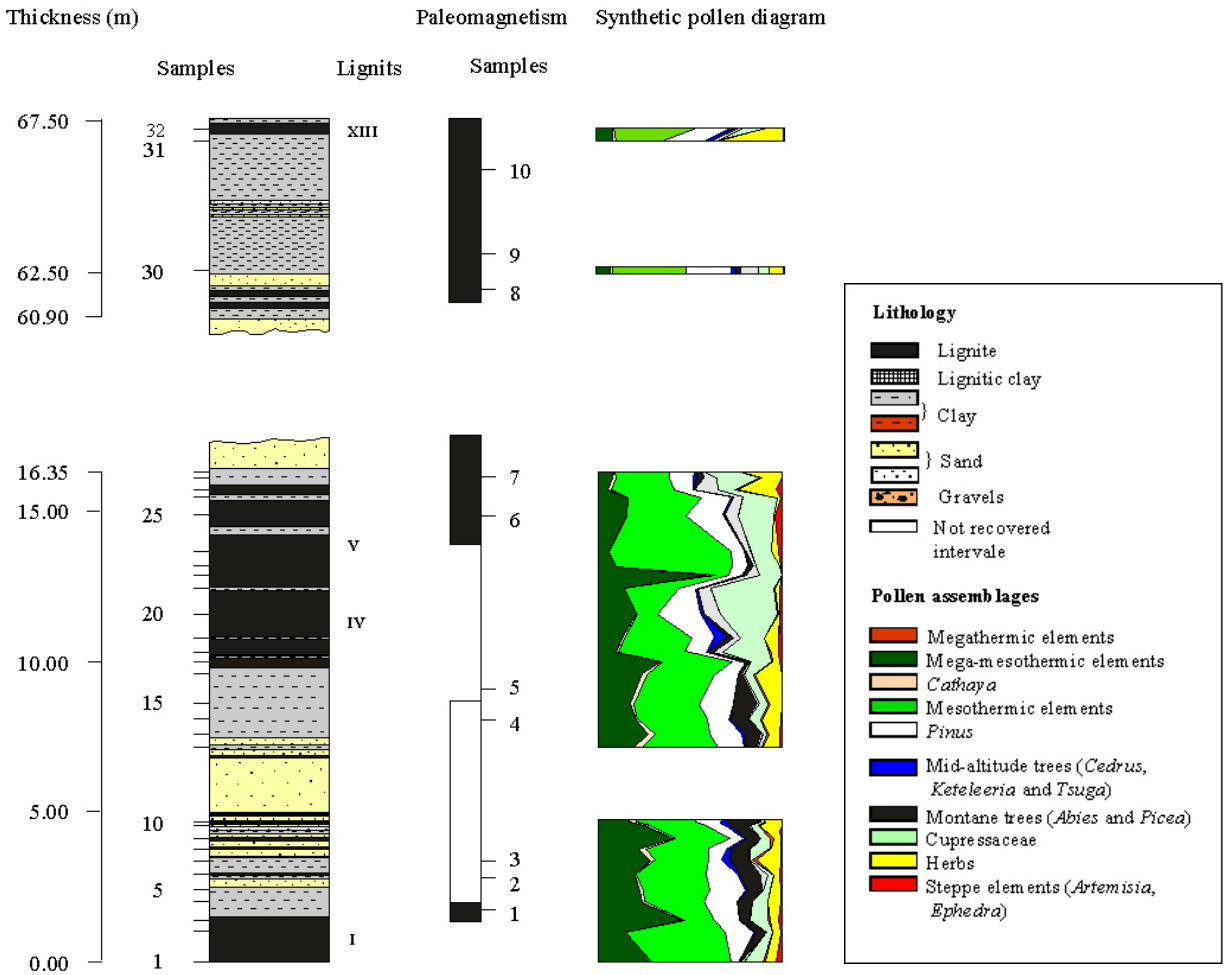


Fig. 27. HUSNICIOARA : résultats polliniques synthétique.

7. Lupoaia

La coupe de Lupoaia qui est décrite en détail dans l'article Popescu (sous presse : inséré ci-après) a été échantillonnée selon quatre portions en raison de l'état de l'exploitation minière (Fig. 28). Les diagrammes détaillés sont donnés dans cinq figures successives (Fig. 29 à 33) en raison du nombre très élevé d'échantillons (204) et de taxons reconnus (137). Il était impossible de présenter ces résultats sur une seule illustration. Les commentaires généraux sur cette flore pollinique sont faits dans l'article et les concentrations polliniques sont indiquées dans la figure 12 de l'article.

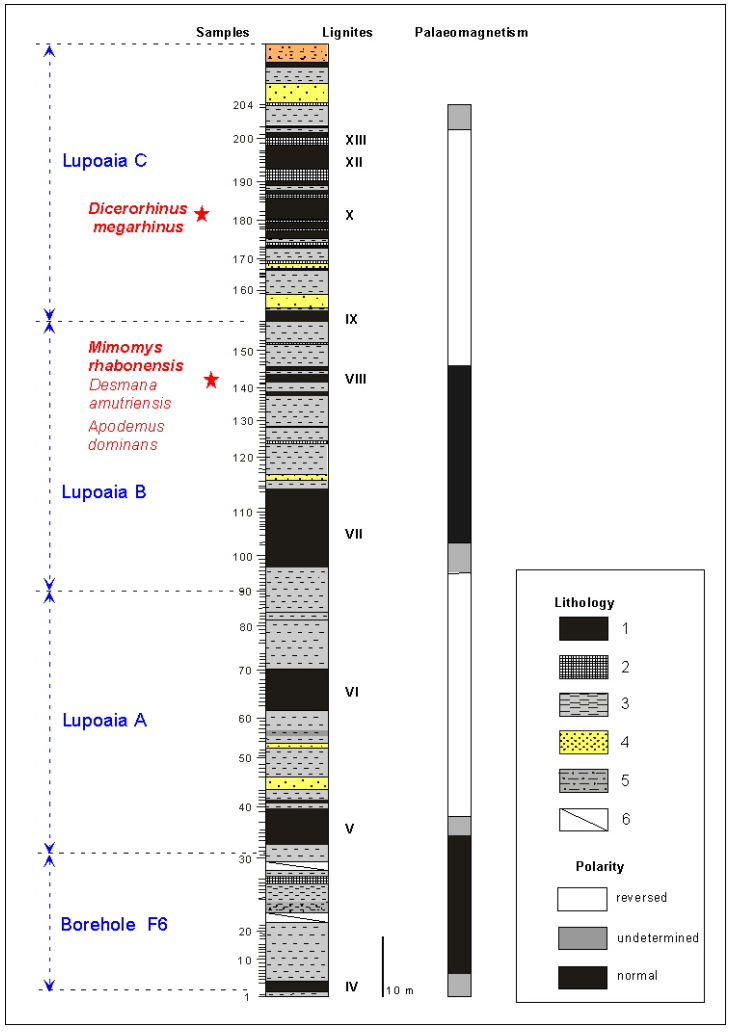


Fig. 28 Log, lithologique de la coupe de Lupoaia et distributions des échantillons.

Diagrammes détaillés	F6	A	B	C
Figure	29	30	31	32
Page	(82)	(83 et 84)	(85)	86)

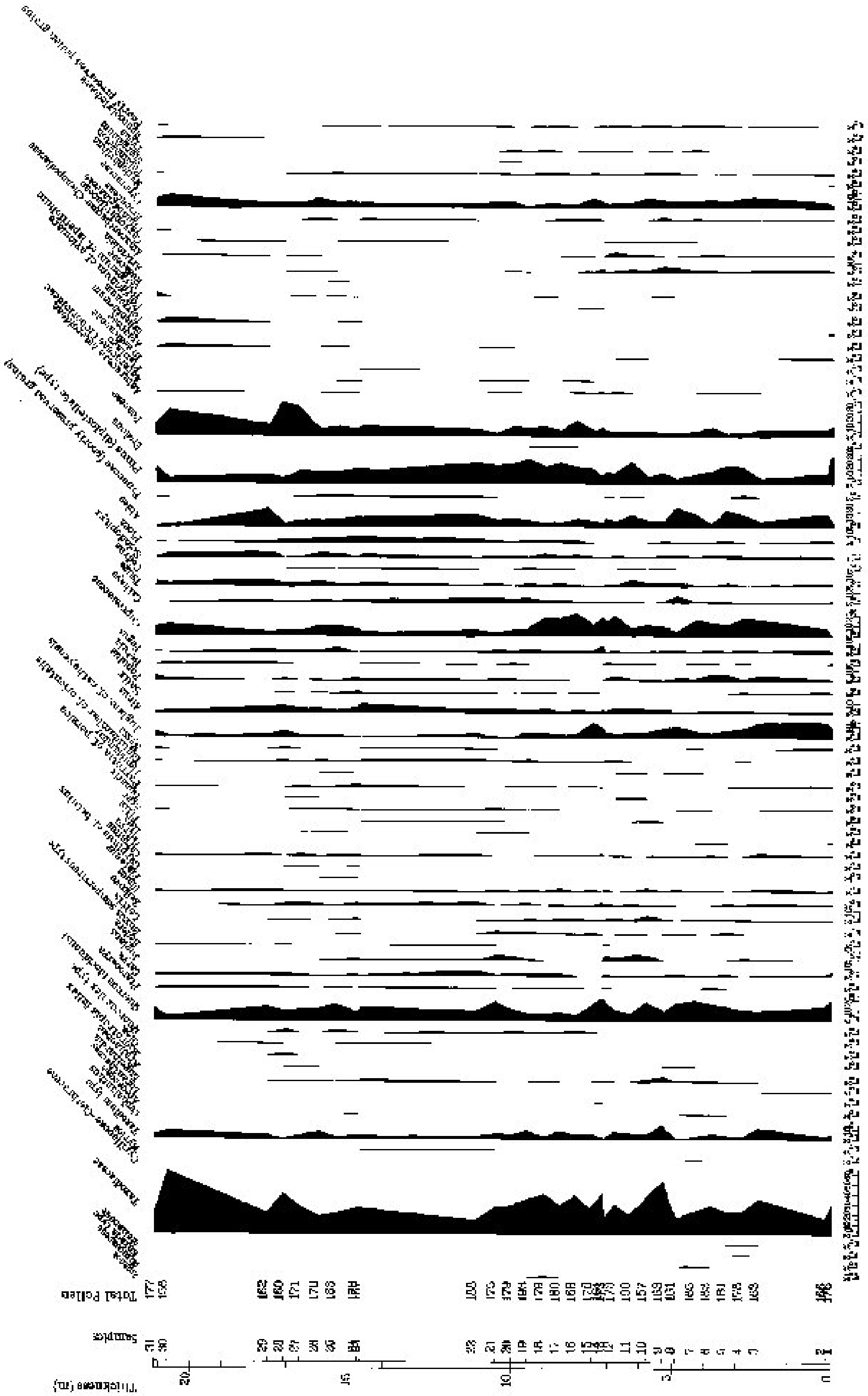


Fig.29. LUPOAIA (sondage F6): diagramme pollinique détaillé.

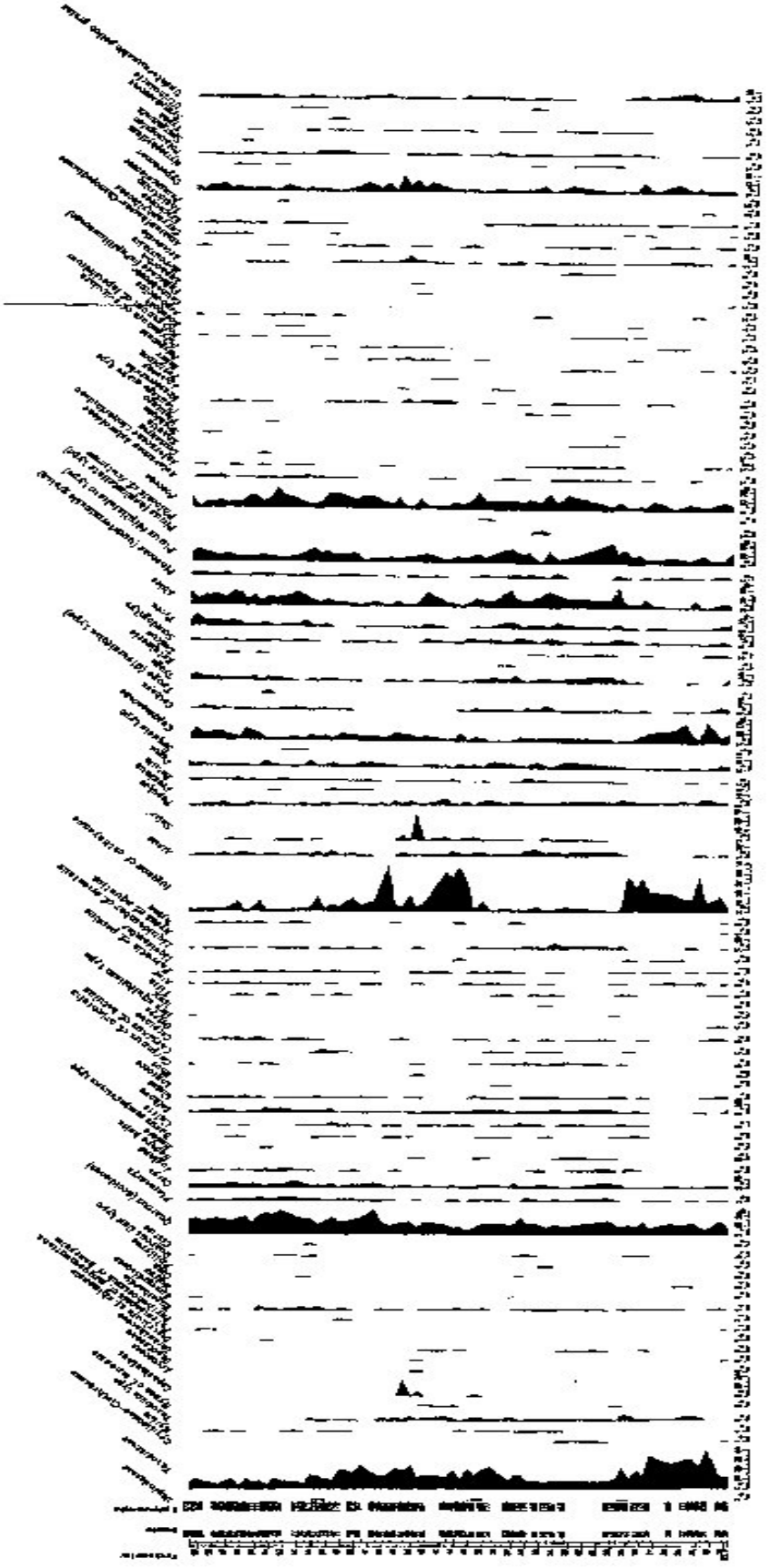


Fig. 30. LUPOAIA (portion A) : diagramme pollinique détaillé

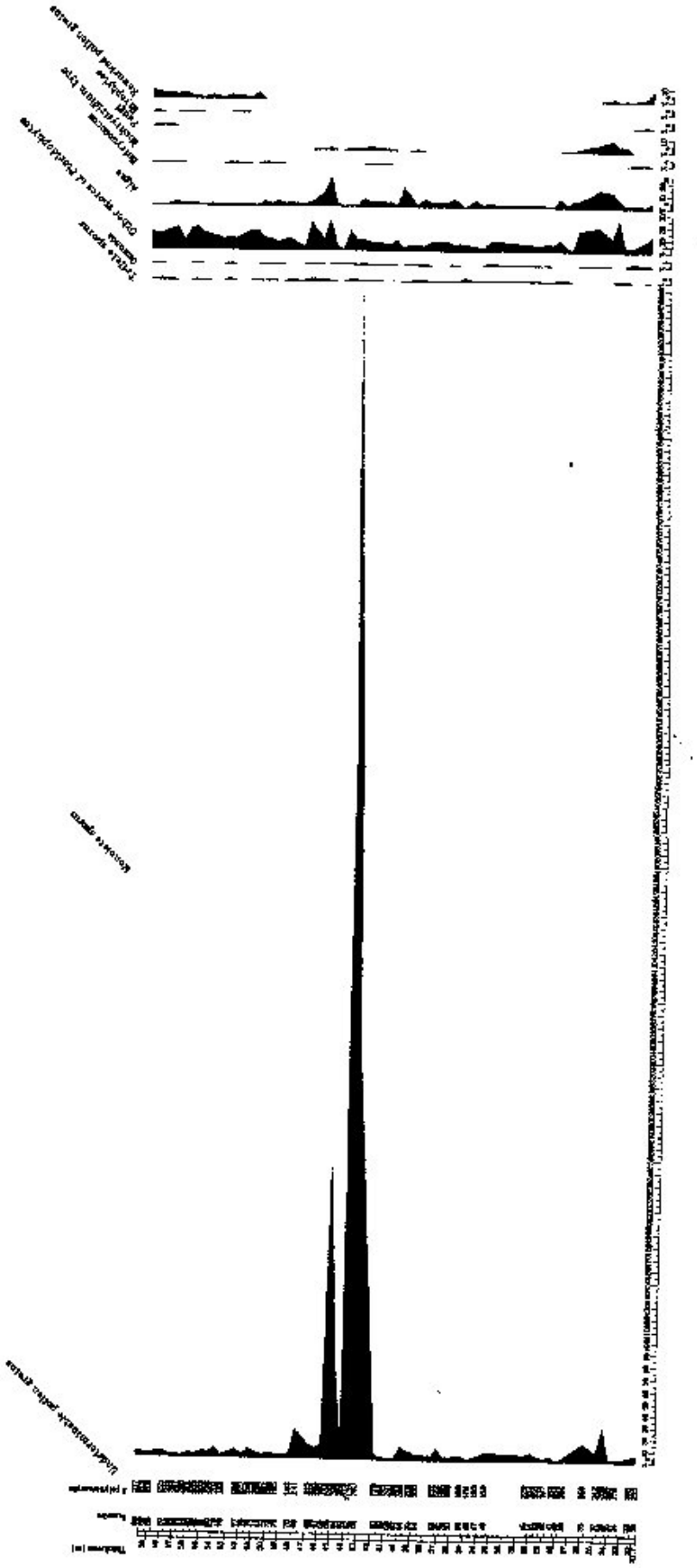


Fig. 30. LUPOAIA (portion A ; suite) : diagramme pollinique détaillé.

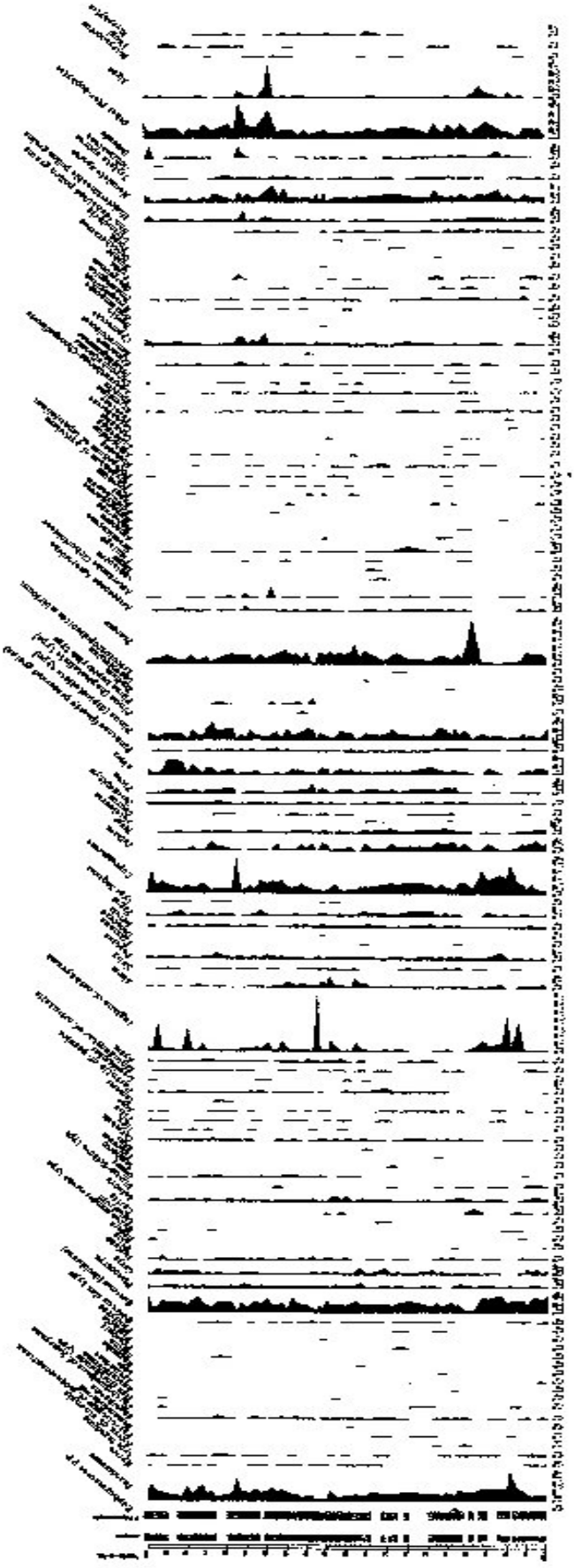


Fig. 31. LUPOAIA (portion B) : diagramme pollinique détaillé.

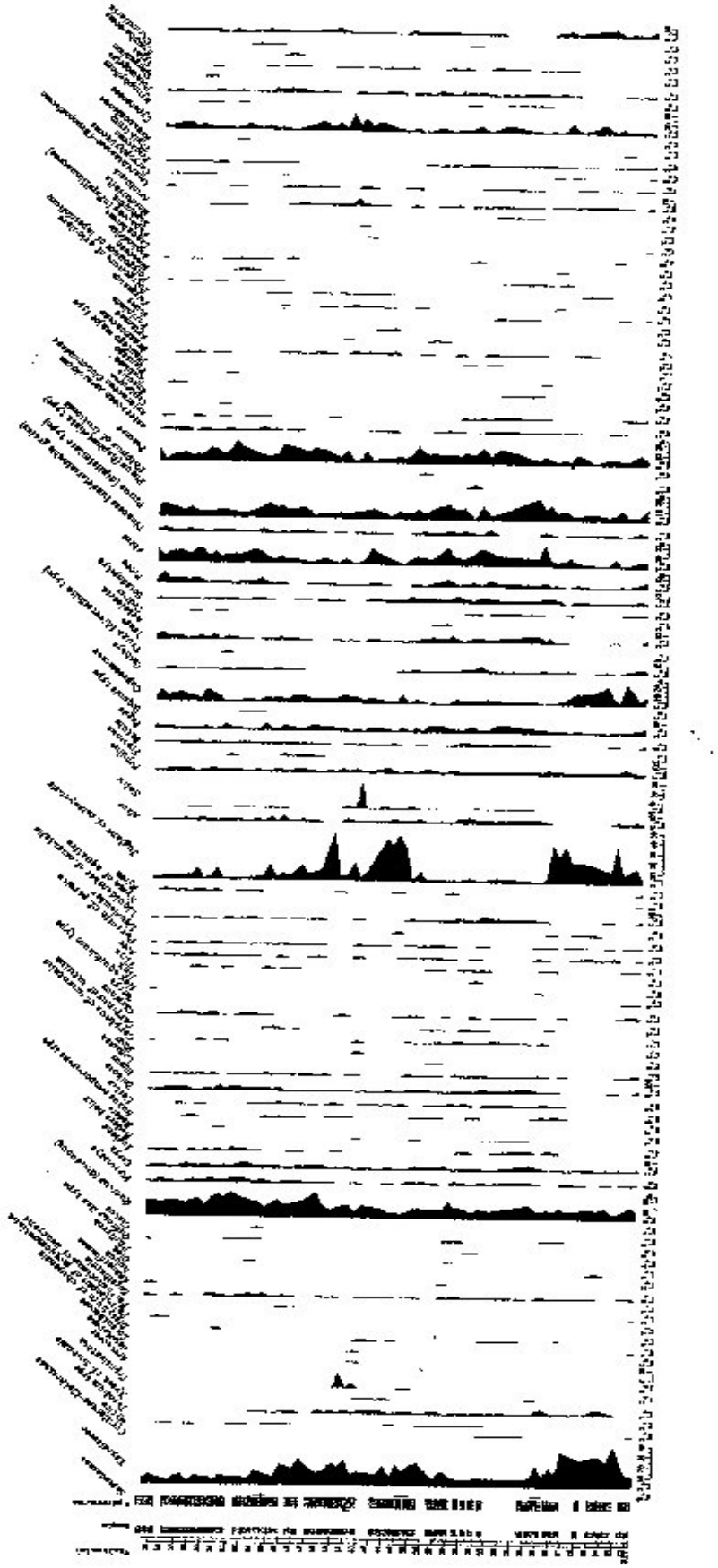


Fig. 32. LUPOAIA (portion C) : diagramme pollinique détaillé

Deux articles suivent, le premier sous presse à *Review of Palaeobotany and Palynology* (accepté), le second soumis à *Geology*.

Le premier article a pour objectifs (1) de publier la flore pollinique très riche de Lupoaia, (2) de réviser sa datation rapidement proposée par Radan et Radan (1996) puis Van Vugt *et al*. (2001) sur la base d'informations mammalogiques non exploitées par ces auteurs et d'une plus grande cohérence des enregistrements des variations climatiques (au niveau régional, européen et global), (3) de mettre en évidence des cyclicités de 100 ka à la fois dans l'enregistrement pollinique et dans les alternances lithologiques.

Le second article met l'accent sur les cyclicités de 100 ka (marquées par l'opposition entre arbres thermophiles et arbres d'altitude) puis sur des cyclicités secondaires (caractérisées par l'opposition entre arbres de marécages, les « swamps », et herbes – comme les Cyperaceae – de marécages, les « marshes »). Le calage chronologique fondé sur le paléomagnétisme puis les cycles de 100 ka (excentricité) permet de démontrer que les cycles secondaires relèvent de la précession (cycles de 20 ka). Cela ouvre des perspectives nouvelles sur l'influence de la mousson asiatique dans le domaine sud-est européen.

Sous presse, *Review of Palaeobotany and Palynology*

REPETITIVE CHANGES IN EARLY PLIOCENE VEGETATION REVEALED BY HIGH-RESOLUTION POLLEN ANALYSIS : REVISED CYCLOSTRATIGRAPHY OF SOUTHWESTERN ROMANIA.

Speranta-Maria POPESCU*

(*) Laboratoire "PaléoEnvironnements et PaléobioSphère", Université Claude Bernard – Lyon 1, 27-43 boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cedex, France (popescu@univ-lyon1.fr).

Abstract . A high-resolution pollen analysis has been carried out on the Lupoaia section (SW Romania) in order to check whether the repetitive clay-lignite alternations correspond to cyclic changes in climate. Increases in altitudinal tree pollen content appear to have been caused by drops in temperature, while developments of thermophilous elements correspond to rises in temperature, still under humid conditions. Such repeated changes in vegetation, on the whole consistent with the clay-lignite alternations, have been forced by cycles in eccentricity. On the basis of a comparison between the Lupoaia pollen record and (1) European climatostratigraphy (based on reference pollen diagrams documenting global changes), and (2) global climatic curves (eccentricity, $\delta^{18}O$), the age of the section has been reconsidered. The Lupoaia section (i.e. from lignite IV to lignite XIII) starts just before the C3n.3n Chron and probably ends just before the C3n.1n Chron. The section represents a time span of about 600 kyrs, i.e. from about 4.90 Ma to about 4.30 Ma.

Keywords: Pollen analysis, Vegetation, Cyclostratigraphy, Pliocene, Romania.

1. Introduction

During the last decades, palynological efforts have been made to obtain a good knowledge of the European and Mediterranean Pliocene vegetation and climate (Zagwijn, 1960; Menke, 1975; Diniz, 1984; Suc, 1984a; Zheng and Cravatte, 1986; Drivaliari, 1993; Bertini, 1994). Today, reconstructions of vegetation and climate are coherent for North-European to Mediterranean latitudes during the whole Pliocene, more especially the Early Pliocene (i.e. the Zanclean stage from 5.32 to 3.6 Ma) (Suc and Zagwijn, 1983; Suc *et al.*, 1995). In addition, a climate transfer function, based on pollen records, has been introduced, which underlines subtropical temperatures in southwestern Europe during the Early Pliocene (for example, 16.5°C as mean annual temperature in the Nice area) (Fauquette *et al.*, 1999a).

Early Pliocene pollen data show consistent vegetation changes in Europe from north (Zagwijn, 1960; Menke, 1975) to south (Suc, 1984a; Bertini, 1994; Zheng and Cravatte, 1986), as well as from west (Diniz, 1984) to east (Drivaliari *et al.*, 1999), that allow the subdivision of the period into three main climatic phases. Two main warm phases [Brunssumian A and C of Zagwijn (1960), pollen zones P Ia and P Ic of Suc (1984a)] encompass the first relative cooling episode [Brunssumian B of Zagwijn (1960), pollen zone P Ib of Suc (1984a)]. This subdivision is in accordance with the large variations observed in the $\delta^{18}O$ curve from the ocean record (Tiedemann *et al*., 1994; Shackleton *et al.*, 1995). Most of the European reference pollen diagrams include secondary fluctuations within the above mentioned climatic phases of the Early Pliocene (Susteren in The Netherlands: Zagwijn, 1960; Oldenswort 9 in Germany: Menke, 1975; Garraf 1 in the northwestern Mediterranean shelf off-shore Spain: Suc and Cravatte, 1982; Rio Maior F 14 in Portugal: Diniz, 1984). Unfortunately, these pollen records have been established on a somewhat low number of samples, that do not allow accurate correlation with the continuous $\delta^{18}O$ record, and therefore with the astronomic parameters.

Van der Zwaan and Gudjonsson (1986) have established the first $\delta^{18}O$ record at a relative high-resolution for the Pliocene of Sicily which shows many fluctuations. More recently, Tiedemann *et al*. (1994) and Shackleton *et al*. (1995) have demonstrated that such $\delta^{18}O$ fluctuations are astronomically forced by precession (ca. 20 kyr cycles). In addition, Hilgen (1990, 1991a and b) has established a very accurate time scale for the Mediterranean Lower Pliocene based both on magnetostratigraphy and sedimentological cyclostratigraphy. It was demonstrated that rapid changes in sedimentation were simultaneously forced by precession and eccentricity (100 and 400 kyr cycles).

Certain long, continuous and very propitious land sections can provide high-resolution pollen records that may reveal whether the changes in vegetation are induced by astronomic cycles. The pollen records from Stirone and Monticino (Lower Zanclean of the Po Valley) suggest, despite a low sampling resolution, cyclic variations in the vegetation that are forced by eccentricity (Bertini, 1992). The Lupoaia section (southwestern Romania; Fig. 1) offers a long Early Pliocene sedimentary record, characterised by almost regular clay-lignite alternations which have been linked to eccentricity forcing (Van Vugt *et al*., submitted). However, Van Vugt *et al.* (1998) have demonstrated that the lignite-clay alternations of the Early Pliocene Ptolemais lacustrine basin (northwestern Greece) were forced by precession: these lignites would correspond to drier phases and clays to moister phases (Kloosterboer-van Hoeve, 2000).

Accordingly, a high-resolution pollen investigation was carried out on the Lupoaia long section in order (1) to know whether Early Pliocene vegetation changes are related to astronomical cycles, and (2) to contribute to the clarification of the climatic significance of lignites located in the eastern Mediterranean region.

2. The Lupoaia section

2.1. General characters

The Lupoaia quarry is located near the city of Motru (district of Gorj, Romania) close to the Carpathians in Oltenia, some 30 km north of the Danube river (Fig. 1). The quarry is especially characterised by clay-lignite alternations, and includes several sand layers of various thickness. The sedimentary record toward the base of the series has been recovered by cored boreholes.

The Lupoaia quarry is 121.50 m high and shows nine major lignite beds corresponding to lignite V to lignite XIII in the regional nomenclature. Some of them have been subdivided into two or three secondary layers as lignites VIII and X (Fig. 2). The underlying sediments cored in boreholes F6 (thickness: 21.20 m) and F11 include the lower layer of lignite V and lignite IV. The present palynological study begins below lignite IV and finishes above lignite XIII (Fig. 2), corresponding to a thickness of 133.70 m. Some other thin lignite or lignitic clay layers have been recorded. Blue-grey clays are abundant in the section and rich in leaf prints (Ticleanu and Buliga, 1992; Ticleanu and Diaconita, 1997). Fluvial sands are mainly concentrated in the mid and the upper part of the section (Fig. 2). The thickness of the different layers varies within the Motru Basin; for example, sands are thicker in the south and the lignite beds contain more subdivisions towards the south-east. According to Ticleanu and Diaconita (1997), the Motru lignites belong to a deltaic system which, according to Clauzon and Suc (personal information), flowed into the Dacic Sea close to the Zanclean Danube delta, in the area of Dobreta Turnu Severin.

2.2. Chronology

Radan and Radan (1998) have performed palaeomagnetic measurements of samples from both the Lupoaia quarry (more than 1,000 samples) and two cored boreholes F6 and F11 (about 380 samples). Two normal palaeomagnetic events were identified in the lowermost part (from clays overlying lignite IV to the upper lignite V) and in the mid-part of the section

(about from lignite VII to lignite VIII; Fig. 2), respectively. The lower normal episode is preceded by a relatively prolonged undetermined polarity zone, while another one has been identified above lignite XIII (Fig. 2). Some other thin undetermined polarity zones occur along the section but they mostly correspond to lignites which do not constitute a very good lithology for palaeomagnetic measurements. Radan and Radan (1998) have considered these normal episodes to represent the C3n.2n Chron (i.e. the Nunivak Chron) and the C3n.1n Chron (i.e. the Cochiti Chron), respectively. To identify the two normal episodes, the authors used as biostratigraphic argument the presence within lignite VIII (Fig. 2) of a primitive *Mimomys* (*M. rhabonensis*) considered to be representative of the lowermost mammal zone MN 15 (Radulescu *et al.*, 1997). However, it is assumed that the primitive *Mimomys* have appeared in Romania at the same time as in the northwestern Mediterranean region, i.e. after the C3n.1n Chron (locality of Mas Soulet, Nîmes area) (Aguilar and Michaux, 1984; Aguilar *et al*., 1999). In other words, it is considered that the "boundary" between mammal zones MN 14 and MN 15 is coeval in eastern Europe and western Europe, a concept that is currently topic of strong international discussion (*ad hoc* Working Group of the Regional Committee on the Mediterranean Neogene Stratigraphy). In northern Greece, the first *Mimomys* (*M. davakosi*) is recorded in the Ptolemais 3 locality (Van de Weerd, 1978) that would belong to the C3n.3n Chron (Van Vugt *et al*., 1998) according to the stratigraphic information provided by Van de Weerd (1978), Koufos and Pavlides (1988) and Van Vugt *et al*. (1998). Magnetostratigraphy of the Ptolemais section suggests that *Mimomys* appeared earlier in eastern Europe than in western Europe. This view is also supported by the first-appearance of the ancestor of *Mimomys*, *Promimomys insuliferus*, which, in the Ptolemais section (Kardia locality; Van de Weerd, 1978) would occur in a time span including the C3n.4n Chron (Van Vugt *et al*., 1998) according to the local stratigraphic information (Van de Weerd, 1978; Koufos and Pavlides, 1988; Van Vugt *et al*., 1998). As a consequence, there is no reliable argument provided by micromammals to support the chronological assignment of the Lupoaia section to the successive chrons C3n.2n and C3n.1n. Using a cryogenic magnetometer, Van Vugt *et al*. (submitted) have confirmed the polarity reversals of the Lupoaia quarry (78 samples going from lignite V to lignite IX), including two relatively prolonged undetermined polarity zones (within and above lignite V, within lignite VII) (Fig. 2). The authors followed the same chronological interpretation; in their opinion, the reversed episode recorded in the upper part of the section could be assigned, considering its relatively important duration, to the long reversal C2Ar. Such an interpretation does not take into account possible changes in sedimentation rate in the uppermost part of the section, which is richer in lignite and sand beds.

Among the other micromammal remains found in the lignite bed VIII of the quarry, there is *Apodemus dominans*, which is a common species in the European Pliocene, and also found in the three mammal localities of Ptolemais (Van de Weerd, 1978).

Further information is provided by the discovery of *Dicerorhinus megarhinus* remains in the Horaşti mine (Motru Basin) lignite X (Apostol and Enache, 1979). According to Guérin (1980), this species corresponds to the Lower Pliocene (Mammal Zones 14 and 15). The size of the Horaşti mine specimen (Apostol and Enache, 1979) is almost similar to that from the specimen of Montpellier (De Serres, 1819). In western Europe, the range of the species should be comprised between about 5 and 4 Ma.

Therefore, mammal fauna does not provide an unquestionable chronological support to the proposed magnetostratigraphic assignment (Radan and Radan, 1998; Van Vugt *et al*., submitted); on the contrary, the data suggest an age older than that proposed for the Lupoaia section.

3. Material and method

Numerous samples (231) of clays and lignites have been analysed from the Lupoaia section. Most of them (204) have provided a rich pollen flora. Samples 1-31 come from the cored borehole F6, samples 32-204 come from the quarry (Fig. 2).

Clay samples have been prepared following the classic method (successive actions by HCl, HF, etc.; concentration of palynomorphs using $ZnCl_2$ at density = 2, then filtering at 10 μm). Another technical approach has been used for the lignites, starting with a KOH action which replaces the acids. Samples are mounted in glycerine to allow complete observation of palynomorphs, necessary for their proper botanical identification. More than 150 pollen grains (*Pinus*, a generally over-represented element in the pollen flora, excluded) have been counted per sample. Results are given in a simplified detailed pollen diagram where pollen percentages are calculated relative to the total pollen sum (Figs. 3). Spores (pteridophytes, bryophytes, fungi), algae and dinoflagellate cysts have been scored separately. Dry samples have been weighted, and volumes of residues after treatment were measured in order to calculate pollen concentrations using the method described by Cour (1974). A synthetic pollen diagram has been constructed according to the ecological requirements of taxa (Fig. 4). Such standard synthetic pollen diagrams (Suc, 1984a) clearly document temporal changes in pollen content, and aid in comparisons between pollen records throughout Europe and the Mediterranean region; they are generally used for detecting long-distance climatostratigraphic relationships (Suc *et al*., 1995).

Interpretations of the pollen records are also supported by statistical analyses (principle component analysis, spectral analysis).

Pollen and spore counts from the Lupoaia section are archieved at the Laboratory "PaléoEnvironnements et PaléobioSphère" (University Claude Bernard - Lyon 1) and will be available from the "Cenozoic Pollen and Climatic values" database (C.P.C.)[1].

4. Pollen flora and vegetation

The pollen flora is very rich (137 taxa; Figs. 3), and dominated by trees. These results considerably increase the known floristic palaeodiversity of the area (the delta environment to the altitudinal belts of the Carpathians), when compared to the preliminary palynological study of Petrescu *et al*. (1989), and the analyses of palaeobotanical macrofossils (Ticleanu, 1992 ; Ticleanu and Diaconita, 1997). In general, pollen concentration is relatively high (more than 1,000 pollen grains/gram of sediment), but shows important variations (from 50 up to 83,000 pollen grains/gram of sediment).

The dominant taxa have been used to describe and interpret the detailed pollen diagrams in terms of the following vegetational units:

(1) Subtropical swamp forests with the Taxodiaceae as main component, in which regular occurrences of *Taxodium* pollen-type are found, including *Taxodium* and *Glyptostrobus*. Today, *T. distichum* is found in the coastal swamps of Northeastern America (Florida and Mississippi delta; George, 1972; Roberts, 1986), and *Glyptostrobus* grows in swampy lowlands within the evergreen broad-leaved forest in China (Wang, 1961). According to macrofossil evidence, the Taxodiaceae living in the Lupoaia Pliocene swamps belong to *Glyptostrobus* (*G. europaeus*; Ticleanu, 1992). Cupressaceae pollen grains are also abundant but cannot be identified more accurately. As their frequency trends resemble those of the Taxodiaceae, it is assumed that most Cupressaceae were represented by taxa requiring warm and humid conditions, such as those living today in subtropical Asia (*Chamaecyparis*). This is also supported by the position of Cupressaceae on the second axis of the principle component analysis (Fig. 5). Some other elements formed part of these associations, including *Cephalanthus*, *Myrica* or *Nyssa* cf. *sinensis*. In addition, these assemblages probably contained some subtropical to warm-temperate elements; *Salix p.p.*, *Alnus p.p.*, *Populus p.p.* and a *Juglans* species which is morphologically similar to *J. cathayensis*, were found among the plant macrofossils (Ticleanu, personal

[1] For further information, contact Dr. Séverine Fauquette (same address as the author), curator of the C.P.C. database (severine.fauquette@univ-lyon1.fr).

information). These elements may be the first indicators of the forthcoming warm-temperate swamps of the Middle-Late Pliocene (Drivaliari *et al*., 1999). Several pteridophytes including *Osmunda* were found in the swamp assemblages.

(2) The abundance of Cyperaceae pollen suggests the presence of herbaceous marshes (see the result of the principle component analysis; Fig. 5). Water plants were also present in such an environment (Restionaceae, *Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Trapa*, *Typha*, *Sparganium*, *Nuphar*, Oenotheraceae). These two pollen assemblages have a strong resemblance to the modern vegetation of South Florida (George, 1972) and the Mississippi delta (Roberts, 1986), where swamp forests (with *Taxodium distichum*) and herbaceous marshes (with Cyperaceae mainly) coexist. Their respective floristic composition can also be seen in the modern surface pollen spectra (Rich, 1985; Suc, personal information). Their constitution is in agreement with macroflora (Ticleanu, 1992; Ticleanu and Diaconita, 1997).

(3) Behind such a coastal vegetation, and up to mid-altitude, a mixed subtropical to warm-temperate forest existed with mega-mesothermic and mesothermic elements such as *Engelhardia*, *Carya*, *Pterocarya*, deciduous *Quercus*, *Fagus*, some Cupressaceae, *Juglans*, *Zelkova*, *Carpinus*, *Acer*, etc. Here, the riparian associations were richer in *Alnus p.p.*, *Salix p.p.*, *Liquidambar*, *Parrotia* and *Populus p.p*. Some other Taxodiaceae, such as *Sciadopitys* and those corresponding to the *Sequoia* pollen type, are represented by a small quantity of pollen grains. As considered by Ticleanu and Diaconita (1997), these elements are included in this vegetation group, taking into account their modern habitat which is often altitudinal and in a lower latitudinal range than in Europe, and because they occur relatively frequently in the Lupoaia macroflora (Ticleanu and Diaconita, 1997). Many herbs and shrubs may have been present in such environments, e.g. Asteraceae *p.p.*, Brassicaceae, Polygonaceae, Poaceae *p.p.*, *Buxus*, etc. This vegetation may also have included some Mediterranean elements (*Quercus ilex* type, *Phillyrea*, *Periploca*, *Pistacia*, *Olea*, etc.), as observed in the present-day Colchid vegetation (southern edge of the Caucasus) (Denk *et al*., in press). Finally, the vegetation group contained a variety of megathermic elements at non-significant percentages (Euphorbiaceae including *Amanoa*, Mimosaceae including *Entada*, Meliaceae, Sapindaceae, Loranthaceae, Arecaceae, Sapotaceae, Tiliaceae).

(4) At higher altitudes, the composition of the mixed forest would progressively change, with an increasing presence of gymnosperms. First *Cathaya* and *Sciadopitys* would have been present, replaced subsequently by *Cedrus* and *Tsuga*, and finally by *Abies* and *Picea*. Traditionally, North-European palaeobotanists consider that these trees inhabited

lowlands (in association with thermophilous elements) during the Early Pliocene, as documented by cones and seeds in the Lower Rhine fluvial plain (Mai, 1995). Today, *Abies* and *Picea* (still living in northern Europe) would be present above 500 m altitude in this area, according to the latitudinal-altitudinal gradient controlling the modern distribution of trees in Europe (Ozenda, 1975, 1989). Therefore, during the Early Pliocene, these conifers may have been represented by somewhat "thermophilous" species. However, the presence of *Abies* and *Picea* might indicate cooler conditions in the Middle Pliocene (late Reuverian), when the increase in pollen percentages of these two taxa occurs together with a strong decrease in thermophilous elements (Zagwijn, 1960). At low European latitudes, Early Pliocene floristic conditions were rather different from northern Europe (Zagwijn and Suc, 1984). Indeed, no cones or seeds of *Abies* and *Picea* have been found in lowland or coastal lignites (Rio Maior in Portugal: Diniz, 1984; Arjuzanx in southwestern France: Huard, 1966; Cessenon in southeastern France: Roiron, 1992), and this also applies to the Romanian lignites (Husnicioara, Lupoaia, etc.: Ticleanu and Diaconita, 1997). In southern Europe, only Zanclean pollen diagrams from areas located at the foot of high massifs (Pyrenees, French Massif Central, Alps, Apennines) show high percentages of *Cathaya*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Abies* and *Picea* (Suc *et al*., 1999). Similar records characterise southwestern Romania (Drivaliari *et al*., 1999; Popescu, present work and unpublished data). In addition, significant increases in *Abies* and *Picea* represent the earliest Northern Hemisphere glacials in pollen diagrams from the Apennines (Bertini and Roiron, 1997; Pontini and Bertini, 2000); this is also supported by the *Picea* macrofossils found in the lignite quarry of Santa Barbara (Bertini and Roiron, 1997). For these reasons, *Abies* and *Picea* are considered to constitute a South-European montane forest belt, even though its temperature range was somewhat higher than its modern analogue in the European massifs. *Cedrus* is considered as growing in an intermediate altitudinal belt. As previously discussed by Suc (1981), at Cessenon (foot of the south French Massif Central) a lignite has been found which is rich (20 to 40%) in *Cedrus* pollen, but lacks any macrofossils belonging to this genus. Similarly, *Cathaya*, *Keteleeria* and *Tsuga* can be regarded as mid-altitude conifers.

5. Repetitive vegetation changes

The synthetic pollen diagram suggests repetitive changes (Fig. 4A) between (1) a group consisting of the thermophilous taxa [i.e. megathermic elements (such as Mimosaceae, Meliaceae, *Amanoa*, Sapindaceae, Loranthaceae, etc.) and mega-mesothermic elements such

as Taxodiaceae (*Sciadopitys* excluded), *Juglans* cf. *cathayensis*, *Engelhardia*, *Myrica*, *Nyssa* cf. *sinensis*, *Distylium*, *Parthenocissus* cf. *henryana*, *Parrotiopsis* cf. *jacquemontiana*, *Microtropis fallax*, Cyrillaceae-Clethraceae, *Leea*, etc. plus Cupressaceae], and (2) a group containing the altitudinal trees (*Tsuga*, *Cedrus*, *Cathaya*, *Abies* and *Picea*). Relative frequencies of these groups are shown on Figure 4B for comparison with changes in lithology.

On the whole, maxima of thermophilous trees correspond to lignite layers, whereas peaks in altitudinal trees occur within clays. A straightforward explanation of the cause of these alternations might be based on differences in pollen transport. Local vegetation may be well-represented in lignite layers, whereas distant vegetation would be better represented in clay layers as a result of long-distance transport of terrigenous material, including pollen, from altitudinal vegetation belts. In this scenario, lignite deposition would have been unpredictable, caused by changes in the alluvial plain morphology resulting from shifts in the course of the river channel. There are, however, several arguments that contradict such an interpretation:

(1) the continuous lignite layers across the entire basin suggest that there were no local effects of changes in the river channel (Ticleanu and Andreescu, 1988);

(2) some thermophilous tree maxima occur within clay layers (below lignite VI, below lignite VII, below lignite VIII and above lignite IX); some altitudinal tree maxima occur within lignite layers (base of lignite VI, upper lignite VII, lignite IX);

(3) today, the pollen frequency of montane trees (*Abies* and *Picea*) is not high in prodeltaic clayey areas, as seen in the northwestern Mediterranean region (Fauquette *et al*., 1999b);

(4) mesophilous elements (deciduous *Quercus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Carpinus*, *Parrotia*, etc.), which inhabited areas relatively distant from the swamps, show, on the whole, a constant abundance (ranging from 20 to 40% of the pollen sum) independent of the clay-lignite alternations;

(5) similar variations in pollen spectra between thermophilous elements and altitudinal trees have been recorded in homogenous clay from Early Pliocene sections in the Po Valley (Bertini, 1994);

(6) close to Lupoaia, the Hinova section (lowermost Pliocene according to nannoplankton evidence; Marunteanu, personal information), entirely constituted by clays, shows very low percentages of altitudinal trees (Popescu, unpublished);

(7) pollen records between lignites IV and V and above lignite VIII are characterised by relatively low frequencies of altitudinal trees, irrespective of lithology (lignites or

clays); on the contrary, frequencies of thermophilous trees are higher in the same intervals. In addition, pollen records between lignites IV and V include some megathermic elements. This suggests that the three main climatic phases of the Early Pliocene could be represented in the Lupoaia section (Brunssumian A or phase P Ia in the Lupoaia borehole F6 up to lignite V; Brunssumian B or phase P Ib between lignites V and VIII in the Lupoaia quarry; Brunssumian C or phase P Ic above lignite VIII in the Lupoaia quarry; Suc and Zagwijn, 1983). The two warm Zanclean phases (P Ia and P Ic) would be characterised by a larger development of swamps in the Dacic Basin while the Zanclean cooling phase (P Ib) would be characterised by reduced swamps and a moderate lowering of altitudinal vegetation belts in the area. This is consistent with the larger extension in space and in thickness of lignites V and VIII (Jipa, personal information).

On the basis of these arguments, a second and more probable interpretation can be made of the long-term thermophilous-altitudinal tree alternations recorded at Lupoaia. These could well indicate successive warm-cool fluctuations corresponding to (1) the development of swamp environments (warmer phases), (2) the descent to lower altitudes of the coniferous forests, with a corresponding increase in their pollen representation in the delta sediments (cooler phases). A correlation analysis has been performed on percentages of thermophilous trees versus those of altitudinal trees for samples 1 to 110, i.e. in the part of the Lupoaia section where clay-lignite alternations are very contrasted; the linear regression is negative (Fig. 6), and supports this interpretation.

Such regular repetitions need to be juxtaposed with fluctuations in eccentricity in order to test the hypothesis of Van Vugt *et al.* (submitted) who suggested a periodicity of 100 kyrs for the lignite layers. Figure 7 focusses on the period considered by Van Vugt *et al*. (submitted) to correspond to the Lupoaia section deposition. This period is characterised by great contrasts between eccentricity maxima and minima. The global polarity time scale has been chronologically calibrated on the basis of the eccentricity process. In turn, this time scale has been used to establish a chronology for the $\delta^{18}O$ curve, taken from a section in which magnetic reversals have been distinctly identified (Shackleton *et al*., 1995). The pollen curves may therefore be related to the calibrated time scale using the palaeomagnetic reversals of the Lupoaia section. This gives two independent lines of evidence to allow the testing the hypothesis of eccentricity forcing of lignite formation.

In general, the $\delta^{18}O$ curve indicates a relative cooling phase corresponding to the C3n.2n Chron. However, the pollen record indicates a warm climate (high percentages of thermophilous trees) during this normal polarity event. The interval between Chrons C3n.2n

and C3n.1n corresponds to a warmer period according to the $\delta^{18}O$ record; this is also supported by changes in eccentricity. However, this is in harmony with pollen data from the reverse interval in the lower part of the Lupoaia section, which are indicative of cooler conditions (decrease in thermophilous elements). The same line of reasoning cannot be applied to the upper Lupoaia section, since the differences between the pollen record and $\delta^{18}O$ curve are not so well marked for the time interval between the early C3n.1n Chron and the early C2An.3n Chron. A more detailed examination of the magnetic reversals shows some major discrepancies (points 1, 3, 4 below) between the pollen record and eccentricity and/or $\delta^{18}O$ curves, and one (point 2) of minor importance:

(1) the reversal at the end of the C3n.2n Chron occurs just before the end of a prolonged maximum in eccentricity and should therefore correspond to a general cooling period (see also the $\delta^{18}O$ reference curve). This is in contradiction to the high abundance of thermophilous trees in the Lupoaia pollen record, which exists for some time prior to this period;

(2) the reversal at the onset of the C3n.1n Chron corresponds to a transition from a maximum eccentricity to a moderate minimum eccentricity, i.e. from a cooler to a warmer period. This is clearly seen in the $\delta^{18}O$ reference curve, but appears to be in contradiction with high thermophilous tree percentages in the Lupoaia pollen record. However, the imprecise definition of the position of this magnetic reversal reduces the strength of this argument;

(3) following this event, there is a reduction in eccentricity and the $\delta^{18}O$ curve indicates a warmer climate, in contradiction with the relatively large percentages of altitudinal trees in the Lupoaia pollen record;

(4) the upper reversal of C3n.1n Chron corresponds to the transition from a maximum eccentricity to a relative minimum eccentricity, i.e. from cooler to relatively warmer climatic conditions (see also the $\delta^{18}O$ reference curve). During the same period, however, the Lupoaia pollen records shows an evolution from warmer (high percentages in thermophilous trees) to cooler (increase in altitudinal trees) conditions.

Due to these incompatibilities, an attempt has been made to correlate the Lupoaia section with a somewhat earlier period than proposed by Van Vugt *et al*. (submitted). In this concept, tested using a similar comparative approach, the two normal polarity episodes have been assigned to C3n.3n and C3n.2n Chrons, respectively, as indicated on Figure 8. The period is dominated by a long maximum in eccentricity, interrupted by some brief relative minima. This chronology gives an almost complete correspondence between the Lupoaia pollen curves and the global climatic reference curves (eccentricity and $\delta^{18}O$). This is particularly obvious at the magnetic reversals:

(1) the reversal at the end of the C3n.3n Chron corresponds to a minimum eccentricity, indicating a warm period that is supported by both $\delta^{18}O$ values and by large percentages of thermophilous trees in the Lupoaia pollen record;

(2) the reversal at the onset of the C3n.2n Chron corresponds to a short minimum eccentricity within a long maximum phase, i.e. to warmer conditions within a long cooling period. This is in good agreement with the $\delta^{18}O$ curve and the maximum of thermophilous trees between two maxima of altitudinal trees in the Lupoaia pollen record;

(3) the reversal at the end of the C3n.2n Chron matches the transition from minimum to maximum eccentricity at the end of the long period of maximum eccentricity. This is consistent with the warmer phase expressed both by the $\delta^{18}O$ reference curve and thermophilous trees in the Lupoaia pollen record.

Similar inferences may be made for all the major and minor concordances shown on Figure 8.

It is therefore proposed that the previously estimated correlation of the Lupoaia section (Radan and Radan, 1998; Van Vugt *et al*., submitted) has to be changed to correspond with the normal Chrons C3n.3n and C3n.2n. In this case, the evolution of the regional climate as reflected by the pollen record is fully consistent with global climatic evolution (insolation and $\delta^{18}O$ record). Such a chronological assignment is supported by the mammal fauna, especially by the presence of a primitive *Mimomys* in lignite VIII. In addition, the proposed age of the Lupoaia section would be fully consistent with the climatic subdivision of the Early Pliocene in Europe (Zagwijn, 1960; Suc, 1982; Suc and Zagwijn, 1983), in which a cooling period (Brunssumian B = phase P Ib) is observed between two warm periods (Fig. 9). The Lupoaia section belongs almost completely to this cooling period, which has also been observed in the Ticleni borehole. This is further supported by the regional lignite stratigraphy, cooling being centred around lignite VII (Drivaliari *et al*., 1999) (Fig. 9).

Van Vugt *et al*.'s hypothesis (submitted) is confirmed: lignite layers seem to occur every 100 kyrs. They are linked to minimum eccentricity. A simple estimate, based on the time separating the two most distant magnetic reversals obviously recorded in the Lupoaia section [4.799 (end of C3n.3n Chron) – 4.493 Ma (end of C3n.2n Chron) according to Lourens *et al*., 1996], indicates a period of 306 kyrs. This period includes three maxima of altitudinal trees and three relative maxima of eccentricity (100 kyrs period) (Fig. 10). A spectral analysis of thermophilous elements and altitudinal trees has been performed with respect to thickness of the section (Analyseries Program: Paillard *et al*., 1996). Both groups show a strong spectral peak which has been calculated as located at a thickness of 20 m (Fig. 11). This corresponds to a time period of approximately 87 kyrs, and can be considered

consistent with the period of eccentricity, when the changes in sedimentation rate that probably differentiated lignites from clays are taken into account.

Pollen concentration can provide information on preservation and/or changes in sedimentation rate (Suc, 1984b); low values may be associated with higher sedimentation rate (pollen grains diluted within a lot of terrigenous particles), and high values with a low sedimentation rate. Figure 12 shows variations in pollen concentration along the Lupoaia section. The highest values (>10,000 pollen grains/gram of sediment) mostly correspond to lignite layers, with the exception of some samples from borehole F6. Examination of the respective thickness of clays and lignites within each eccentricity cycle (sands are excluded because they probably represent a short time-interval), shows that lignites represent less than half a cycle, where one cycle equals the clay layer and the overlying lignite (Fig. 10): lignite V = 25% of the cycle; lignite VI = 40% of the cycle; lignite VII = 25% of the cycle; lignite VIII = 35% of the cycle. For three of these lignites (V, VI, VII), the related minimum eccentricity is considerably shorter in time than the maximum part of the eccentricity curve corresponding to the underlying clays. However, lignite VIII seems thinner as may be expected on the basis of the eccentricity curve, which shows a minimum of longer duration. In contrast, the thickness of lignites IX plus X-XIII (>60% of the cycle) seems to be in agreement with the relatively long duration of the corresponding minimum in the eccentricity curve. The pollen concentration appears to vary independently of the variation in thickness within the cycles (high pollen concentration for lignites VI, VII and X-XIII; low pollen concentration for lignites V and VIII). As a consequence, pollen concentration seems to be more linked to preservation and possibly to xylite abundance in some lignites. This may explain the scarcity, and occasional absence of pollen grains in some samples.

The eccentricity forced pollen cycles (thermophilous plants vs. altitudinal trees) and lithology cycles (clay-lignite alternations) suggest that the inferred ages throughout the studied section correspond well with respect to the eccentricity chronology. As a consequence, it is proposed that (1) the undetermined polarity zone in the basal part of the section should belong to the reversed polarity interval prior to C3n.3n Chron (the reversal should occur within the clays located above lignite IV), (2) the reversal at the end of Chron C3n.3n should occur within the undetermined polarity zone, more precisely at the top of lignite V, and (3) the undetermined polarity zone located at the top of the Lupoaia section should immediately precede the following normal interval, i.e. the C3n.1n Chron (Fig. 10). The latter inference is based on both the eccentricity chronology and the close relationships between the $\delta^{18}O$ reference curve and the thermophilous tree curve in the Lupoaia pollen record (Fig. 9). Taking this information into account, the studied Lupoaia section would

represent a time span of about 600 kyrs, i.e. from about 4.90 Ma to about 4.30 Ma. The three climatic phases of the Early Pliocene in the Lupoaia pollen record (see above: warm phase ending with lignite V, cooler phase between lignites V and VIII, warmer phase starting with lignite VIII; Fig. 10) may be the expression of the 400 kyr cycles of eccentricity overprinting the 100 kyr cycles (see Figures 8 and 10).

6. Conclusions

High-resolution pollen analyses of the Lupoaia section (borehole F6 and quarry) have (1) allowed the reconstruction of the Early Pliocene vegetation of southwestern Romania, and (2) provided evidence of repetitive changes in vegetation. The results show two opposed vegetation belts: thermophilous trees, which were located in low altitudes of the Dacic Basin, and altitudinal trees which probably grew in the Carpathians. During cooling periods, this second group migrated to lower altitudes, and their pollen grains partly masked the local production in the alluvial plain. In this region, lignite deposition corresponds to warm phases under continuously humid conditions.

These vegetation changes and the clay-lignite alternations are forced by eccentricity. A detailed comparison between pollen data and global climatic fluctuations (provided by eccentricity and $\delta^{18}O$ curves) has led to a change in the chronological assignment of the section, previously based on a preliminary interpretation of palaeomagnetic measurements (Radan and Radan, 1998; Van Vugt *et al*., submitted). The revised chronological assignment is in accordance with the mammal fauna, whereas the regional climatic fluctuations are consistent with the global climatic evolution. The Lupoaia section covers a period between approximately 4.90 to 4.30 Ma and represents a time span of about 600 kyrs. The section completely includes the C3n.3n and C3n.2n Chrons. In addition, it is proposed that the section ends at the onset of the C3n.1n Chron.

Climatically, the Lupoaia section covers:

(1) the end of the Early Pliocene warm phase (Brunssumian A in northern Europe and P Ia phase in the northwestern Mediterranean region; Suc and Zagwijn, 1983);

(2) the entire Early Pliocene cooling (Brunssumian B in Northern Europe and P Ib phase in the Northwestern Mediterranean region; Suc and Zagwijn, 1983);

(3) the beginning of the late Early Pliocene warm phase (Brunssumian C in Northern Europe and P Ic phase in the Northwestern Mediterranean region; Suc and Zagwijn, 1983).

The main Early Pliocene climatic subdivisions are now documented for the east of Europe but appear more complex. Other areas (for example at the base of mountains) may provide similarly detailed records when studied with high-resolution pollen investigation.

Acknowledgments

This PhD work was granted by the French Government through its Embassy at Bucharest. This study was supported by the Programme "Environnement, Vie et Sociétés". J.-P. Suc and P. Bernier have supervised this work. The manuscript has been improved thanks to the comments of the two referees, Drs. S. Bottema and V. Mosbrugger. My friends, the Lupoaia quarry engineers, provided facilities for sampling. S.C. Radan gave samples from borehole F6. G. Clauzon, D. Jipa and M. Marunteanu supplied information on palaeogeography and stratigraphy in the Turnu Severin area. I received help from M. Gonzales for performing samples, from G. Escarguel and F. Giraud for statistic treatments. I got a lot of information from P. Mein, C. Guérin, J. Agusti, A.J. Van der Meulen, M. Fortelius and M. Erbajeva on the mammal fauna. P. Bernier, S. Legendre and J.-P. Suc discussed the manuscript, the English edition of which has been made by Dr. Simon Brewer.

References

Aguilar, J.-P., Legendre, S., Michaux, J., Montuire, S., 1999. Pliocene mammals and climatic reconstruction in the Western Mediterranean area. *In* "The Pliocene: Time of Change", Wrenn, J., Suc, J.-P., Leroy, S.A.G. eds., Amer. Ass. Stratigr. Palynologists Foundation: 109-120.

Aguilar, J.-P., Michaux, J., 1984. Le gisement à micromammifères du Mont-Hélène (Pyrénées-Orientales) : apports à la connaissance de l'histoire des faunes et des environnements continentaux. Implications stratigraphiques pour le Pliocène du sud de la France. *Paléobiol. Cont.*, 14, 2 : 19-31.

Apostol, L., Enache, C., 1979. Etude de l'espèce *Dicerorhinus megarhinus* (de Christol) du bassin carbonifère de Motru. *Trav. Mus. Hist. nat. Grigore Antipa*, Bucharest, 20: 533-540.

Bertini, A., 1994. Messinian-Zanclean vegetation and climate in North-Central Italy. *Historical Biology*, 9: 3-10.

Bertini, A., Roiron, P., 1997. Evolution de la végétation et du climat pendant le Pliocène moyen, en Italie centrale : apport de la palynologie et de la macroflore à l'étude du bassin

du Valdarno supérieur (coupe de Santa Barbara). *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. 2a, 324: 763-771.

Cour, P., 1974. Nouvelles techniques de détection des flux et des retombées polliniques: étude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface du sol. *Pollen et Spores*, 16, 1: 103-141.

Denk, T., Frotzler, N., Davitashvili, N., in press. Vegetational patterns and distribution of relict taxa in humid temperate forests and wetlands of Georgia (Transcaucasia). *Biol. Journ. Linnean Soc.*

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. Thesis, Univ. Montpellier 2: 230.

Drivaliari, A., 1993. Images polliniques et paléoenvironnement au Néogène supérieur en Méditerranée orientale. Aspects climatiques et paléogéographiques d'un transect latitudinal (de la Roumanie au delta du Nil). Thesis, Univ. Montpellier 2: 333 p.

Drivaliari, A.,Ticleanu,N., Marinescu, F., Marunteanu, M., Suc, J.-P., 1999. A Pliocene climatic record at Ticleni (Southwestern Romania). *In* "The Pliocene: Time of Change", Wrenn, J.H., Suc, J.-P., Leroy, S.A.G. eds., Amer. Ass. Stratigr. Palynologists Foundation: 103-108.

Fauquette, S., Guiot, J., Suc, J.-P., 1999a. A method for climatic reconstruction of the Mediterranean Pliocene using pollen data. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 144, 1-2: 183-201.

Fauquette, S., Clauzon, G., Suc, J.-P., Zheng, Z., 1999b. A new approach for paleoaltitude estimates based on pollen records: example of the Mercantour Massif (southeastern France) at the earliest Pliocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170: 35-47.

George, J.C., 1972. Everglades Wildguide. *Natural History Series, Nat. Park Service*, U.S. Department of the Interior: 106 p.

Guérin, C., 1980. Les Rhinoceros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur en Europe occidentale. Comparaison avec les espèces actuelles. *Doc. Sci. Terre Univ. Claude-Bernard Lyon 1*, 79: 1-784.

Hilgen, F.J., 1990. Sedimentary cycles and an astronomically controlled, oscillatory system of climatic changes during the Late Cenozoic in the Mediterranean. *Paléobiol. cont.*, 17: 25-33.

Hilgen, F.J., 1991a. Astronomical calibration of Gauss to Matayama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 226-244.

Hilgen, F.J., 1991b. Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 107: 349-368.

Huard, J., 1966. Etude anatomique des bois de conifères des couches à lignite néogènes des Landes. *Mém. Soc. géol. France*, 105: 7-85.

Kloosterboer-van Hoeve, M., 2000. Cyclic changes in the late Neogene vegetation of northern Greece. *LPP Contr. Ser.*, 12: 1-131.

Koufos G.D. and Pavlides S.B., 1988. Correlation between the continental deposits of the lower Axios valley and Ptolemais basin. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 20, 2: 9-19.

Laskar, J., 1990. The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Ikarus*, 88: 266-291.

Lourens, L.J., Antonarakou, A., Hilgen, F.J., van Hoof, A.A.M., Vergnaud Grazzini, C., Zachariasse W.J., 1996. Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical time scale. *Paleoceanography*, 11: 391-413.

Mai, D.H., 1995. *Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas*. *Methoden und Ergebnisse*. Fischer, G. ed., Jean-Stuttgart-New York, 691 p.

Menke, B., 1975. Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwest-Deutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. *Geol. Jb.*, ser. A, 26, 151: 3-151.

Ozenda, P., 1975. Sur les étages de végétation dans les montagnes du bassin méditerranéen. *Doc. Cart. Ecol.*, 16: 1-32.

Ozenda, P., 1989. Le déplacement vertical des étages de végétation en fonction de la latitude: un modèle simple et ses limites. *Bull. Soc. géol. France*, ser. 8, 5, 3: 535-540.

Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh Program Performs Time-Series Analysis. *Eos Trans*. *AGU*: 379.

Petrescu, I., Nica, T., Filipescu, S., Barbu, O., Chira, C., Avram, R., Valaczkai, T., 1989. Paleoclimatical significance of the palynological approach to the Pliocene deposits of Lupoaia (Gorj county). *Studia Univ. Babeş-Bólyai Geol.-Geogr.*, 34, 2: 75-81.

Pontini, M.R., Bertini, A., 2000. Late Pliocene vegetation and climate in Central Italy: high-resolution pollen analyses from the Fosso Bianco succession (Tiberino Basin). *Geobios*, 33, 5: 519-526.

Radan, S.C., Radan, M., 1998. Study of the geomagnetic field structure in the Tertiary in the context of magnetostratigraphic scale elaboration. I – The Pliocene. *An. Inst. Geol. Rom.*, 70: 215-231.

Radulescu, C., Samson, P.-M., Sen, S., Stiuca, E., Horoi, V., 1997. Les micrommmifères pliocènes de Dranic (bassin Dacique, Roumanie). *In* "Actes du Congrès BiochroM'97",

Aguilar J.-P., Michaux J. and Legendre S. eds., *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier*, 21: 635-647.

Rich, F.J., 1985. Palynology and paleoecology of a lignitic peat from Trail Ridge, Florida. *Information Circular*, 100, Florida Geol. Survey: 1-15.

Roberts, H.H., 1986. Selected depositional environments of the Mississippi River deltaic plain. *Geol. Soc. of America Centennial Field Guide*, Southeastern Sect.: 435-440.

Roiron, P., 1992. *Flores, végétations et climats du Néogène méditerranéen: apports de macroflores du sud de la France et du nord-est de l'Espagne*. Thesis, Univ. Montpellier 2, 296 p.

Serres M. de, 1819. Observations sur divers fossiles de quadrupèdes vivipares nouvellement découverts dans le sol des environs de Montpellier. *Journ. Physique*, 88: 382, 394, 405, 417.

Shackleton, N.J., Hall, M.A., Pate, D., 1995, Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. *Proc. Ocean Drill. Progr.*, 138: 337-355.

Suc, J.-P., 1981. La végétation et le climat du Languedoc (sud de la France) au Pliocène moyen d'après la Palynologie. *Paléobiol. Cont.*, 12, 1: 7-26.

Suc, J.-P., 1982. Palynostratigraphie et paléoclimatologie du Pliocène et du Pléistocène inférieur en Méditerranée nord-occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, (2), 294: 1003-1008.

Suc, J.-P., 1984a. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307: 429-432.

Suc, J.-P., 1984b. La signification paléoécologique des restes végétaux. *Bull. Centres rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 1: 97-104.

Suc, J.-P., Cravatte, J., 1982, Etude palynologique du Pliocène de Catalogne (nord-est de l'Espagne). *Paléobiol. Cont.*, 13: 1-31.

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 (~Brunssumian) to early Piacenzian (~early-middle Reuverian) climate from 4° to 54° north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). *Meded. Rijks Geol. Diesnt,* 52: 43-56.

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* "Hominoid evolution and climatic change in Europe. 1, The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe", Agusti, J., Rook, L., Andrews, P. eds. Cambridge Univ. Press: 378-388.

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.

Ticleanu, N., 1992. Main coal-generating paleophytocoenoses in the Pliocene of Oltenia.*Rom. J. Paleontol.*, 75: 75-80.

Ticleanu, N., Andreescu, I., 1988. Considerations on the development of Pliocene coaly complexes in the Jiu-Motru sector (Oltenia). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/2: 227-244.

Ticleanu, N., Buliga, S., 1992. Paleophytocoenotic researches in Pliocene deposits from the Plostina zone (Gorj district). *Rom. J. Paleontol.*, 75: 81-85.

Ticleanu, N., Diaconita, D., 1997. The main coal facies and lithotypes of the Pliocene coal basin, Oltenia, Romania. *In* "European Coal Geology and Technology", Gayer, R., and Pesek, J. eds., *Geol. Soc. special publ*., 125: 131-139.

Tiedemann, R., Sarnthein, M., Shackleton, N.J. (1994). Astronomical timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}O$ and dust flux records of ODP Site 659. *Paleoceanography*, 9, 4: 619-638.

Van der Zwaan, G.J. Gudjonsson, L., 1986. Middle Miocene-Pliocene stable isotope stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean. *Mar. Micropaleontol.*, 10: 71-90.

Van Vugt, N., Langereis, C.G., Hilgen, F.J., submitted. Dominant expression of eccentricity versus precession in the lithology of Mediterranean continental (lacustrine) deposits. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*

Van Vugt, N., Steenbrink, J., Langereis, C.G., Hilgen, F.J., Meulenkamp, J.E., 1998. Magnetostratigraphy-based astronomical tuning of the early Pliocene lacustrine sediments of Ptolemais (NW Greece) and bed-to-bed correlation with the marine record. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164: 535-551.

Wang, C.-W., 1961. The forests of China with a Survey of Grassland and Desert Vegetation. M. Moors Cabot Foundation, 5: 313 p.

Weerd, A. van de, 1978. Early Ruscinian rodents and lagomorphs (Mammalia) from the lignites near Ptolemais (Macedonia, Greece). *Proc. K. Ned. Akad. Wet.*, B82: 127-170.

Zagwijn, W.H., 1960. Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in The Netherlands. *Meded. Geol. Sticht.*, ser. C, 3, 5: 1-78.

Zagwijn, W.H., Suc, J.-P., 1984. Palynostratigraphie du Plio-Pléistocène d'Europe et de Méditerranée nord-occidentales: corrélations chronostratigraphiques, histoire de la végétation et du climat. *Paléobiol. Cont.*, 14, 2: 475-483.

Zheng, Z, Cravatte, J., 1986. Etude palynologique du Pliocène de la Côte d'Azur (France) et du littoral ligure (Italie). *Geobios*, 19, 6: 815-823.

FIGURE CAPTIONS

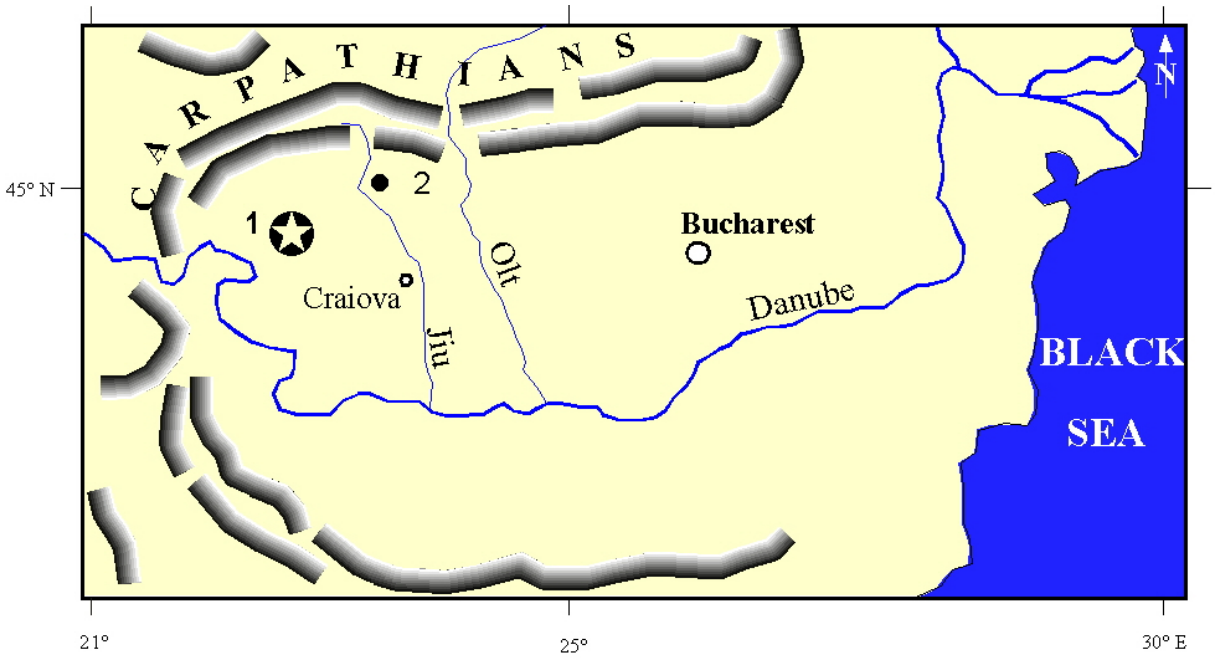


Fig. 1. Location of the Lupoaia section in the Dacic Basin.
1, Lupoaia; 2, Ticleni borehole.

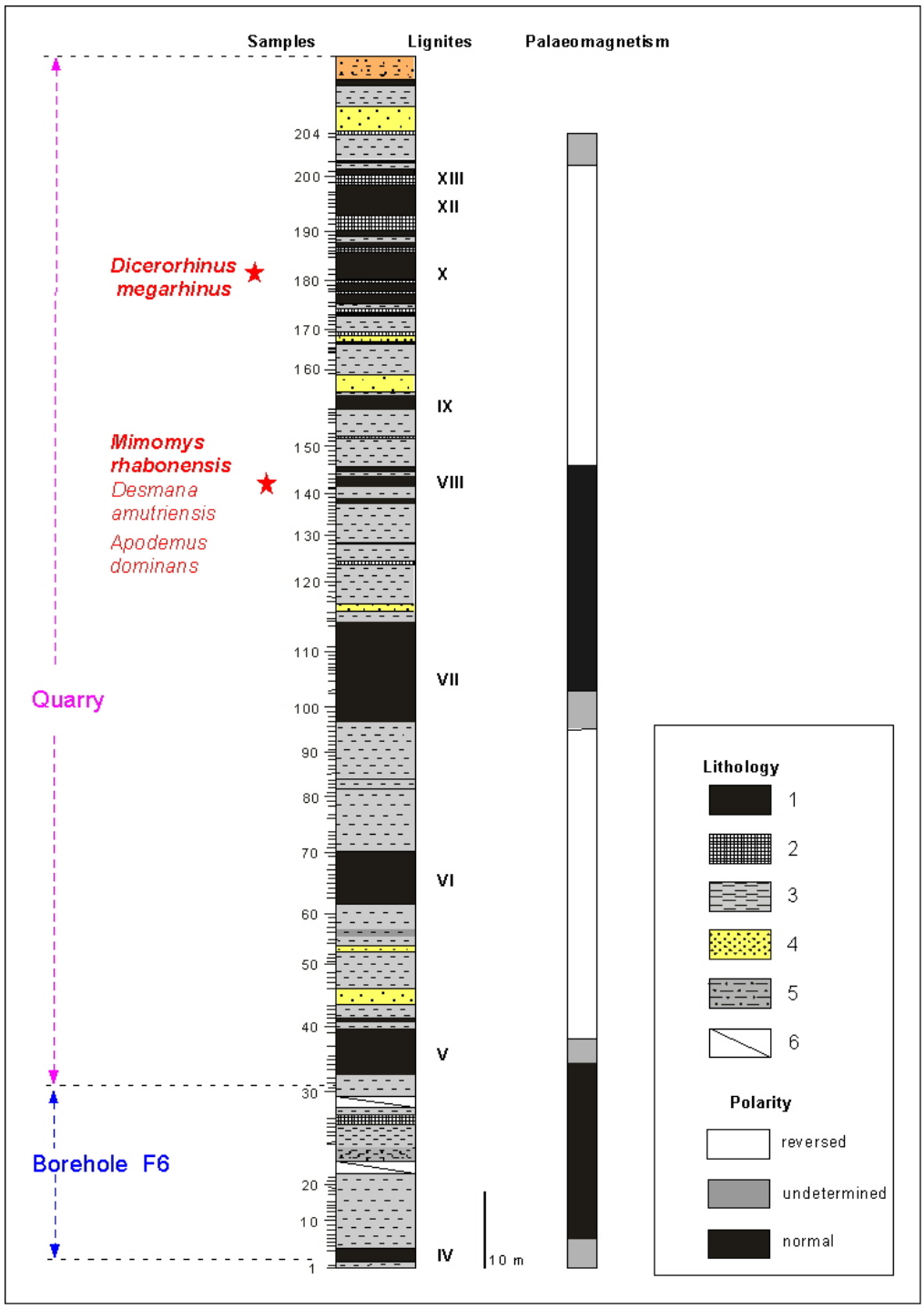


Fig. 2. Lithological succession of the Lupoaia section (quarry and cored borehole F6) and its magnetostratigraphic subdivision (Radan and Radan, 1998; Van Vugt *et al.*, submitted); stratigraphic locations of mammal remains are indicated.
Lithology: 1, lignite; 2, lignitic clay; 3, clay; 4, sand; 5, sandy clay; 6, not recovered interval within borehole F6.

Fig. 3. Simplified detailed pollen diagram of the Luposia section

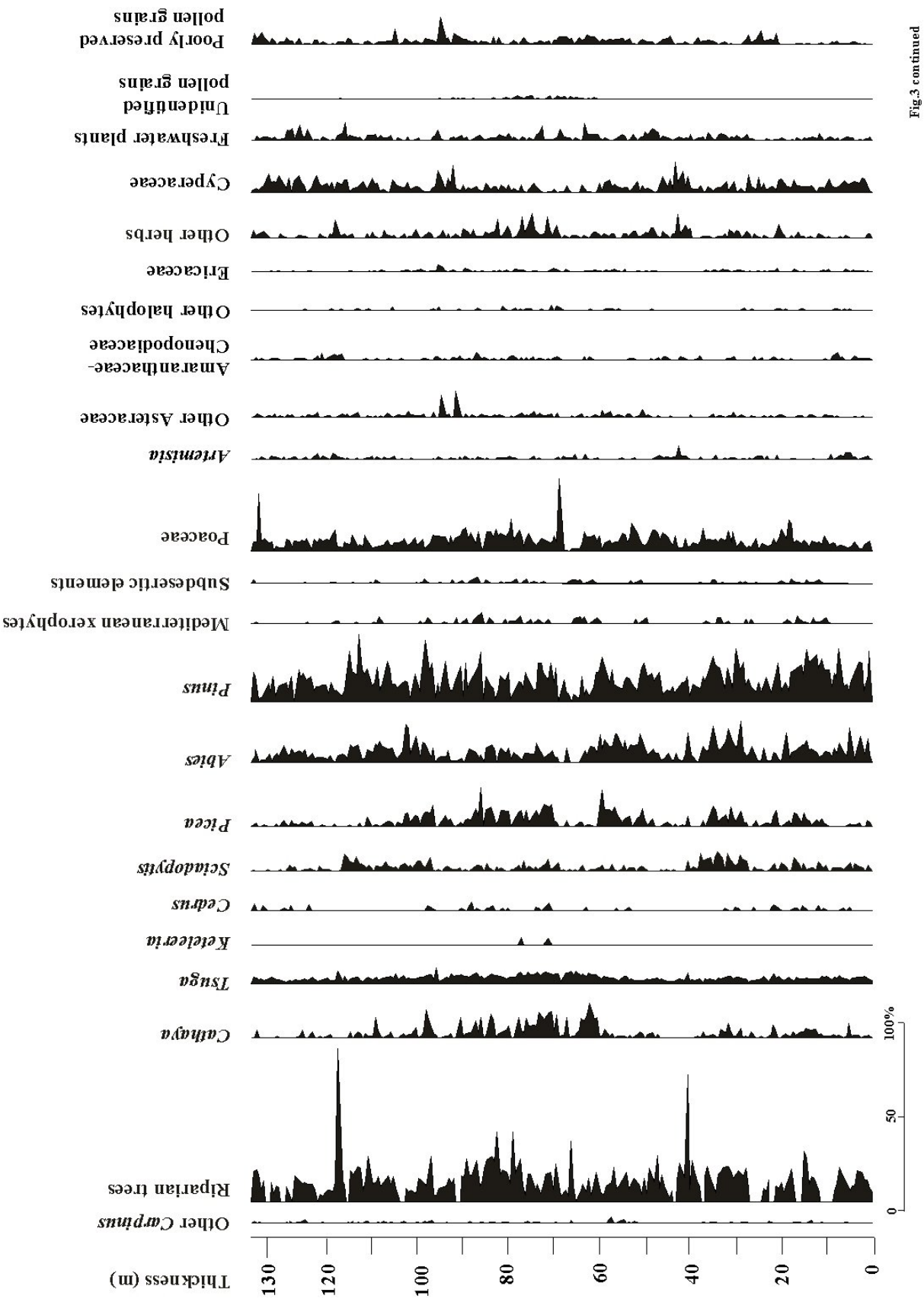


Fig.3 continued

Fig. 3. Simplified detailed pollen diagram of the Lupoaia section.

Some scarcely represented taxa are grouped into the following sections:

- megathermic elements: Euphorbiaceae *p.p.*, *Amanoa*, Meliaceae, *Entada* type, other Mimosoideae, *Pachysandra* type, Sapindaceae, Loranthaceae, Tiliaceae *p.p.*;
- mega-mesothermic swamp elements: Cyrillaceae-Clethraceae, *Myrica*, *Taxodium* type, *Cephalanthus*, *Nyssa* (*N.* cf. *sinensis* and *N.* cf. *aquatica*);
- other Taxodiaceae: *Sequoia* type, non identified Taxodiaceae;
- other mega-mesothermic elements: Arecaceae, Sapotaceae, Anacardiaceae, Araliaceae, *Microtropis fallax*, *Distylium* cf. *sinensis*, *Parrotiopsis* cf. *jacquemontiana*, *Leea*, *Magnolia*;
- other Ulmaceae: *Celtis*, *Ulmus*, *Ulmus-Zelkova* type;
- other mesothermic elements (1): *Carpinus* cf. *orientalis*, *Platanus*, *Ostrya*, *Liquidambar* (including *L.* cf. *orinetalis*);
- other mesothermic elements (2): *Vitis*, *Hedera* (including *H.* cf. *helix*), *Lonicera*, *Buxus sempervirens* type, *Ligustrum*;
- other mesothermic elements (3): *Sambucus*, *Viburnum*, *Rhus*, *Tilia*, *Ilex*, *Acer*, *Tamarix*;
- other *Carpinus*: *C.* cf. *betulus*, non identified *Carpinus*;
- riparian trees: *Alnus*, *Salix*, *Populus*, *Fraxinus*;
- Mediterranean xerophytes: *Olea*, *Phillyrea*, *Pistacia*, *Quercus ilex* type, *Cistus*, *Periploca*, *Phlomis* cf. *fruticosa*;
- subdesertic elements: *Nolina*, *Prosopis*;
- other Asteraceae: Asteroideae, Cichorioideae, *Centaurea*;
- other halophytes: *Ephedra*, Caryophyllaceae, Plumbaginaceae;
- other herbs: *Erodium*, *Convolvulus*, *Linum*, *Mercurialis*, *Euphorbia*, Brassicaceae, Apiaceae, *Scabiosa*, *Knautia*, Malvaceae, Borraginaceae, *Helianthemum*, *Plantago*, *Rumex*, *Polygonum* (including *P.* cf. *aviculare* and *P.* cf. *lapatifolium*), Rosaceae, *Asphodelus*, other Liliaceae, *Cannabis*, other Cannabaceae, Papillionideae;
- freshwater plants: *Thalictrum*, other Ranunculaceae, *Butomus*, *Restio*, other Restionaceae, *Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Sparganium*, *Typha*, *Nuphar*, *Nymphaea*, Oenotheraceae, *Trapa*, *Utricularia*, other Monocotyledones;
- non identified pollen grains include *Gymnocardiidites subrotunda* and *Tricolporopollenites sibiricum*.

Percentages are calculated relative to the total pollen sum.

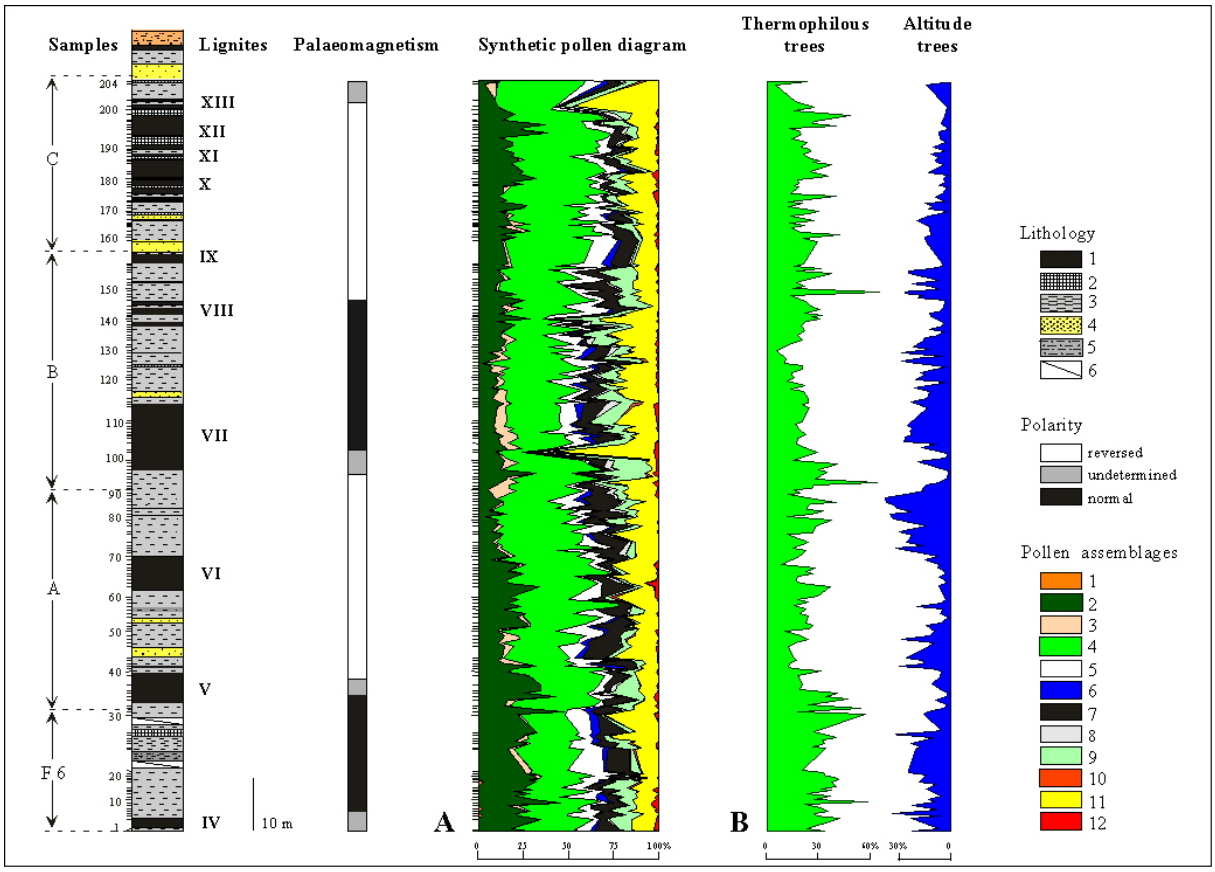


Fig. 4. A. Synthetic pollen diagram of the Lupoaia section.

Pollen grains have been grouped according to ecological significance of the concerned plants.

Lithology: see Fig. 2.

Pollen assemblages:

1, Megathermic elements (unidentified Euphorbiaceae, *Amanoa*, Mimosaceae including *Entada* and *Pachysandra* types, Meliaceae, Sapindaceae, Loranthaceae, Arecaceae, Sapotaceae, Tiliaceae);

2, Mega-mesothermic elements (mainly Taxodiaceae, *Engelhardia*, *Cephalanthus*, *Distylium*, *Parrotiopsis jacquemontiana*, *Microtropis fallax*, Cyrillaceae-Clethraceae, *Leea*, *Myrica*, *Nyssa sinensis*, *Parthenocissus henryana*, *Ilex floribunda* type, Anacardiaceae, Araliaceae, *Magnolia*);

3, a lower- mid-altitude coniferous elements, *Cathaya*;

4, Mesothermic elements (deciduous *Quercus* chiefly, *Carya*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Parrotia persica*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Celtis*, *Ostrya*, *Platanus*, *Juglans*, J. cf. *cathayensis*, *Nyssa*, *Sciadopitys*, *Buxus sempervirens* type, *Acer*, *Tilia*, *Fagus*, *Alnus*, *Salix*, *Populus*, Ericaceae, *Vitis*, *Hedera*, *Lonicera*, *Fraxinus*, *Ligustrum*, *Sambucus*, *Viburnum*, *Rhus*, *Ilex*, *Tamarix*, *Betula*);

5, *Pinus*;

Meso-microthermic trees:

6, mid-altitude trees, *Cedrus*, *Keteleeria* and *Tsuga*;

7, montane trees, *Abies* and *Picea*;

8, elements without significance (Rosaceae, Ranunculaceae, unidentified pollen grains, poorly-preserved pollen grains);
9, Cupressaceae;
10, "Mediterranean" xerophytes such as *Olea*, *Phillyrea*, *Quercus ilex* type, *Pistacia*, *Cistus*, *Phlomis* cf. *fruticosa*, *Periploca*;
Herbs: 11, Cyperaceae, Poaceae, Asteraceae, *Plantago*, Brassicaceae, Apiaceae, *Polygonum*, *Rumex*, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, *Linum*, *Erodium*, *Convolvulus*, *Mercurialis*, *Euphorbia*, *Scabiosa*, *Knautia*, Malvaceae, Borraginaceae, *Helianthemum*, *Asphodelus*, Liliaceae, Cannabaceae, Fabaceae, Plumbaginaceae, *Butomus*, water-plants such as *Potamogeton*, Restionaceae, *Myriophyllum*, *Typha*, *Sparganium*, *Thalictrum*, *Nuphar*, *Nymphaea*, Oenotheraceae, *Trapa*, *Utricularia*;
12, steppe elements (*Artemisia*, *Ephedra*).

B. Record of thermophilous trees [i.e. the megathermic elements (such as Mimosaceae including *Proposis* and *Entada* type, *Pachysandra* type, Meliaceae, Euphorbiaceae including *Amanoa*, Sapindaceae, Loranthaceae, Tiliaceae, Arecaceae, Sapotaceae) and the mega-mesothermic elements such as Taxodiaceae (*Sciadopitys* excluded), *Juglans* cf. *cathayensis*, *Engelhardia*, *Myrica*, *Nyssa* cf. *sinensis*, *Distylium*, *Parthenocissus* cf. *henryana*, *Parrotiopsis* cf. *jacquemontiana*, *Microtropis fallax*, *Ilex floribunda* type, Cyrillaceae-Clethraceae, *Leea*, *Magnolia*, *Nolina*, plus Cupressaceae] in contrast to altitudinal trees (*Tsuga*, *Cedrus*, *Cathaya*, *Abies* and *Picea*) along the Lupoaia section.

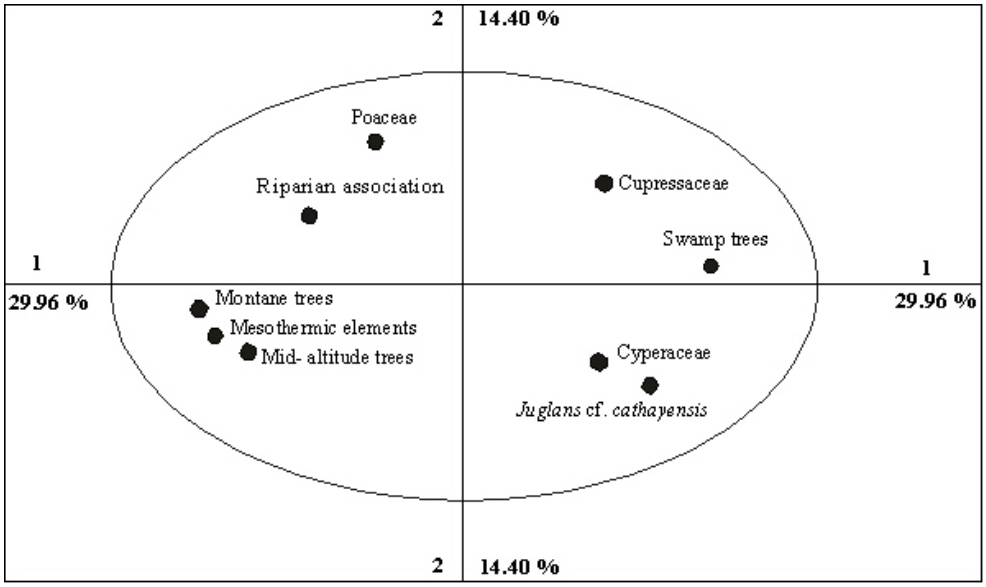


Fig. 5.Principle component analysis applied to some key taxa and some ecological groups recorded in the Lupoaia pollen analysis. Axis 1 does not show any clear information. Axis 2 shows two groups which can be interpreted as a selection of the swamp-marsh elements with regard to the other groups.

Taxa and groups which have been used in the calculations are those representative of humid (climatic or edaphic) conditions. Pollen groups are those used in the synthetic pollen diagram (Fig. 4), despite the following exceptions in order to test the relative contribution of some elements: (1) swamp trees include Taxodiaceae (*Sciadopitys* excluded) and *Nyssa*; (2) the mesothermic elements have been subdivided into two groups according to their local humidity requirements (this includes a riparian association containing *Alnus*, *Salix*, *Populus*, *Liquidambar* and *Parrotia*). Within the herbs, the two most abundant elements, Poaceae and Cyperaceae, have been tested separately. Megathermic and the other mega-mesothermic elements have not been considered because of their low frequencies.

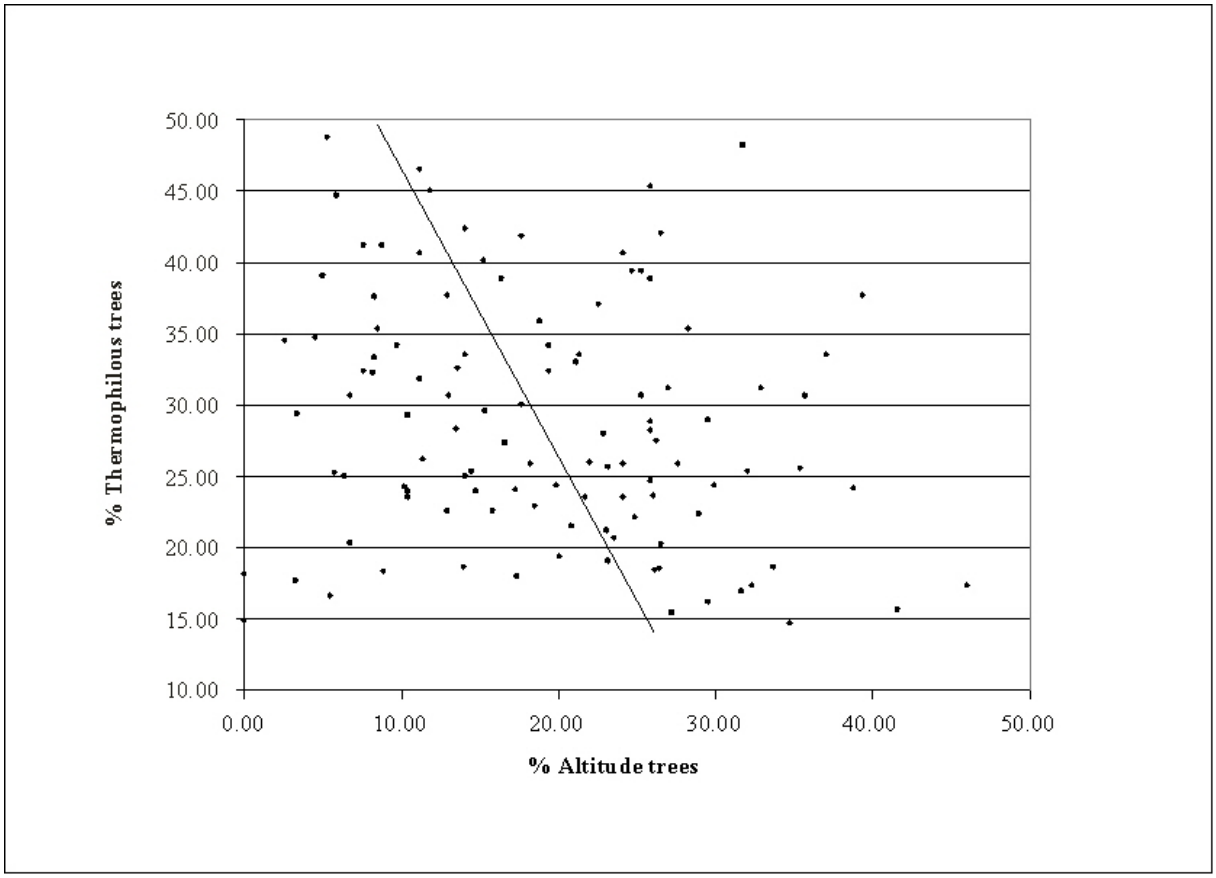


Fig. 6. Linear Regression between percentages of thermophilous trees and altitude trees using the Reduced Major Axis method. Regression line is: % thermophilous trees = (-2.228 * altitude trees) + 71.476 (slope: -2.228 ± 0.522; intercept: 71.476 ± 145.8). Unbiased correlation coefficients are: - Pearson's r = -0.199 (p = 0.0375*)
- Spearman's r = -0.204 (p = 0.033*).

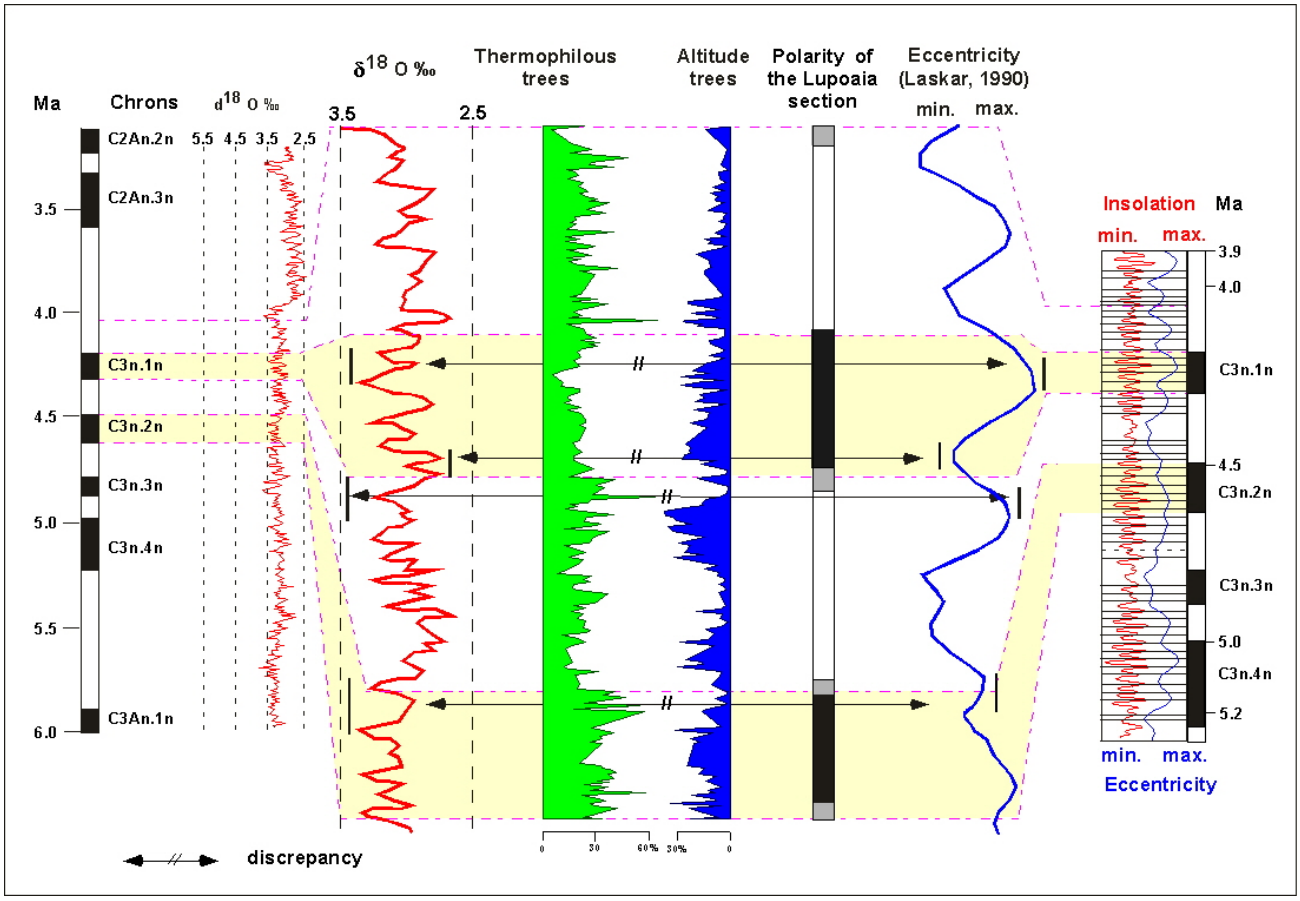


Fig. 7. Curves of thermophilous elements versus altitudinal trees (see Fig. 4B) are compared to eccentricity curve and to a reference $\delta^{18}O$ curve (Shackleton *et al.*, 1995) within the chronological frame proposed by Radan and Radan (1998) and Van Vugt *et al.* (submitted). Some discrepancies between pollen curves and $\delta^{18}O$ and/or eccentricity curves are indicated close to magnetic reversals for comparisons within similar accurate chronological intervals.

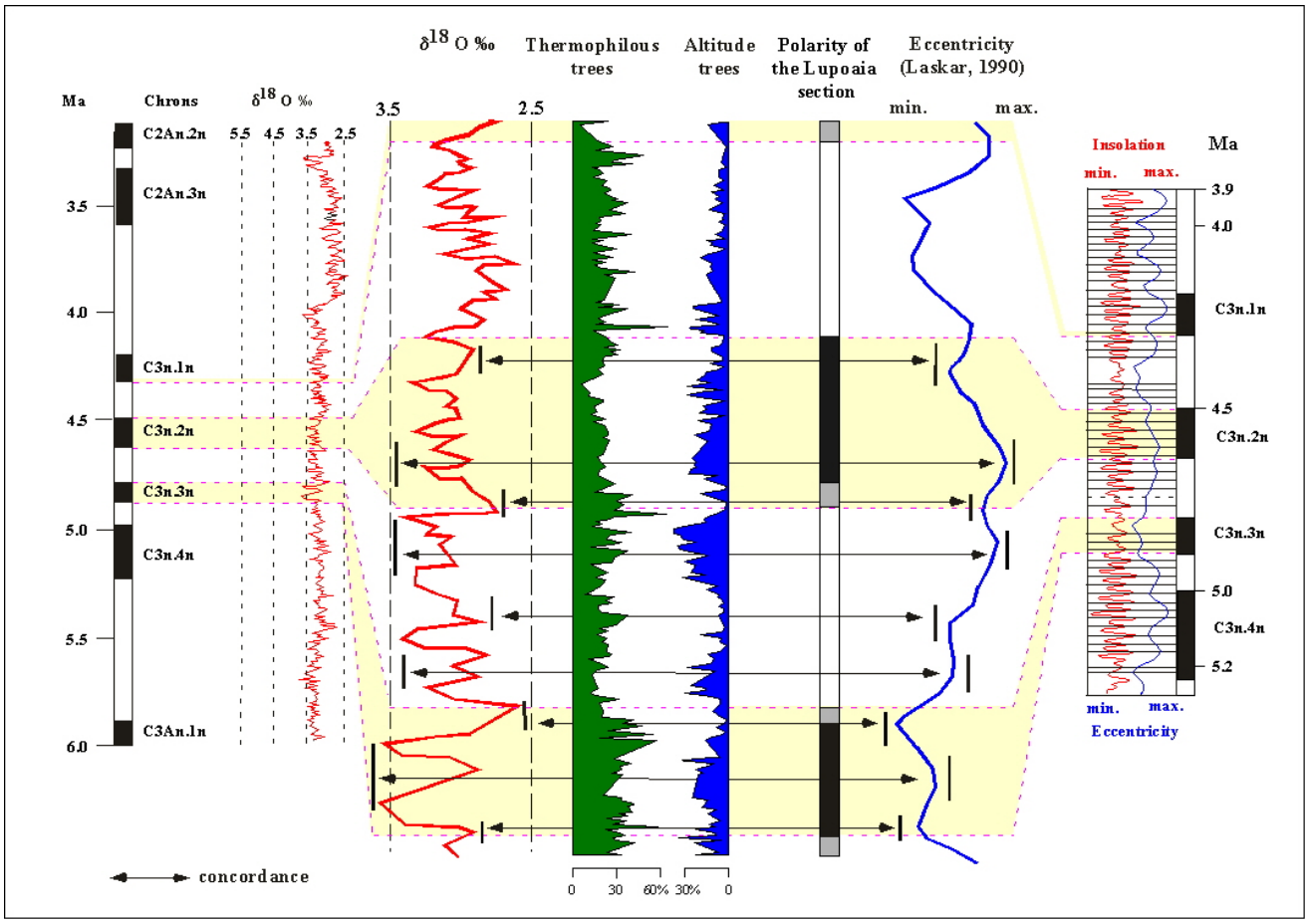


Fig. 8. Curves of thermophilous elements versus altitudinal trees (see Fig. 4B) are compared with the eccentricity curve and a reference $\delta^{18}O$ curve (Shackleton *et al*., 1995) using a chronological frame, which is one chron older than that proposed by Radan and Radan (1998) and Van Vugt *et al*. (submitted). Some concordances between pollen curves and $\delta^{18}O$ and eccentricity curves are indicated close to magnetic reversals for comparisons within similar accurate chronological intervals.

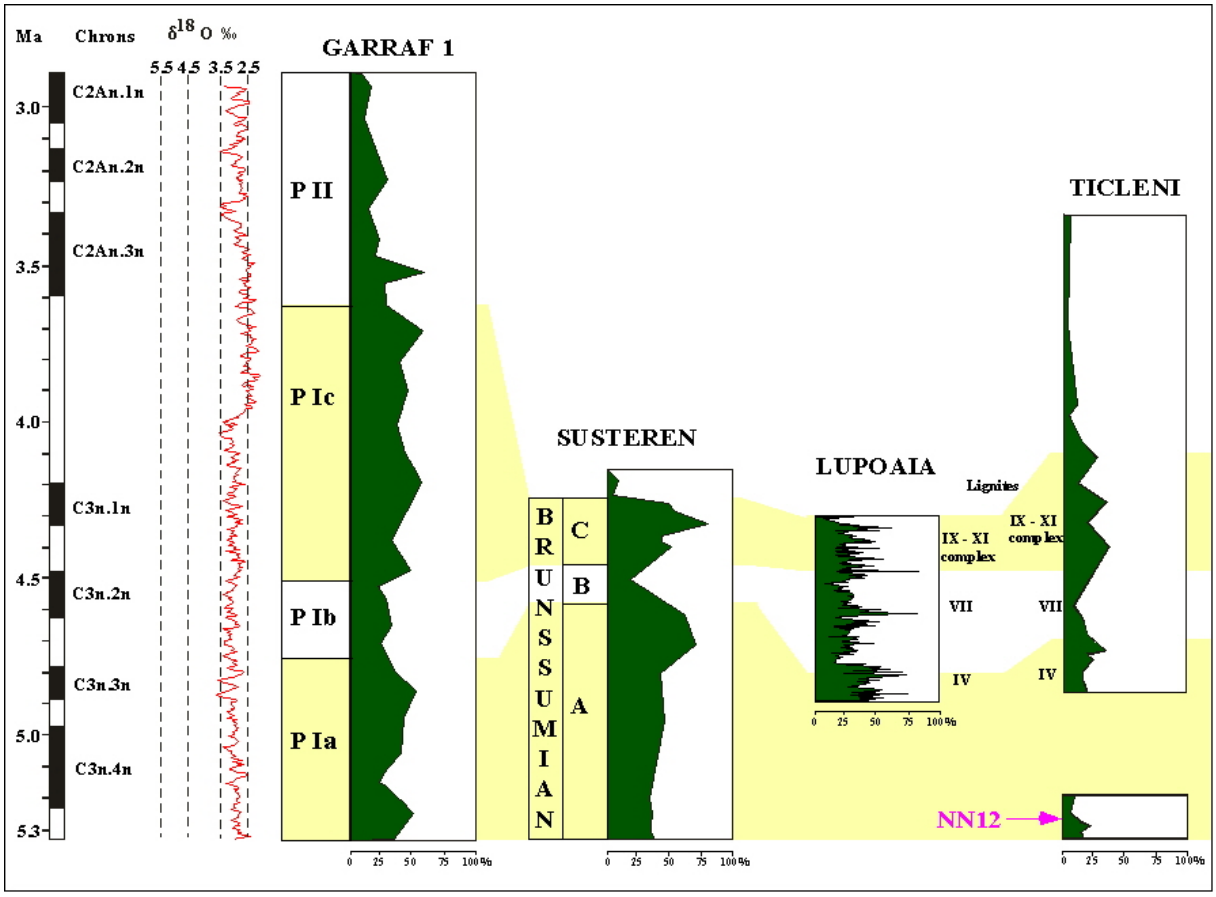


Fig. 9. Place of the Lupoaia pollen diagram in the frame of the regional (Ticleni: Drivaliari *et al*., 1999) and European climatostratigraphies (Susteren in The Netherlands: Zagwijn, 1960; Garraf 1 in the northwestern Mediterranean region: Suc and Cravatte, 1982) and the reference global $\delta^{18}O$ curve (Shackleton *et al*., 1995). Climatostratigraphic relationships are based on the respective curves of thermophilous trees focussing on the warm Early Pliocene phase (Brunssumian in The Netherlands, pollen phase P I in the Mediterranean). The Lupoaia pollen diagram covers the upper Brunssumian A (pollen zone P I a in the Mediterranean) to the lower Brunssumian C (pollen zone P Ic in the Mediterranean). Position of lignites IV, VII and IX-XI complex is indicated in support of climatostratigraphic relationships between the Ticleni and the Lupoaia sections.

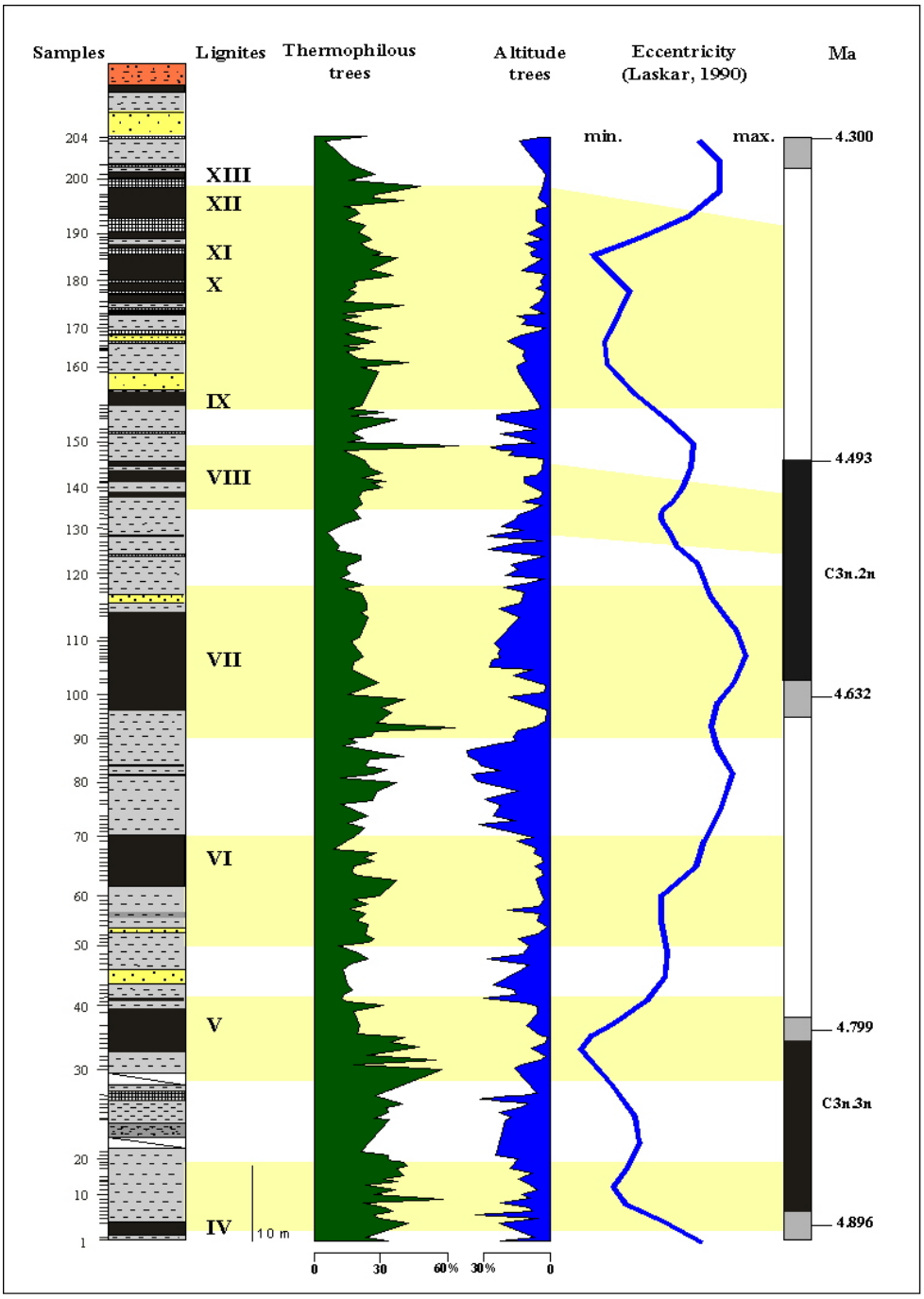
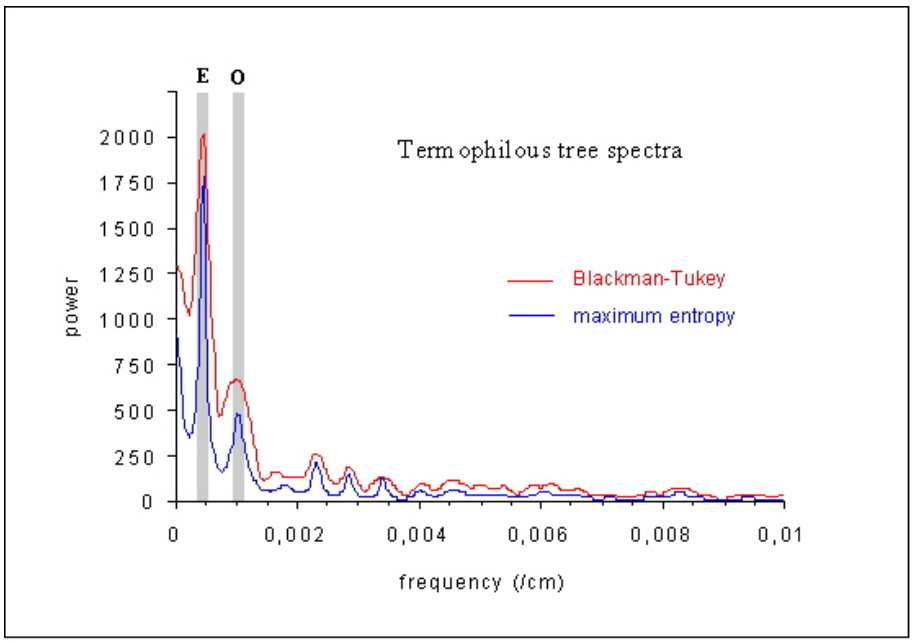


Fig. 10. Cyclic responses in the Lupoaia pollen record of thermophilous and altitudinal trees to eccentricity. Chronology of palaeomagnetic reversals after Lourens *et al*. (1996). Shaded areas represent warm parts of the climatic cycles inferred from comparison of thermophilous tree maxima with eccentricity minima.
Lithology: see Figure 2.



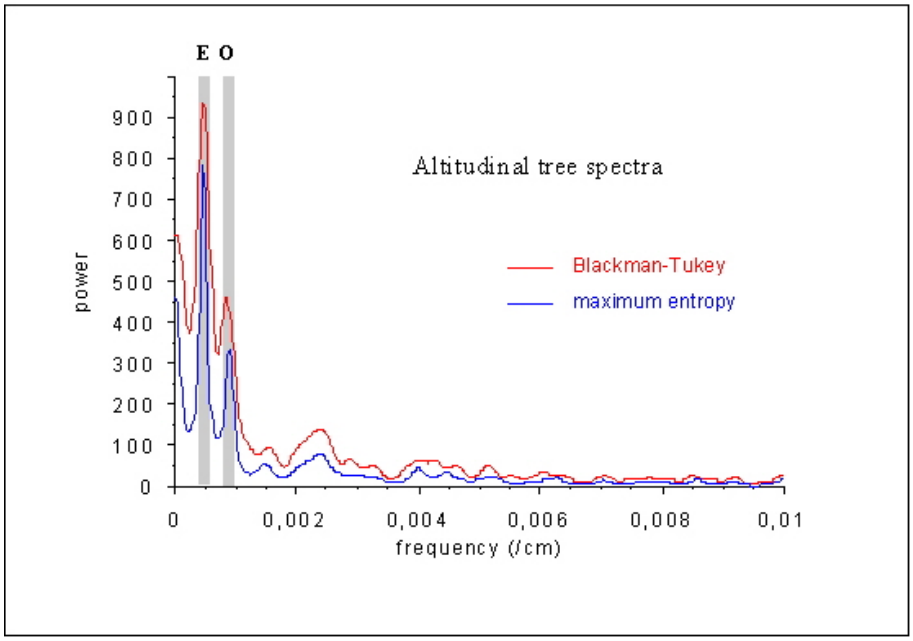


Fig. 11. Spectral analysis of thermophilous elements and altitude trees.
E, peak considered as representative of eccentricity period; O, peak considered as representative of obliquity period.
The most significant peak E corresponds to 0.0005 as frequency. The correlative period is inverse to frequency (expressed in cm), i.e. 2,000 cm.

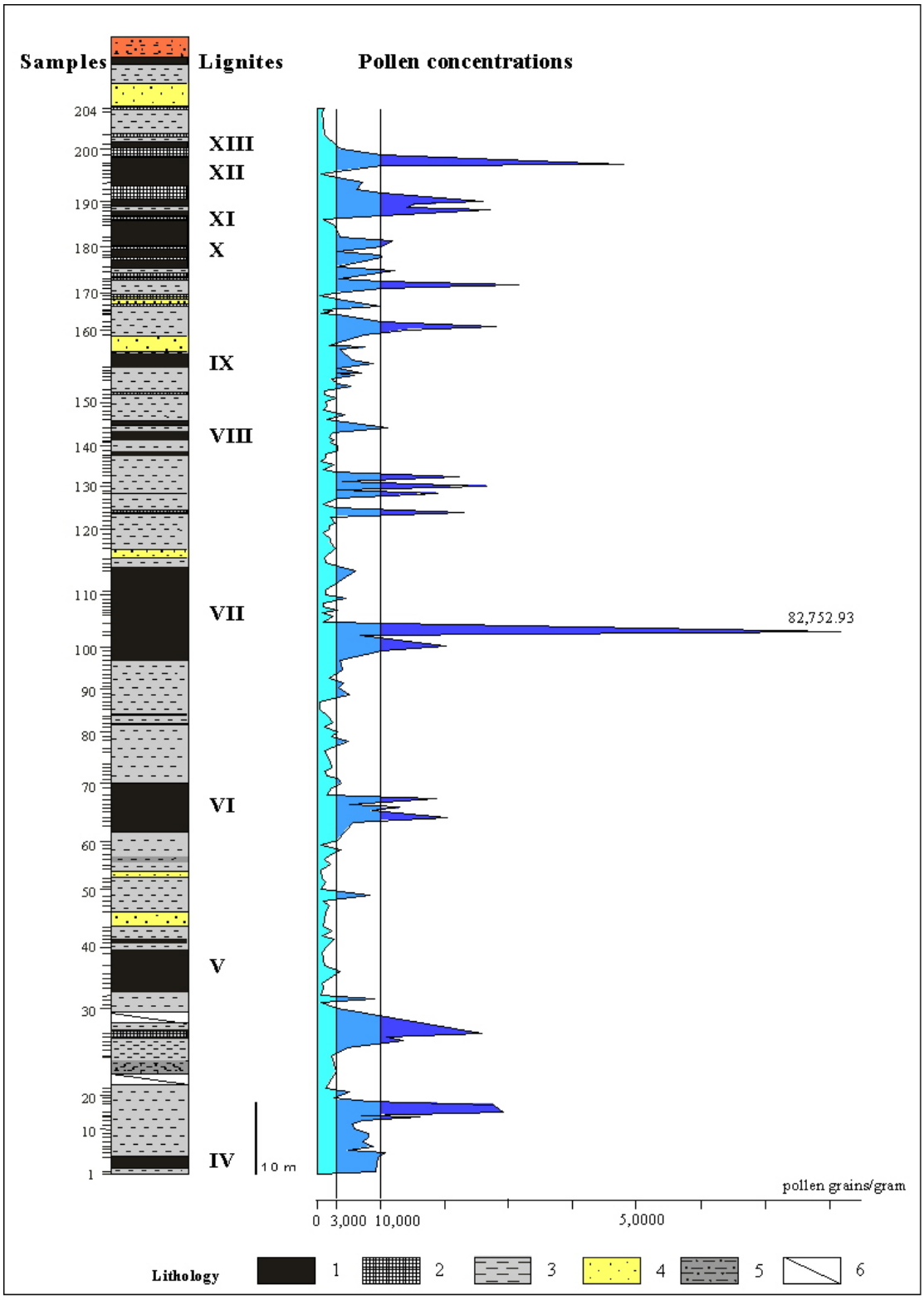


Fig. 12. Pollen concentration along the Lupoaia section.
Lithology: see Figure 2.

Soumis à *Geology*

Early Pliocene vegetation changes forced by eccentricity-precession in southwestern Romania

Speranta-Maria Popescu Laboratoire PaléoEnvironnements et PaléobioSphère, Université
Jean-Pierre Suc Claude Bernard – Lyon 1, 27-43 boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cedex, France
Marie-France Loutre Institut d'Astronomie et de Géophysique G. Lemaître, Chemin du Cyclotron 2, Université Catholique de Louvain, 1348 Louvain la Neuve (Belgium)

RUNNING TITLE **Early Pliocene vegetation in southwestern Romania**

ABSTRACT. Marine and continental Early Pliocene sediments were forced by astronomical cycles (eccentricity, precession) as demonstrated in Sicily and Greece. The $\delta^{18}O$ variations were used as a proxy for orbitally induced climate change. But it was still unknown if such changes produced any effect on the vegetation. High-resolution pollen analysis of the chronologically well-calibrated Lupoaia section (SW Romania) provides a clear response thanks to its location within a delta system near the Carpathians and to its southeastern European longitude probably influenced by monsoons at that time. Eccentricity appears to have controlled fluctuations in temperature (development of thermophilous elements during eccentricity minima, descent of altitudinal trees during eccentricity maxima) while precession appears to have forced slight changes in humidity (expansion of cypress swamps related to precession maxima, spread of herbaceous marshes requiring more humidity related to precession minima which are at the origin of monsoon enhancements). For the first time, it is demonstrated that eccentricity and precession both forced noticeable changes in vegetation during the warm Early Pliocene.

Keywords: pollen, vegetation, orbital cycles, Pliocene, Romania.

INTRODUCTION

The Rossello composite section (Sicily) has become a global reference section because of a very detailed sedimentary record (Hilgen, 1987; Hilgen and Langereis, 1989) coupled to a high-resolution paleomagnetic investigation (Langereis and Hilgen, 1991). This led to a very accurate chronological calibration of the Early Pliocene with respect to astronomical parameters, mainly eccentricity and precession (Lourens, 1996). Then, narrow relationships (bed-to-bed) have been established with a long reference continental section (Ptolemais) in Greece where lignite-clay alternations appear also astronomically forced (Van Vugt et al., 1998). Stable isotope curves have established that Early Pliocene astronomical cycles have resulted in variations in temperature (Tiedemann et al., 1994; Shackleton et al., 1995). Rainfall also fluctuated as evidenced by dust flux in Africa (Tiedemann et al., 1994; DeMenocal, 1995). These climatic variations, evidenced by various approaches, are highly consistent. Nevertheless, the remaining question is: were these climatic fluctuations contrasted enough to have induced noticeable changes in vegetation?

Pollen analysis has, from a long time, documented vegetation changes in Europe during Early Pliocene which are well consistent whatever the latitude or longitude of pollen localities (Zagwijn, 1960; Suc, 1984; Suc et al., 1995). Unfortunately, number of samples is relatively too low to clearly state a significant relationship between vegetation changes and the astronomical cycles smaller than 400 kyrs (Zagwijn and Suc, 1984). And yet palynology is the most reliable approach to evidence if such cyclic changes in vegetation have occurred. Very positive results have been obtained from some Middle-Late Pliocene sections from the Mediterranean region (Combourieu-Nebout and Vergnaud Grazzini, 1991; Combourieu-Nebout, 1993; Pontini and Bertini, 2000), Northwestern Africa (Leroy and Dupont, 1994) and Central America (Hooghiemstra, 1989; Hooghiemstra and Ran, 1994). They mainly concern the first North Hemisphere glacial-interglacial cycles which started near 2.6 Ma, i.e. a climatically contrasted period, but no similar study was performed on a high-resolution pollen record of the warm Early Pliocene.

THE LUPOAIA SECTION

A long well-dated section has been analysed in southwestern Romania, at Motru near the Carpathians (Fig. 1). The Lupoaia section (133.70 m thick) is mostly made of lignite-clay alternations and corresponds to a delta environment (Ticleanu and Diaconita, 1997). Lignites IV to XIII from the regional stratigraphy are present in the section (Fig. 2). Two normal paleomagnetic events have been evidenced within the section (Radan and Radan, 1998; Van

Vugt et al., in press) which, according both to mammal fauna and to general climatic trends expressed by pollen record (with respect to the reference European pollen diagrams (Suc, 1984; Suc et al., 1995), respectively belong to Sidufjall (C3n.3n) and Nunivak (C3n.2n) Chrons (Popescu, in press). The section goes from about 4.9 to 4.3 Ma (Fig. 2).

Pollen record and changes in temperature

The Lupoaia pollen record shows a continuous and regular opposition between thermophilous plants growing at low-mid altitude (mainly subtropical elements: Taxodiaceae, *Engelhardia*, *Nyssa*, *Distylium*, *Microtropis fallax*, Cyrillaceae-Clethraceae, *Leea*, *Magnolia*, etc.; some tropical elements: Mimosaceae, Meliaceae, *Amanoa*, Sapindaceae, Loranthaceae, Arecaceae, Sapotaceae, etc.) and altitudinal trees (*Tsuga*, *Cedrus*, *Cathaya*, *Abies* and *Picea*) (Fig. 2). Such alternations in pollen flora, almost consistent with lignite-clay alternations, express global changes in temperature respectively characterised in the area by expansion of low-mid altitude thermophilous forest (increases in temperature) and by descent of altitudinal coniferous forest (low cooling phases) (Popescu, in press). Such repetitive replacements in a pollen diagram have also been recorded in the Italian Early Pliocene near the Apennines (Bertini, 1994). Considering the chronological frame provided by magnetostratigraphy of the Lupoaia section, it is possible to propose relationships between the climatic evolution indicated by pollen record and variations in eccentricity of the earth (Fig. 2). The cyclic variation in pollen record shows a period of about 100 kyrs that is established considering the number of pollen cycles within a chronologically well-calibrated paleomagnetic interval. This is also supported by spectral analysis. Eccentricity minima correspond to warmer phases and are indicated by maxima in thermophilous elements, eccentricity maxima correspond to coolings and are related to maxima in altitudinal trees. As a consequence, it is attempted to point out what peak in thermophilous elements would represent an eccentricity (relative or absolute) minimum and reciprocally for altitudinal tree peaks and eccentricity (relative or absolute) maxima. This has been done on Figure 2. Nevertheless, some choices are to be explained: we generally selected a sample located in the mid-part of a pollen assemblage expansion even if it does not correspond to the frequency maximum of the concerned pollen group; any peak concerning only one sample has not been considered. The corresponding samples are indicated on Figure 2 in relation to their proposed astronomical age.

Pollen record and changes in humidity

A lot of plants inhabited the SW Romanian delta plain during the Early Pliocene, consisting in trees [Taxodiaceae *p.p.* (the so-called *Taxodium* pollen type which should

correspond to *Glyptostrobus* genus according to plant macrofossils; Ticleanu and Diaconita, 1997), Cupressaceae, *Juglans* cf. *cathayensis*, Cyrillaceae-Clethraceae, *Myrica*, *Nyssa*, etc.] and herbs as Cyperaceae and some Poaceae. This evokes the modern vegetation of Florida (Loveless, 1959) and of the Mississippi delta (Roberts, 1986) where two main kinds of environments are clearly identified: swamps constituted by *Taxodium distichum* forest (including also *Nyssa aquatica*) and marshes mostly inhabited by herbs (such as Cyperaceae) including some shrubs or small trees (such as Cyrillaceae and *Myrica*). Space distribution of these vegetation communities consists in a mosaic system where shifts in respective surface areas are controlled by water depth and annual hydrological rhythm: sawgrass marshes require higher water table than forest swamps (Duever et al., 1984; Kushlan, 1990).

A refined examination of the Lupoaia pollen record shows secondary fluctuations. They concern first *Taxodium* type, Cupressaceae and *Juglans* cf. *cathayensis* which constitute the swamp trees on Figure 2. Cupressaceae and *Juglans* cf. *cathayensis* have been identified as members of this group according to ecological arguments and also to results of a principal component analysis (Popescu, in press). The secondary fluctuations concern also the Cyperaceae which are considered as representative of the marshy herbaceous association (Fig. 2), that is also supported by the principal component analysis (Popescu, in press). The two groups are experiencing similar but opposite quasi-periodic variations in percentages. They are considered as significant of surface areas respectively occupied by swamps and marshes, as supported by pollen analyses of modern and recent sediments both from Florida (Willard et al., 2001) and Mississippi delta (Chmura et al., 1999). More than twenty-five similar alternations are identified during a time interval 600 kyrs long, that suggests a response to the precession forcing. Spectral analysis performed on such pollen groups (swamp trees and marsh herbs) displays three common harmonic peaks (17-20 kyrs, 36-42 kyrs, 200 kyrs), all multiples of the precession period.

DISCUSSION

Precession minima are related to increases in moisture over the Mediterranean region caused by recurring monsoon strengthenings. In addition, they are considered to be at the origin of the sapropel deposition (Hilgen, 1990 and 1991). Contrary to the other mid-latitude European regions, southwestern Romania appears to have been sensitive to such repeated increases in moisture, probably because of its location (1) at eastern longitude where African-Asian monsoon effects are still appreciable (Furlan, 1977) and (2) close to the Carpathians which stoped movement towards the North of the humid tropical air masses. Monsoon strengthenings are understood to have advantaged herbaceous marshes and to have caused

their enlargement. As a consequence, maxima of Cyperaceae are related to precession minima (Fig. 2). Otherwise, maxima of swamp trees belong to phases of decreased moisture and are related to precession maxima.

For a precise relationship between precession and pollen assemblages, we have numbered precession minima and maxima from 1 to 54 for the studied period (odd number for precession minima, even numbers for precession maxima) (Fig. 2). These numbers are also indicated on the concerned pollen curves and their astronomical age is also given on Table 1. In addition, fourteen chronological marks have been placed with respect to eccentricity minima and maxima and the inferred Lupoaia samples as a frame for reliable relationships (Fig. 2). Some more or less isolated peaks of swamp trees have not been selected as markers of precession minima: between peaks 2 and 4, 16 and 18, 32 and 34, 34 and 36, 38 and 40, 42 and 44, 44 and 46. Many are roughly coeval with a maximum in marsh herbs and most of them occur during warmer climatic phases, i.e. in the lowermost (samples 1-38) and uppermost (samples 143-200) parts of the section. Such occurrences may be explained by prevalence of the local arboreal vegetation during the Early Pliocene warmest climatic phases.

We propose a tuned chronology of the Lupoaia section to the precession. The Dacic Basin can be elected as a reference for the Early Pliocene short-term vegetation changes in relation with astronomical forcing, probably because of its location near a massif in the southeastern Europe.

Combined precession minima and eccentricity maxima have forced deposition of numerous clustered sapropels in the central and eastern Mediterranean Basin, which are related to repeated enhanced humidity over this area (Hilgen, 1990 and 1991). In the Lupoaia pollen record, the lowest frequencies of marsh herbs (even for what concerns their relative maxima) have occurred during eccentricity maxima (Fig. 2), at around: 4.862 Ma (peak 5), 4.769 Ma (peak 15), 4.700 to 4.530 Ma (peaks 21-33), 4.492 Ma (peak 39), 4.324 Ma (peak 53). At that times, precession minima seem to have induced less humidity in southwestern Romania than previously and afterwards, contrary to the Mediterranean Basin, and vice versa for the precession minima periods during eccentricity minima (Fig. 2), at around: 4.891 MA (peaks 1, 3), 4.813 MA (peaks 7, 11), 4 743 Ma (peaks 17, 19), around 4.523 Ma (peaks 35, 37), 4.438 to 4.380 Ma (peaks 45-51). Were such differences in tropical air mass spreadings caused by a latitudinal gradient? The tropical air masses could have been stoped southwards (i.e. over the Mediterranean Basin) during cooling phases (i.e. the eccentricity maxima) because of the conceivable expansion of a cold anticyclone over central and eastern Europe. Such an hypothesis is contradicted by the presence of clustered sapropels in the northern Adriatic area (i.e. at almost the same latitude as the Dacic Basin), respectively at about 3.05-

2.95 Ma, 2.70-2.61 Ma and 2.32-2.18 Ma, i.e. during eccentricity maxima (Rio et al., 1997). During the same intervals, which are characterised by cooler conditions than the Early Pliocene, clustered sapropels also deposited at lower latitude in the central Mediterranean (Calabria and Sicily; Hilgen, 1991). This suggests that, during the eccentricity maxima, monsoon impact increased over the central Mediterranean Basin on contrary to southeastern Europe. Monsoon impact could have been more limited to southeastern Europe during the eccentricity minima. Similar differences between central and eastern Mediterranean concern some recent sapropels such as the "cold" sapropel S6 which deposited at about 170 ka (Kallel et al., 2000) during a relative minimum in eccentricity (Hilgen, 1990; Loutre and Berger, 1993): surface water salinity appears to have been lower in the Levantine Basin than in the Tyrrhenian Sea and (1) a larger increase of precipitation in the eastern Mediterranean than in the central Mediterranean region and (2) an increase of the Nile River discharge are among the considered hypotheses (Kallel et al., 2000; Masson et al., 2000). Such an hypothesis is also taken into account to explain geochemical differences in Early Pleistocene sapropel formation between central and eastern Mediterranean Basins (Nijenhuis et al., 2001). Such a longidutinal gradient in monsoon impact over the Mediterranean region is also considered to explain variability in small mammal diversity (Reumer et al., in press).

In Romania, the Early Pliocene lignites appear to be linked to minima in eccentricity (i.e. to probably warmer phases) while, during their deposition, the respective surface areas occupied by swamps and marshes fluctuated under the control of precession and generated various kinds of lignites (Ticleanu and Diaconita, 1997). Such a scenario appears more complex as proposed for the Early Pliocene lignite deposition at Ptolemais (Van Vugt et al., 1998). Monsoon influence over southeastern Europe was already important at the beginning of Pliocene (Zhisheng et al., 2001) and Paratethys shrinkage had a strong regional effect on the monsoon strengthening to the West (Fluteau et al., 1999). This assumption is also supported by the presence at about 4.6 Ma in southwestern Romania of several tropical elements (*Amanoa*, Meliaceae, *Entada*, *Pachysandra*, Sapindaceae, Loranthaceae, some Tiliaceae) which disappeared earlier from the northwestern Mediterranean region (at about 14 Ma) and from the central Mediterranean (at about 5.3 Ma) (Suc, 1996).

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was granted by the French Government through its Embassy at Bucharest. This study was supported by the Programme "Environnement, Vie et Sociétés". We thanks F.

Giraud for assistance in statistic treatments, P. Bernier and J. Reumer for comments on the manuscript.

REFERENCES CITED

Bertini, A., 1994. Messinian-Zanclean vegetation and climate in North-Central Italy: Historical Biology, v.9, p. 3-10.

Chmura, G.L., Smirnov, A., and Campbell, I.D., 1999. Pollen transport through distributaries and depositional patterns in ocastal waters: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 149, p. 257-270.

Combourieu-Nebout, N., 1993. Vegetation response to Upper Pliocene glacial/interglacial cyclicity in the Central Mediterranean: Quaternary Research, v. 40, p. 228-236.

Combourieu-Nebout, N., and Vergnaud Grazzini, C., 1991. Late Pliocene Northern hemisphere glaciation: the continental and marine responses in Central Mediterranean: Quaternary Science Reviews, v. 10, p. 319-334.

DeMenocal, P.B., 1995. Plio-Pleistocene African Climate: Science, v. 270, p. 53-59.

Duever, M.J., Meeder, J.F., and Duever, L.C., 1984. Ecosystems of the Big Cypress swamp, *in* Ewel, K.C., and Odum, H.J., eds., Cypress Swamps: Gainesville, USA, University of Florida Press, p. 294-303.

Fluteau, F., Ramstein, G., and Besse, J., 1999. Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 million years using an Atmospheric General Circulation Model: *Journal of Geophysical Research*, v. 104, D10, p. 11995-12018.

Furlan, D., 1977. The Climate of Southeast Europe, *in* Wallén, C.C., ed., Climates of Central and Southern Europe, World Survey of Climatology, 6: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier Science Publisher. Company, p. 185-223.

Hilgen, F.J., 1987. Sedimentary rhythms and high-resolution chronostratigraphic correlations in the Mediterranean Pliocene: Newsletters of Stratigraphy, v. 17, n. 2, p. 109-127.

Hilgen, F.J., 1990. Sedimentary cycles and astronomically controlled, oscillatory system of climatic change during the Late Cenozoic in the Mediterranean: Paléobiologie continentale, v. 17, p. 25-33.

Hilgen, F.J., 1991. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale: Earth Planetary and Science Letterrs, v. 104, p. 226-244.

Hilgen, F.J., and Langereis, C.G., 1989. Periodicities of $CaCO_3$ cycles in the Mediterranean Pliocene: Discrepancies with the quasi-periods of the Earth's orbital cycles?: Terra Nova, v. 1, p. 409-415.

Hooghiemstra, H., 1989. Quaternary and Upper-Pliocene glaciations and forest development in the tropical Andes: evidence from a long high-resolution pollen record from the sedimentary basin of Bogota, Colombia: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 72, p. 11-26.

Hooghiemstra, H., and Ran, E.T.H., 1994. Late Pliocene high resolution pollen sequence of Colombia: an overview of climate change: Quaternary International, v. 21, p. 63-80.

Kallel, N., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M., and Montacer, M., 2000. Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200 000 years: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 157, p. 45-58.

Kushlan, J.A., 1990. Freshwater marshes, *in* Myers, R.L., and Ewel, J.J., eds., Ecosystems of Florida: Orlando, USA, University of Central Florida Press, p. 324-363.

Langereis, C.G., and Hilgen, F.J., 1991. The Rossello composite: a Mediterranean and global reference section for the Early to early Late Pliocene: Earth Planetary and Science Letters, v. 104, p. 211-225.

Leroy, S., and Dupont, L., 1994. Development of vegetation and continental aridity in northwestern Africa during the Late Pliocene: the pollen record of ODP Site 658: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 109, p. 295-316.

Lourens, L.J., Antonarakou, A., Hilgen, F.J., Van Hoof, A.A.M., Vergnaud Grazzini, C., and Zachariasse, W.J., 1996. Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale: Paleoceanography, v. 11, n. 4, p. 391-413.

Loutre M.-F., and Berger A., 1993. Sensibilité des paramètres astro-climatiques au cours des 8 derniers millions d'années: Scientific Report 93/4, Institut d'Astronomie et de Géophysique G. Lemaître, Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, p. 1-9.

Loveless, C.M., 1959. A study of the vegetation in the Florida Everglades: Ecology, v. 40, p. 1-10.

Masson, V., Braconnot, P., Jouzel, J., Noblet, N. de, Cheddadi, R., and Marchal, O., 2000. Simulation of intense monsoons under glacial conditions: Geophysical Research Letters, v. 27, n. 12, p. 1747-1750.

Nijenhuis, I.A., Becker, J., and De Lange, G.J., 2001. Geochemistry of coeval marine sediments in Mediterranean ODP cores and a land section: implications for sapropel formation models: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 165, p. 97-112.

Pontini, M.A., and Bertini, A., 2000. Late Pliocene vegetation and climate in Central Italy: high-resolution pollen analysis from the Fosso Bianco succession (Tiberino Basin): Geobios, v. 33, n. 5, p. 519-526.

Popescu, S.-M., in press. Repetitive changes in Lower Pliocene vegetation revealed by high-resolution pollen analysis. Revised cyclostratigraphy of Southwestern Romania. Review of Palaeobotany and Palynology.

Radan, S.C., and Radan, M., 1998. Study of the geomagnetic field structure in the Tertiary in the context of magnetostratigraphic scale elaboration. I – The Pliocene: Analele Institutului Geologic Roman, v.70, p. 215-231.

Reumer, J.W.F., Doukas, C.S., and Vassiliadou, K., in press. Plio-Pleistocene Insectivore Diversity in the Eastern Mediterranean and the Asian Summer Monsoon, a preliminary note: Annales géologiques des Pays Helléniques.

Rio, D., Channell, J.E.T., Bertoldi, R., Poli, M.S., Vergerio, P.P., Raffi, I., Sprovieri, R., and Thunell, R.C., 1997. Pliocene sapropels in the northern Adriatic area : chronology and paleoenvironmental significance: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 135, p. 1-25.

Roberts, H.H., 1986. Selected depositional environments of the Mississippi River deltaic plain: Geolological Society of America Centennial Field Guide-Southeastern Section, v. 98, p. 435-440.

Shackleton, N.J., Hall, M.A., and Pate, D., 1995. Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846, *in* Procedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, Volume 138, College Station, Texas, Ocean drilling Program, p. 337-355.

Suc, J.-P., 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe: Nature, v. 307, p. 429-432.

Suc, J.-P., 1996. Late Neogene vegetation changes in Europe and North Africa: Europal Newsletter, n. 10, p. 27-28.

Suc, J.-P., Diniz, F., Leroy, S., Poumot, C., Bertini, A., Dupont, L., Clet, M., Bessais, E., Zheng, Z., Fauquette, S., and Ferrier, J., 1995. 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, v. 52, p. 43-56.

Ticleanu, N., and Diaconita, D., 1997. The main coal facies and lithotypes of the Pliocene coal basin, Oltenia, Romania, *in* Gayer, R., and Pesek, J., eds., European Coal Geology and Technology: Geological Society Special Publication, n. 125, p. 131-139.

Tiedemann, R., Sarthein, M., and Shackleton, N.J., 1994. Astronomical timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}O$ and dust flux records of ODP Site 659: Paleoceanography, v. 9, n. 4, p. 619-638.

Van Vugt, N., Langereis, C.G., and Hilgen, F.J., in press. Dominant expression of eccentricity versus precession in the lithology of Mediterranean continental (lacustrine) deposits: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

Van Vugt, N., Steenbrink, J., Langereis, C.G., Hilgen, F.J., and Meulenkamp, J.E., 1998. Magnetostratigraphy-based astronomical tuning of the early Pliocene lacustrine sediments of Ptolemais (NW Greece) and bed-to-bed correlation with the marine record: Earth Planetary and Science Letters, v. 164, n. 3-4, p. 535-551.

Willard, D.A., Weimer, L.M., and Riegel, W.L., 2001. Pollen assemblages as paleoenvironmental proxies in the Florida Everglades: Review of Palaeobotany and Palynology, v. 113, p. 213-235.

Zagwijn, W.H., 1960. Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in The Netherlands: Mededelingen van de Geologische Stichting, ser. C3, v. 5, p. 1-78.

Zagwijn, W.H., and Suc, J.-P., 1984. Palynostratigraphie du Plio-Pléistocène d'Europe et de Méditerranée nord-occidentales: corrélations chronostratigraphiques, histoire de la végétation et du climat: Paléobiologie continentle, v. 14, n. 2, p. 475-483.

Zhisheng, A., Kutzbach, J., Prell, W.L., and Porter, S.C., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times: Nature, v. 411, p. 62-66.

Figure Captions

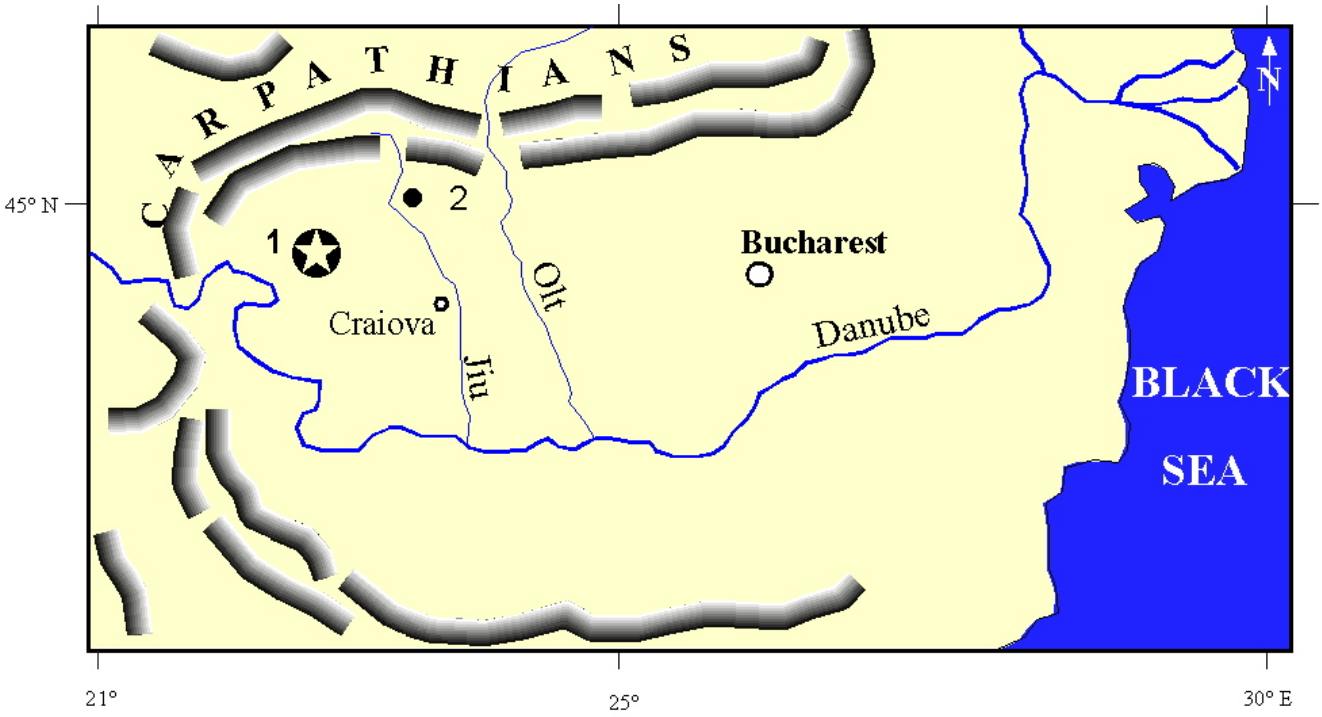


Fig. 1. Location map of the Lupoaia section in southwestern Romania.

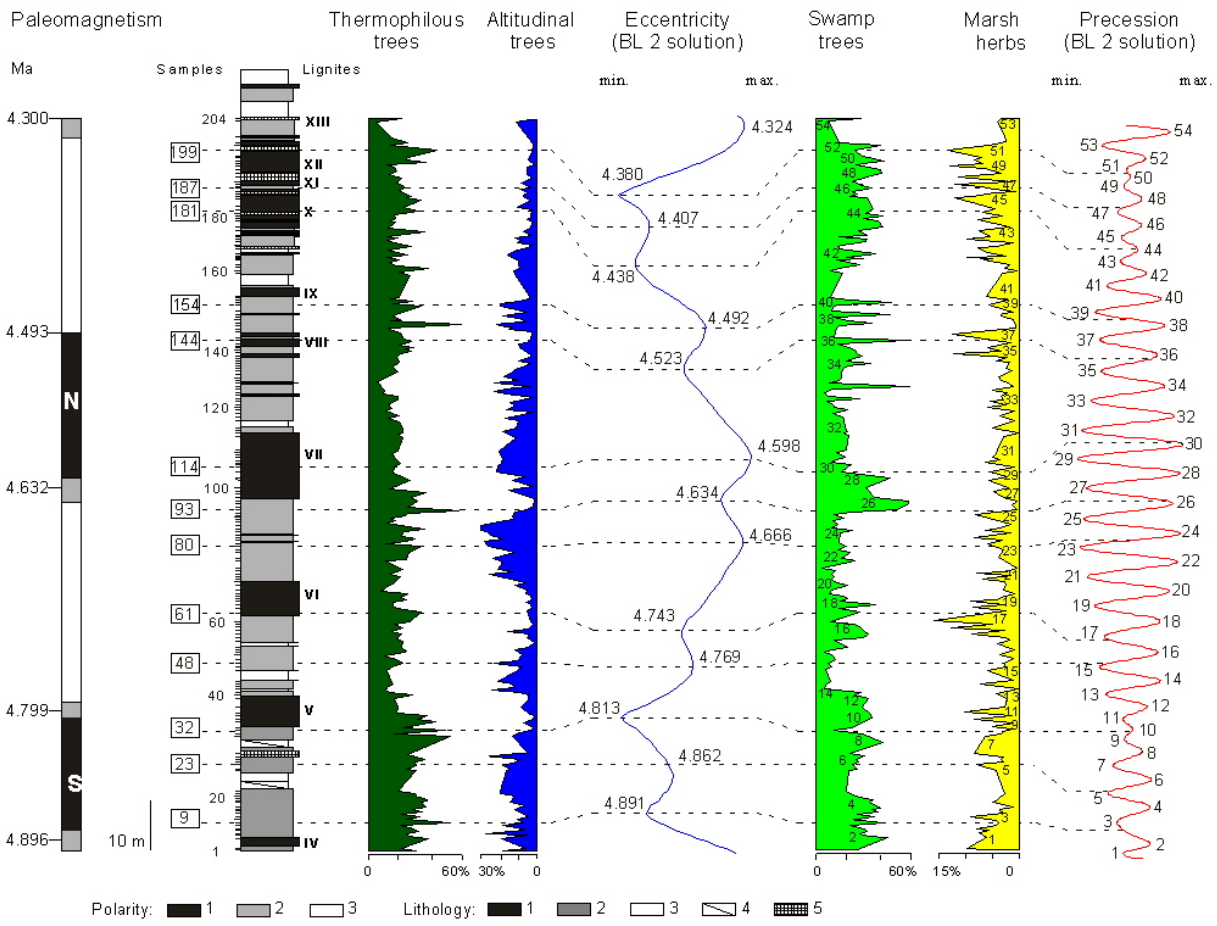


Fig. 2. Response of pollen record (thermophilous trees vs. altitudinal trees, swamp trees vs. marsh herbs) and lithology (lignite-clay alternations) to orbital forcings (eccentricity and precession) at Lupoaia.

From the left to the right.

- Lithological succession of the Lupoaia section and its magnetostratigraphic control.
- Cyclic response of thermophilous elements vs. altitudinal trees with respect to eccentricity (BL2 solution; Loutre and Berger, 1993). To the left are outlined samples selected as representative of eccentricity minima and maxima in relation with their inferred astronomic age.
- Cyclic response of swamp trees vs. marsh herbs with respect to precession (BL2 solution; Loutre and Berger, 1993) within the chronological frame related both to magnetostratigraphic control of the Lupoaia section and to inferred astronomical ages from thermophilous tree/altitudinal tree curves vs. eccentricity. Respective precession minima and maxima are numbered and correlated to pollen curves.

Polarity: 1, normal; 2, undetermined; 3, reverse; S, Sidufjall; N, Nunivak.

Lithology: 1, lignite; 2, clays; 3, sand; 4, uncovered zone; 5, lignitic clay.

Precession Ages (BL2 solution)			
Number	Age	Number	Age
53	4.357	54	4.346
51	4.376	52	4.367
49	4.389	50	4.381
47	4.409	48	4.399
45	4.429	46	4.419
43	4.447	44	4.438
41	4.466	42	4.457
39	4.487	40	4.477
37	4.508	38	4.498
35	4.533	36	4.521
33	4.556	34	4.545
31	4.579	32	4.568
29	4.602	30	4.590
27	4.624	28	4.613
25	4.649	26	4.636
23	4.671	24	4.660
21	4.694	22	4.682
19	4.717	20	4.705
17	4.741	18	4.728
15	4.764	16	4.753
13	4.788	14	4.775
11	4.810	12	4.796
9	4.821	10	4.805
7	4.841	8	4.830
5	4.863	6	4.852
3	4.886	4	4.874
1	4.914	2	4.903

Tabl. 1. Age and numeration of the precession minima and maxima for the time interval 4.914-4.346 Ma.

8. Corrélations à l'intérieur du bassin Dacique.

L'acquisition de données nouvelles au cours de cette étude conduit à des interprétations et à des corrélations qui vont permettre d'insérer le bassin Dacique dans le contexte climatique global.

Contexte général.

La découverte des influx de nannoplancton méditerranéen dans le bassin Dacique (Papaianopol et Marunteanu, 1993 ; Marunteanu et Papaianopol, 1995 ; Drivaliari *et al*., 1999) montre l'existence de connexions à haut niveau marin entre la Paratéthys centrale et la Méditerranée (Clauzon *et al*., à soumettre : inséré). Certains de ces influx ont même pu parvenir jusque dans le bassin Pannonique (Stevanovic, 1990 ; Marinescu, 1974 ; Magyar *et al*., 1999).

Une nannoflore méditerranéenne attribuée à la biozone NN11 a été trouvée dans un niveau à congéries bosphoriennes de la région de Ploiesti (Papaianopol et Marunteanu, 1993 ; Marunteanu et Papaianopol, 1995). A Hinova, dans les bottom sets argileux attribués au Bosphorien (d'après les congéries) surmontant la discordance de ravinement messinienne, se remarque la présence d'une nannoflore méditerranéenne attribuée à la biozone NN12 (Clauzon *et al*. à soumettre : inséré). Se sont donc succédés, dans le Bosphorien, deux hauts niveaux marins très proches chronologiquement et situés de part et d'autre de la crise de salinité messinienne. Des échanges à haut niveau marin auraient donc existé vers 5,7 Ma et vers 5,32 Ma entre la Méditerranée et la Paratéthys centrale, c'est-à-dire immédiatement avant et immédiatement après de la crise de salinité messinienne (Clauzon *et al.*, à soumettre : inséré).

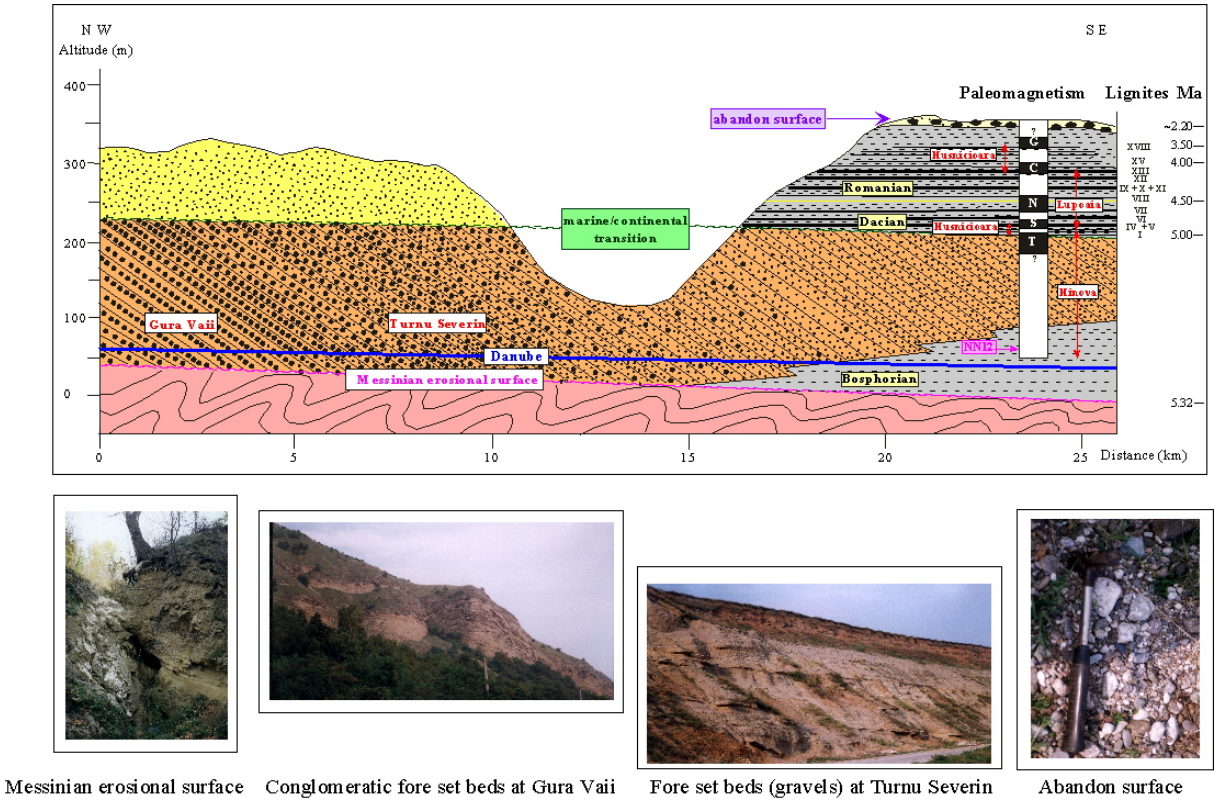
Le Gilbert delta de Turnu Severin.

La découverte d'un Gilbert delta à Turnu Severin a modifié considérablement les connaissances des sédiments déposés pendant cette période, à la fois pour la géométrie et la chronostratigraphie de ces dépôts.

Les caractères du Gilbert delta.

Dans la région de Turnu Severin un Gilbert delta de très grande dimension a été mis en évidence par Clauzon *et al.* (à soumettre : inséré). L'appareil débute au droit de la localité de Gura Vaii, à l'aval du barrage Portes de Fer I et se développe sur 25 kilomètres en aval. Les affleurements se situent soit sur les berges du fleuve, soit sur les versants de sa vallée, soit sur les réseaux affluents.

Comme tous les **Gilbert deltas,** celui de Turnu Severin, est constitué de deux prismes superposés qui se tournent le dos (Fig. 33). Le prisme sous–jacent (ouvert vers l'aval) comporte une unité sous-aquatique organisée en ***bottom ses beds*** et ***fore set beds*** (Gilbert, 1885), qui est surmontée par une unité d'origine subaérienne organisée en ***top set beds*** (Clauzon, 1996).



Messinian erosional surface

Conglomeratic fore set beds at Gura Vaii

Fore set beds (gravels) at Turnu Severin

Abandon surface

Fig. 33. Lithologie et chronostratigraphie du Gilbert delta de Turnu Severin.

Les ***bottom sets beds*** affleurent en amont du village d'Hinova dans une ancienne carrière et se présentent sous un faciès de silts bleus. Les échantillons pris pour le paléomagnétisme (Fig. 12) montrent l'existence d'un événement inverse sur toute la longueur de cette coupe (Clauzon *et al.*, à soumettre : inséré). La découverte d'une nannoflore méditerranéenne attribuée à la biozone NN12 (Clauzon *et al.*, à soumettre : inséré) atteste l'âge zancléen inférieur de ce Gilbert delta.

Les ***fore sets beds*** affleurent sur 20 kilomètres le long du Danube. Ils sont représentés par des conglomérats à matrice sableuse inégalement cimentés (à Gura Vaii) qui passent à des sables gréseux à chenaux conglomératiques (à Turnu Severin). Ces sables ont livré une faune de gastéropodes (voir la coupe d'Hinova) qui indiquent aussi un âge correspondant au Zancléen inférieur (Marinescu, communication personnelle).

Les ***top sets beds*** représentent le prisme continental du Gilbert delta. Ils débutent par des alternances de sables fluviatiles et de lignites (à Hinova, Valea Visenilor et Husnicioara), qui passent en amont à des alternances d'argiles et de lignites (à Husnicioara et Lupoaia).

Un Gilbert delta présente trois discontinuités. Pour celui de Turnu Severin, les trois surfaces ont été mises en évidence (Fig. 33) :

La surface d'érosion messinienne se trouve à Gura Vaii, où les dépôts sableux pliocènes sont discordants sur des calcaires crétacés.

La transition marin – continental, en général horizontale quand elle n'est pas affectée par la compaction (Clauzon, 1996), correspond à Hinova au premier lignite.

La surface d'abandon qui correspond aux ultimes dépôts alluviaux du Danube avant les glaciations du Pliocène supérieur**.** (Fig. 33). La géométrie de cette surface est celle d'un cône alluvial contrôlé en position distale par le niveau de base marin (Clauzon, 1996).

Du point de vue chronostratigraphique, les deux discontinuités limitant le Gilbert delta (la surface d'érosion messinienne et la surface d'abandon) sont des surfaces isochrones, créées par des inversions brutales dans le processus géodynamique, tandis que la transition marin-continental est une surface hétérochrone (Clauzon, 1996).

Corrélations chronologiques dans le bassin Dacique (Fig. 34)**.**

Ces corrélations sont la conséquence de l'interprétation en Gilbert delta du remplissage sédimentaire du bassin Dacique. Une nannoflore méditerranéenne attribuée à la zone NN12 dans les ***bottom sets*** argileux ainsi que le paléomagnétisme inverse permettent d'attribuer la coupe d'Hinova au Zancléen inférieur, antérieurement au premier événement paléomagnétique normal du Pliocène (Thvera) (Clauzon *et al*., à soumettre : inséré).

Tous les lignites du bassin Dacique ont été inventoriés en fonction de leurs caractéristiques pétrographiques, physico-chimiques (Ticleanu et Bitoianu, 1988 ; Ticleanu *et al*., 1992). La numérotation des lignites commence avec les lignites A, B, C, D et continue avec les lignites I jusqu'à XVIII. Cette numérotation régionale va constitue ultérieurement un des critères de corrélation entre les sections étudiées.

A **Lupoaia** ont été mis en évidence deux événements paléomagnétiques normaux et deux événements paléomagnétiques inverses par Radan (1996b) et Van Vugt *et al*. (2001). L'identification des deux événements normaux, considérés de prime abord par ces auteurs comme étant respectivement les épisodes Nunivak et Cochiti, a dû être révisée au cours de cette étude. Ils **sont maintenant attribués aux événements Sidufjal (S) et Nunivak (N)** (Popescu, sous presse : inséré). En effet, pour cette coupe, les lignites IV et V appartiennent au premier événement normal (Sidufjal) et les lignites VII et VIII au deuxième événement

normal (Nunivak). Dans la partie terminale de la coupe (à partir du lignite XIII) se remarque une prédominance de sables et les quelques échantillons analysés par Radan (1996b) indiquent une zone au paléomagnétisme incertain.

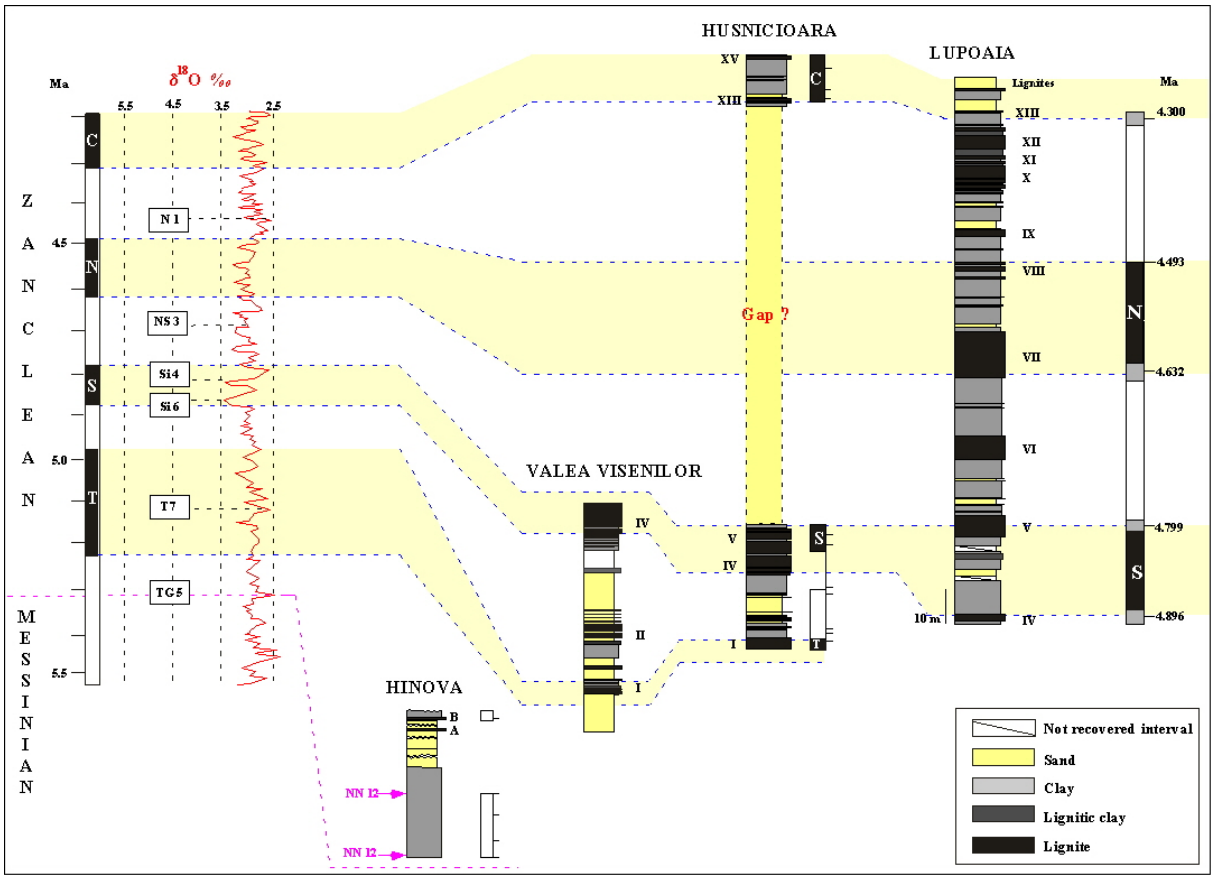


Fig. 34. Corrélations chronologiques dans le bassin Dacique. A côté de chaque section étudiée sont indiqués la numérotation des lignite et le signal paléomagnétique (Radan, 1996b ; Van Vugt *et al*., 2001 ; Krijgsman, communication personnelle).

A Husnicioara, **trois événements paléomagnétiques normaux et un événement paléomagnétique inverse** ont été reconnus (Krijgsman, communication personnelle). Les deux derniers événements normaux sont probablement séparés par une lacune qui n'a pas pu être identifiée en raison de la présence de 45 mètres de sables fluviatiles. Les mesures paléomagnétiques soulignent l'appartenance du lignite I au premier événement normal, le lignite V se retrouve dans le deuxième événement normal, et les lignites XIII –XV dans le troisième événement normal, ceci par similitude avec les résultats paléomagnétiques obtenus à Lupoaia, et en concordance avec la numérotation régionale des lignites (Ticleanu *et al.,* 1992) :

- le premier événement normal mesuré (qui comprend le lignite I) doit être attribué à l'événement normal Thvera (T) ;

- le deuxième événement normal (qui comprend les lignites IV et V) correspond à l'événement Sidufjal (S), retrouvé aussi dans la coupe de Lupoaia ;
- le troisième événement normal mesuré dans la partie supérieure de la coupe (qui comprend les lignites XIII –XV) doit être attribué a l'événement Cochiti (qui a déjà été supposé pour les mesures paléomagnétiques équivoques dans le lignite XIII de Lupoaia) (Popescu, sous presse : inséré).

L'essentiel de la coupe d'Husnicioara intègre une lacune stratigraphique marquée probablement en partie par les 45 mètres de sables fluviatiles. C'est dans cet intervalle que doit se trouver l'événement normal Nunivak.

Dans la coupe de **Valea Visenilor,** les échantillons pris pour le paléomagnétisme n'ont pas donné de résultat satisfaisant en raison de leur composition plus ou moins sableuse (Krijgsman, communication personnelle). L'identification des lignites I, II et IV va permettre de positionner cette coupe entre les deux événements normaux, respectivement Thvera (pour le Ier lignite) et Sidufjal (pour le lignite IV).

Du point de vue chronologique, toute la série sédimentaire attribuée au Pliocène inférieur (5,32- 4,3 Ma) est représentée dans les quatre sections étudiées.

La combinaison des mesures paléomagnétiques avec la stratigraphie régionale, très fine, de la succession des lignites confère à présent un cadre chronologique cohérent aux dépôts continentaux du Gilbert delta de Turnu Severin.

Corrélations climatostratigraphiques (Fig.35)**.**

Dans le Pliocène inférieur, deux phases « chaudes », respectivement P Ia et P Ic, et une phase « froide », P Ib, ont été définies à partir de l'enregistrement pollinique de Catalogne (Suc et Cravatte, 1982). Elles ont été mises en correspondance avec les subdivisions du Brunssumien hollandais (Suc et Zagwijn, 1983).

Dans le contexte de l'ensemble du bassin Dacique, la première phase chaude du Pliocène inférieur ne s'observe que dans la partie basale de Lupoaia et d'Husnicioara (jusqu'au lignite V), à Valea Visenilor et à Hinova. Ces coupes ou portions de coupes montrent toutes une prédominance des arbres thermophiles et des fréquences très faibles des herbes. Cette période chaude est corrélée avec les faibles valeurs du $\delta^{18}0$ de la courbe isotopique de l'oxygène, entre les stades TG5 et Si6 (Shackelton *et al.*, 1995).

Dans la partie moyenne de Lupoaia (du sommet du lignite V jusqu'au lignite IX inclus) s'observe une tendance à la diminution des arbres thermophiles, accompagnée par une augmentation des herbes. Cette phase correspond à un « refroidissement » qui se remarque aussi sur la courbe isotopique de l'oxygène entre les stades NSi6 et N2. Cette phase doit correspondre à une partie de la phase P Ib dans le découpage proposé par Suc et Cravatte (1982). Les parties supérieures des coupes de Lupoaia (au-dessous du lignite IX) et d'Husnicioara montrent une augmentation des plantes thermophiles et doit correspondre à l'intervalle défini par les stades isotopiques N2 à Co2 qui procède d'un « réchauffement » au sein de la phase P Ib.

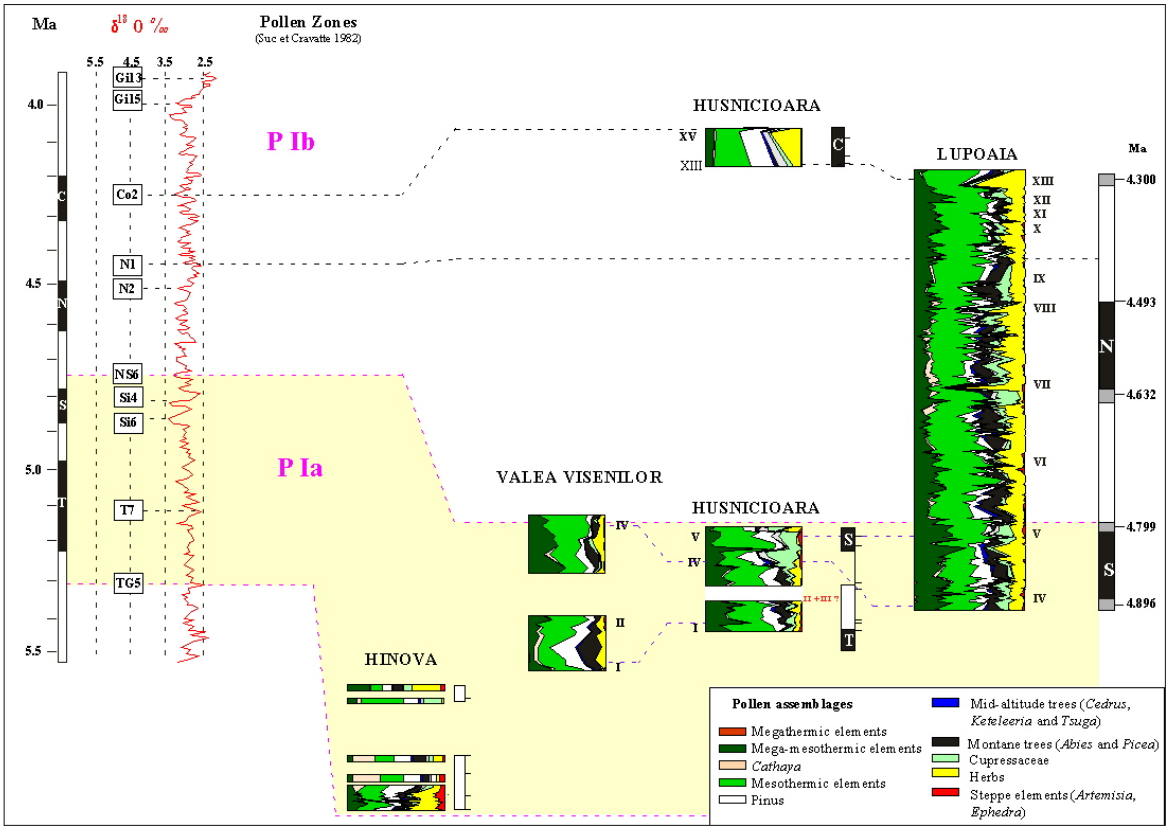


Fig.35. Place du bassin Dacique dans la climatostratigraphie générale (Suc et Zagwijn, 1983).

Le découpage du Pliocène inférieur en trois phases climatiques (Fig. 35) se révèle désormais très grossier pour le bassin Dacique en raison d'une résolution insuffisante (dans le diagramme de référence Garraf 1 n'avaient été analysés que 40 échantillons pour tout le Pliocène) (Suc, 1984). En effet, si la courbe isotopique de l'oxygène traduit bien en général ce premier découpage climatique, la multiplication des fluctuations qu'elle enregistre rend difficile dans le détail le choix des limites des phases climatiques définies par Suc (1984).

La réalisation d'un diagramme pollinique à une résolution comparable à celle de la courbe isotopique de l'oxygène de référence favorise une corrélation directe avec celle-ci

(contrôlée par la magnétostratigraphie) sans passer par un découpage en « super zones » climatostratigraphiques.

L'enregistrement pollinique dans l'ensemble du bassin Dacique montre des variations essentielles entre les éléments méga-mésothermes et les éléments mégathermes (les deux groupes constituant les éléments thermophiles) d'une part, et les éléments d'altitude d'autre part.

Le fait de ramener les diagrammes synthétiques à deux courbes, une courbe d'arbres thermophiles et une autre d'arbres d'altitude (Fig. 36), facilite les corrélations avec la courbe isotopique de l'oxygène et avec la courbe de l'excentricité pour la période étudiée.

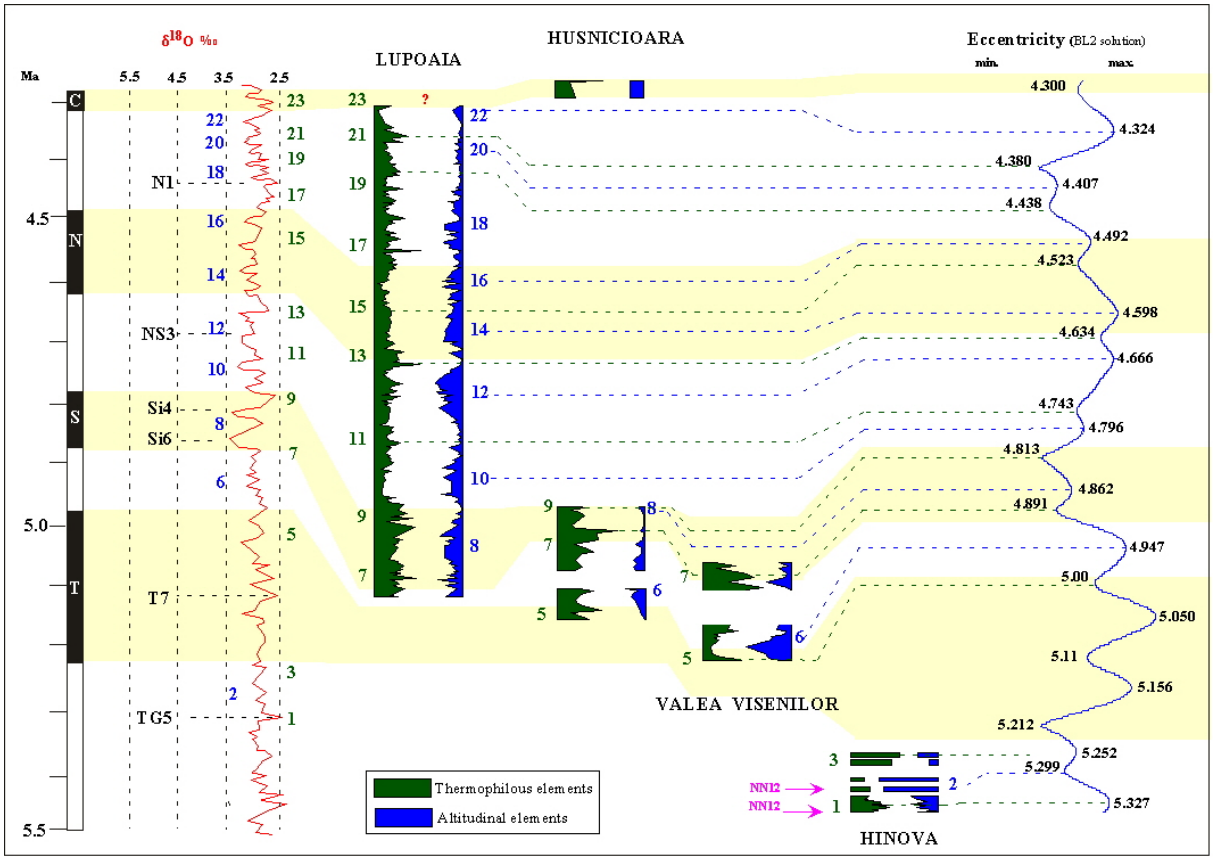


Fig.36. Corrélations climatiques et chronostratigraphie à très haute résolution dan le bassin Dacique.

Plusieurs phases majeures ont été identifiées et numérotées de 1 à 23 sur l'ensemble des coupes du bassin (les numéros pairs correspondent aux phases de refroidissement à l'inverse des numéros impairs qui caractérisent les phases de réchauffement).

L'opposition constante entre ces deux groupes écologiques se retrouve dans l'ensemble du bassin. Partout, ces alternances se succèdent indépendamment de la lithologie, ce qui écarte une possible influence du transport pollinique (Popescu, sous presse : inséré). Les phases marquées par une augmentation des arbres thermophiles correspondent aux phases de

réchauffement sur la courbe isotopique de l'oxygène et peuvent être corrélées avec les minima d'excentricité. Les phases dominées par l'augmentation des arbres d'altitude correspondent au phases de refroidissement sur la courbe isotopique de l'oxygène et peuvent être corrélées avec les valeurs maximales de l'excentricité. Ce type de corrélations permet de situer le bassin Dacique dans le contexte climatostratigraphique global et favorise aussi l'établissement d'une chronologie à très haute résolution.

Dans les deux articles qui se réfèrent à la coupe de Lupoaia (Popescu, sous presse : inséré et Popescu *et al*., soumis : inséré) présentés précédemment, il à été démontré que l'alternance entres arbres thermophiles et arbres d'altitude correspondrait aux cyclicités de 100 ka de l'excentricité.

Dans l'ensemble du bassin Dacique (Fig. 36), tous les cycles de l'excentricité ont été reconnus à l'exception de ceux compris entre 5,252 Ma et 5,0 Ma qui doivent correspondre à la sédimentation du début des *top set beds*. Cette reconnaissance sans interruption de tous les cycles d'excentricité vient également appuyer l'attribution des lignites XIII-XV à l'épisode normal Cochiti comme cela avait été supposé pour Lupoaia à partir d'autres arguments (Popescu, sous presse). Il est aussi possible de repérer les cycles de 400 ka de l'excentricité qui se traduisent par une augmentation respective accrue des éléments thermophiles pendant les grands minima d'excentricité, et des éléments d'altitude pendant les grands maxima d'excentricité. Ce sont très probablement ces grandes subdivisions de 400 ka qui ont commandé au découpage climatostratigraphique effectué par Suc et Zagwijn (1983).

Ainsi tous les moyens de datation disponibles ont-ils été coordonnés dans la partie ouest du bassin Dacique : datation préliminaire effectuée à partir du nannoplancton, des mammifères et du paléomagnétisme ; datation de détail fondée sur les cycles climatiques reconnus à partir de l'analyse pollinique au sein du cadre chronologique ainsi préétabli. Cela conduit enfin à une nouvelle chronologie des dépôts pliocènes de cette région et à un calibrage chronologique précis d'un Gilbert delta : les *bottom set beds* argileux représenteraient une durée très brève, de l'ordre de 30.000 ans ; les *fore set beds* couvriraient une tranche de temps de 50.000 ans au maximum ; les *top set beds* occuperaient l'essentiel du temps de remblaiement sédimentaire du bassin, soit plus de 950.000 ans dans ce secteur du bassin Dacique (Fig. 36).

LE BASSIN EUXINIQUE

Partie composante de la Paratéthys centrale, le bassin Euxinique est délimité au Nord par la plate-forme russe, au Sud par les Taurides, à l'Ouest par les Balkans et à l'Est par le Caucase (Fig. 2).

Après l'isolement de la Paratéthys (au Miocène supérieur), chaque bassin la composant enregistre une évolution propre. Tandis que le bassin Pannonique et le bassin Dacique enregistrent une évolution graduelle d'un faciès marin jusqu'à un faciès continental (pour finir leur colmatage au Pliocène supérieur), le bassin Euxinique et le bassin Aralo-Caspien vont conserver un faciès saumâtre, pour devenir la mer Noire et la mer Caspienne d'aujourd'hui.

Plusieurs phases d'isolement ou de connexion avec les autres bassins de la Paratéthys et avec la Méditerranée ont été mises en évidence. La connexion des bassins de la Paratéthys avec la Méditerranée est interprétée de deux façons différentes. Une première interprétation suppose l'existence d'un « proto-Bosphore » (Hsü, 1978 ; Muratov *et al*., 1978 ; Rögl et Steninger, 1983 ; Marinescu, 1992), la deuxième interprétation soutenue par Clauzon *et al.* (à soumettre : inséré) est basée sur les migrations d'organismes : mollusques (*Congeria sp.*), ostracodes, dinoflagellés (*Galeacysta etrusca*), nannoplancton. Ces échanges supposent l'existence d'un passage à travers les Balkans.

Plusieurs étapes marquant l'évolution de la Paratéthys centrale après l'isolement de Téthys (Miocène supérieur) ont été décrites dans l'étude des sondages carottés 379, 380 et 381 du Leg 42 du DSDP. Le sondage le plus complet se révèle être le forage 380 A. Sa puissance est de 1.073 m et, du point de vue chronologique, il a traversé de façon continue des sédiments allant du Miocène à l'Actuel.

Dans ce sondage ont été identifiées 5 unités du point de vue sédimentologique, réparties du Miocène jusqu'au Quaternaire, dénommées respectivement I, II, III, IV et V (Fig. 37).

La plus profonde est **l'unité V**, située entre 969 et 1.073,5 m. Elle est constituée de *black shales* avec des intercalations fines de dolomies. Les intercalations dolomitiques se sont formées dans des eaux peu profondes et ont subi une altération diagénétique importante (Stoffers et Müler, 1978). La présence de foraminifères benthiques dans ce sédiment (Gheorghian, 1978) montre le caractère saumâtre des eaux. Aussi l'étude des diatomées montre-t-elle l'existence dans l'unité V de grandes proportions d'*Hermesinum adriaticum*, une espèce très résistante à la baisse de salinité (Schrader, 1978). Cette unité est attribué au Miocène supérieur (Hsü, 1978 ; Muratov *et al*., 1978).

L'unité IV est située entre 644,5 et 969 m de profondeur et représente une séquence carbonatée. Elle est subdivisée en 5 unités secondaires en fonction de la lithologie, ce sont respectivement :

- **IV e** entre 883,5 et 969 m. La lithologie présente une alternance constituée de schistes argileux calcaires, de varves carbonatées et de marnes.(Ross *et al.*, 1978). L'assemblage des diatomées présente des formes benthiques méso- et polyhalines (*Achnanthes brevipes*, *Amphiprora* aff. *palludosa*, *Grammatophora sp*.).
- **IV d** entre 864,5 et 883,5 m. Cette sous-unité est constituée de dépôts grossiers décrits comme « Pebbly Breccia » dont la genèse est incertaine (blocs de stromatolites dolomitiques) (Ross, *et al.*, 1978). La formation « Pebbly Breccia » est supposée s'être formée dans le domaine intertidal à supratidal (Stoffers et Müller, 1978). Elle est considérée par Hsü et Giovanoli (1979) être en relation avec la variation de niveau marin pendant la crise de salinité messinienne. Les diatomées (*Melosira islandica, Stephanodiscus carconensis*) confirment l'existence de conditions d'eaux douces peu profondes (Schrader, 1978).
- **IV c** entre 850,3 et 864,5 m. Elle correspond à une séquence plutôt aragonitique. Les diatomées (*Coscinodiscus* (?) *stokesianus*, *Melosira islandica*, *Stephanodiscus binderianus*, *Actinocyclus ehrenbergii* etc.) traduisent une augmentation de salinité dans le bassin (Schrader, 1978).
- **IV b** entre 718 – 850,3 m. La lithologie dominante comprend des vases à diatomées et des varves diatomitiques. Dans la partie basale de cette sous-unité se remarque la présence de diatomées d'eau douce (*Melosira distans, Melosira islandica, Stephanodiscus carconensis,* etc.) tandis que l'association de diatomées de la partie supérieure change (*Actinocyclus ehrenbergii*, et *Synedra indica*) et indique des eaux saumâtres (Schrader, 1978).
- **IV a** entre 644,5 et 718 m. Cette sous-unité est constituée de sidérites et diatomites. La faune contient des diatomées d'eau douce comme *Melosira granulata* var. *angustissima* f. *curvata* qui prédominent dans la partie supérieure de la séquence. Dans la partie basale se remarque la présence des *Melosira distans* et *Melosira islandica* et des *Stephanodiscus carconensis* (triangulaire), *Stephanodiscus dubius* etc. (Schrader, 1978). Les foraminifères sont représentés par des espèces comme *Bolivina inflata* et *Bolivina spiralis* qui montrent une adaptation à la baisse de salinité (Gheorghian, 1978) .

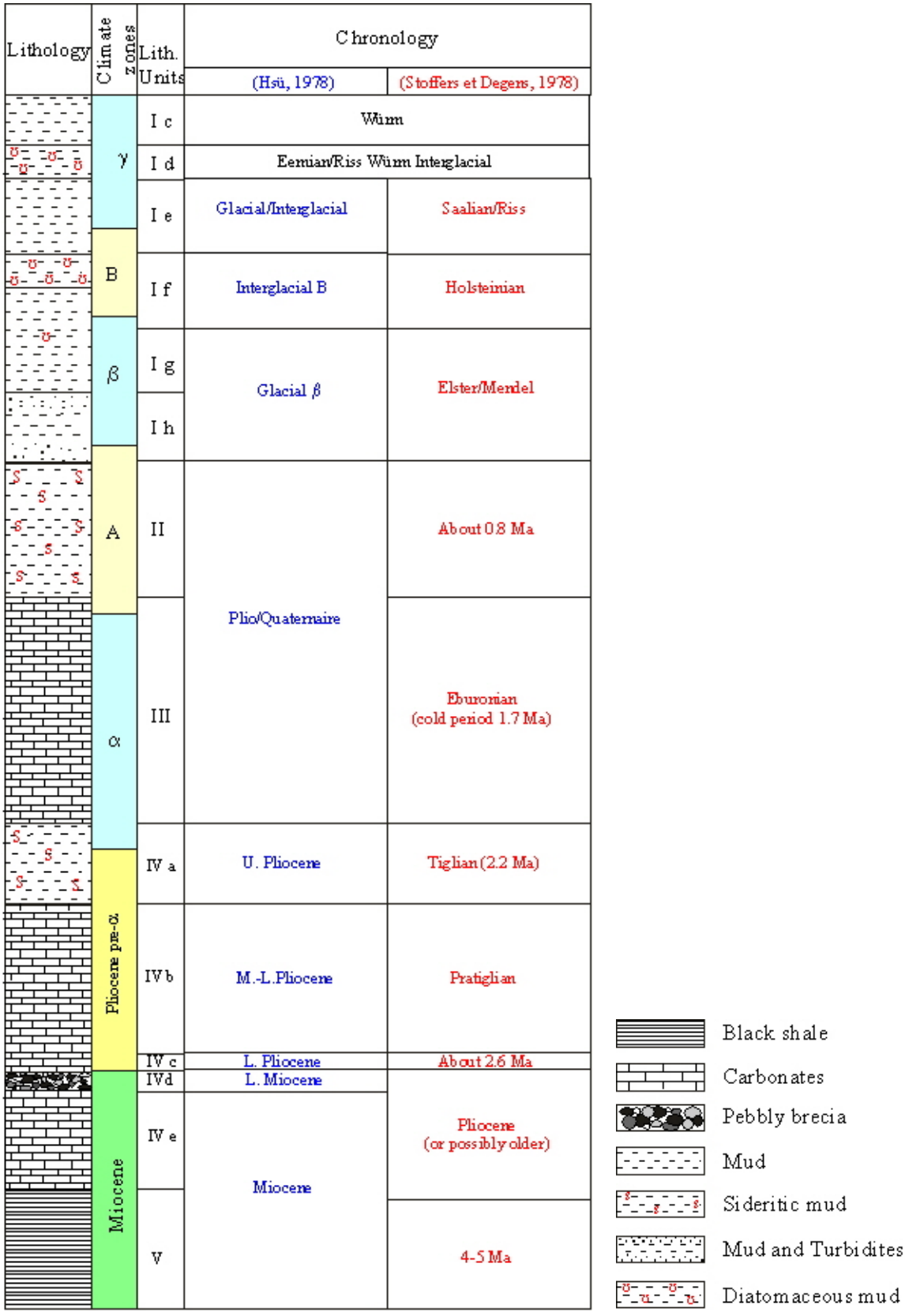


Fig. 37. Lithologie et chronologie en mer Noire (Site 380A du Leg. 42 DSDP).

L'unité III représente la zone comprise entre 446,5 et 644,5 m de profondeur. La lithologie dominante de cette formation est constituée de vases, marnes et boues calcaires. Les

boues calcaires sont interprétées comme une sédimentation lacustre « seekreides » avec des cycles de 2 à 8 cm d'épaisseur. La partie supérieure de cette unité présente une association de diatomées (*Melosira undulata, Stephanodiscus hantzschii, Melanosira granulata*, etc.) qui suggère un environnement d'eau douce, chaude et peu profonde (Schrader, 1978).

L'unité II, située entre 332,5 et 446,5 m de profondeur, présente une sédimentation de type « seekreide » avec des alternances de marnes, vases et boues calcaires. S'y intercalent quelques influx marins soulignés par la présence des diatomées *Cyclotella caspia, Thalassiosira* et *Chaetoceros* (Schrader, 1978).

L'unité I représente la partie supérieure du sondage, couvrant l'intervalle compris entre 0 et 332,5 m de profondeur. La lithologie est constituée de vases et de silts plus ou moins sableux. Cette unité est subdivisée en 8 unités secondaires en fonction de la composition lithologique.

- **I h** couvre l'intervalle compris entre 266 et 332,5 m. Elle et est constituée de vases et de turbidites. Les diatomées indiquent des conditions saumâtres à marines, ce qui est confirmé par les foraminifères (présence *d'Ammonia becarii*). L'analyse pollinique indique un changement climatique, d'un interglaciaire vers un glaciaire (Traverse, 1978).
- **I g** (entre 266 et 332,5 m). Cet intervalle est constitué essentiellement de vases et de turbidites. Les diatomées indiquent des conditions saumâtres, la présence d'*Ammonia becarii* (foraminifère) confirme ces conditions de dépôt.
- **I f** représente l'intervalle compris entre 142 et 171 m de profondeur et est constitué de marnes et de boues. Les diatomées traduisent des conditions saumâtres à marines, similaires à celles qui existent aujourd'hui en mer Baltique.
- **I e**, entre 76 et 142 m, représente une séquence terrigène avec un seul intervalle diatomitique et quelques horizons à sapropèles. Les diatomées témoignent de conditions d'eau douce (Jousé et Mukhina, 1978).
- **I d** recouvre l'intervalle compris entre 42 et 76 m de profondeur. Elle est constituée essentiellement de vases diatomitiques riches en espèces marines (*Gephyrocapsa*).
- **I c** représente l'intervalle compris entre 2 et 42 m et est constituée surtout de boues et de silts plus ou moins sableux avec des intercalations de sapropèles. L'assemblage de diatomées (*Stephanodiscus sp*.et *Melosira sp*.) indique des conditions d'eau douce. La présence de *Coscinodiscus kutaringiana* indique des influx très brefs d'eaux marines (Schrader, 1978).
- **I b**, comprise entre 0,30 et 2 m de profondeur, présente une sédimentation alternante de couches plus ou moins riches en carbone organique (sapropèles ou non) ;

- **I a**, couche de 30 cm d'épaisseur, est formée d'une vase très riche en nannoplancton (Ross et Degens, 1974).

Le découpage de la série traversée en grandes unités lithologiques corrélées avec la faune a permis une estimation chronologique, environnementale et climatique générale (Fig. 38). A partir de la signification écologique des faunes identifiées dans les différentes unités lithologiques, une évolution générale de la salinité a été retracée. Elle montre une tendance à la diminution du Miocène jusqu'au Quaternaire. Pendant le Miocène supérieur le milieu présente un caractère saumâtre à marin (unités V et IV e) puis un caractère d'eau douce dans l'unité IV d (corrélée avec la crise de salinité messinienne : Hsü et Giovanoli, 1979). Une courte phase saumâtre lui succède au tout début du Pliocène, marquée par la présence des diatomées *Coscinodiscus stokesianus*, *Stephanodiscus binderianus*, *Actinocyclus ehrenbergii*, etc. (Schrader, 1978). Puis, à quelques exceptions près (sommet de l'unité lithologique IV b plutôt saumâtre), le paléoenvironnement évolue vers des conditions lacustres (unités lithologiques IV b, IV a et III). Ensuite, l'ensemble du Quaternaire *s.l.* se caractérise par des alternances parfois assez fortes entre environnements saumâtres à marins et environnements lacustres. Dans l'ensemble, cette courbe ainsi reconstituée montre une allure générale similaire à celle du « Steppe Index » élaborée par Traverse (1978) (Fig. 38), une orientation générale vers le refroidissement étant comparable à la tendance vers les environnements d'eau douce. Dans le détail, les variations des deux courbes sont assez semblables, les phases lacustres pouvant correspondre aux phases de refroidissement, les phases saumâtres à marines pouvant correspondre aux phases de réchauffement. Peut-être peut-on aller jusqu'à imaginer que les phases chaudes ont pu connaître des incursions d'eau méditerranéenne dans la mer Noire.

L'étude palynologique a porté sur les niveaux compris entre les cotes 1.019,85 m et 704,34 m, c'est-à-dire sur le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur (unités lithologiques V *p.p.* à IV a *p.p.*). Les résultats sont présentés dans l'article qui suit (Popescu et Ryan, à soumettre : inséré).

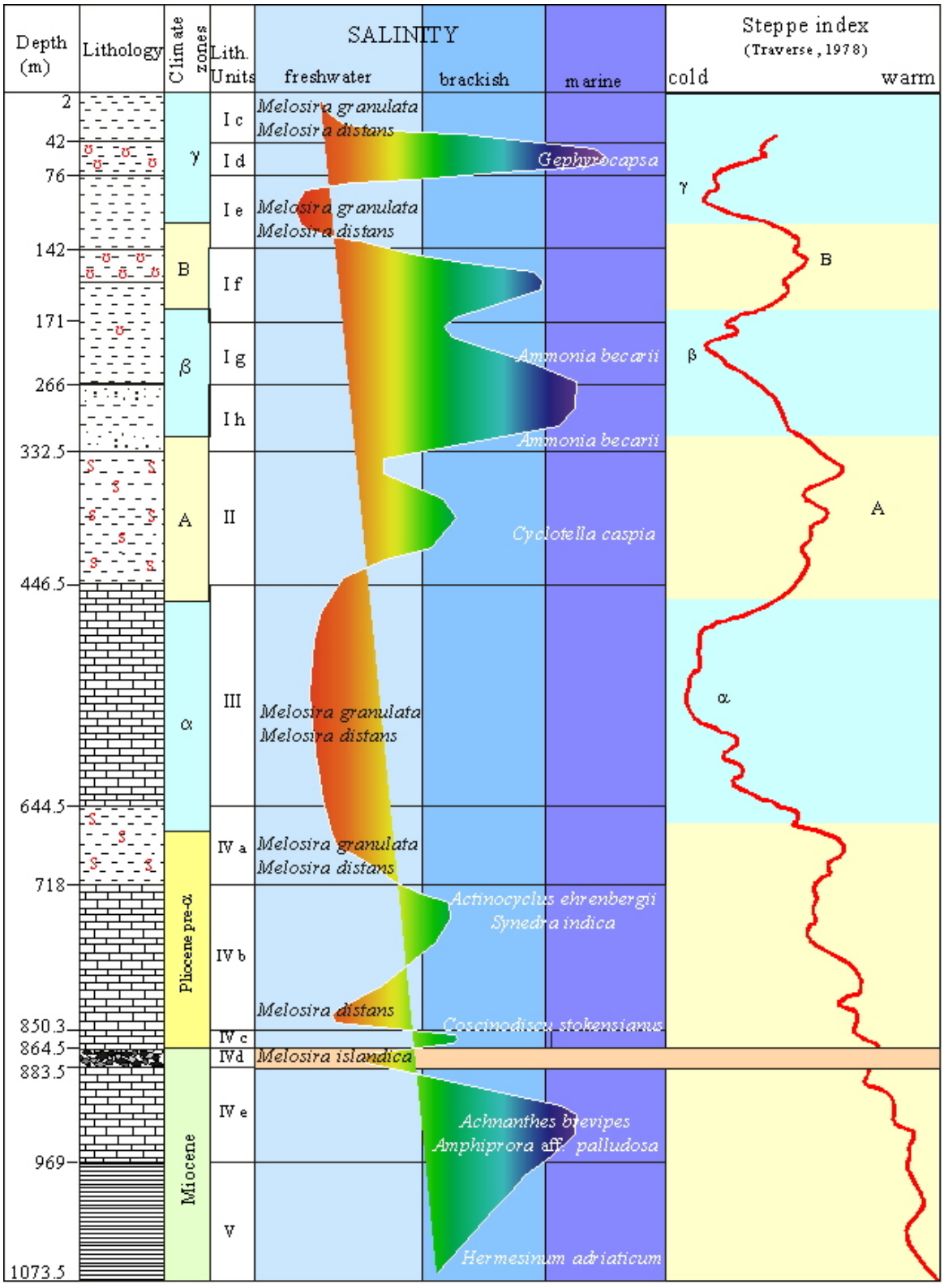


Fig. 38. Environnement et climat dans la mer Noire du Miocène au Quaternaire.

Mais, avant, il convient de mettre l'accent sur les particularités des dinokystes rencontrés dans ces sédiments. *Bitectatodinium sp.* est présent (Pl. 1, Fig. 1), *Galeacysta etrusca*, espèce typique du Mio-Pliocène de la Paratéthys (Magyar *et al*., 1999), a été rencontrée en permanence (Pl. 1, Fig. 2 et 3.). Rappelons qu'il s'agit d'un élément caractéristique des influx d'eau paratéthysienne en Méditerranée dans les faciès Lago Mare (voir article Clauzon *et al*., à soumettre : inséré). Parmi les autres éléments typiques de la mer Noire, il y a *Spiniferites cruciformis* (Pl. 1, Fig. 4) (Kouli *et al*., 2001) et *Tectatodinium psilatum* (Pl. 1., Fig. 5, 6, et 7). Ce dernier présente plusieurs types d'ornementation (de lisse à granulaire). L'ornementation chez *Impagidinium sp.* varie de la même façon avec tous les intermédiaires entre des individus à membrane relativement lisse et des individus à membrane très grossière (Pl. 1, Fig. 8, 9 et 10). L'espèce néritique *Lingulodinium machaeroporum* a été assez régulièrement rencontrée. Elle montre d'importantes modifications dans la forme et la taille des processus qui peuvent être rapportées à des variations de salinité (Pl. 1, Fig. 11 et 12) (Kokinos et Andersen, 1995). Un acritarche sphérique à épines est soudainement abondant dans la phase aragonitique (unité lithologique IV c) et au début de l'unité IV b (Pl. 1, Fig. 13, 14, 15 et 16 ?). Il pourrait s'agit d'une prolifération dans un environnement d'eau douce à saumâtre.

PLANCHE 1

1. *Bitecktataodinum sp.*, x 2500, Site 380A, cote 825,66 m.
2. *Galeacysta etrusca*, x 1000, Site 380A, cote 825,66 m.
3. *Galeacysta etrusca*, x 1100, Site 380A, cote 825,66 m.
4. *Spiniferites cruciformis,* x 1300, Site 380A, cote 708,20 m.
5. *Tectatodinium psilatum ,* x 1700, Site 380A, cote 825,66 m.
6. *Tectatodinium psilatum,* x 1700, Site 380A, cote 825,66 m.
7. *Tectatodinium psilatum,* x 1700, Site 380A, cote 825,66 m.
8. *Impagidinium sp. 1.*, x 1300, Site 380A, cote 825,66 m
9. *Impagidinium sp. 2.*, x 2000, Site 380A, cote 825,66 m
10. *Impagidinium sp. 3.*, x 1500, Site 380A, cote 825,66 m
11. *Lingulodinium machaeroporum,* x 3500 Site 380A, cote 924,05 m.
12. *Lingulodinium machaeroporum,* x 12000 Site 380A, cote 924,05 m.
13. Acritarche sphérique, x 5000, Site 380A, cote 841,04 m.
14. Acritarche sphérique, x 5000, Site 380A, cote 841,04 m.
15. Acritarche sphérique, x 1100, Site 380A, cote 841,04 m.
16. Acritarche sphérique, x 4000, Site 380 A, cote 841,04 m.

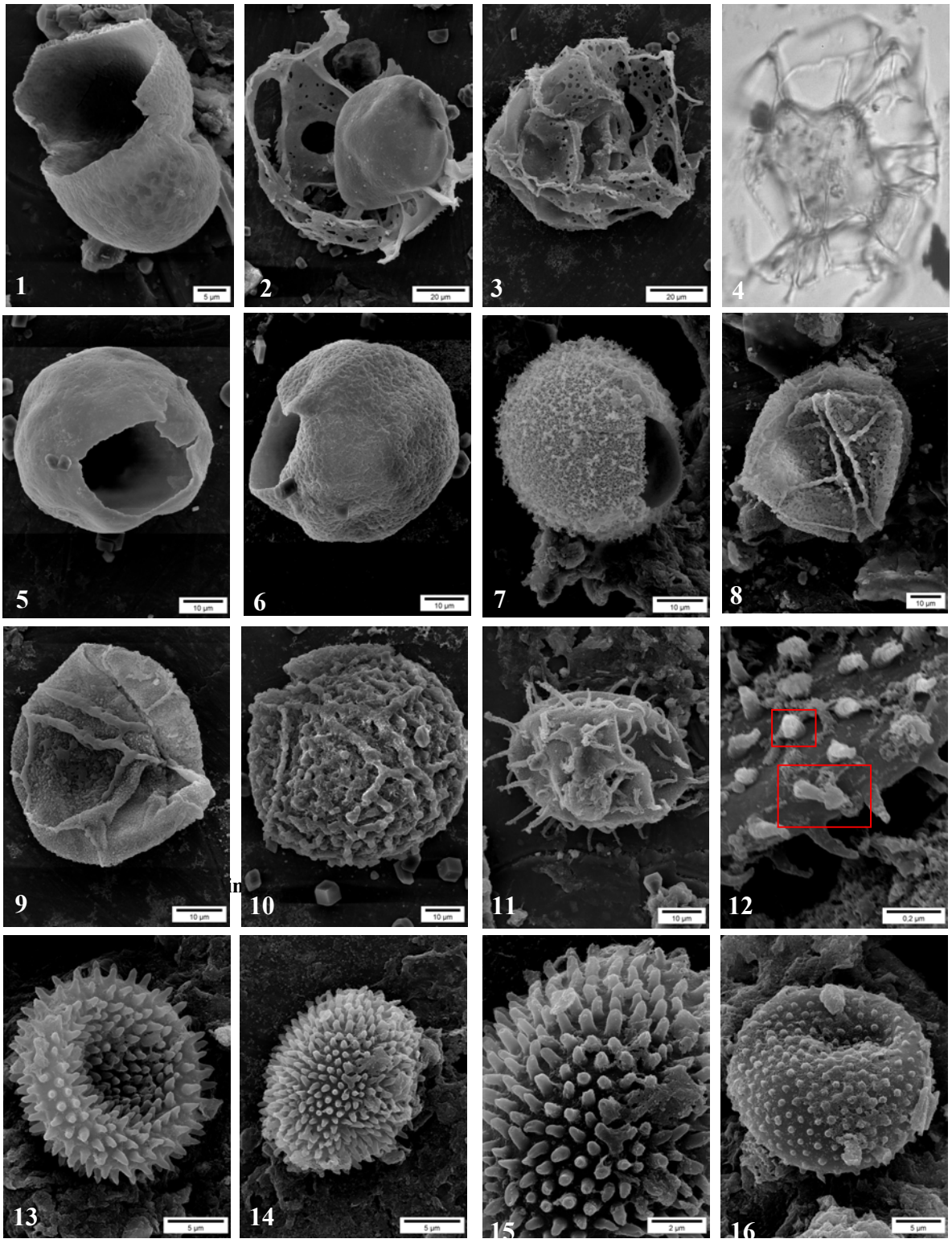


PLANCHE 1

La concentration pollinique (Fig. 39) évolue de 186 grains/ gramme jusqu'au 65 203 grains/ gramme.

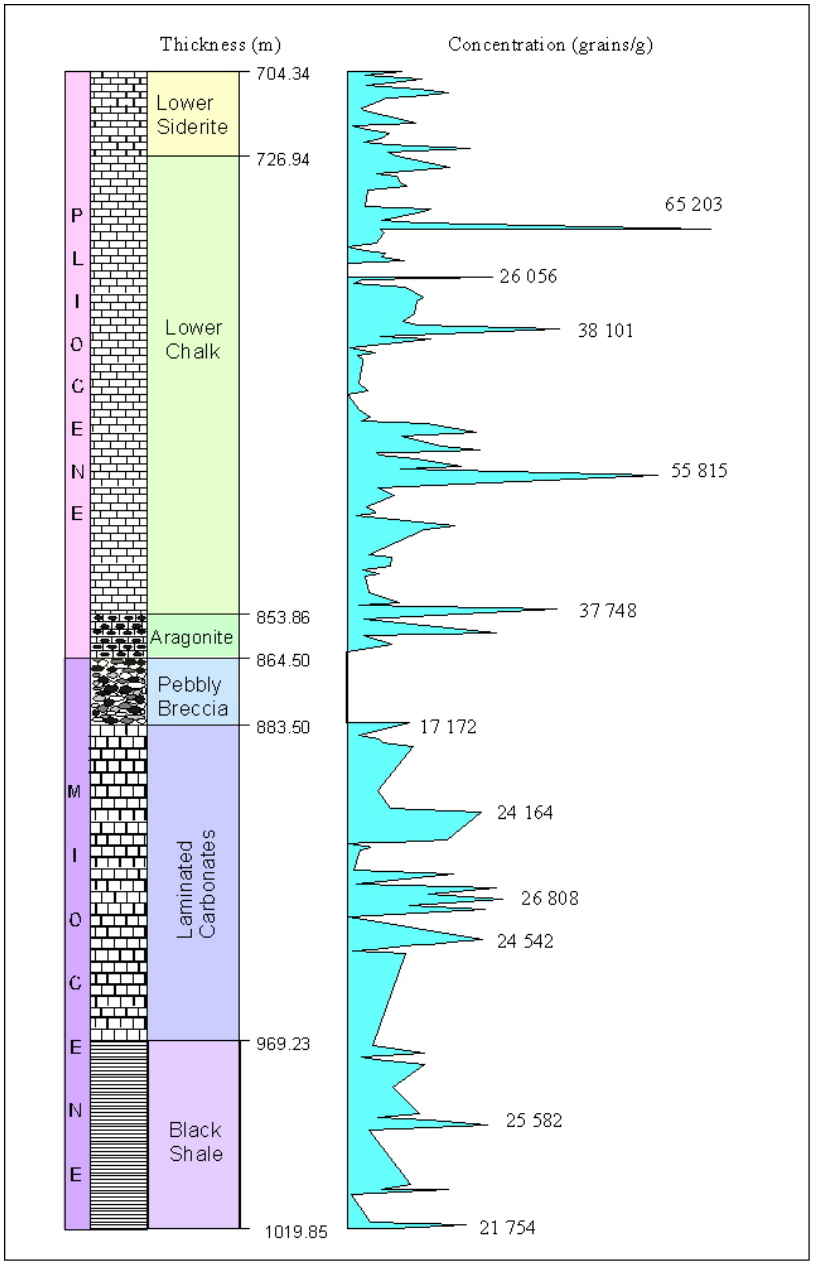


Fig. 39. Concentrations pollinique du Site 380A.

Ci-après est présenté le diagramme palynologique détaillé correspondant à cette étude (Fig.40). Les pollens y sont représentés par 122 taxons. La flore pollinique est principalement dominés par les Taxodiaceae, *Quercus* (décidus), Cupressaceae, *Cathaya*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Alnus*, *Juglans* cf. *cathayensis*, *Abies*, *Pinus*, Poaceae, Asteraceae, Cyperaceae, etc. A noter le développement d'*Artemisia* et des Amaranthaceae-Chenopodiaceae au-dessus de la profondeur 950 m.

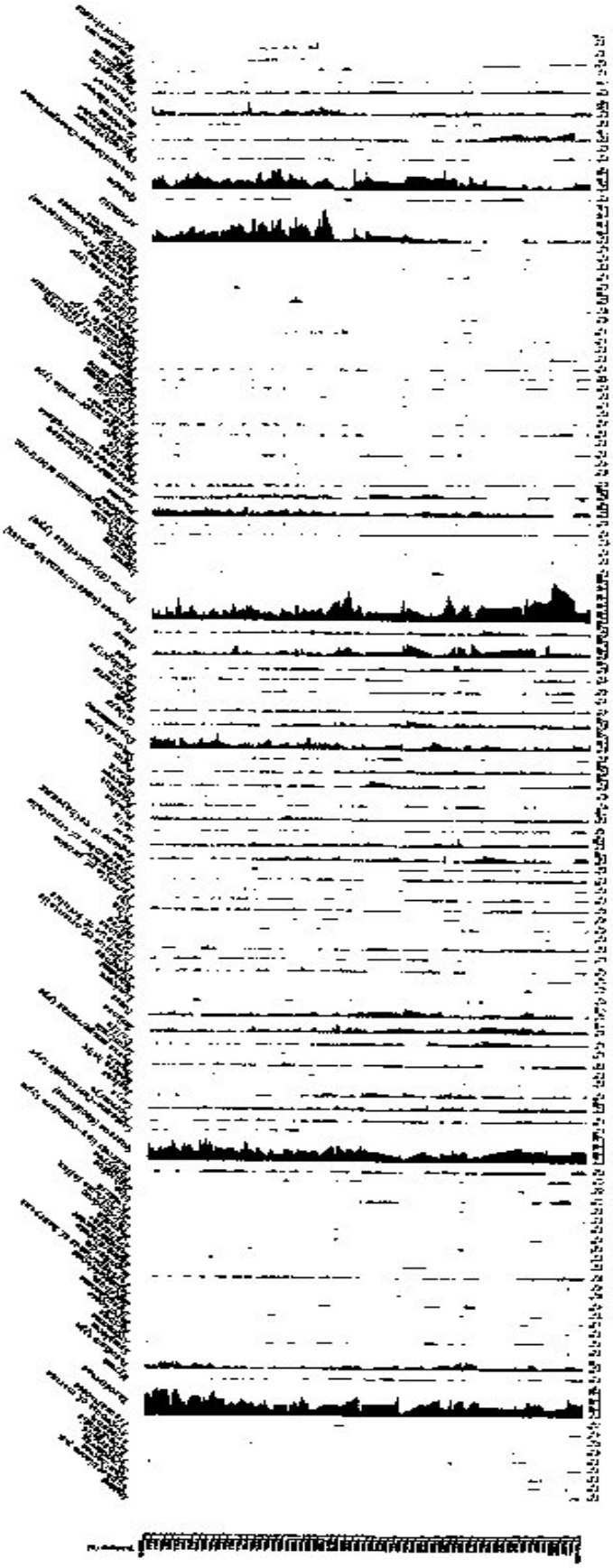


Fig. 40. Site 380 A, DSDP : diagramme pollinique détaillé

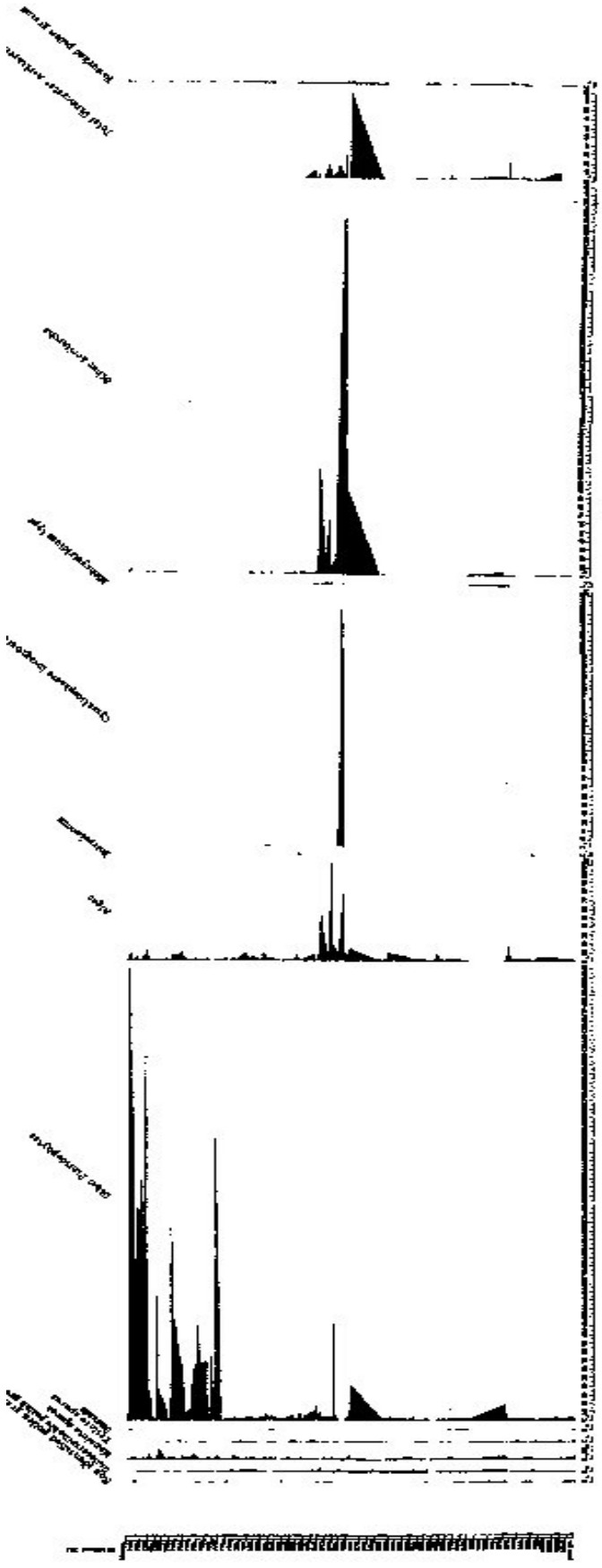


Fig. 40 (suite). Site 380 A : diagramme pollinque détaillé

A soumettre à *Paleoceanography*

Messinian and Lower Pliocene Environments in the Southwestern Black Sea region from high-resolution Palynology of the DSDP Site 380A (Leg 42B)

by

Speranta-Maria POPESCU[1] and William B.F. RYAN[2]

1 Laboratoire PaléoEnvironnements et PaléobioSphère, Université Claude Bernard – Lyon 1, 27-43 boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cedex, France (popescu@univ-lyon1.fr).

2 Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, N.Y. 10964 (USA) (billr@ldeo.columbia.edu).

Abstract

A high-resolution palynological study has been performed on late Miocene – Lower Pliocene sediments cored at DSDP Site 380A (Leg 42B). Late Miocene coastal vegetation has been identified in relation to delta environment. Competition between the two most important vegetation components (humid thermophilous forests and dry steppes) is the result of large amplitude climatic variations. They are accurately linked to other European reference pollen records and to global temperature evolution for the Lower Pliocene, that supports the previous chronological calibration of Site 380A. It is suggested that the Black Sea dried up in response to the Messinian Salinity Crisis in the Mediterranean with which it might have been connected during high sea-level phases.

Key-Words: Messinian, Zanclean, Black Sea, Palynology, Seismic profiles, Climate, Environments.

INTRODUCTION

DSDP Leg 42B provided a large lot of information on the Black Sea, especially about it interactions with the Mediterranean realm and its responses to the climatic forcing (Ross, Neprochnov *et al*., 1978). Among the most important results, promising information concerned: (1) the potential reaction of the Black Sea to the Messinian Salinity Crisis in the Mediterranean (Hsü and Giovanoli, 1979); (2) the general climatic evolution of the region offered by pollen analysis (Traverse, 1978). Unfortunately, these data were incompletely usable because of the lack of a continuous reliable biostratigraphic frame in the area. Some authors felt that the climatostratigraphic approach was the best solution for establishing relationships between the Black Sea records and global changes (Hsü, 1978) but, at that time, very few stable isotope records (moreover at low resolution) (Shackleton and Opdyke, 1977) and pollen records (the global value of which was unknown) (Zagwijn, 1960) were available.

Today, as far as a regional biostratigraphy tuned to the Mediterranean one is still missing, we have at our disposal combined high-resolution reference isotopic curves (Tiedemann *et al*., 1994; Shackleton *et al*., 1995) and European and Mediterranean pollen records covering the whole Pliocene (Suc *et al*., 1995a and b) and, for some of them, the Messinian period (Suc and Bessais, 1990; Bertini, 1994; Shackleton *et al*., 1995; Bertini *et al*., 1998).

Therefore, we have performed a high-resolution palynological study of the late Miocene and Lower Pliocene of the DSDP Site 380A in order to contribute to: (1) determine the Black Sea response to the Messinian Salinity Crisis in the Mediterranean, (2) establish a precise climatostratigraphy able to provide consistent relationships with global changes.

Site 380A is very important because of (1) its development for the uppermost Miocene and the lowermost Pliocene (it is the only one cored borehole in the Black Sea able to provide data on the time window including the Messinian Salinity Crisis), (2) its geographic location in the southwestern part of the Black Sea (Fig. 1). Indeed, such a geographic location, relatively close to the Bosphorus straits, is crucial for two reasons. First, the question is still open about which way followed the marine Mediterranean waters for entering the Dacic Basin (an maybe occasionally the northern Black Sea; Semenenko and Liulieva, 1978) during short influxes (Marunteanu and Papaianopol, 1998): were direct connections existing in the late Miocene – early Pliocene through a proto-Bosphorus strait (Hsü, 1978; Muratov *et al*., 1978; Marinescu, 1992)? were other ways possible as proposed by Hsü (1978) and Marinescu (1992) (southward from the Dacic Basin to the Egean Sea)? Study of dinocysts of Site 380A should provide new data contributing to solve this question. Second, the Bosphorus area is

located today close the junction of two opposed vegetation realms (Zohary, 1973; Noirfalise *et al*., 1987): the eastern European and Euxyno-Hyrcanian mesophilous forests (western and southern coasts of the Black Sea) which can reach in some places the subalpine belt; the Central Anatolian steppes linked to xeric climatic conditions. It may be assumed that a more or less similar opposition characterised Mio-Pliocene vegetation in the area (Traverse, 1978): to the North, forest environments rich in Taxodiaceae as evidenced in Bulgaria and Southwestern Romania (Drivaliari, 1993; Drivaliari *et al*., 1999; Popescu, submitted); to the South, steppe environments rich in *Artemisia* as identified in Southeastern Anatolia (Suc, pers. comm.). A detailed pollen study in such an area appears therefore very promising for reconstruction of vegetation changes and climate evolution.

MAIN PREVIOUS RESULTS FROM LEG 42B ON SITE 380A

1. The stromatolitic dolomite within the "Pebbly Breccia"

A coarse clastic "Pebbly Breccia" (19 m thick), the genesis of which is uncertain (Ross *et al*., 1978), has been recovered between 864.5 and 883.5 m depth. It includes blocks of a stromatolitic dolomite (Ross, Neprochnov *et al*., 1978) which was considered as formed in an intertidal to supratidal environment (Stoffers and Müller, 1978). This suggests that the Black Sea level was very shallow at that time, in agreement with data from diatoms (less than 50 m water depth) (Schrader, 1978). Hsü and Giovanoli (1979) have interpreted these data as the evidence of the sea-level drop of the Black Sea at 1,600 m below the global sea-level in relation with the Messinian Salinity Crisis in the Mediterranean. Such an interpretation was also supported by the record of a seismic reflector (reflector "S") showing that "Pebbly Breccia" is to be related to delta phenomena (Messinian erosional surface in the Black Sea ?) (Letouzey *et al*., 1978).

2. The pollen record and its climatic significance

Traverse (1978) has elaborated an index (based on the *Artemisia* abundance) for a climatic subdivision of the cores (Fig. 2). Although the number of studied samples is low, general trends evidenced in this way have permitted positive relationships between the cored sections and appear in good agreement with the large climatic subdivisions in Europe and the Mediterranean region identified thanks to pollen analysis (Suc and Zagwijn, 1983). So, for what concerns the Pliocene, the following subdivision of Site 380A may be proposed with respect to the Mediterranean pollen zonation (Suc, 1984): P Ia pollen zone (Brunssumian A)

from ca. 860 m to ca. 780 m depth (low amounts of *Artemisia*); P Ib pollen zone (Brunssumian B) related to the interval 780-720 m depth (increase in *Artemisia*); P Ic pollen zone (Brunssumian C) between ca. 720 m and ca. 640 m depth (decrease in *Artemisia*); P II pollen zone (Reuverian) between ca. 640 m and ca. 570 m depth (increase and larger variations in *Artemisia* frequency); P III pollen zone (Praetiglian) starting at about 570 m depth (predominant *Artemisia*) and followed by the glacial-interglacial cycles.

NEW PALYNOLOGICAL RECORDS

One hundred fifty samples have been analysed from 1019.85 m depth to 704.34 m depth (i.e. from late Miocene to Lower Pliocene), excepted in the interval 884.5-864.5 m ("Pebbly Breccia"). Sampling density varies according to availability of material, the largest density concerns Pliocene sediments (about a sample per metre). Samples (20 g each in general) have been performed according the classical method (Cour, 1974): acid attacks, concentration using $ZnCl_2$ and sieving (5 µm), glycerin mounting in order to move pollen grains for a better examination and a correct identification with respect to the botanical nomenclature.

1. Pollen flora

Pollen flora is constituted by 119 taxa [that noticeably increases biodiversity as revealed by Traverse (1978)]. Among the trees, predominate Taxodiaceae (including *Taxodium* type), deciduous *Quercus*, Cupressaceae, *Abies* and *Pinus*; among the herbs, Poaceae, *Artemisia* and Amaranthaceae-Chenopodiaceae. *Carya*, *Juglans*, *Juglans* cf. *cathayensis* (a swamp tree), *Alnus*, *Zelkova*, *Ulmus* are also abundant within the arboreal pollen flora; Asteraceae Cichorioideae, Ericaceae, Cyperaceae are frequent within the non arboreal pollen flora. Detailed pollen countings are deposited at the Laboratory "PaléoEnvironnements et PaléobioSphère" (University Claude Bernard – Lyon 1) and on the "Cenozoic Pollen and Climatic values" database (C.P.C.) on the Medias-France website[2]. Here, pollen records are presented in a synthetic pollen diagram, a technical presentation which promotes long distance comparisons of vegetation response to global climatic changes (Suc, 1984; Suc *et al*., 1995a and b). In such a synthetic pollen diagram, taxa are grouped according to their ecological significance; it shows from the left to the right (Fig. 3):

[2] For further information, contact Dr. Séverine Fauquette (same address as S.-M. Popescu), curator of the C.P.C. database (severine.fauquette@univ-lyon1.fr).

- megathermic (= tropical) elements (*Avicennia*, a mangrove tree; *Amanoa*, *Fothergilla*, *Exbucklandia*, Euphorbiaceae, Sapindaceae, Loranthaceae, Arecaceae, Acanthaceae) are few but mostly recorded in the Miocene sediments, and also in one of the warmest phases of the Pliocene;
- mega-mesothermic (= subtropical) elements [Taxodiaceae mainly (including *Taxodium* type, *Sequoia* type and *Sciadopitys*) *Engelhardia*, *Myrica*, and many other elements as Sapotaceae, *Castanea-Castanopsis* type, *Microtropis fallax*, *Distylium* cf. *sinensis*, Araliaceae, *Nyssa*, *Liriodendron*, etc.] are abundant along the entire studied section;
- *Cathaya*, a conifer living today at mid-altitude in tropical China;
- mesothermic (= warm-temperate) elements (deciduous *Quercus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Carpinus*, *Juglans* and *J.* cf. *cathayensis*, *Celtis*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*, *Parrotia* cf. *persica*, *Liquidambar* cf. *orientalis*, *Alnus*, *Salix*, *Populus*, *Fraxinus*, *Buxus sempervirens* type, *Betula*, *Fagus*, and, with a lower frequency, *Ostrya*, *Parthenocissus* cf. *henryana*, *Hedera*, *Lonicera*, *Elaeagnus*, *Ilex*, *Tilia*, etc.) are abundant along the entire studied interval;
- *Pinus* and poorly preserved Pinaceae pollen grains, representative of various environments (from low to high altitude, for example);
- mid-altitude trees (*Tsuga*, *Cedrus*[3])
- high-altitude trees (*Abies*, *Picea*[2]);
- non significant pollen grains (undetermined ones, poorly preserved pollen grains, some cosmopolitan or large distribution elements as Rosaceae and Ranunculaceae for instance);
- Cupressaceae which may include some elements living in warm and humid climatic condition and some others living in dry and warm to cold climatic conditions, impossible to distinguish according to pollen morphology; when Cupressaceae curve is almost parallel to that of Taxodiaceae (as here), they can be considered as chiefly represented by subtropical elements as *Chamaecyparis* (Popescu, submitted);
- mediterranean xerophytes (*Quercus ilex* type mostly, *Carpinus* cf. *orientalis*, *Olea*, *Phillyrea*, *Ligustrum*, *Pistacia*, *Ziziphus*) are scarce;
- a subdesertic element, *Lygeum* only, is very rare;
- herbs represented by numerous taxa and very abundant pollen grains [Poaceae, *Erodium*, *Geranium*, *Convolvulus*, Asteraceae Asteroideae, Asteraceae Cichorioideae, Lamiaceae, *Plantago*, *Euphorbia*, Brassicaceae, Apiaceae, *Knautia*, *Helianthemum*, *Rumex*, *Polygonum*, *Asphodelus*, Campanulaceae, Ericaceae, etc.; halophytes (Amaranthaceae-

[3] A special attention has concerned bisaccate pollen grains for a continuous identification in routine pollen countings in order to refine pollen contents with respect to Traverse'analyses (1978).

Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Plumbaginaceae) are included within the herbs; a lot of them are constituted by water plants (Cyperaceae *p.p.*, *Potamogeton*, *Sparganium*, *Typha*, Nympheaceae)];

- steppe elements (*Artemisia* and *Ephedra*) are distinguished among herbaceous pollen grains.

Pollen of *Ttricolporopollenites sibiricum* LUBOMIROVA 1972, the botanical attribution of which is still unknown, has almost regularly been found, especially within the late Miocene sediments.

Pollen concentration is relatively high for a distal deposit: generally greater than 3,000 pollen grains/gram of dry sediment, often above 10,000 pollen grains/gram, sometimes more than 20,000 pollen grains/gram and up to 65,000 pollen grains/gram.

About biodiversity, it is interesting to emphasize persistence at relatively high latitude of some megathermic elements as *Avicennia* (Verbenaceae), *Amanoa* (Euphorbiaceae), *Fothergilla* and *Exbucklandia* (Hamamelidaceae), Sapindaceae, Acanthaceae. They have disappeared at 14 Ma (Serravallian) from the northwestern Mediterranean region (Suc, 1986; Suc, 1996) whereas they persisted up to about 5.6 Ma (upper Messinian) in Sicily (Suc and Bessais, 1990) and North Africa (Chikhi, 1992; Bachiri Taoufiq *et al*., 2000). This supports the idea that thermophilous plants were preserved in the the Black Sea area more longer than elsewhere in the Mediterranean region (Suc, 1996). Indeed, few relictuous megathermic elements have been also recorded in the Dacic Basin in the Lower Pliocene (Popescu, submitted). Pollen grains of *Avicennia*, a mangrove element, have been very scarcely recorded at Site 380A (at 1018.85 and 781.63 m depth): such records are not contradicted by water salinity deduced from diatom flora and are in agreement with suggested water temperature at about 20°C (Schrader, 1978).

Six successive pollen assemblages have been identified with a special attention to the above mentioned pollen groups and to halophytes (Fig. 3):

- pollen assemblage 1, from 1019.85 to 970.08 m depth: it is characterised by some occurrences of megathermic elements, large amounts of thermophilous trees (mega-mesothermic and mesothermic ones), low percentages of halophytes, and very low percentages of steppe elements; this assemblage is relatively rich in water plants and Ericaceae;
- pollen assemblage 2, from 970.08 to 923.05 m depth: same characteristics as pollen assemblage 1, but scarcity of megathermic elements, clear increase in halophytes, slight increase in steppe elements, *Cathaya* is more present; same representation of water plants and Ericaceae as previously;

- pollen assemblage 3, from 923.05 to 884.62 m depth: it shows a slight decrease in mega-mesothermic and mesothermic elements, megathermic elements are absent; frequency of halophytes is significantly increasing, and to a lesser extent that of steppe elements; water plants and Ericaceae have decreased;
- pollen assemblage 4, from 861.65 to 812.87 m depth: mega-mesothermic and mesothermic elements increase again on contrary to herbs and especially steppe elements excepted for their brief maximum in the upper part of the assemblage; halophytes show moderate frequencies;
- pollen assemblage 5, from 812.87 to 727.17 m depth: it is marked by a modest but obvious decrease in mega-mesothermic and mesothermic plants in correspondence with increases in herbs, steppe elements and halophytes;
- pollen assemblage 6, from 727.17 to 704.34 m depth: new increase in mega-mesothermic and mesothermic trees counterbalanced by decreasing herbs, steppe elements and halophytes. Its base almost corresponds with that of the "Lower Siderite" which has been considered as corresponding to a warm phase within the Pliocene (Traverse, 1978).

2. Other palynological constituents

Two kinds of unicellular organisms have been recorded: dinocysts and acritarchs (Fig. 4). They are quasi-absent in the late Miocene sediments whereas they are abundant in the Pliocene ones. Dinocysts (often poorly preserved material) include, among others, several types of *Spiniferites*, *Operculodinium* and *Impagidinium*, and scarce specimens of *Lingulodinium machaerophorum*: some of them belong to the Mediterranean Sea flora. The following Paratethian endemic species (the most abundant and still well preserved cysts) have been found: *Spiniferites cruciformis* (relatively rare), *Galeacysta etrusca* (very regularly) and *Tectatodinium psilatum* (abundant). Acritarchs (light spherical echinulate cysts) predominate in the lowermost Pliocene layers, then they are replaced by dinocysts. On the whole, their frequency appears positively correlated to halophyte extension, excepted in the late Miocene deposits.

DISCUSSION

Evolution of the regional vegetation is on the whole characterised by a competition between humid and warm forest biotopes and dry (maybe cooler) open vegetation, that is very obvious in pollen assemblages 4-6. Along the studied section, mid- and high-altitudinal trees exhibit only moderate variations, probably because the source of their pollen grains is somewhat distant. In more detail, climatic variations appear more complicated, especially

when mega-mesothermic elements (Taxodiaceae mainly) are more developed: Poaceae and Asteraceae alternately dominate. Cour and Duzer (1978) have observed along a modern pollen transect from Northern Europe to Central Africa that Poaceae are dominating in the more humid latitudes whereas Asteraceae are prevalent in the dry areas. As a consequence, the ratio Poaceae/Asteraceae total in a pollen diagram can be used as a climate index. At Site 380A, strong and repetitive variations of this ratio characterise several parts of the studied section and can be understood as substantial variations in moisture during the warmest phases (Fig. 5).

Other factors appear to have controlled some changes which are recorded in pollen assemblages 1-3. Indeed, a lot of freshwater plant and Ericaceae pollen grains characterise pollen assemblages 1 and 2, in association with halophyte pollen grains. This evokes modern edaphic environments in delta systems where freshwater and brackish lagoons coexist. A part of Taxodiaceae (related to the *Taxodium* type) appreciates too such mosaic coastal environments. Pollen analysis in modern and recent sediments from the Rhone delta documents coexistence of the two kinds of environments and their respective extension (Cambon *et al*., 1997; Arnaud-Fassetta *et al*., 2000). Pollen assemblage 3 is marked by the reduction of water plants and a significant increase in halophytes which could express a change in the pollen transport from a relatively distant delta source to a nearby brackish lagoon. Such an evolution in coastal environments is consistent with the diatom record from Site 380A (Schrader, 1978: p. 856): "predominance of benthic species indicates a shallow (less than 50 m water depth) and polyhaline (salinity: 30 to 40 ‰) environment". On the whole, curves of steppe elements and halophytes are almost consistent, but some shifts are perceptible. The curve of steppe elements is considered in the Mediterranean region as representative of climatic changes (Suc, 1984) whereas the halophyte one can be regarded as more illustrative of sea-level variations (Poumot and Suc, 1994; Suc *et al*., 1995c). Nevertheless, a lot of *Artemisia* might participate to coastal associations and a lot of Amaranthaceae-Chenopodiaceae might take part to steppes.

Comparison between *Pinus* and poorly preserved Pinaceae (bisaccate) pollen grains on the one hand and halophytes on the second hand provides information about position of the sedimentary environment, distal or coastal (Poumot and Suc, 1994; Suc *et al*., 1995c). These curves are still in opposition (Fig. 3): large amounts of *Pinus* and poorly preserved Pinaceae pollen grains indicate a more distal position (pollen assemblages 1 and 2, middle part of pollen assemblage 4, mid to upper part of pollen assemblage 5) that is also documented by low frequency of halophytes; more coastal conditions are indicated by increasing halophytes and low frequency of *Pinus* and poorly preserved Pinaceae pollen grains (pollen assemblage

3, lower and upper parts of pollen assemblage 4, lower part of pollen assemblage 5, pollen assemblage 6).

The precise significance of dinocysts and acritarchs is very difficult to elucidate because a large quantity of these organisms is endemic of Paratethian brackish to freshwater environments and their ecological requirements are very little known. So, the best approach is to follow information provided by diatoms as a guide (Schrader, 1978): from 1020 to about 880 m depth, diatoms indicate a shallow environment which could explain the quasi-absence of dinocysts and acritarchs; from about 880 to about 790 m depth, planktonic marine diatoms prevail (*Actinocyclus ehrenbergii* mainly) and the inferred marine conditions (mixoeuryhaline waters: 30-40 ‰ salinity) could explain the relative abundance in dinocysts and acritarchs; above, marine conditions progressively evolved to more and more lacustrine ones that would correspond to loss in dinocysts, some limited peaks excepted (Fig. 4). An outstanding event occurred at 840-850 m depth and corresponds to an influx of *Synedra indica*, a delicate (coastal) marine diatom (present day salinity tolerance: 30-40 ‰), which has been interpreted by Schrader (1978) as a sudden break from shallow marine to deep marine conditions (entrance of Mediterranean marine waters). The interval 850-860 m depth is characterised by an acme of acritarchs (continued up to 840.07 m depth at a lesser intensity) (Fig. 4): this may be understood as the announcement of marine conditions in a relatively coastal environment (importance of halophytes). This specifies first observations by Traverse (1978) and supports the idea of a brackish marine environment (aragonite precipitation) (Ross *et al*., 1978). Similar acritarchs are often abundant in the Caltanissetta Basin (Sicily) within clays interbedded with the Messinian Upper Evaporites, i.e. when marine waters repetitively invaded the desiccated regional basin (Suc, pers. comm.). Then, a lot of Mediterranean dinocysts entered the Black Sea and persisted, becoming progressively adapted to brackish and freshwater conditions.

Base of the Pliocene has been defined at Site 380A at the top of the “Pebbly Breccia” (864.50 m depth) which might indicate “a shoaling of the sea level with a corresponding subaerial exposure and erosion at Site 381” (Stoffers *et al*., 1978: p. 387). Then, Hsü and Giovanoli (1979) have reinforced this assumption in considering the 883.50-864.50 m depth interval as equivalent to the Messinian Salinity Crisis in the Mediterranean Sea. Pollen diagram of the studied interval related in this way to the Lower Pliocene (= Zanclean) appears fully consistent with the Lower Pliocene reference pollen diagrams in Europe (Susteren, in The Netherlands: Zagwijn, 1960; Garraf 1, offshore Barcelona: Suc and Cravatte, 1982; Rio Maior F16, Portugal: Diniz, 1984), that confirms (in finer details of course) the first conclusion deduced from the Traverse’s study (1978) (see above and Figure 2). Arboreal flora

is almost the same in the considered pollen diagrams which differ in herbaceous vegetation according to the area (Suc *et al*., 1995a). Zanclean is subdivided into three climatic periods [(warm: Brunssumian A = pollen zone P Ia, from 5.32 to ca. 4.70 Ma; cooler: Brunssumian B = pollen zone P Ib, from ca. 4.70 to ca. 4.00 ma; the warmest phase: Brunssumian C = pollen zone P Ic, from ca. 4.00 to ca. 3.60 Ma) (Suc and Zagwijn, 1983; Suc *et al*., 1995a)]. We propose that Site 380A pollen assemblages 4 – 5 – 6 are respectively correlated to these climatic periods (Fig. 6). Breakdown of secondary fluctuations evidence very narrow similarities between the various records and proxies. For example, Brunssumian A starts with a less warm period and a similar interruption occurs in its middle part; the same evolution characterises the Mediterranean pollen zone P Ia and the isotopic curve (Fig. 7), and can be easily recognised on Site 380A (Fig. 7). The Reuverian (= P II pollen zone), a moderately cooling period, has not been reached in the studied section at Site 380A (Fig. 7). One must emphasize that the Upper Pliocene northwestern Mediterranean steppes (rich in *Artemisia*) probably originated from the Middle East Lower Pliocene ones (recorded in this study), even if the vegetation structure type already existed in the southwestern Mediterranean region (Suc *et al*., 1999).

During the Lower Pliocene, Site 380A seems to have been not so far from the shoreline and to have been all the time influenced by sea-level changes, according to the relative importance of halophytes and their variations in constant opposition with those of bisaccate pollen grains (as *Pinus* and other Pinaceae) (see above and Fig. 3). After the relative high sea-level occurred in the lowermost Pliocene (860-840 m depth interval), variations in distance from the coastline (i.e. changes in sea-level) seem to be consistent with climate evolution: increases in halophytes (and decreases in bisaccate pollen grains) are almost consistent with increases in steppe elements (cooling phases) and would correspond to repeated shortenings in distance to the coastline (sea-level drops) that is also supported by the consistent increases in dinocysts (mostly constituted by endemic species) (Fig. 4).

On the whole, such a climatic subdivision is also in agreement with the reference $\delta^{18}O$ curve (Shackleton *et al*., 1995), to which large climatostratigraphic subdivisions may be related as shown on Figure 7: P Ia running between isotopic stages TG5 and NS3, P Ib between isotopic stages NS3 and Gi15, P Ic between isotopic stages Gi15 and Gi1. Indeed, Site 380A pollen record displays a significantly higher resolution than the other European and Mediterreanean reference pollen diagrams, and offers extensive possibilities of relationships with the $\delta^{18}O$ record. To check this parallelism, four noteworthy climatic phases have been selected on the $\delta^{18}O$ curve (1, warm period from isotopic stages TG5 to T7; 2, short and relatively intense cooling corresponding to isotopic stages Si6 and Si4; 3, warming in the mid

P Ib pollen zone centred around isotopic stage N1; 4, the warmest phase in the Lower Pliocene going from isotopic stages Gi13 to Gi11) and clearly identified in the pollen diagram reduced to thermophilous elements (mega- plus mega-meso- plus mesotherm plants) in opposition to herbs and steppe elements (Fig. 7). In addition, more precise relationships are allowed with the Lupoaia pollen record (southwestern Romania), the high-resolution chronological calibration of which is based on magnetostratigraphy and eccentricity (Popescu, submitted): each maximum in thermophilous elements (same presentation as for Site 380A) belongs to a relative or absolute minimum in eccentricity (Fig. 7). On the other side, it appears possible to correlate the steppe element maxima of Site 380A (the most sensitive proxy) with eccentricity maxima (Fig. 7). This results in a high-resolution chronology of Site 380A. Assumption of relationships between steppe element maxima and eccentricity maxima is also relatively well supported by spectral analysis on *Artemisia* contents which show a main peak in correspondence with 1524 cm as average interval in thickness, i.e. about 140 ka (Fig. 8), changes in sedimentation rates being forgotten. Similar more or less accurate climatic relationships appear impossible to be proposed for the late Miocene deposits of Site 380A probably (1) because increases in herbs (here mostly constituted by halophytes) are coeval with increases in thermophilous elements (see the base of pollen assemblage 1, the top of pollen assemblage 2, the entire pollen assemblage 3) and not in opposition as it is expected for climatic changes and, maybe, (2) because of lack in samples in some parts (Fig. 3). So, it has been considered that the climatic signal in pollen assemblages 1-3 is reduced at the difference of the edaphic one in relation with proximity of shoreline.

It is very difficult to conclude about the impact of the Mediterranean Messinian Salinity Crisis on the Black Sea. According to diatom and dinocyst-acritarch records completed by variations in halophyte frequency, it is obvious that severe sea-level drop and sea-level rise succeeded just before the lowermost Pliocene (well identified with respect to the global climate trend). This confirms the first observations of the Leg 42B (Ross, Neprochnov *et al*., 1978). Schrader (1978) proposed that such an event was forced by tectonics, and also considers that "in the case of a totally dried out deep Mediterranean Basin and a depth pattern similar to that of today, it would have been impossible for marine waters and floras to enter the Black Sea from the Mediterranean Sea" (Schrader, 1978: p. 856). A geodynamic control is highly problematic because a tectonic yo-yo in such a short time window seems unpretictable, but the second remark of Schrader (1978) makes unrealistic water exchanges between the Mediterranean and the Black Sea. However, new ideas emerge about exchanges at high sea-level between the Mediterranean and the Central Paratethys just before and just after desiccation of the deep Mediterranean Basin (Clauzon *et al*., submitted). These exchanges

would have existed in the two directions and are documented both by Mediterranean nannoplankton influxes into the Central Paratethys and by Paratethian dinocyst influxes into the Mediterranean. In this way, the record at Site 380A of marine diatoms and acritarchs within the interval 860-840 m depth would correspond to the second Mediterranean influx (Lowermost Zanclean in age). Maybe, the first Mediterranean influx [located at 5.6 Ma, i.e. at the TG 15 isotopic stage (Shackleton *et al*., 1995), in the chronology of the Messinian Salinity Crisis adopted by Clauzon *et al*. (1996)] would correspond to the slight arrival of acritarchs recorded at 886.10 m depth at Site 380A just below the "Pebbly Breccia" which would mark the Messinian Salinity Crisis as suggested by Hsü and Giovanoli (1979) and the desiccation of the Black Sea in the same time as the desiccation of the deep Mediterranean Basin. Which passage was both used by the Mediterranean and Central Paratethian waters for these exchanges at high sea-level remains an unresolved question. Acritarchs entered the Black Sea before the clearly identified Mediterranean dinocysts: this might suggest that the connection between the Mediterranean and Black Seas took place far from the Bosphorus area.

CONCLUSION

High-resolution palynological study of late Miocene – Lower Pliocene sediments from Site 380A provides important and new information which concerns regional environments and their response to the global climatic evolution and to the desiccation of the Mediterranean Sea. The following results are to be spotlighted:

(1) the presence in the area of delta environments in the Upper Miocene where freshwater and brackish lagoons coexisted before that salted habitats prevailed in the latest Miocene;

(2) these edaphic changes excepted, vegetation breaks as documented by pollen records are chiefly related to competition between humid thermophilous forests and dry steppes that already evokes the present-day antagonisms in regional landscapes; secondary changes concerned open vegetation during warm and moist climatic phases;

(3) pollen analysis of sediments overlying the "Pebbly Breccia" shows obvious agreements with the standard Lower Pliocene European pollen diagrams and $\delta^{18}O$ record, which

results in a reliable highly detailed climatostratigraphy of Site 380A (proposed relationships with eccentricity);

(4) no really conclusive argument may be promoted about the possible response of the Black Sea to the Messinian Salinity Crisis; nevertheless, it is suggested that the Black Sea dried up between 5.6 and 5.32 Ma, exactly as the Mediterranean Sea, and that high sea-level connections existed between the two realms just before and just after the Messinian event.

Acknowledgements

This PhD work was granted by the French Government through its Embassy at Bucharest. This work was supported by the French Programmes "Environnement, Vie et Sociétés" and "Eclipse". J.-P. Suc and P. Bernier have supervised this work. G. Clauzon has provided information about his work in the Dacic Basin. Help was given by F. Giraud for statistic treatments. A. Berger and M.-F. Loutre have supplied data of the BL2 solution. L. Londeix is acknowledged for discussions about ecological significance of dinocysts and acritarchs. Samples have been kindly provided by DSDP Sampling Office. Samples have been prepared by M. Gonzales.

References

Arnaud-Fassetta, G., Beaulieu, J.-L. de, Suc, J.-P., Provansal, M., Williamson, D., Leveau, P., Landuré, C., Gadel, F., Aloïsi, J.-C., Giresse, P., Oberlin, C., and Duzer, D., 2000. Evidence for an early land use in the Rhône delta (mediterranean France) as recorded by late Holocene fluvial paleoenvironments (1640-100 B.C.) *Geodynamica Acta*, 13: 377-389.

Bachiri Taoufiq, N., Barhoun, N., Suc, J.-P., Méon, H., Elaouad, Z., and Benbouziane, A., 2000. Environnement, végétation et climat du Messinien au Maroc. *Paleontologia i Evolució*, 32-33: 127-145.

Bertini, A., 1994. Palynological investigations on Upper Neogene and Lower Pleistocene sections in Central and Northern Italy. *Mem. Soc. Geol. It.*, 48: 341-443.

Bertini, A., Londeix, L., Maniscalco, R., Di Stefano, A., Suc, J.-P., Clauzon, G., Gautier, F., and Grasso, M., 1998. Paleobiological evidence of depositional conditions in the Salt Member, Gessoso-Solfifera Formation (Messinian, Upper Miocene) of Sicily. *Micropaleontology*, 44, 4: 413-433.

Cambon, G., Suc, J.-P., Aloïsi, J.-C., Giresse, P., Monaco, A., Touzani, A., Duzer, D., and Ferrier, J., 1997. Modern pollen deposition in the Rhône delta area (lagoonal and marine sediments), France. *Grana*, 36: 105-113.

Chikkhi, H., 1992. Une palynoflore méditerranéenne à subtropicale au Messinien pré-évaporitique en Algérie. *Géol. Médit.*, 19, 1: 19-30.

Cita, M.B., Rio, D., and Sprovieri, R., 1999. The Pliocene series: chronology of the type Mediterranean record and standard chronostratigraphy. *In* "The Pliocene: Time of Change", Wrenn, J.H., Suc, J.-P., and Leroy, S.A.G. eds., Amer. Ass. Stratigraphic Palynologists Foundation: 49-63.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., and Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology*, 24, 4: 363-366.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Popescu, S.-M., Marunteanu, M., Marinescu, F., Rubino J.-L., Bertini, A., Krigjsman, W., and Juppa, D., submitted. Influence of the Mediterranean Sea eustatism over the Central Paratethys in the Late Neogene. *Basin Research*.

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.

Cour, P., and Duzer, D., 1978. La signification climatique, édaphique et sédimentologique des rapports entre taxons en analyse pollinique. *Ann. Mines Belgique*, 7-8: 155-164.

Diniz, F., 1984. Etude palynologique du bassin pliocène de Rio Maior. *Paléobiol. Cont.*, 14, 2: 259-267.

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). Thesis, Univ. Montpellier 2: 333 p.

Drivaliari, A., Ticleanu, N., Marinescu, F., Marunteanu, M., and Suc, J.-P., 1999. A Pliocene climatic record at Ticleni (Southwestern Romania). *In* "The Pliocene: Time of Change", Wrenn, J.H., Suc, J.-P., and Leroy, S.A.G. eds., Amer. Ass. Stratigraphic Palynologists Foundation: 103-108.

Hsü, K.J., 1978. Correlation of Black Sea sequences. *In* "Initial Report of the Deep Sea Drilling Project", Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. *et al*. eds., 42, 2, U.S. Gov. Print. Off: 489-497.

Hsü, K.J., and Giovanoli, F., 1979. Messinian event in the Black Sea. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 29, 1-2: 75-94.

Letouzey, J., Gonnard, R., Montadert, L., Kristchev, K., and Dorkel, A., 1978. Black Sea: Geological setting and recent deposits distribution from seismic reflection data. *In* "Initial Report of the Deep Sea Drilling Project", Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. *et al*. eds., 42, 2, U.S. Gov. Print. Off: 1077-1084.

Loutre, M.-F., and Berger, A., 1993. Sensibilité des paramètres astro-climatiques au cours des 8 derniers millions d'années. Scientific Report 93/4, Institut d'Astronomie et de Géophysique G. Lemaître, Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve: 1-9.

Marinescu, F., 1992. Les bioprovinces de la Paratéthys et leurs relations. *Paleontologia i Evolució*, 24-25: 445-453.

Marunteanu, M., and Papaianopol, I., 1998. Mediterranean calcareous nannoplankton in the Dacic Basin. *Rom*. *J*. *Stratigraphy*, 78: 115-121.

Muratov, M.V., Neprochnov, Y.P., Ross, D.A., and Trimonis, E.S., 1978. Basic features of the Black Sea on the results of Deep-Sea Drilling, Leg 42B. *In* "Initial Report of the Deep Sea Drilling Project", Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. *et al*. eds., 42, 2, U.S. Gov. Print. Off: 1141-1148.

Noirfalise, A., Dahl, E., Ozenda, P., and Quézel, P., 1987. Carte de la végétation naturelle des Etats membres des Communautés européennes et du Conseil de l'Europe. Publ. Comm.Communautés européennes, EUR 10970: 78 p.

Paillard, D., Labeyrie, L., and Yiou, P., 1996. Macintosh Program Performs Time-Series Analysis. *Eos Trans*. *AGU*: 379.

Popescu, S.-M., in press. Repetitive changes in Lower Pliocene vegetation revealed by high-resolution pollen analysis. Revised cyclostratigraphy of Southwestern Romania.. *Rev. Palaeobot. Palynol.*

Poumot, C., and Suc, J.-P., 1994. Palynofaciès et dépôts séquentiels dans des sédiments marins du Néogène. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine,* 18, spec. publ.: 107-119.

Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. *et al*., 1978. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 42, 2, U.S. Gov. Print. Off.: 1244 p.

Ross, D.A. *et al*., 1978. Site 380. *In* "Initial Report of the Deep Sea Drilling Project", Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. *et al*. eds., 42, 2, U.S. Gov. Print. Off: 119-291.

Schrader, H.-J., 1978. Quaternary through Neogene history of the Black Sea, deduced from the paleoecology of diatoms, silicoflagellates, ebridians, and chrysomonads. *In* "Initial Report of the Deep Sea Drilling Project", Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. *et al*. eds., 42, 2, U.S. Gov. Print. Off: 789-901.

Semenenko, V.N., and Liulieva, S.A., 1978. Opit priamoi korrelatii moi-pliotena Vostocinogo Paratetisa i Tetisa. Stratigrafia Kainozoia Severnogo Pricernomoria i Krima. *Nauk. Trud.*, 2: 95-105.

Shackleton, N.J., and Opdyke, N.D., 1977. Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. *Nature*, 270: 216-219.

Shackleton, N.J., Hall, M.A., and Pate, D., 1995. Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. *Proc. Ocean Drill. Progr.*, Sci. Results, 138: 337-355.

Stoffers, P., Degens, E.T., and Trimonis, E.S., 1978. Stratigraphy and suggested ages of Black Sea sediments cored during Leg 42B. *In* "Initial Report of the Deep Sea Drilling Project", Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. *et al*. eds., 42, 2, U.S. Gov. Print. Off: 483-487.

Stoffers, P., and Müller, G., 1978. Mineralogy and lithofacies of Black Sea sediments, Leg 42B Deep Sea Drilling Project. *In* "Initial Report of the Deep Sea Drilling Project", Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. *et al*. eds., 42, 2, U.S. Gov. Print. Off: 373-390.

Suc, J.-P., 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307: 429-432.

Suc, J.-P., 1986. Flores néogènes de Méditerranée occidentale. Climat et paléogéographie. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 2: 477-488.

Suc, J.-P., 1996. Late Neogene vegetation changes in Europe and North Africa. *Europal Newslett.*, 10: 27-28.

Suc, J.-P., and Bessais, E., 1990. Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. 2, 310: 1701-1707.

Suc, J.-P., and Cravatte, J., 1982. Etude palynologique du Pliocène de Catalogne (nord-est de l'Espagne). *Paléobiol. Cont.*, 13, 1: 1-31.

Suc, J.-P., Bertini, A., Combourieu-Nebout, N., Diniz, F., Leroy, S., Russo-Ermolli, E., Zheng, Z., Bessais, E., and Ferrier, J., 1995b. Structure of West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 Ma. *Acta zool. cracov.*, 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., and Ferrier, J., 1995a. Zanclean (~ Brunssumian) to early Piacenzian (~ early-middle Reuverian) climate from 4° to 54° north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 52: 43-56.

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., and 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., and Andrews, P. eds., Cambridge University Press: 370-385.

Suc, J.-P., Violanti, D., Londeix, L., Poumot C., Robert, C., Clauzon, G., Gautier, F., Turon, J.-L., Ferrier, J., Chikhi, H., and Cambon, G., 1995c. Evolution of the Messinian Mediterranean environments: the Tripoli Formation at Capodarso (Sicily, Italy). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 87: 51-79.

Suc, J.-P., and Zagwijn, W.H., 1983. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data. *Boreas*, 12: 153-166.

Tiedemann, R., Sarthein, M., and Shackleton, N.J., 1994. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}O$ and dust flux records of Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography*, 9, 4: 619-638.

Traverse, A., 1978. Palynological analysis of DSDP Leg 42B (1975) cores from the Black Sea. *In* "Initial Report of the Deep Sea Drilling Project", Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. *et al*. eds., 42, 2, U.S. Gov. Print. Off: 993-1015.

Zagwijn, W.H., 1960. Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in The Netherlands. *Meded. Geol. Sticht.*, ser. C, 3, 5: 1-78.

Zohary, M., 1973. Geobotanical Foundations of the Middle East. Fischer, G. ed., Stuttgart, 2: 341-739.

FIGURE CAPTIONS

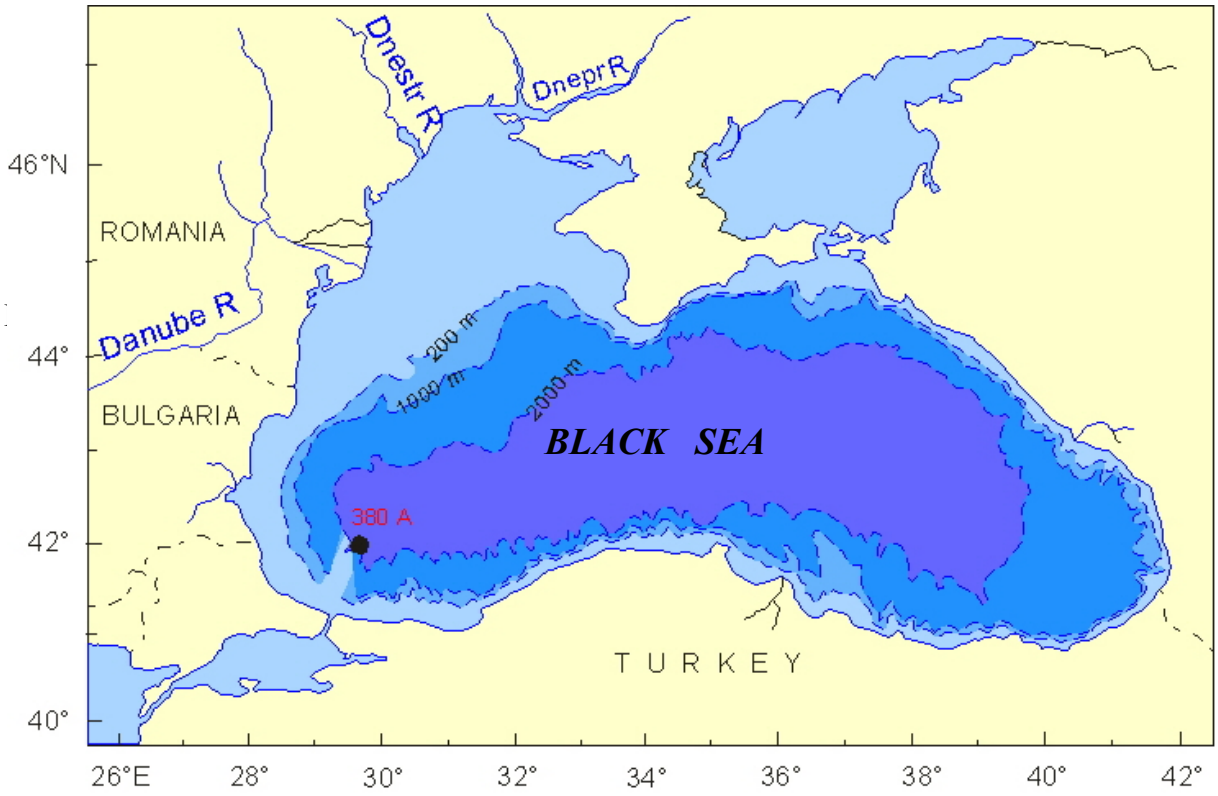


Fig. 1. Geographical location of DSDP Site 380A

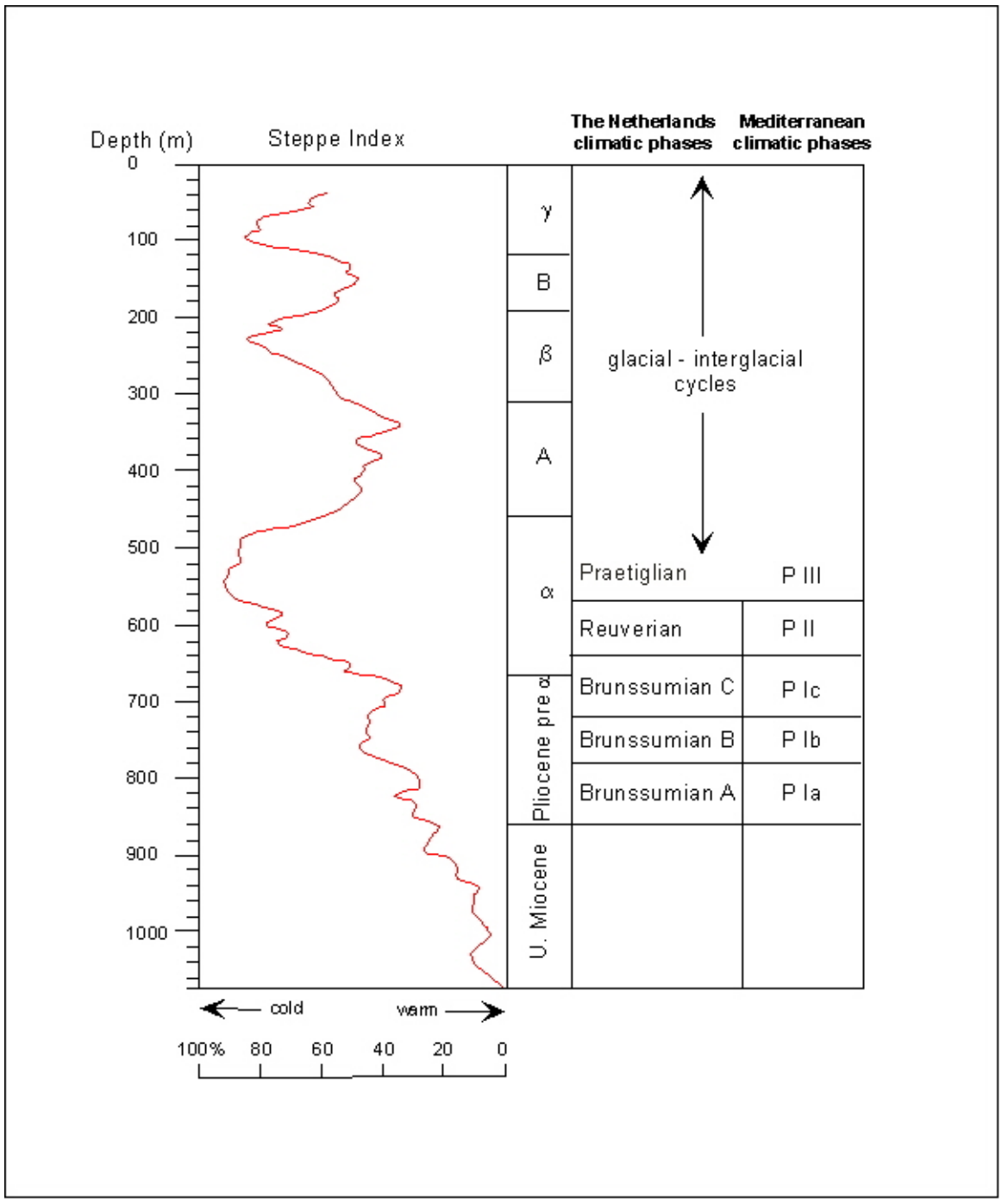


Fig. 2. “Steppe Index” curve elaborated by Traverse (1978) for the entire Site 380A section and the proposed climatic relationships with climatostratigraphies elaborated in The Netherlands (Zagwijn, 1960) and in the northwestern Mediterranean region (Suc, 1984).

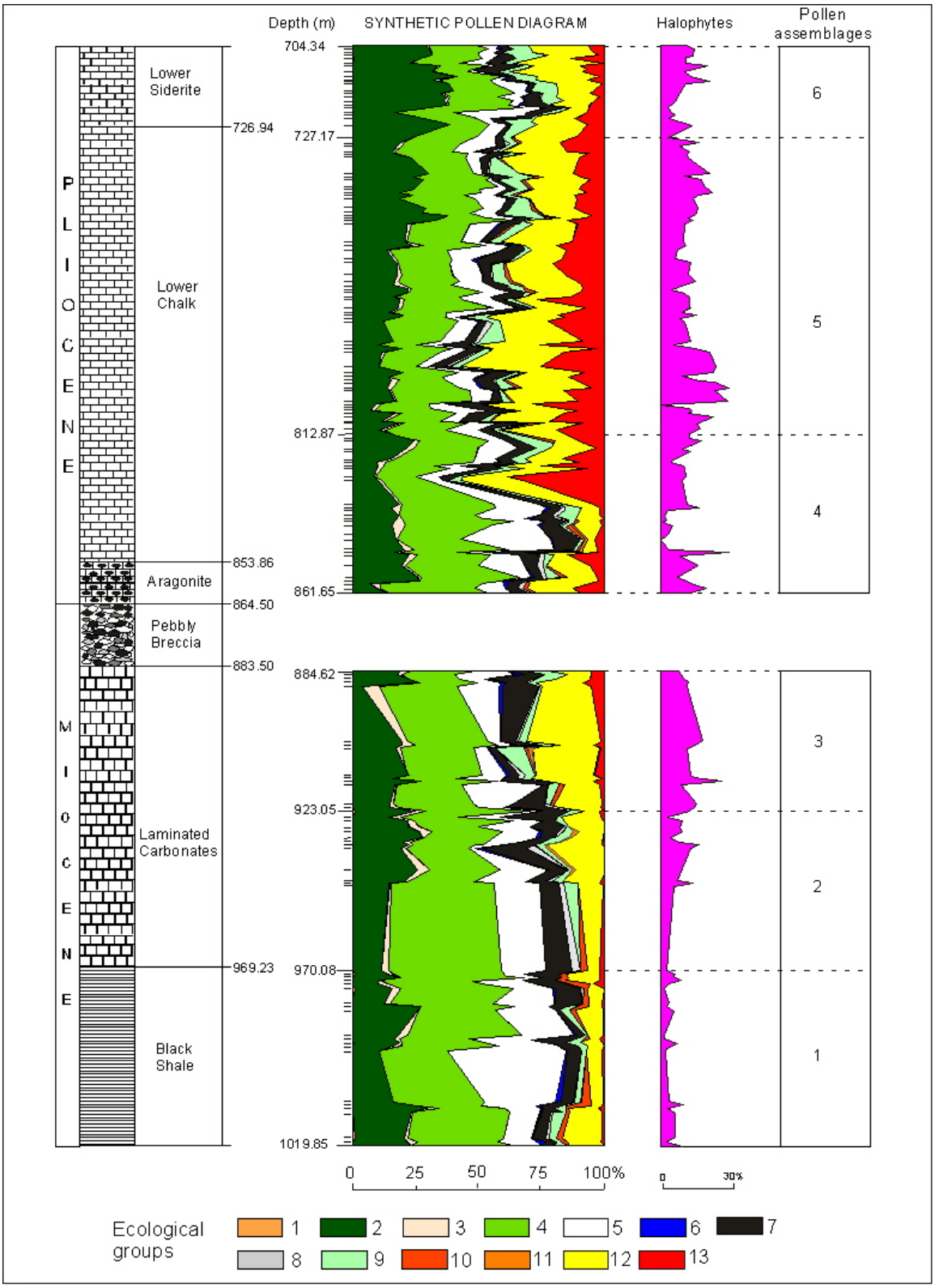


Fig. 3. Lithology and new synthetic pollen diagram realised in the lower part of Site 380A compared to Halophyte curve (percentages are calculated on the total amount of pollen grains), and the corresponding subdivisions in six pollen assemblages.

1, megathermic (= tropical) elements (*Avicennia*, *Amanoa*, *Fothergilla*, *Exbucklandia*, Euphorbiaceae, Sapindaceae, Loranthaceae, Arecaceae, Acanthaceae);
2, mega-mesothermic (= subtropical) elements (Taxodiaceae, *Engelhardia*, *Myrica*, Sapotaceae, *Castanea*-*Castanopsis* type, *Microtropis fallax*, *Distylium* cf. *sinensis*, Araliaceae, *Nyssa*, *Liriodendron*, etc.);
3, *Cathaya*;
4, mesothermic (= warm-temperate) elements (deciduous *Quercus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Carpinus*, *Juglans*, *J.* cf. *cathayensis*, *Celtis*, *Zekkova*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*, *Parrotia* cf. *persica*, *Liquidambar* cf. *orientalis*, *Alnus*, *Salix*, *Populus*, *Fraxinus*, *Buxus sempervirens* type, *Betula*, *Fagus*, *Ostrya*, *Parthenocissus* cf. *henryana*, *Hedera*, *Lonicera*, *Elaeagnus*, *Ilex*, *Tilia*, etc.);
5, *Pinus* and poorly preserved Pinaceae pollen grains;
6, mid-altitude trees (*Tsuga*, *Cedrus*);
7, high-altitude trees (*Abies*, *Picea*);
8, non significant pollen grains (undetermined ones, poorly preserved pollen grains, some cosmopolitan or large distribution elements as Rosaceae and Ranunculaceae);
9, Cupressaceae;
10, mediterranean xerophytes (*Quercus ilex* type, *Carpinus* cf. *orientalis*, *Olea*, *Phillyrea*, *Ligustrum*, *Pistacia*, *Ziziphus*);
11, a subdesertic element, *Lygeum*;
12, herbs (Poaceae, *Erodium*, *Geranium*, *Convolvulus*, Asteraceae Asteroideae, Asteraceae Cichorioideae, Lamiaceae, *Plantago*, *Euphorbia*, Brassicaceae, Apiaceae, *Knautia*, *Helianthemum*, *Rumex*, *Polygonum*, *Asphodelus*, Campanulaceae, Ericaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Plumbaginaceae, Cyperaceae, *Potamogeton*, *Sparganium*, *Typha*, Nympheaceae);
13, steppe elements (*Artemisia* and *Ephedra*).

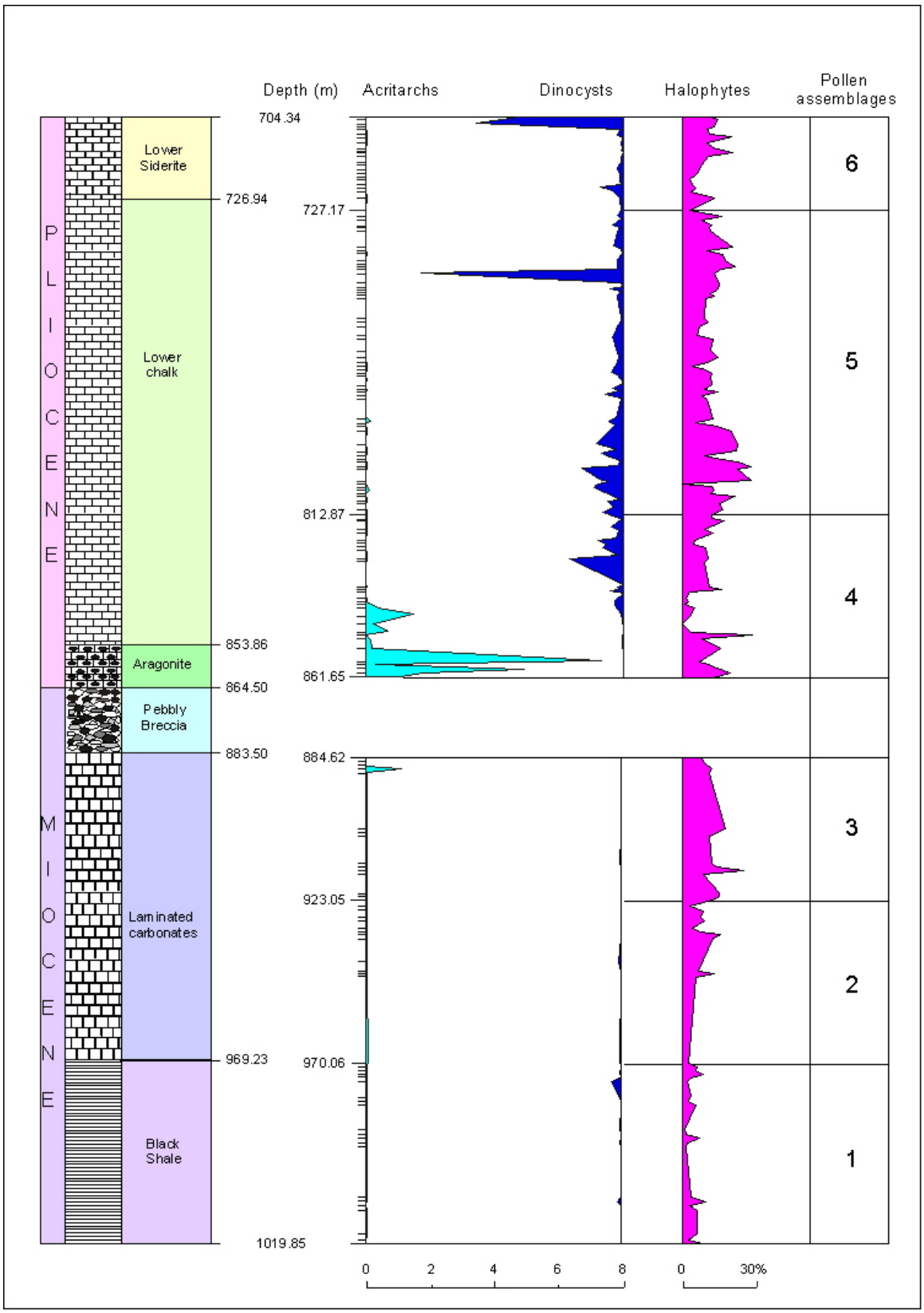


Fig. 4. Representation of dinocysts (ingrey) and acritarchs (in black) in the studied part of Site 380A. Their frequency, sometimes considerable, calculated in relation to the total number of pollen grains and compared to percentages of halophytes.

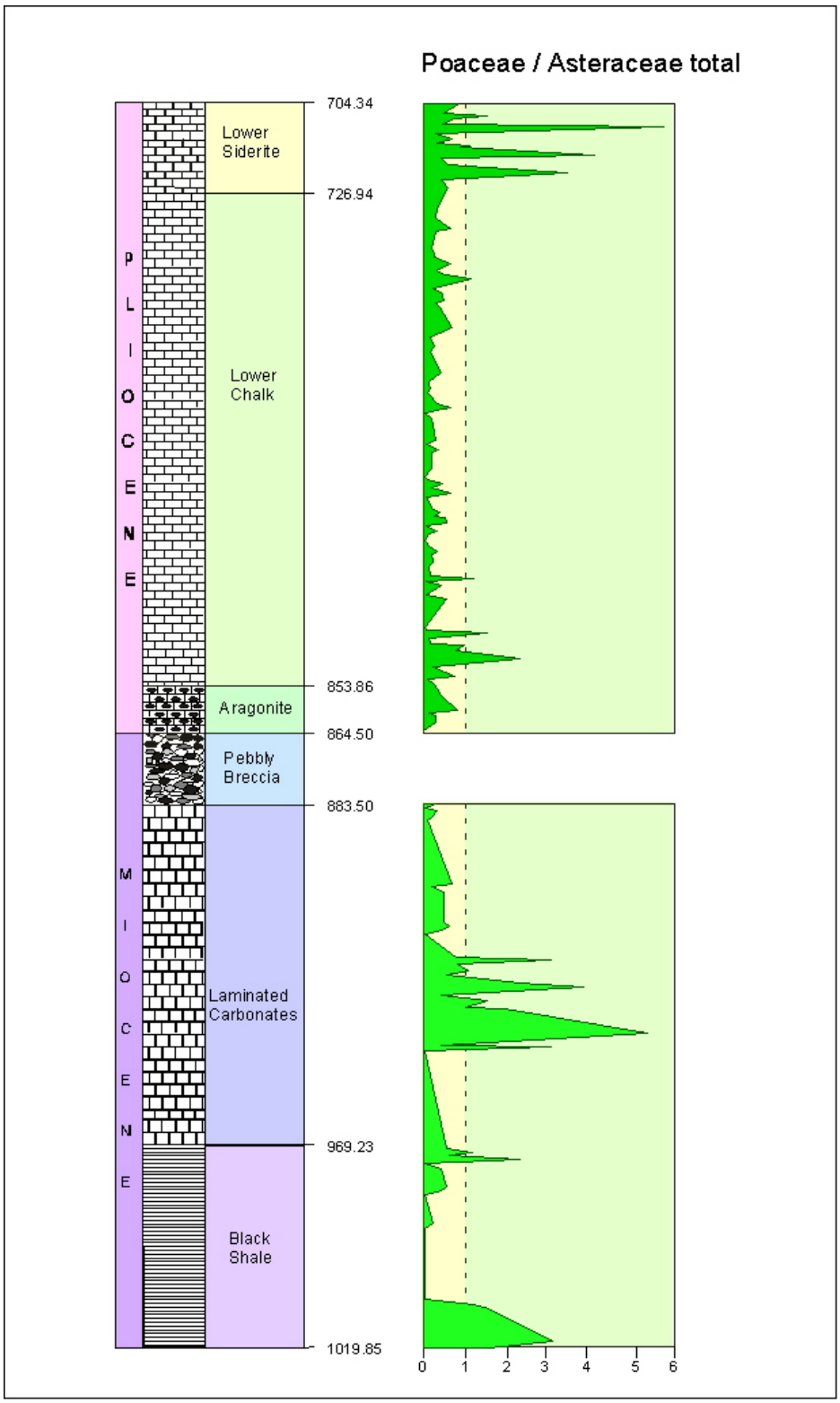


Fig. 5. Poaceae/Asteraceae total pollen grains ratio.
According to a modern transect from Northern Europe to Central Africa (Cour and Duzer, 1978), a Poaceae/ Asteraceae total ratio > 1 can be related to moister conditions, a Poaceae/Asteraceae total ratio < 1 can be related to drier conditions.

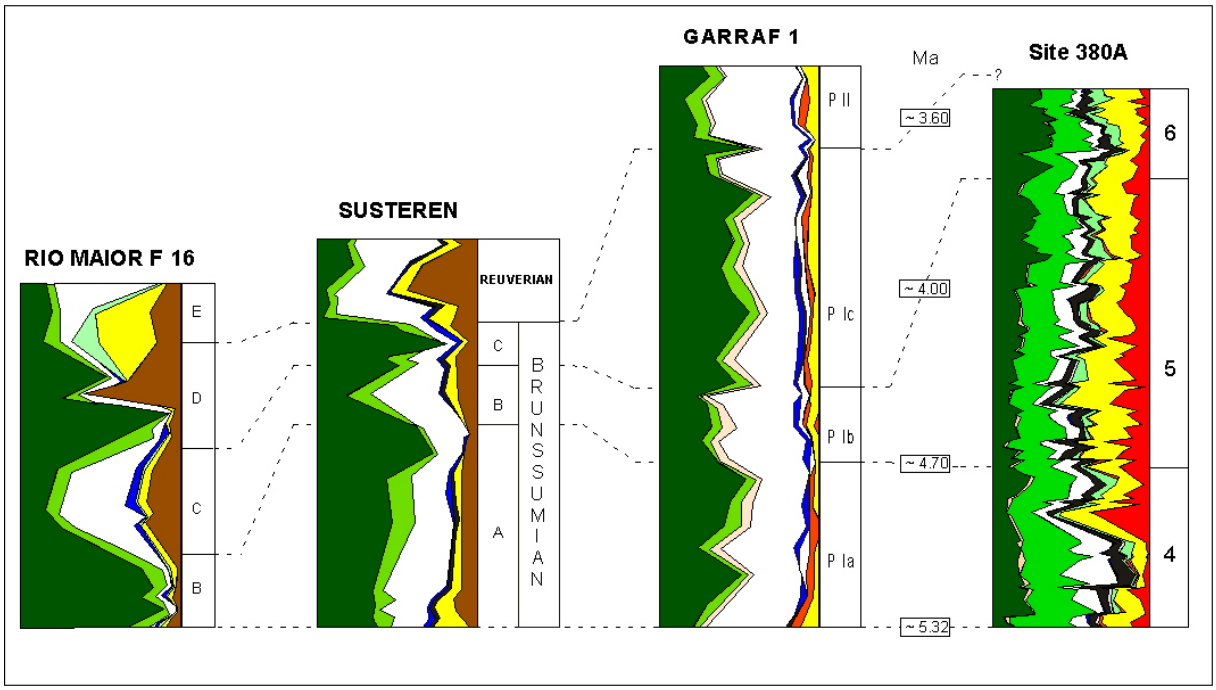


Fig. 6. Climatostratigraphic relationships between the Lower Pliocene reference pollen diagrams from Western Europe (Rio Maior F16, Portugal: Diniz, 1984; Susteren, The Netherlands: Zagwijn, 1960) and the northwestern Mediterranean region (Garraf 1, offshore Barcelona: Suc and Cravatte, 1982) and the Site 380A pollen diagram.
Respective pollen assemblages and/or climatic phases are indicated to the right of pollen diagrams. Ages in Ma are given for the Garraf 1 borehole with respect to planktonic foraminifer bio- and chronostratigraphy (Cita *et al*., 1999) and by comparison with the reference isotopic curve (Shackleton *et al*., 1995) (see Fig. 8).
Ecological groups: the same as in Figure 4, Ericaceae excepted (abundant in the Atlantic side localities, Rio Maior F16 and Susteren) which are illustrated to the right of herbs (in horizontal hatching).

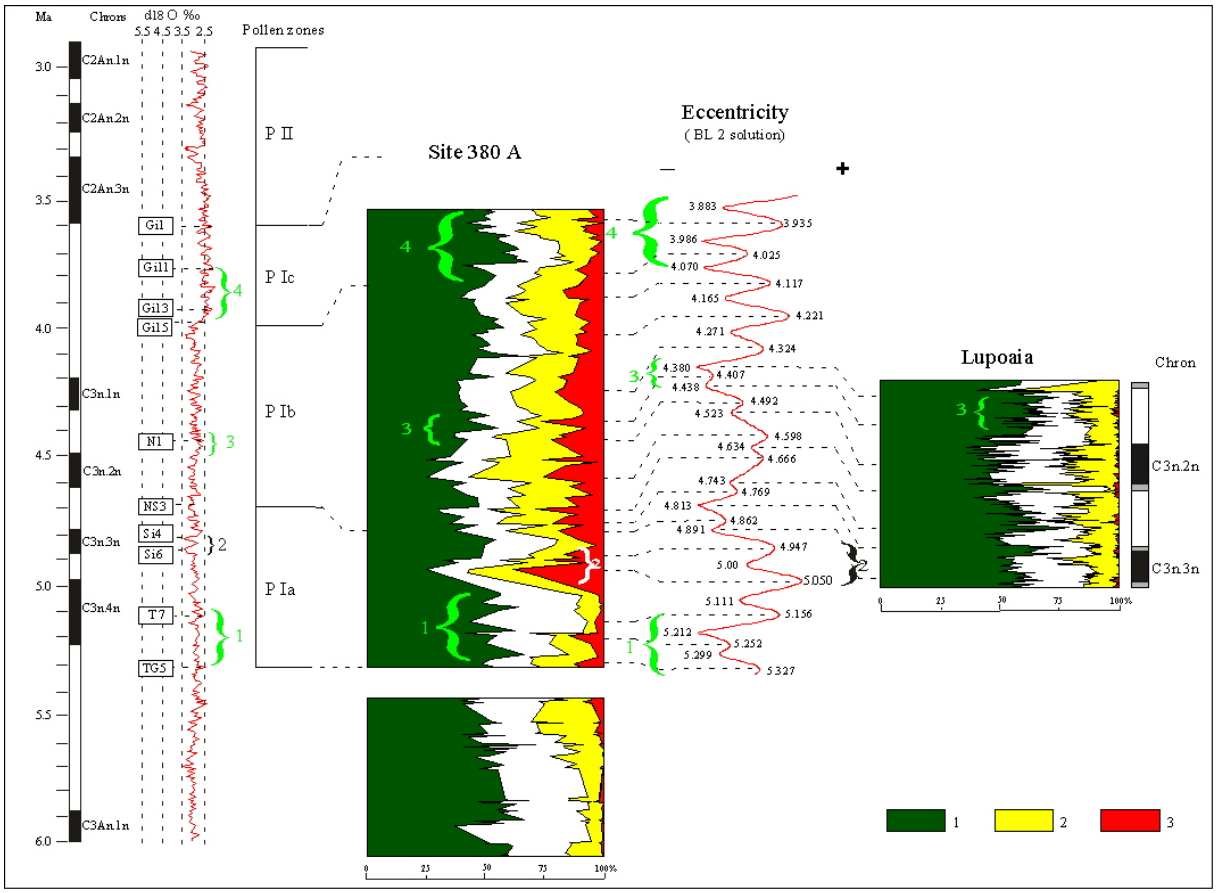


Fig. 7. High-resolution proposed relationships between the reference $\delta^{18}O$ curve with location of some important isotopic stages (Shackleton *et al*., 1995), Site 380A and the Lupoaia section with respect to eccentricity curve (BL2 solution: Loutre and Berger, 1993). The most relevant isotopic stages are pointed. The four large-scale climatic phases considered as highly significant are indicated in front of braces.

Pollen groups: 1, Thermophilous elements (= mega- plus mega-meso- plus mesotherm plants); 2, Herbs; 3, Steppe elements.

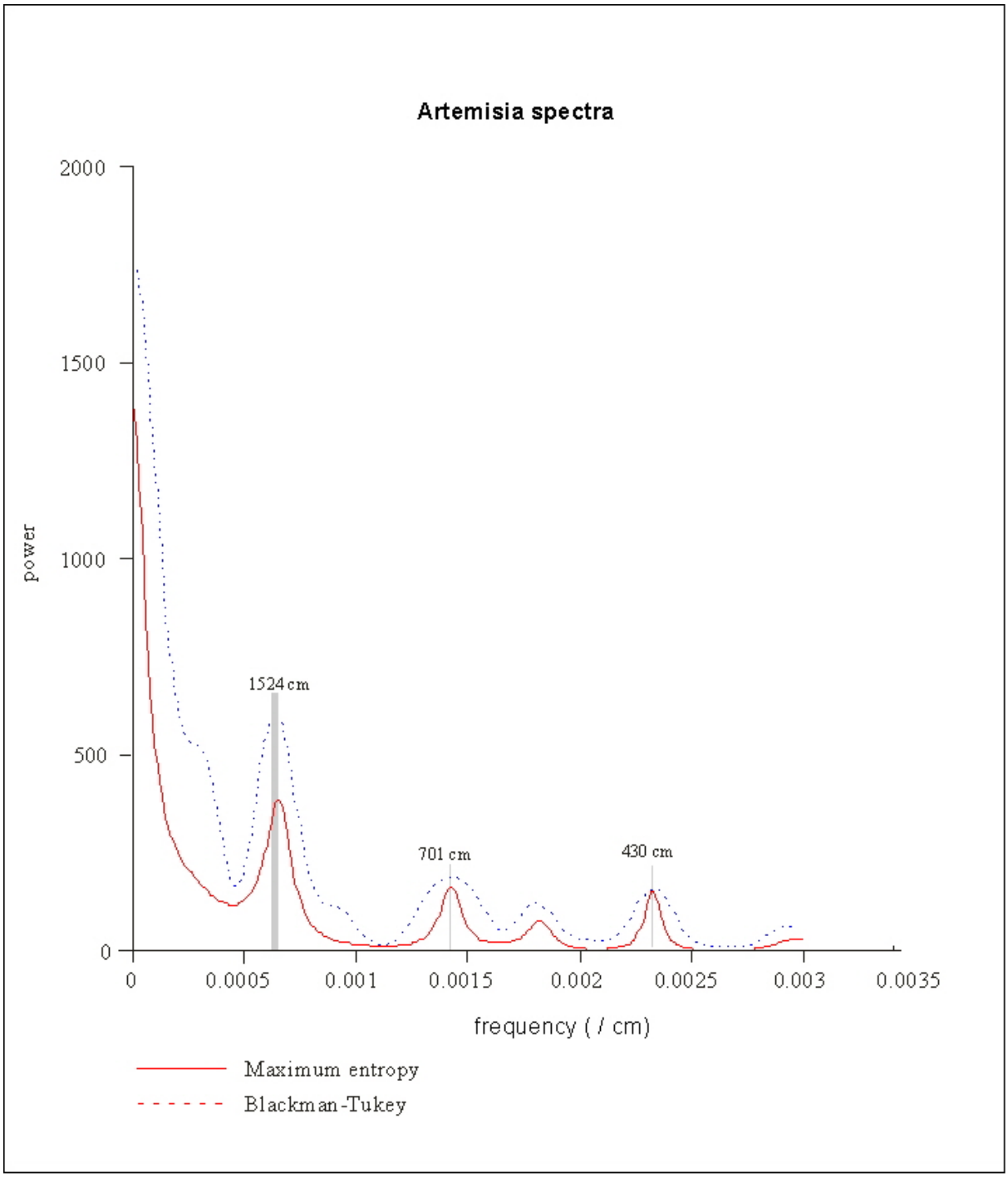


Fig. 8. Spectral analysis based on *Artemisia* amounts from the studied interval in Site 380A (Analyseries Program: Paillard *et al*., 1996).

FLORE ET VEGETATION.

Les sites analysés ont révélé une flore pollinique riche, composée de 177 taxons, représentant 87 familles et 127 genres.

La liste floristique de l'ensemble, donnée ci-dessous, est organisée selon l'ordre alphabétique des familles ou des genres. Le type biologique de chaque taxon est précisé (A = arbre ; a = arbuste, L = liane ; H = herbe).

Famille	Genre et espèce	A	a	L	H
Acanthaceae	*sp.*				
Aceraceae	*Acer*	*			
Agavaceae	*Nolina*	*		*	
Amaranthaceae-Chenopodiaceae	*sp.*				*
Anacardiaceae	*sp.*			*	
	Pistacia	*			
	Rhus	*	*		
Apiaceae	*sp.*	*			*
Aquifoliaceae	*Ilex*	*			
	Ilex type *aquifolium*	*			
	Ilex type *floribunda*	*			
Araliaceae	*sp.*				
	Hedera			*	
	Hedera helix			*	
Araucariaceae	*sp.*	*			
Arecaceae	*sp.*	*			
Asclepidaceae	*Periploca*				
Asteraceae-Asteroideae	*sp.*				*
	Ambrosia				*
	Artemisia				*
	Centaurea				*
	Echinops				*
Asteraceae- Cichoroideae	*sp.*				*
Betulaceae	*Alnus*	*			
	Betula	*			
Boraginaceae	*sp.*				*
Brassicaceae	*sp.*				*
Butomaceae	*Butomus*				*
Buxaceae	type *Pachysandra*	*			
	Buxus sempervirens	*			
Caesalpiniaceae	*Ceratonia*				
Campanulaceae	*sp.*				*
Cannabaceae	*sp.*				*

	Cannabis			*
Caprifoliaceae	*Lonicera*		*	
	Sambucus		*	
	Viburnum		*	
Caryophyllaceae	*sp.*			*
Celastraceae	*sp.*	*		
	Microtropis fallax	*		
Cistaceae	*Helianthemum*			*
	Cistus		*	
Convolvulaceae	*Convolvulus*			*
Corylaceae	*Carpinus*	*		
	Carpinus cf. *betulus*	*		
	Carpinus cf. *orientalis*	*		
	Ostrya	*		
Cupressaceae	*sp.*			*
Cyperaceae	*sp.*			*
Cyrillaceae-Clethraceae	*sp.*			*
Dipsacaceae	*Knautia*			*
	Scabiosa			*
Elaeagnaceae	*sp.*			
	Elaeagnus	*		
Ephedraceae	*Ephedra*			*
Ericaceae	*sp.*		*	*
Euphorbiaceae	*sp.*	*		
	sp.			*
	Amanoa	*		
	Euphorbia			*
	Mercurialis			*
	Ricinus		*	
Fabaceae	*sp.*			*
Fagaceae	*Quercus* (espèces décidues)	*		
	Quercus type *ilex -coccifera*	*		
	Fagus	*		
	type *Castanea- Castanopsis*	*		
Gentianaceae	*sp.*			*
Geraniaceae	*Erodium*			*
	Geranium			*
Haloragaceae	*Myriophyllum*			*
Hamamelidaceae	*sp.*	*		
	Distylium	*		
	Distylium cf. *chinensis*	*		
	Exbucklandia	*		
	Fothergilla	*		
	Liquidambar	*		
	Liquidambar cf. *orientalis*	*		
	Loropetalum	*		
	Parrotia cf. *persica*	*		
	Parrotiopsis cf. *jaquemontiana*	*		
Juglandaceae	*Carya*	*		
	Engelhardia	*		

	Juglans	*		
	Juglans cf. *cathayensis*	*		
	Pterocarya	*		
Lamiceae	*sp.*		*	
	Phlomis fruticosa		*	*
Leeaceae	*Leea*	*		
Liliaceae (s.l.)	*sp.*			
	Asphodelus			*
Linaceae	*Linum*			*
Loranthaceae	***sp.***	*		
Lythraceae	***Decodon***	*		
Magnoliaceae	*Liriodendron*	*		
	Magnolia	*		
Malvaceae	*sp.*			*
Meliaceae	*sp.*	*		
Menispermaceae	*sp.*	*		
Mimosaceae	*sp.*			
	type *Entada*	*		
	Prosopis	*		
Myricaceae	*Myrica*	*		
Nympheaceae	*sp.*			*
	Nymphaea			*
	Nuphar			*
Nyssaceae	*Nyssa*	*		
	Nyssa cf. *aquatica*	*		
	Nyssa cf. *sinensis*	*		
Oenotheraceae	*sp.*			*
	Circaea			*
Oleaceae	*sp.*			
	Fraxinus	*		
	Ligustrum	*		
	Olea	*		
	Phillyrea	*	*	
Osmundaceae	*Osmunda*			*
Papillionideae (Fabaceae)	*sp.*			*
Pinaceae	*Abies*	*		
	Cathaya	*		
	Cedrus	*		
	Keteleeria	*		
	Picea	*		
	Pinus type diplostellé	*		
	Pinus type haplostellé	*		
	Tsuga type *diversifolia*	*		
	Tsuga	*		
Plataginaceae	*Plantago*			*
	Plantago type *major*			*
Platanaceae	*Platanus*	*		
Plumbaginaceae	*sp.*			*
Poaceaea	*sp.*			*
	Lygeum			*
Polygonaceae	*sp.*			*

	Polygonum				*
	Polygonum type *aviculare*				*
	Polygonum type *lapathifolium*				*
	Rumex				*
Potamogetonaceae	*Aponogeton*				*
	Potamogeton				*
Ranunculaceae	*sp.*				*
	Thalictrum				*
Restionaceae	*sp.*				*
	Restio				*
Rhamnaceae	*Ziziphus*				*
Rosaceaea	*sp.*				
	type *Sanguisorba*		*		
Rubiaceaea	*Cephalanthus*		*		
Rutaceae	*sp.*				
Salicaceae	*Populus*	*			
	Salix	*			
Sapindaceae	*sp.*	*			
Sapotaceae	*sp.*	*			
Schizeaceae	*sp.*				*
Sparganiaceae	*Sparganium*				*
Symplocaceae	*Symplocos*	*			
Taxodiaceae	*sp.*	*			
	type *Taxodium*	*			
	type *Sequoia*	*			
	Sciadopitys	*			
Tamaricaceae	*Tamarix*	*			
Thymelaeceae	*sp.*		*		*
Tiliaceae	*sp.*	*			
	Tilia	*			
Typhaceae	*Typha*				*
Trapaceae	*Trapa*				*
	Trapa natans				*
Ulmaceae	*Celtis*	*			
	Ulmus	*			
	Zelkova	*			
	type *Ulmus-Zelkova*	*			
Utriculariaceae	*Utricularia*				*
Verbenaceae	*Avicennia*	*			
Vitaceae	*Parthenocissus*			*	
	Parthenocissus cf. *henriana*			*	
	Vitis			*	

1. Diversité floristique.

Après cet inventaire général, voyons d'une part quelle était la flore pollinique du Pliocène inférieur du bassin Dacique, d'autre part quelle était celle des rives méridionales de la mer Noire au Miocène terminal et au Pliocène inférieur. Les taxons subsistant encore dans

chacune des régions concernées sont indiqués en rouge. Pour ce qui concerne le bassin Dacique, les taxons surlignés en jaune sont aussi présents dans les macroflores pliocènes (Ticleanu, 1996).

Bassin Dacique.

Aceraceae	*Acer*
Agavaceae	*Nolina*
Amaranthaceae-Chenopodiaceae	*sp.*
Anacardiaceae	*sp.*
	Pistacia
	Rhus
Aquifoliaceae	*Ilex*
	Ilex type *aquifolium*
	Ilex type *floribunda*
Araliaceae	*sp.*
	Hedera
	Hedera helix
Arecaceae	*sp.*
Asclepiadaceae	*Periploca*
Asteraceae Asteroideae	*sp.*
	Ambrosia
	Artemisia
	Centaurea
	Echinops
Asteraceae Cichorioideae	*sp.*
Betulaceae	*Alnus*
	Betula
Boraginaceae	*sp.*
Brassicaceae	*sp.*
Butomaceae	*Butomus*
Buxaceae	*Buxus sempervirens*
	type *Pachysandra*
Caesalpiniaceae	*Ceratonia*
Cannabaceae	*sp.*
	Cannabis
Caprifoliaceae	*Lonicera*
	Sambucus
	Viburnum
Caryophyllaceae	*sp.*
Celastraceae	*Microtropis fallax*
Cistaceae	*Cistus*
Convolvulaceae	*Convolvulus*
Corylaceae	*Carpinus*
	Carpinus cf. *betulus*
	Carpinus cf. *orientalis*
	Ostrya
Cupressaceae	*sp.*
Cyperaceae	*sp.*
Cyrillaceae-Clethraceae	*sp.*
Dipsacaceae	*Scabiosa*
Ephedraceae	*Ephedra*

Ericaceae	*sp.*
Euphorbiaceae	*sp.*
	Amanoa
	Euphorbia
	Mercurialis
Fagaceae	*Quercus* (espèces décidues)
	Quercus type *ilex-coccifera*
	Fagus
Geraniaceae	*Erodium*
	Geranium
Haloragaceae	*Myriophyllum*
Hamamelidaceae	*sp.*
	Distylium
	Distylium cf. *chinensis*
	Fothergilla
	Liquidambar
	Liquidambar cf. *orientalis*
	Loropetalum
	Parrotia cf. *persica*
	Parrotiopsis cf. *jacquemontiana*
Juglandaceae	*Carya*
	Engelhardia
	Juglans
	Juglans cf. *cathayensis*
	Pterocarya
Lamiaceae	*sp.*
	Phlomis fruticosa
Leeaceae	*Leea*
Liliaceae	*Asphodelus*
Linaceae	*Linum*
Lythraceae	*Decodon*
Loranthaceae	*sp.*
Magnoliaceae	*Liriodendron*
	Magnolia
Malvaceae	*sp.*
Meliaceae	*sp.*
Mimosaceae	*sp.*
	type *Entada*
	Prosopis
Myricaceae	*Myrica*
Nymphaeaceae	*Nuphar*
	Nymphaea
Nyssaceae	*Nyssa*
	Nyssa cf. *aquatica*
	Nyssa cf. *sinensis*
Oenotheraceae	*sp.*
	Circeae
Oleaceae	*sp.*
	Fraxinus
	Ligustrum
	Olea
	Phillyrea

Osmundaceae	*Osmunda*
Pinaceae	*Abies*
	Cathaya
	Cedrus
	Keteleeria
	Picea
	Pinus type diplostellé
	Pinus type haplostellé
	Pinus type haploxylon
	Tsuga
	Tsuga type *diversifolia*
Plantaginaceae	*Plantago*
	Plantago type *major*
Platanaceae	*Platanus*
Plumbaginaceae	*sp.*
Poaceae	*sp.*
Polygonaceae	*Polygonum*
	Polygonum type *aviculare*
	Polygonum type *lapathifolium*
Potamogetonaceae	*Aponogeton*
	Potamogeton
Ranunculaceae	*sp.*
	Thalictrum
Restionaceae	*sp.*
	Restio
Rosaceae	*sp.*
	type *Sanguisorba*
Rubiaceae	*Cephalanthus*
Rutaceae	*sp.*
Salicaceae	*Populus*
	Salix
Sapindaceae	*sp.*
Sapotaceae	*sp.*
Schizeaceae	*sp.*
Sparganiaceae	*Sparganium*
Taxodiaceae	*sp.*
	Sciadopitys
	type *Sequoia*
	type *Taxodium* (*Glyptostrobus*)
Tamaricaceae	*Tamarix*
Thymeleaceae	*sp.*
Tiliaceae	*sp.*
	Tilia
Typhaceae	*Typha*
Trapaceae	*Trapa natans*
Ulmaceae	*Celtis*
	Ulmus
	Zelkova
	type *Ulmus-Zelkova*
Utriculariaceae	*Utricularia*
Vitaceae	*Parthenocissus*
	Parthenocissus cf. *henryana*

Vitis

Rives méridionales de la mer Noire.

Acanthaceae	*sp.*
Aceraceae	*sp.*
Amaranthaceae-Chenopodiaceae	*sp.*
Anacardiaceae	*sp.*
	Pistacia
Apiaceae	sp.
Araliaceae	*sp.*
	Hedera
Araucariaceae	*sp.*
Arecaceae	*sp.*
Asteraceae Asteroideae	*sp.*
	Artemisia
	Echinops
	Centaurea
Asteraceae Cichorioideae	*sp.*
Betulaceae	*Alnus*
	Betula
Brassicaceae	*sp.*
Buxaceae	*Buxus* type *sempervirens*
Campanulaceae	*sp.*
Cannabaceae	*Cannabis*
Caprifoliaceae	*Lonicera*
	Sambucus
Caryophyllaceae	*sp.*
Celastraceae	*Microtropis fallax*
Cistaceae	*Helianthemum*
Corylaceae	*Carpinus*
	Carpinus cf. *betulus*
	Carpinus cf. *orientalis*
	Ostrya
Convolvulaceae	*Convolvulus*
Cyperaceae	*sp.*
Dipsacaceae	*Knautia*
Elaeagnaceae	*Elaeagnus*
Ephedraceae	*Ephedra*
Ericaceae	*sp.*
Euphorbiaceae	*sp*
	Amanoa.
	Euphorobia
	Ricinus
Fabaceae	*sp.*
	Papillionideae *sp.*
Fagaceae	*Quercus* (espèces décidues)
	Quercus type *ilex-coccifera* (espèces sempervirentes)
	Fagus
	type *Castanea*-*Castanopsis*

Gentianaceae	*sp.*
Geraniaceae	*Erodium*
	Geranium
Hamamelidaceae	*Distylium* cf. *chinensis*
	Exbucklandia
	Fothergilla
	Liquidambar
	Liquidambar cf. *orientalis*
	Parrotia cf. *persica*
Juglandaceae	*Carya*
	Engelhardia
	Juglans
	Juglans cf. *cathayensis*
	Pterocarya
Lamiaceae	*sp.*
Liliaceae *s.l.*	*sp.*
	Asphodelus
Loranthaceae	*sp.*
Magnoliaceae	*Liriodendron*
	Magnolia
Menispermaceae	*sp.*
Mimosaceae	*sp.*
Myricaceae	*Myrica*
Nymphaeaceae	*Nymphaea*
Nyssaceae	*Nyssa*
Oleaceae	*Fraxinus*
	Olea
	Phillyrea
Plantaginaceae	*Plantago*
Plumbaginaceae	*sp.*
Pinaceae	*Abies*
	Cathaya
	Cedrus
	Keteleeria
	Picea
	Pinus type diplostellé
	Tsuga
Poaceae	sp.
	Lygeum
Polygonaceae	*Polygonum*
	Polygonum type *aviculare*
	Polygonum type *lapathifolium*
	Rumex
Potamogetonaceae	*Potamogeton*
Ranunculaceae	*sp.*
Rhamnaceae	*Ziziphus*
Rosaceae	*sp.*
Rubiaceae	*Cephalanthus*
Salicaceae	*Populus*
	Salix
Sapotaceae	*sp.*
Sparganiaceae	*Sparganium*

Symplocaceae	*Symplocos*
Taxodiaceae	*sp.*
	Sciadopitys
	type *Sequoia*
	type *Taxodium*
Tiliaceae	*Tilia*
Typhaceae	*Typha*
Ulmaceae	*Celtis*
	Ulmus
	Zelkova
Verbenaceae	*Avicennia*
Vitaceae	*Parthenocissus* cf. *henryana*

Une comparaison avec la flore actuelle révèle un bon nombre de taxons qui existent toujours actuellement dans les deux régions considérées. Ce nombre est toutefois supérieur sur les rives méridionales de la mer Noire que dans le bassin Dacique. Ceci s'explique aisément :

- le domaine Pontique sert aujourd'hui de refuge à un certain nombre de taxons thermophiles comme *Liquidambar*, *Pterocarya*, *Zelkova*, *Parrotia persica* ; il abrite en outre de façon privilégiée quelques taxons comme *Platanus*, *Ostrya* ou *Carpinus orientalis* ;
- la végétation pontique est une mosaïque de milieux (forêts supraméditerranéennes, peuplements méditerranéens, groupements d'altitude, formations présteppiques et steppiques d'Anatolie centrale : Zohary, 1973 ; Quézel et Barbéro, 1985) qui avaient déjà leur reflet au Pliocène vue la composition des spectres polliniques du Site 380A.

Une comparaison est possible avec les macroflores (feuilles, fruits, graines et bois) seulement pour le bassin Dacique (Ticleanu, 1996). Elle révèle de grandes similarités chez les éléments subtropicaux et les éléments tempérés. Les deux approches se complètent au niveau des informations que l'on en tire, elles sont aussi le fruit d'une collaboration. Par exemple, les macrorestes végétaux permettent de déterminer avec plus de détail certains taxons : c'est le cas de *Glyptostrobus* nettement identifié comme la Taxodiaceae des marécages littoraux alors que le palynologue ne peut dépasser le niveau du type pollinique (type *Taxodium* dans cet exemple). De plus, les déterminations fines déjà effectuées sur des macrorestes ont permis de montrer la présence d'une Rubiaceae palustre, *Cephalanthus*. Les palynologues avaient repéré une Rubiaceae (qui était dénommée "type *Nauclea*") dont le pollen était abondant dans certains niveaux ligniteux. L'examen comparatif au microscope électronique à balayage du pollen actuel de *Nauclea*, de celui de diverses espèces de *Cephalanthus* (Pl. 2, Fig. 7 à 9), et

des grains fossiles (Pl. 2, Fig. 10 à 12) provenant de Husnicioara ont permis d'affirmer que nos fossiles appartenaient bien au genre *Cephalanthus*, et qu'ils étaient très proches de l'espèce *C. occidentalis*. Un autre exemple de complémentarité est donné par l'identification d'un pollen de *Juglans* comme *J. cathayensis* (Pl. 2, Fig. 1 à 6). Des feuilles attribuées à *J. barbui* sont susceptibles d'appartenir aussi à *J. cathayensis*. Cette espèce vit aujourd'hui en Chine dans des zones très humides, marécageuses (Wang, 1961). En contre partie, le palynologue a pu guider le paléobotaniste dans certaines déterminations: par exemple, le pollen de *Cathaya* est assez sûrement reconnaissable alors que son cône peut être confondu avec celui de *Tsuga*; il en est de même pour une Celastraceae, *Microtropis fallax* (pollen identifiable avec certitude au niveau de l'espèce), alors que le paléobotaniste ne dépasse pas le niveau de la famille ou du genre. Mais des interrogations subsistent comme au sujet de *Byttneriophyllum tiliaefolium* (une Sterculiaceae fossile assimilée à *Byttneria* dont les feuilles peuvent être parfois extrêmement abondantes, à Lupoaia par exemple). Par ailleurs dans la microflore aucun pollen n'a pu être attribué à une Sterculiaceae.

La flore méditerranéenne a perdu au cours du Néogène un nombre élevé de taxa. Le domaine est-méditerranéen est resté, pour les latitudes moyennes européennes, le sanctuaire relictuel de quelques espèces (*Platanus orientalis*, *Liquidambar orientalis*, *Aesculus hippocastanum*, *Parrotia persica*, *Pterocarya fraxinifolia*, *Carpinus orientalis*, *Fagus orientalis*, *Ostrya carpinifolia*, *Zelkova crenata*, etc.). Cette région (balkans et domaine pontique) a conservé une quantité très élevée d'espèces endémiques (Verlaque *et al*., 1997). Malgré l'hécatombe floristique sur laquelle nous allons revenir, la région méditerranéenne et, tout particulièrement, le domaine est-méditerranéen, se caractérisent aujourd'hui par une biodiversité floristique très élevée : on y trouve par exemple deux fois plus d'espèces ligneuses que dans les autres forêts européennes (Quézel *et al*., 1999). Pons *et al*. (1995) voient dans la diversité élevée qui caractérise aussi les herbacées méditerranéennes aujourd'hui le résultat des modifications climatiques du Plio-Pléistocène : l'apparition de la sécheresse estivale aurait entraîné le développement de nouveaux milieux végétaux plus ouverts favorables à la diversification des herbacées.

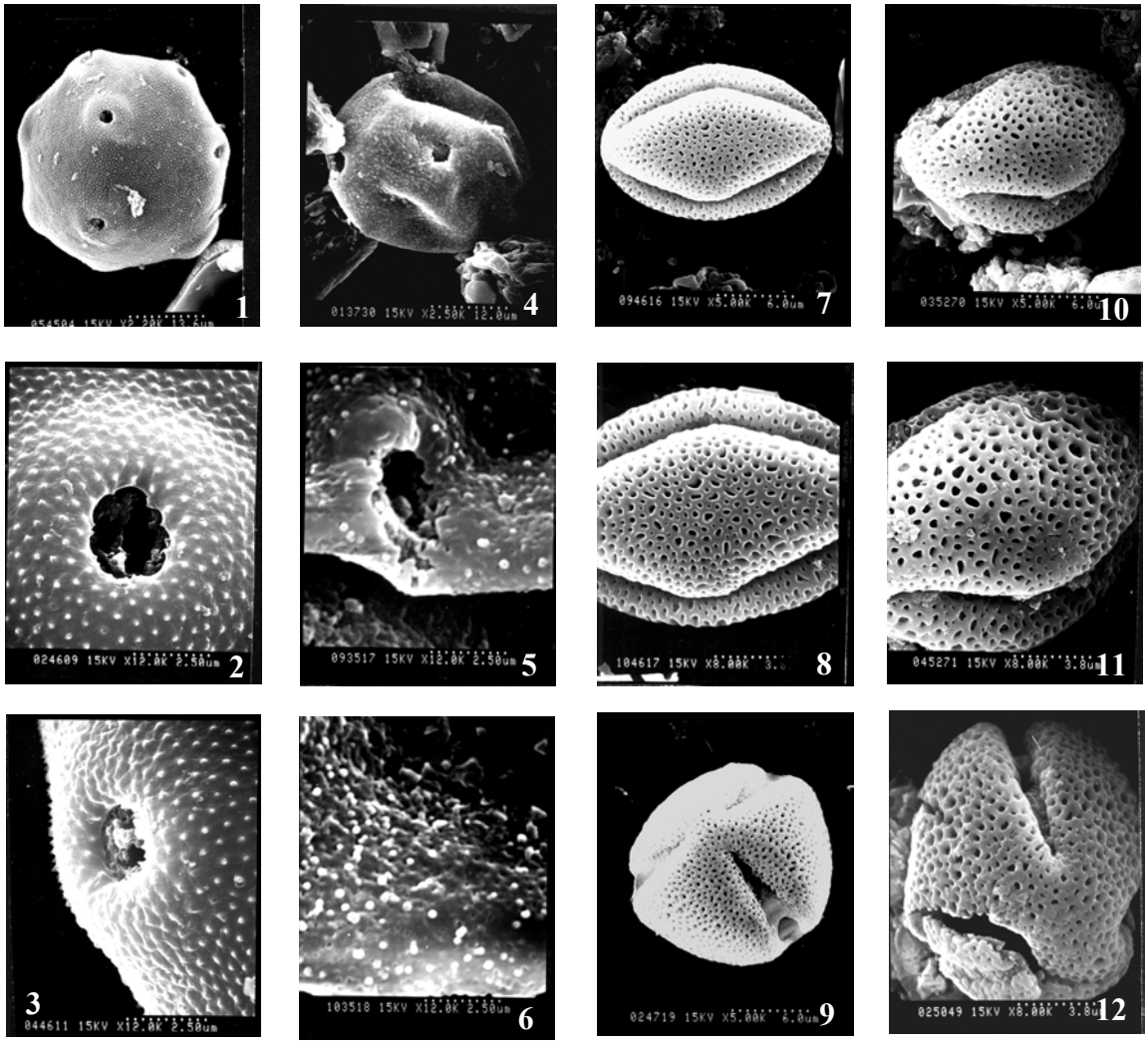


PLANCHE 2

1. *Juglans* cf. *cathayensis,* x 2200, Herbier Genève (actuel)
2. *Juglans* cf. *cathayensis,* x 12.000, Herbier Genève (actuel)
3. *Juglans* cf. *cathayensis,* x 12.000, Herbier Genève (actuel)
4. *Juglans* cf .*cathayensis,* x 2200, Husnicioara (fossile)
5. *Juglans* cf. *cathayensis,* x 12.000, Husnicioara (fossile)
6. *Juglans* cf. *cathayensis,* x 12.000, Husnicioara (fossile)
7. *Cephalanthus occidentalis,* x 5000, Herbier Montpellier (actuel)
8. *Cephalanthus occidentalis,* x 8000, Herbier Montpellier (actuel)
9. *Cephalanthus occidentalis,* x 5000, Herbier Montpellier (actuel)
10. *Cephalanthus occidentalis,* x 5000, Lupoaia (fossile)
11. *Cephalanthus occidentalis,* x 8000, Lupoaia (fossile)
12. *Cephalanthus occidentalis,* x 8000, Lupoaia (fossile)

Le **calendrier des extinctions** des éléments les plus thermophiles en région méditerranéenne est très révélateur de l'évolution des conditions climatiques (Suc, 1996). Ce travail le complète notablement (Fig. 41).

Les éléments mégathermes (tropicaux), incluant la mangrove à *Avicennia*, ont disparu du nord de la Méditerranée voici 14 Ma (Languedoc, Hongrie), du sud de la Méditerranée (Sicile, Maroc) il y a 5,6 Ma. Aujourd'hui, leurs vestiges les plus proches (mangrove à *Avicennia marina*) se situent en mer Rouge et dans le golfe Persique. Leur élimination s'est effectuée sous l'effet des refroidissements successifs venus des plus hautes latitudes. Ces éléments n'ont disparu de la région étudiée qu'au cours du Pliocène inférieur, c'est-à-dire entre 4,0 et 3,5 Ma [le pollen d'*Avicennia* est encore présent dans le Site 380A à la profondeur 781,63 m ; *Amanoa*, type *Pachysandra*, type *Entada*, Meliaceae, Mimosaceae, Sapindaceae, Tiliaceae et Euphorbiaceae (types polliniques tropicaux) sont encore sporadiquement rencontrés à Lupoaia ; d'autres encore comme des Acanthaceae et *Fothergilla* sont présents à Husnicioara]. Leur maintien assez tardif dans le bassin Dacique peut s'expliquer, en dépit des premiers refroidissements agissant du Nord vers le Sud, par le renforcement périodique de l'influence de la mousson asiatique dans ce secteur (Popescu *et al*., soumis : inséré).

Les éléments méga-mésothermes (subtropicaux) ont disparu à des moments divers de la province méditerranéenne : vers 3,6 Ma du sud-est de la France (installation du double rythme saisonnier à hivers frais et sécheresse estivale) et en Afrique du Nord (renforcement de l'influence du désert du Sahara) ; vers 2,6 Ma en Catalogne (versant sud des Pyrénées plus arrosé que le versant nord) et au Portugal (province atlantique plus humide) ; postérieurement à 1,3 Ma en Calabre (grâce à la présence de reliefs élevés au voisinage immédiat de la mer). A 3,5 Ma, le pollen de certains de ces éléments (Taxodiaceae, *Engelhardia*, Sapotaceae, *Distylium*, Arecaceae, *Nyssa* cf. *sinensis*, *Parthenocissus* cf. *henryana*) est toujours abondant dans les dépôts de la région Pontique et du bassin Dacique. Les Taxodiaceae n'auraient disparu qu'au cours du Pléistocène moyen sur les rives de la mer Caspienne (Mamatsashvili, 1975). C'est dans les remontées vers les latitudes moyennes des masses d'air tropicales humides (moussons) de part et d'autre de l'Afrique qu'il faut également trouver l'explication de ce calendrier d'extinctions différentielles. En effet, les derniers témoins de ces flores méga-mésothermes à proximité de la région méditerranéenne se trouvent aux îles Canaries et au Maroc méridional (une Lauraceae, *Laurus azorica* ; une Sapotaceae, *Argania*).

Les éléments les plus thermophiles et réclamant le plus d'humidité parmi les taxa mésothermes (*Carya*, *Eucommia*, *Cathaya*, *Pterocarya*, *Zelkova*, *Parrotia*, *Liquidambar*) ont

disparu (avec *Cedrus*) vers 1 Ma du sud-est de la France mais bien plus récemment de la région de Rome (*Cedrus*, *Pterocarya* et *Zelkova* y existaient au début du Würm : Follieri *et al*., 1988). Plusieurs d'entre eux vivent toujours en domaine Pontique (*Pterocarya*, *Parrotia*, *Liquidambar*, *Zelkova*) ou en Méditerranée méridionale, centrale ou orientale (*Zelkova* en Sicile, en Crète et à Chypre ; *Cedrus* dans le Rif et l'Atlas marocains, en Algérie et au Liban).

En résumé, l'élimination des éléments thermophiles de la province méditerranéenne *s.l.* peut se comprendre ainsi. Le facteur prédominant fut la baisse des températures qui s'est effectuée progressivement du Nord vers le Sud (avec l'apparition d'hivers plus froids). Simultanément, le renforcement de la sécheresse sur la saison devenue la plus chaude (l'été) a été la cause essentielle des extinctions les plus méridionales (influence du désert du Sahara).

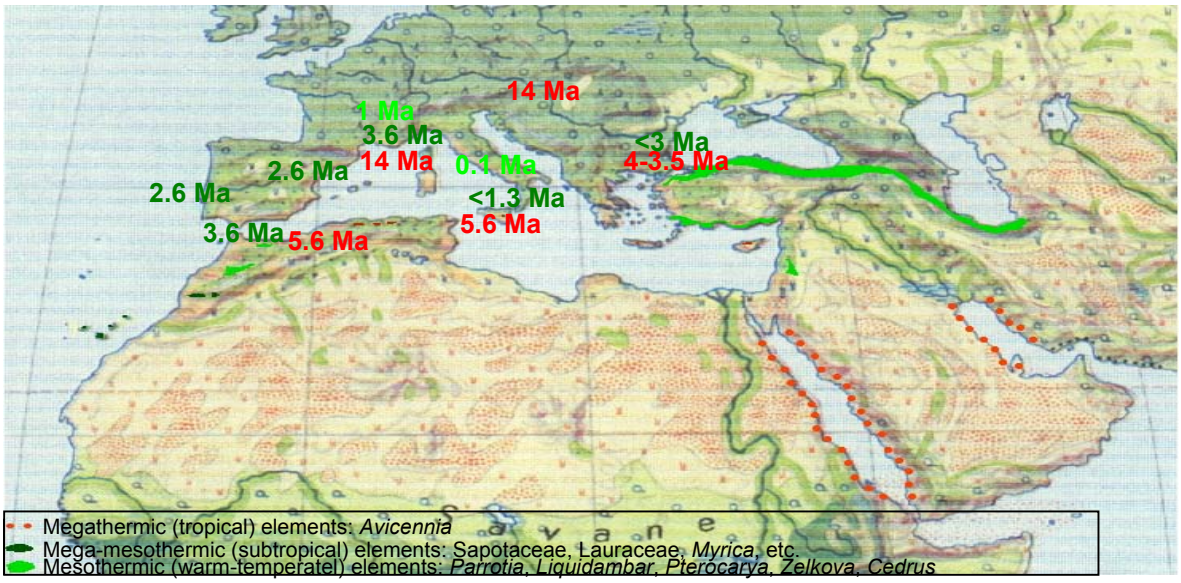


Fig. 41. Distribution actuelle des végétaux reliques mégathermes (tropicaux), méga-mésothermes (subtropicaux) et de quelques éléments mésothermes (tempérés-chauds) au voisinage du domaine méditerranéen. Les âges indiquent leur dernière présence en Europe sud-occidentale.

Le désert fut une barrière infranchissable pour les végétaux. Elle est venue s'ajouter aux autres barrières géographiques d'orientation Est-Ouest (montagnes : Pyrénées, Alpes *p.p.*, Carpathes, Caucase ; mer Méditerranée) qui ont favorisé les extinctions en empêchant tout retour vers le Nord lors des phases climatiques plus clémentes (Suc, 1996). L'existence de ce double gradient Nord-Sud européen dès le Pliocène (températures diminuant du Nord vers le Sud, xéricité augmentant du Nord vers le Sud) a été confirmée par les quantifications climatiques réalisées par Fauquette *et al*. (1999). Ainsi, l'histoire floristique européenne a-t-elle été entièrement différente de celle de l'Amérique du Nord (à des latitudes comparables) où les plantes thermophiles ont pu reconquérir les espaces septentrionaux lors de chaque réchauffement (les barrières y sont orientées essentiellement Nord-Sud). D'où l'existence

actuelle des éléments tropicaux et subtropicaux non seulement au Mexique, en Floride, en Californie, mais aussi plus au Nord jusqu'en Virginie (*Liriodendron*, *Hamamelis*, *Carya*, etc.). Seuls quelques vestiges de ces végétaux ont pu persister au voisinage de la région méditerranéenne suffisamment au Sud vis à vis du facteur limitant thermique, mais à l'est et à l'ouest du désert africain où l'influence des moussons est encore perceptible (Fig. 41). Les enregistrements polliniques du bassin Dacique et de la région Pontique occupent une place de premier choix dans le décryptage de l'histoire de cet appauvrissement floristique est-européen.

2. Végétation.

Dans le **bassin Dacique** comme en région Pontique, l'organisation de la végétation déduite des analyses polliniques est contrôlée par un étagement des groupements. En effet, des alternances entre éléments thermophiles et genres plutôt méso-microthermes à microthermes (*Cedrus*, *Tsuga*, *Abies* et *Picea*) ont été régulièrement enregistrées dans tous les sites du bassin Dacique.

Comme le secteur se trouve au pied de massifs élevés des Carpathes méridionales, il est normal d'envisager que les arbres aujourd'hui les plus microthermes consistuaient les étages végétaux les plus élevés. La signification de ces alternances a été discutée en détail dans Popescu (sous presse : inséré) où il a été montré qu'elles étaient contrôlées par des variations de la température.

Au-dessous, devaient se développer des formations mixtes (peuplées de conifères comme *Cathaya*, certains *Pinus* et certaines Taxodiaceae d'une part et d'autre part d'éléments décidus comme *Acer*, *Carpinus*, *Parrotia*, *Carya*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Platanus*, *Tilia*, *Quercus*, *Ulmus*, *Zelkova*, etc.). Ces formations évoquent les forêts d'altitude de Chine méridionale où vivent aujourd'hui les derniers représentants de *Cathaya* (*C. argyrophylla*) (Fig. 42).

Plus bas, les forêts devaient s'enrichir en éléments thermophiles sempervirents (méga-mésothermes et quelques mégathermes) comme *Engelhardia*, *Microtropis*, *Distylium*, *Fothergilla, Loropetalum*, *Parrotiopsis*, *Leea*, *Liriodendron*, *Magnolia*, des Mimosaceae, des Lauraceae, des Sapindaceae, des Sapotaceae, avec des lianes et des épiphytes (*Parthenocissus*, *Ilex*, etc.) (Fig. 43).

De tels groupements évoquent les forêts de basse altitude du Guangxi (Fig. 43) (Wang, 1961).

Fig. 42. Forêt d'altitude du Guangxi (Chine méridionale)à *Cathaya*, *Pinus kwangtongensis*, *Rhododendron*, éléments décidus.

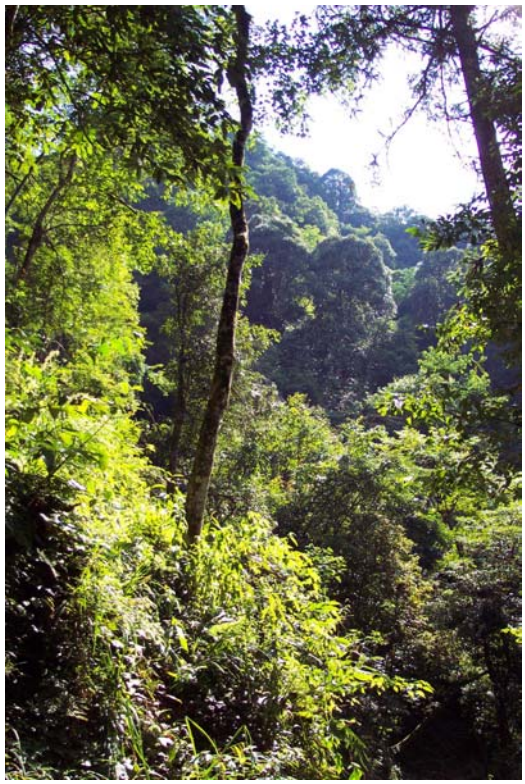


Fig. 43. Forêt sempervirente à larges feuilles du Guangxi (avezc des Lauraceae, *Engelhardia*, *Rhoiptelea*, *Corylopsis*, *Castanopsis*, etc.).

Le delta lui-même était occupé par les marécages dont les différents types de peuplement végétal ont été décrits par Ticleanu et Diaconita (1997) à partir des macrorestes végétaux puis par Popescu *et al*. (soumis). Bien que l'élément arboré principal ait été *Glyptostrobus* (*G. europaeus* pour les paléobotanistes ; la détermination pollinique ne dépasse pas le niveau du type, type *Taxodium*), l'organisation des végétaux rappelle fortement les marais de Floride et du delta du Mississippi (ici dominés par *Taxodium distichum*). Notons que *Glyptostrobus pensilis* habite également en Chine des marécages côtiers et deltaïques.

Les plantes aquatiques devaient abonder vers le centre des marais (avec *Potamogeton, Typha, Mmyriophillum, Nuphar, Nymphea, Sparganium, Utricularia).* Sur la bordure devaient Rivaliser des groupements arborés à *Glyptostrobus* (comme ceux appelés « swamps » aujourd'hui en Amerique du Nord ; Fig. 44) avec *Osmunda* et des groupements essentiellement herbacés à Cyperaceae, Poaceae et comportant quelques arbustes (*Myrica*, Cyrillaceae-Clethraceae) (équivalents des "marshes" américains; Fig. 45).

Les seconds demandent davantage d'eau (ils flottent sur 1 à 2 mètres d'épaisseur d'eau) alors que les premiers se contentent de quelques centimètres d'eau (Stach *et al*., 1982 ; Fig. 46).

Fig. 45. "Marshes" à Cyperaceae du delta du Mississippi.

Fig. 44. « Swamps » à *Taxodium distichus* du delta du Mississippi

Fig. 46. Distribution des "swamps" et des "marshes" dans le delta du Mississippi.

Dans le diagramme de Lupoaia ont été mises en évidence de nombreuses fluctuations entre les composants principaux de ces deux types de végétation de marécages, fluctuations qui ont été reliées à l'influence de la mousson réglée par la précession (Popescu *et al*., soumis : inséré).

En raison de leur richesse en lignine qui varie considérablement, les lignites qui s'élaborent dans les deux types de marécages sont très différents (les lignites provenant des "swamps" sont riches en xylite alors que ceux qui proviennent des "marshes" sont riches en protéines) (Stach *et al*., 1982). Les deux types de lignites ont été reconnus pas Ticleanu et Diaconita (1997) à Lupoaia.

Le contexte forestier au Pliocène de la **région Pontique** révélé par le contenu pollinique du Site 380A s'apparente fortement à celui du bassin Dacique. Il suggère également un étagement certain du côté du massif du Rhodope (Bulgarie) et de la chaîne anatolienne (Turquie). Des marécages à Taxodiaceae existaient également sur le littoral de la mer Noire. Mais une différence essentielle est traduite par les diagrammes polliniques qui devait caractériser la végétation des deux régions (Fig. 47). La flore pollinique du bassin Dacique, comme le montre le diagramme de Lupoaia, a un fort cachet continental avec une prédominance très marquée des arbres. Les herbes enregistrées semblent plutôt associées aux marécages littoraux. Au contraire, la flore pollinique de la région Pontique (révélée par le Site 380A) montre une développement très marqué des steppes à *Artemisia*.

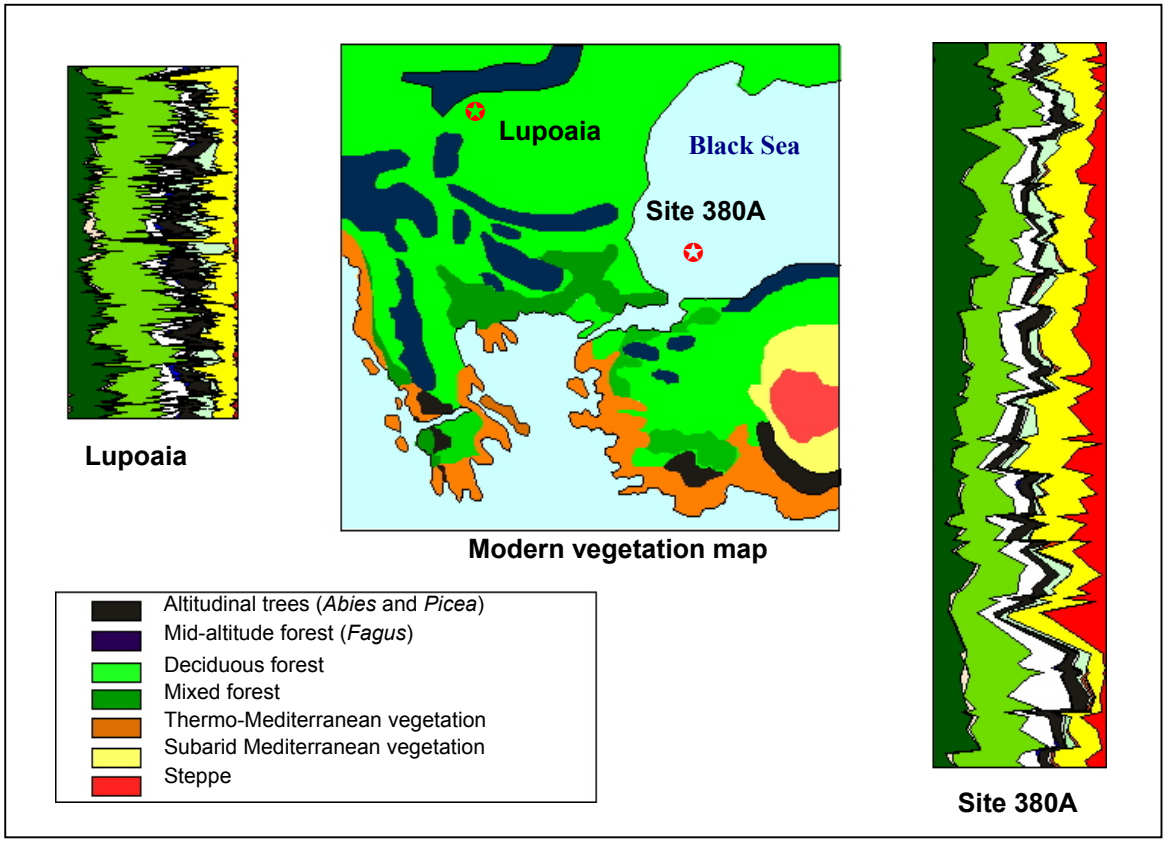


Fig. 47. Carte simplifiée de la végétation actuelle de la région de la mer Noire et comparaison entre les deux diagrammes polliniques pliocènes de Lupoaia et du Site 380A.

Il a été montré des oscillations répétées entre arbres de marécages et associations steppiques : ces alternances ont été interprétées comme reflétant des modifications dans la température et ont été mises en parallèle avec les cycles de l'excentricité de 100 000 ans (Popescu et Ryan, à soumettre : inséré).

Le contraste de végétation entre les deux régions est du même ordre que celui qui les sépare actuellement (forêts mésophiles européennes dans la région des Carpathes, formations arborées thermophiles littorales et steppes centrales d'Anatolie). La Figure 47 montre une carte simplifiée de la végétation actuelle de ces régions où ce contraste est évident (Zohary, 1973), contraste que l'on ressent aussi très fortement en comparant les diagrammes polliniques pliocènes de Lupoaia et du Site 380A.

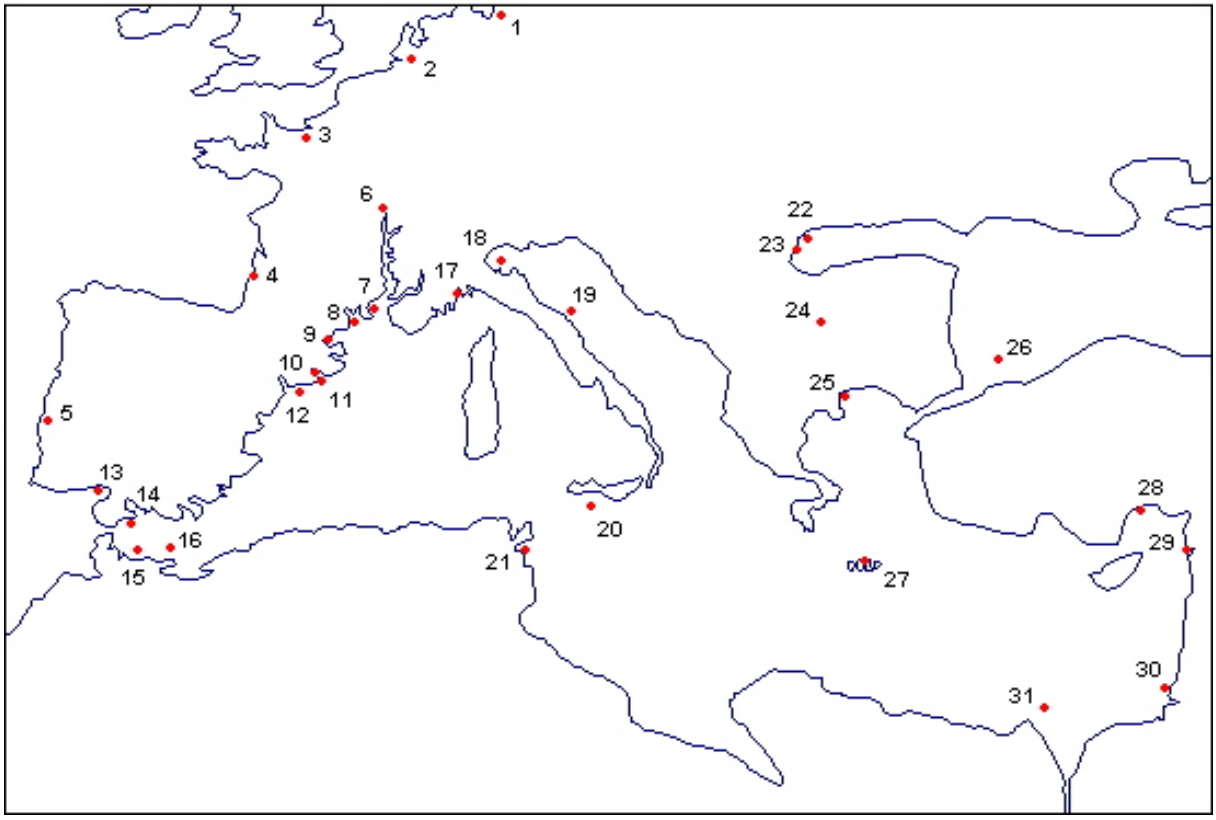


Fig. 48. Carte de la Mediterranné et de la Mer Noire au Pliocène situant les localites fournissant des informations palynologiques. Localités : 1, Oldenswort 9 (Menke, 1975) ; 2, Susteren (Zagwijn, 1960) ; 3, La Londe K (Clet-Pellerin, 1983) ; 4, Arjuzanx (Suc *et al.*, 1986) ; 5, Rio Maior F16 (Diniz, 1984) ; 6, Beaune (Méon *et al.*, 1990) ; 7, Pierrefeu 1 (Suc, 1989) ; Cap d'Agde 1 (Suc, 1989) ; 9, Canet 1 (Cravatte *et al.*, 1984) ; 10, Papiol (Suc et Cravatte, 1982) ; 11, Garraf 1 (Suc et Cravatte, 1982) ; 12, Tarragone E1 (Bessais et Cravatte, 1988) ; 13, Carmona sondage D (Suc *et al.*, 1999) ; 14, Andalucia G1 (Suc *et al.*, 1999) ; 15, Nador 1 (Suc *et al.*, 1999) ; 16, Habibas 1 (Suc, 1989) ; 17, Saint-Martin du Var (Zheng et Cravatte, 1986) ; 18, Stirone (Bertini, 1994) ; 19, Maccarone (Bertini, 1994) ; 20, Capo Rossello (Suc et Bessais, 1990) ; 21, Oued et Tellil (Suc *et al.*, 1995a) ; 22, Ticleni (Drivaliari *et al.*, 1999) ; 23, Lupoaia (Popescu, sous presse) ; 24, Ravno Pole S1 (Drivaliari, 1993) ; 25, Nestos 2 (Drivaliari, 1993) ; 26, Site DSDP 380A (Popescu et Ryan, à soumettre) ; 27, Aghios Vlassios (Drivaliari, 1993) ; 28, Antalya (Suc, inédit) ; 29, Lataquie (Suc, inédit) ; 30, Gan Yavne 5 (Drivaliari, 1993) ; 31, Naf 2 (Drivaliari, 1993).

Enfin, au lieu d'être énigmatique, l'existence de steppes à *Artemisia* en région Pontique dès le Pliocène inférieur est pleine d'enseignements. Les formations ouvertes herbacées du sud de la province méditerranéenne existent depuis longtemps. Elles étaient déjà connues au Tortonien et au Messinien (Suc *et al*., 1995b et c ; Bachiri Taoufiq *et al*., 2000). Elles étaient très développées au Zancléen (Suc *et al*., 1999), mais restaient encore très pauvres en *Artemisia* (Fig. 49). Ce n'est qu'à la fin du Pliocène avec l'apparition des cycles glaciaire-interglaciaire que les steppes à *Artemisia* prendront une importance considérable (Suc *et al*., 1995c) soit pendant les phases glaciaires (Suc et Cravatte, 1982 ; Combourieu-Nebout et Vergnaud Grazzini, 1991) soit pendant les interglaciaires (Subally *et al*., 1999).

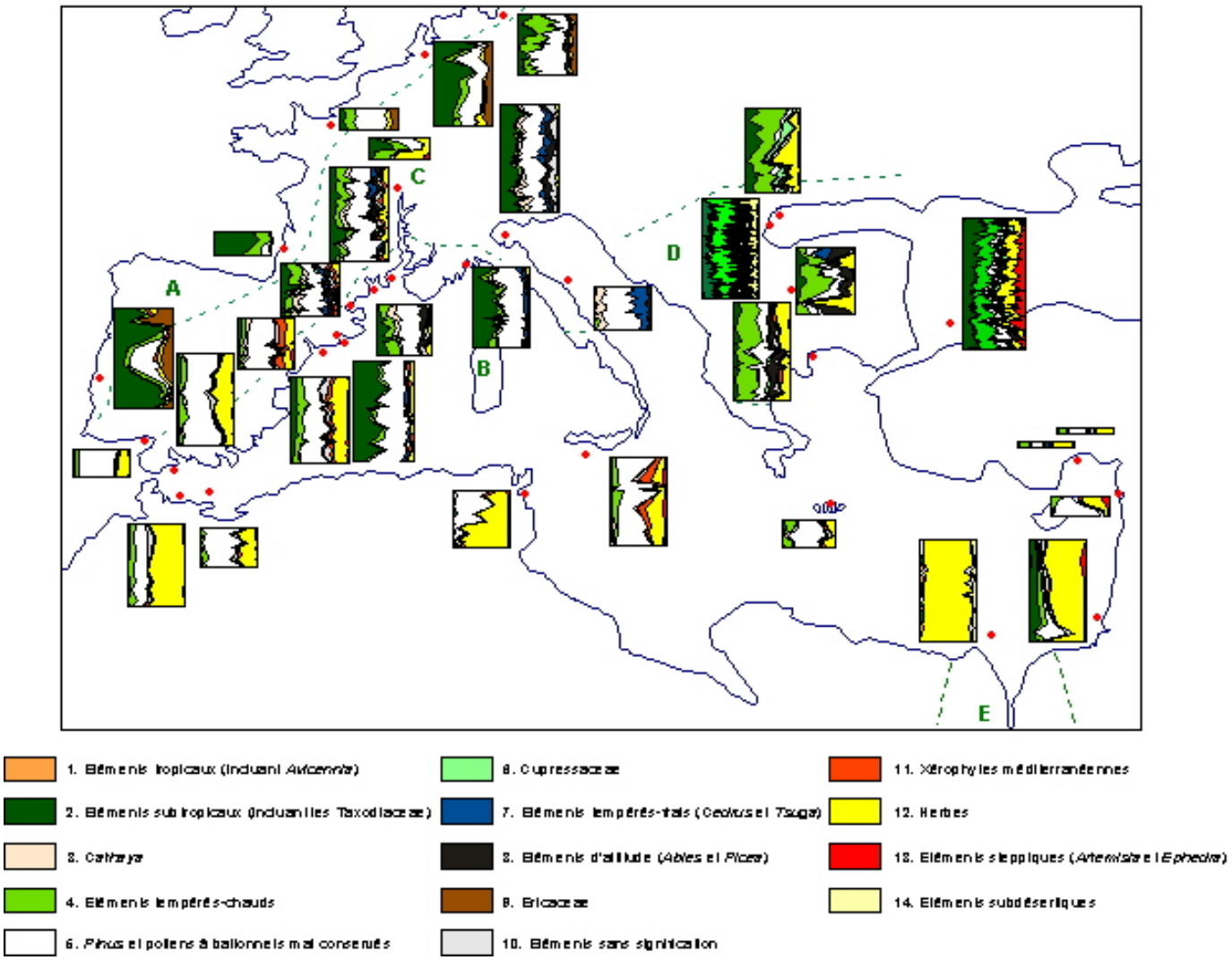


Fig. 49. Diagrammes polliniques zancléens d'Europe et du pourtour méditerréen et paléoprovinces végétales (A, atlantique ; B, sud méditerranéenne ; C, nord méditerranéenne ; D, centre européenne ; E, est africaine).

Il faut très certainement voir dans les steppes à *Artemisia* zancléennes du domaine Pontique le réservoir qui alimentera l'ensemble de la Méditerranée dès lors que les changements de climat globaux seront devenus rapides, fréquents et contrastés. Enfin, les

diagrammes polliniques de Lupoaia et du Site 380A s'intègrent parfaitement dans les provinces végétales définies par Suc *et al*. (1995a) en Europe pour le Pliocène inférieur (Fig. 49).

CLIMAT.

Les résultats obtenus par l'analyse pollinique se prêtent à une synthèse climatique à l'échelle de la région, du continent européen et au niveau global. Certains aspects de cette synthèse ont déjà été abordés dans les articles traitant du bassin Dacique (Popescu, sous presse ; Popescu *et al*., soumis : inséré) et de la mer Noire (Popescu et Ryan, à soumettre : inséré). Nous y reviendrons tout en approfondissant certains points.

1. Climat régional et climat européen.

Les diagrammes polliniques du bassin Dacique témoignent d'une grande homogénéité climatique à l'échelle de cette région. Ces conditions climatiques, dans l'ensemble chaudes et humides, étaient affectées de légères variations de nature thermique (marquées par les alternances entre éléments thermophiles et arbres d'altitude ; Popescu, sous presse : inséré) et de nature hydrique (alternances entre arbres des « swamps » et herbes des « marshes » ; Popescu *et al*., soumis : inséré). Cette cohérence régionale se retrouve parfaitement dans le sondage Ticleni (site 22 dans la Figure 48) (Drivaliari *et al*., 1999) qui couvre à peu près (bien qu'avec une bien plus faible résolution) la même tranche de temps que l'ensemble des diagrammes réalisés dans cette étude. Cette homogénéité est encore perceptible avec des sites plus méridionaux (sondage Ravno Pole S1 en Bulgarie et sondage Nestos 2 en Grèce, sites 24 et 25 dans la Figure 48 ; Drivaliari, 1993), bien que l'humidité y semble moins élevée (importance moindre des Taxodiaceae notamment).

Une homogénéité d'une autre nature semble caractériser le secteur Pontique où, hélas, on ne dispose que de très peu de données polliniques obtenues selon des bases botaniques. Le caractère xérique du climat de la Turquie septentrionale au Pliocène inférieur augmente nettement vers le sud de cette région (sites 28, Antalya, et 29, Lataquie, sur la Figure 48 ; Suc, communication personnelle). En effet, le nombre de pollens d'arbres de climat humide diminue encore vers le Sud au bénéfice des herbes. Ce gradient climatique, à la fois thermique et hydrique, s'accentue encore en allant vers les sites les plus méridionaux (sondage Gan Yavne 5 en Israël, site 30 sur la Figure 48 ; sondage Naf 2 au large du delta du Nil, site 31 sur la Figure 48 ; Drivaliari, 1993).

Au plan européen, plusieurs provinces végétales ont été mises en évidence (Fig. 49).

- A. La province atlantique à laquelle appartiennent les sites des Pays-Bas (Zagwijn, 1960) et d'Allemagne (Menke, 1975). Y dominent les arbres tempérés-chauds et subtropicaux

(Taxodiaceae). Les Ericaceae sont abondantes. Le gradient thermique nord-sud influence les fréquences des éléments thermophiles. Le climat était humide.

- B. Le Midi méditerranéen qui débute au sud de Barcelone. Les herbes y predominent, incluant des éléments subdésertiques (*Lygeum, Calligonum, Nitraria, Neurada*, Agavaceae, etc.). les plantes tropicales sont encore faiblement représentées aux latitudes les plus méridionales (Europe du Sud, Tunisie, Sicile, Crète, Egypte, Israël). Les xérophytes méditerranéennes sont importantes dans quelques secteurs (Catalogne, Sicile) où elles préfigurent l'étage thermo-méditerranéen moderne (présence de *Ceratonia* et *Ziziphus*, pourcentages élevés d'*Olea* et de *Pistacia*). Un double gradient, thermique et xérique, contrôle la distribution des végétaux dans cette province. De tels ensemble polliniques illustrent ici l'ancienneté d'une saison sèche.
- C. La Méditerranée nord-ocidentale qui va des Pyrénées à l'Italie centrale. Elle est caractérisée par la présence de relief élevés qui entraînent une organisation forestière altitudinale : étage inférieur essentiellement occupé par les Taxodiaceae (type *Sequoia*), étage moyen à *Cathaya* et *Cedrus,* étage supérieur avec *Abies* et *Picea.* Sur la plaine littorale, les xérophytes méditerrannéenes sont moyennement représentées et présagent les groupements méso-méditerranééns actuels (à *Quercus* type *ilex, Phillyrea, Nerium, Cistus,* etc.). Les conditions climatiques sont moins chaudes mais plus humides que dans les basses latitudes méditerranéennes.
- D. La région nord-est méditerranéenne incluant l'ancien domaine paratéthysien (Roumanie, Bulgarie). Des forêts tempérées-chaudes se partagent la province avec des espaces ouverts (à Poaceae). Les xérophytes méditerranéenns sont en augmentation vers le Sud. Les températures semblent dans l'ensamble moins élevées qu'en Méditerranée occidentale.
- E. La région du Nil. Elle était exclusivement occupée par une savane (à Poaceae et Cyperaceae) qui comprenait des éléments désertiques. Les végétaux tropicaux devaient vivre sur les rives de la ria du Nil. Régnaient ici les conditions climatiques les plus chaudes et, exception faite pour les milieux édaphiquement humides de la ria du Nil, les plus xériques du pourtour méditerranéen.

Malgré cette diversité, les grands traits de l'évolution climatique se dessinent dans chaque région et peuvent être aisément comparés. Ainsi, la grande période chaude du Pliocène inférieur [Brunssumien de Zagwijn (1960) ou zone P I de Suc (1984)] se distingue-t-elle non seulement dans chacune des longues séquences polliniques [(Rio Maior F16, Susteren, Garraf 1, Site DSDP 380A : voir Fig. 7 de l'article Popescu et Ryan (à soumettre : inséré) et Fig. 49] mais aussi dans des séquences plus brèves et plus septentrionales (Oldenswort 9 en

Allemagne du Nord, Fig. 48 : Menke, 1975 ; Ruszów en Pologne: Sadowska, 1995). Plus en détail, il est même aisément possible de distinguer dans chacune de ces séquences polliniques les trois subdivisions paléoclimatiques du Pliocène inférieur : les périodes chaudes du Brunssumien A et C (Zagwijn, 1960) et des sous-zones P Ia et P Ic (Suc, 1984), le « refroidissement » du Brunssumien B (Zagwijn, 1960) et de la sous-zone P Ib (Suc, 1984). A Susteren (Pays-Bas) et à Rio Maior (Portugal), cette évolution climatique se situe dans un contexte d'humidité relativement élevée (importance des Taxodiaceae, des Ericaceae). Les reconstitutions climatiques réalisées à partir de la fonction de transfert paléoclimatique suggèrent pour le « refroidissement » brunssumien au Portugal une baisse thermique très faible (de 19°C à 17°C environ pour la température moyenne annuelle) tandis que l'humidité s'élevait autour de 1.400 mm pour les précipitations annuelles (Fauquette *et al*., 1999). En domaine méditerranéen, cette évolution se caractériserait dans la zone P Ib par une légère baisse thermique (de 18°C à 16°C pour la température moyenne annuelle, avec une diminution surtout concentrée sur les mois les plus froids) et une très légère baisse des précipitations annuelles (de 1.200 à 1.100 mm) (Fauquette *et al*., 1998). Ces cycles climatiques du Pliocène inférieur ont également été reconnus dans la plaine du Pô, à Stirone (Bertini, 1994, 2001), au pied des Apennins (Fig. 50). Les mêmes phases qu'à Lupoaia et dans la période correspondante du Site 380A peuvent y être reconnues : les périodes les plus chaudes s'y marquent par le développement des marécages à type *Taxodium* tandis que les épisodes de refroidissement s'y traduisent par une légère expansion des arbres d'altitude moyenne (*Cathaya*, *Tsuga*, *Cedrus*) et de haute altitude (*Picea*) (Bertini, 2001) (Fig. 50). Plus au Sud en Méditerranée occidentale, les cycles climatiques du Pliocène inférieur ont eu peu de conséquences (Tarragone E2, Andalucia G1 : Fig. 49 ; Suc *et al*., 1995), avec seulement une légère diminution des précipitations dans un contexte déjà très xérique (Fauquette *et al*., 1999).

Ces corrélations extrêmement cohérentes concernent des secteurs suffisamment septentrionaux ou proches des massifs montagneux pour avoir enregistré des variations du climat suffisamment contrastées. Leur validation à l'échelle du continent européen montre que les variations climatiques enregistrées ont une valeur globale et que leur comparaison avec la courbe de référence isotopique de l'oxygène (Shackleton *et al*., 1995) est entièrement justifiée.

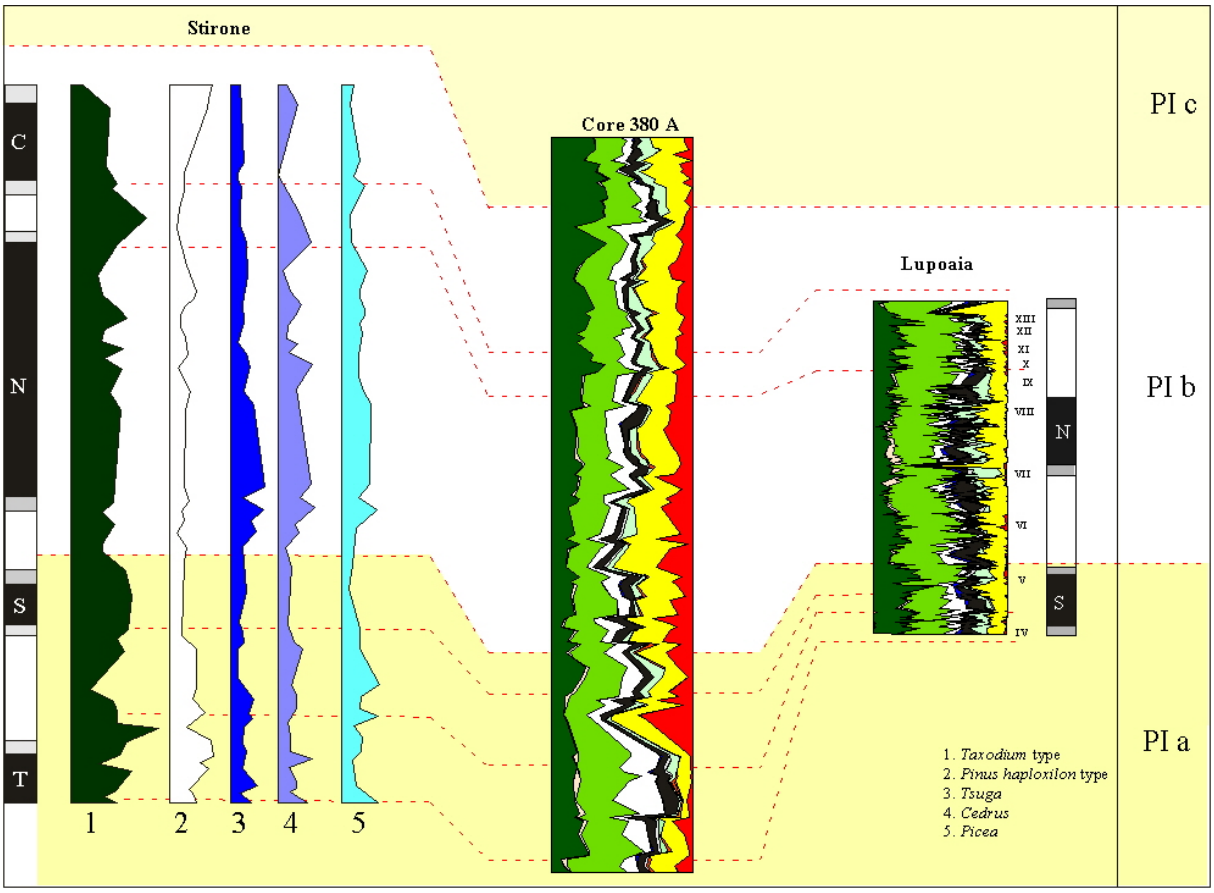


Fig. 50. Corrélations climatostratigraphiques entre le Site 380A, Lupoaia et Stirone

2. Climat global.

Grâce à la haute résolution de l'échantillonnage et de l'analyse pollinique des coupes étudiées, une concordance étroite a pu être proposée avec la courbe isotopique de l'oxygène de référence (Shackleton *et al*., 1995) sur la base d'un premier contexte chronologique défini à partir du paléomagnétisme (Fig. 36). Toutes les grandes phases enregistrées dans la courbe de Shackleton *et al*. (1995) se retrouvent dans les deux grands diagrammes polliniques obtenus (Site DSDP 380A et Lupoaia) comme montré dans la Figure 7 de l'article Popescu et Ryan (à soumettre : inséré). On peut même aller plus en détail et corréler pic à pic courbe isotopique de l'oxygène et diagrammes polliniques en incluant les autres diagrammes du bassin Dacique, comme cela est suggéré par quelques pointillés supplémentaires sur la Figure 51.

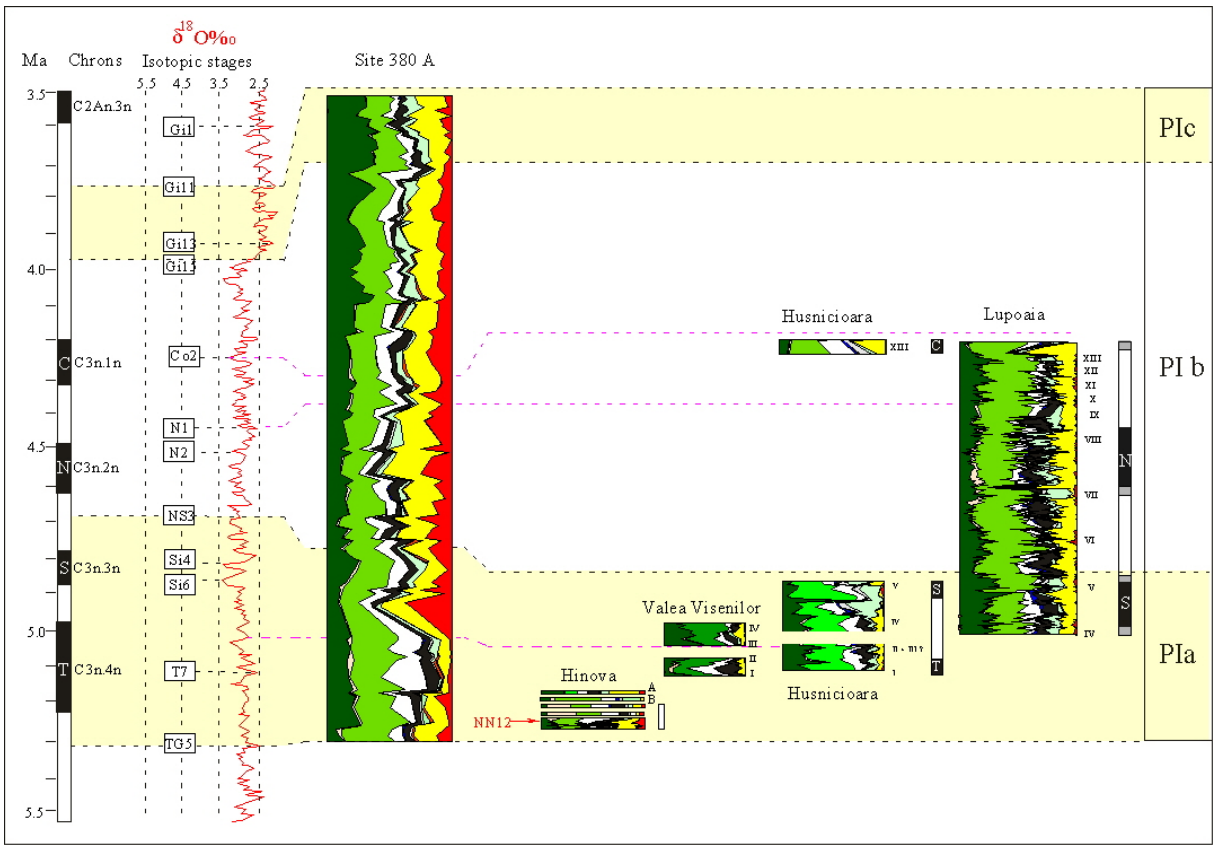


Fig. 51. Corrélations détaillées entre les diagrames du basin dacique, le Site 380A et la courbe isotopique de l'oxygène de référence.

L'évolution de la végétation du bassin Dacique et du pourtour méridional de la mer Noire apparaît donc très dépendante du climat global. Chaque réchauffement global impliquait dans les deux régions le développement des arbres thermophiles (dont une grande partie participait aux marécages littoraux). Chaque « refroidissement » global induisait un refroidissement dans le sud des Carpathes avec la descente des étages arborés d'altitude, une xéricité accrue au sud de la mer Noire (développement des steppes à *Artemisia*).

Le forçage des cycles astronomiques est devenu évident puisque la courbe isotopique de l'oxygène en dépend elle-même (Shackleton *et al.*, 1995). Les corrélations avec l'excentricité ont été proposées dans deux articles, pour la série de Lupoaia d'abord (Popescu, sous presse : inséré), pour le Site DSDP 380A ensuite (Popescu et Ryan, à soumettre : inséré). Hilgen et Langereis (1989) ont montré comment les variations d'excentricité (périodes : 100 ka et 400 ka) et de précession (période : 20 ka) ont influencé les dépôts marins du Pliocène inférieur de Sicile, sans savoir toutefois quelles en étaient vraiment les conséquences au niveau du climat (Fig. 52). Autrement dit, si variations du climat il y a eu, ont-elles été suffisamment intenses pour induire des modifications dans la végétation ? Steenbrink *et al.* (1999) puis par Van Vugt *et al.* (2001) ont suggéré, sur la base d'études

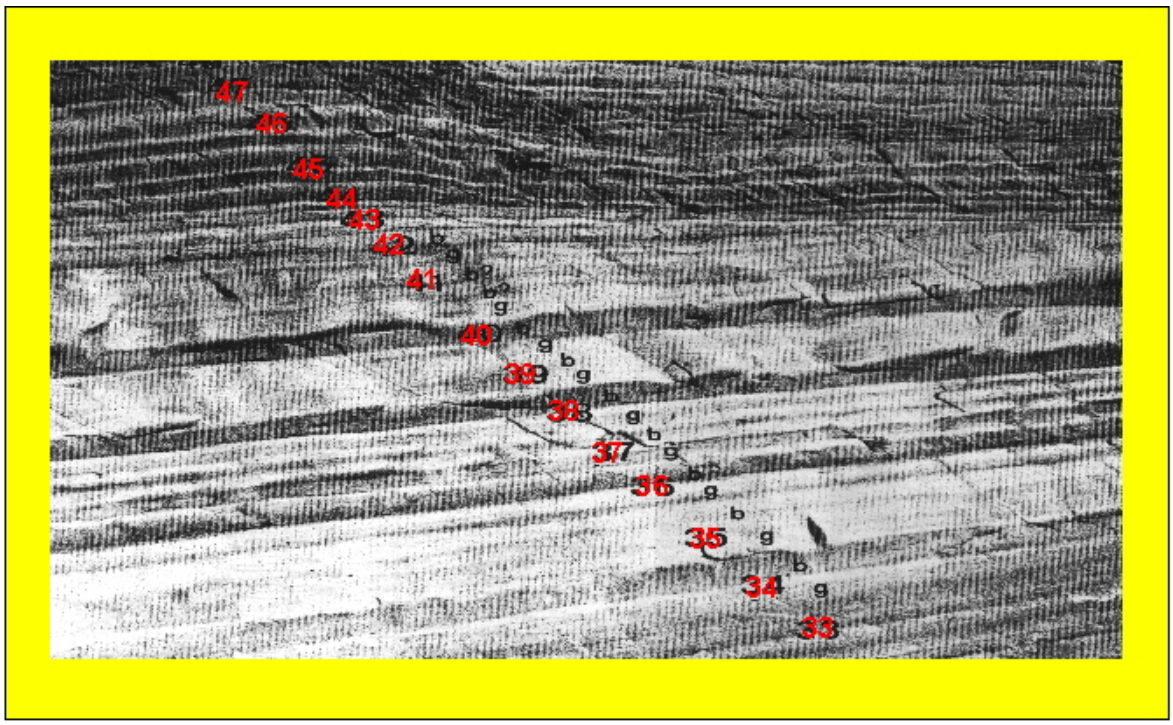
magnétostratigraphiques, que les lignites de Ptolemais (Grèce) soient corrélés avec les minima d'insolation quelle que soit l'importance de l'excentricité. Ils ont aussi suggéré que les lignites de Megalopolis (un site grec dont l'âge s'étend de 900.000 ans à 350.000 ans) et ceux de Lupoaia (Pliocène inférieur) se sont formés lors des maxima d'excentricité. Pour Lupoaia, ce rapprochement entre couches de lignite et maxima d'excentricité est venu essentiellement de l'attribution faite des deux épisodes paléomagnétiques normaux aux événements Nunivak et Cochiti.

Nous avons démontré qu'il fallait revoir cette attribution (à la fois pour des raisons de stratigraphie régionale, de chronologie des mammifères et de climatostratigraphie) et qu'il fallait abaisser d'un chron l'attribution chronostratigraphique de la coupe de Lupoaia (Popescu, sous presse : inséré). Cette position s'est trouvée ensuite confirmée par la synthèse litho- et magnétostratigraphique réalisée au niveau du secteur Turnu Severin – Motru qui a montré la présence de tous les événements paléomagnétiques du Pliocène inférieur en bonne concordance avec la succession des couches de lignite (Fig. 34). Du fait de la nouvelle attribution de la coupe de Lupoaia aux événements Sidufjall, Nunivak et peut-être Cochiti à son sommet, il est apparu que les lignites se corrélaient plutôt avec les minima d'excentricité qui ont été interprétés comme des phases plus chaudes compte tenu du développement concomitant des arbres thermophiles (Popescu, sous presse : inséré). A l'opposé, les développements d'arbres d'altitude ont été corrélés avec les maxima d'excentricité qui ont été interprétés comme des phases de refroidissement (Popescu, sous presse : inséré). Si « les glaciaires de Milankovitch sont associés à une grande excentricité, à un été de l'hémisphère Nord qui commence à l'aphélie (maximum de précession), et à une faible obliquité » (Berger, 1981 : p. 240), il n'en demeure pas moins qu'une grande excentricité peut aussi être associée aux périodes de réchauffement [« only the largest insolation maxima, occurring under high eccentricity, high obliquity and Northern Hemisphere summer at perihelion (minimum climatic precession), could lead to significant meltings of the ice sheets and therefore to interglacials » (Berger *et al*., 1999 : p. 9). L'interprétation d'un maximum d'excentricité à un refroidissement ou à un réchauffement ne peut donc dépendre que de l'attribution chronologique de la section étudiée. Les enregistrements paléoclimatiques ($\delta^{18}O$, palynologie, etc.) du dernier million d'années montrent que les phases froides sont principalement intervenues pendant des minima d'excentricité, à l'exception des stades isotopiques 22 et 20 en partie (Mix *et al*., 1995). Berger *et al*. (1999) parviennent au même résultat en modélisant le volume des glaces stockées sur l'hémisphère Nord. Antérieurement à 1 Ma, les phases glaciaires majeures sont intervenues lors de maxima de l'excentricité (Combourieu-Nebout et Vergnaud Grazzini, 1991 ; Hilgen, 1991b ; Shackleton *et al*., 1995 ; Berger *et al*., 1999 ;

Roger *et al*., 2000). Ceci conforte les corrélations que nous avons proposées entre l'excentricité et les enegistrements polliniques de Lupoaia d'une part (Popescu, sous presse : inséré), entre l'excentricité et les enregistrements polliniques du Site DSDP 380A d'autre part (Popescu et Ryan, à soumettre : inséré).

Sur cette base, il a été enfin possible de corréler la coupe du Lupoaia avec les cycles de la précession en prenant en compte les alternances entre les arbres de « swamps » et les herbes de « marshes » (Popescu *et al*., soumis). Vingt-quatre cycles représentent 510.000 ans environ (entre 4,891 Ma et 4,380 Ma), ce qui suggère une période analogue à celle de la précession (environ 21.000 ans) (voir Popescu *et al*., soumis : Fig. 1). L'extension des « marshes », plus exigeants en humidité, a été corrélée avec les minima de précession, c'est-à-dire avec l'augmentation de la mousson. Hilgen (1991b) a montré que les sapropèles méditerranéens, qui sont également parallélisés avec les minima de précession (soit une humidité accrue sur la région méditerranéenne), étaient groupés lors des maxima d'excentricité. A Lupoaia, les pics de Cyperaceae (constituants des « marshes ») sont minima lors des maxima d'excentricité et maxima lors des minima d'excentricité (voir Popescu *et al*., soumis : Fig. 1). Des sapropèles pliocènes s'étant déposés au nord de la mer Adriatique, quasiment à la même latitude que Lupoaia, il faut envisager l'existence d'un gradient est-ouest dans le développement de la mousson asiatique sur la région méditerranéenne en fonction de l'excentricité, les masses d'air humide se déplaçant davantage vers l'Ouest lors des maxima d'excentricité.

Nous sommes donc convaincue que les changements de climat induits par les cycles de la précession et ceux de l'excentricité ont été suffisamment perceptibles pour entraîner quelques modifications dans la végétation. Celles-ci se révèlent dans des régions extrêmement favorables comme un environnement deltaïque au pied d'une chaîne de montagne.



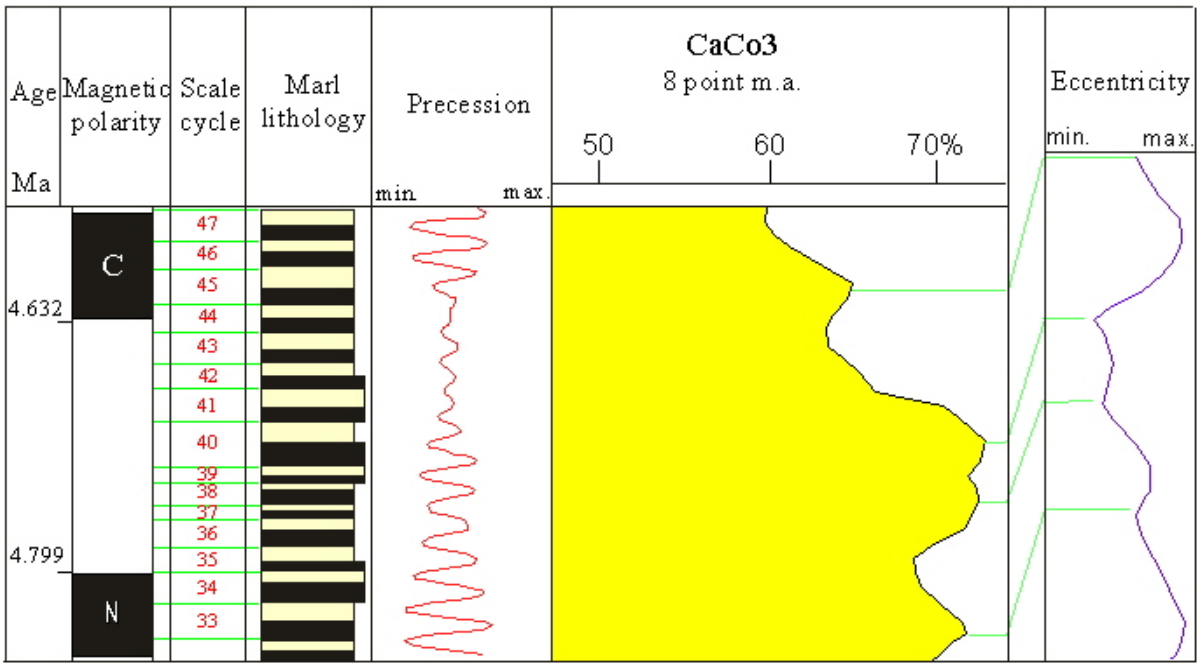


Fig. 52. Cyclicités sédimentaires de la coupe de Capo Rossello (Pliocène inférieur, Sicile) en rapport avec la précession et l'excentricité pour la tranche de temps comprise entre les événements Nunivak et Cochiti (Hilgen et Langereis, 1989).

CONCLUSION

Un premier bilan de ce travail se résume ainsi : 5 coupes étudiées à haute résolution, 450 échantillons analysés, plus de 90.000 grains de pollen et dinokystes comptés, 177 taxons inventoriés dans la flore pollinique. L'approche botanique de l'analyse pollinique favorise des reconstitutions de végétation sans précédent dans le domaine sud-est européen pour le Miocène final et le Pliocène inférieur. La qualité de ces résultats repose avant tout sur la grande fiabilité de l'approche géologique du sud-ouest du bassin Dacique avec, notamment, la mise en évidence d'un gigantesque Gilbert delta dans la région de Turnu Severin. Le second aspect extrêmement positif réside dans l'élaboration d'une chronostratigraphie aussi fine que possible grâce au support de la magnétostratigraphie dans le nord du bassin Dacique comme dans le secteur de Turnu Severin – Motru. Seul, le Site 380A du DSDP souffre encore de l'absence d'un calage magnétostratigraphique.

Les résultats palynologiques concernent (1) la reconstitution des paléoenvironnements continentaux (végétation) et aquatiques (dinokystes), (2) l'histoire de la diversité floristique dans cette région proche de l'Asie Mineure qui sert aujourd'hui de zone refuge à une végétation forestière constituée d'éléments thermophiles disparus des autres régions d'Europe, (3) l'évolution du climat régional et global entre 6 et 4 Ma environ.

(1) **L'organisation de la végétation du bassin Dacique** a pu être assez précisément évoquée avec tout d'abord des groupements vivant au bord des marécages. Ceux-ci étaient composés, du plan d'eau vers la terre, de plantes d'eau puis d'associations forestières à Taxodiaceae, Cupressaceae et *Juglans* cf. *cathayensis* qui évoquent les « swamps » d'Amérique du Nord (delta du Mississippi, Floride), répartis en mosaïque avec des groupements herbacés (Cyperaceae avec des *Myrica*, des Cyrillaceae-Clethraceae) rappelant les « marshes » de la même région. La plaine deltaïque du paléo-Danube devait être couverte de forêts thermophiles avec des Hamamelidaceae, de Sapotaceae, des Juglandaceae, etc. qui évoquent la laurisilve chinoise actuelle. Cette reconstitution de la végétation à partir de la flore pollinique s'accorde totalement avec les macroflores (feuilles, fruits, graines) abondantes surtout dans les sites lignitifères. La flore pollinique permet aussi d'envisager la constitution des groupements plus élevés sur le flanc méridional des Carpathes : des formations mixtes tout d'abord s'enrichissant en éléments décidus (*Quercus*, *Acer*, *Carpinus*, etc.) progressivement relayées par des gymnospermes caractérisant les altitudes moyennes (*Cathaya*, *Cedrus*, *Tsuga*) puis élevées (*Abies*, *Picea*). Cette organisation de la végétation n'était pas figée mais une compétition existait en son sein avec l'expansion des marécages arborés et des forêts thermophiles lors des phases plus chaudes, la « descente » des formations

d'altitude lors des phases de « refroidissement ». Une autre compétition, plus locale, opposait dans le delta les groupements arborés aux étendues colonisées par les herbacées.

(2) Sur le plan de la **diversité floristique**, on comprend comment cette région est demeurée privilégiée lors de l'hécatombe qui a frappé la flore européenne au cours du Pliocène supérieur et du Quaternaire sous l'effet des glaciations arctiques. Une influence certaine de la mousson y a permis le maintien prolongé d'espèces thermophiles dont quelques éléments résiduels subsistent aujourd'hui encore en domaine Pontique. Cette histoire de la biodiversité floristique éclaire également celle des autres régions d'Europe. Le contraste entre la flore pollinique pliocène du bassin Dacique et celle du domaine Pontique est saisissant. L'opposition entre la végétation de ces deux régions au Pliocène était tout aussi important qu'il l'est aujourd'hui. En particulier, le développement précoce des steppes à *Artemisia* annonce de façon frappante leur extension à tout le domaine méditerranéen lors des premiers cycles glaciaire-interglaciaire de l'hémisphère Nord (2,6 Ma). Enfin, les flores polliniques pliocènes de ces régions s'intègrent parfaitement dans l'ensemble des données polliniques qui couvrent la totalité de l'Europe.

(3) L'analyse pollinique permet une reconstitution très fine de **l'évolution du climat**. Les grandes phases climatiques de la période chaude du Pliocène inférieur (phase chaude de 5,32 à 4,7 Ma environ, léger « refroidissement » survenu entre 4,7 et 4,0 Ma malgré une intercalation chaude entre 4,45 et 4,25 Ma, dernière période chaude, la plus chaude, du Pliocène entre 4,0 et 3,5 Ma) ont été intégralement retrouvées et précisées. Leur parallélisme (établi sur la base d'une chronologie indépendante) à l'échelle de toute l'Europe favorise une climatostratigraphie du plus haut intérêt. Cependant, les investigations polliniques à haute résolution mettent en évidence des fluctuations multiples qui ressemblent beaucoup à celles des courbes de référence du $\delta^{18}O$. Dans le domaine Dacique, ces fluctuations opposent les arbres thermophiles de plaine aux éléments arborés d'altitude. Dans le domaine Pontique, ces fluctuations opposent les arbres thermophiles aux formations steppiques. Dans les deux régions, le rythme de ces oscillations est de l'ordre de 100.000 ans et se rapporte donc aux variations de l'excentricité. Grâce à la précision du calage chronologique, les maxima et les minima de l'excentricité ont pu être respectivement compris comme des phases de « refroidissement » et de réchauffement. Ces corrélations ont évidemment apporté une finesse accrue à la résolution chronologique des coupes étudiées. Les alternances lignites-argiles se sont déposées selon une période de 100.000 ans (lignites lors des minima d'excentricité, argiles lors des maxima). Plus en détail, les alternances affectant les environnements végétaux de marécages soulignées plus haut ont pu être corrélées avec l'influence de la mousson asiatique. En effet, son intensification périodique pendant les phases minimales de la

précession devait apporter plus d'humidité dans le delta du paléo-Danube et favoriser ainsi l'expansion des « marshes » qui demandent davantage d'eau que les « swamps ». A l'opposé, les maxima de précession induisaient une diminution de la mousson sur la région carpathique et favorisait les « swamps » au détriment des « marshes ». Il en résulte premièrement une chronologie encore plus détaillée de la coupe de Lupoaia. Deuxièmement, il est désormais évident que le forçage de l'excentricité et de la précession sur la sédimentation (marine comme continentale) de Méditerranée a également influencé la végétation et que des modifications notables peuvent avoir été causées dans des secteurs particuliers. Un environnement deltaïque situé au pied d'un massif montagneux élevé peut être considéré comme une de ces situations privilégiées pour de telles modifications dans la végétation et pour leur enregistrement fidèle dans le message pollinique. Ce résultat a entraîné une réflexion sur la signification des dépôts de sapropèles méditerranéens qui sont groupés lors de phases d'influence moindre de la mousson sur le domaine Dacique et réciproquement. Il en découle l'idée d'un gradient longitudinal de la distribution des effets de la mousson asiatique sur la région sud-méditerranéenne.

Les effets de l'épisode de la crise de salinité messinienne ont été enregistrés à la fois sur la végétation continentale et sur les environnements aquatiques. La baisse de niveau de la mer Noire a été nettement ressenti à travers le développement des halophytes dans le Site 380A implanté en mer profonde. La prolifération d'acritarches d'eau douce à saumâtre suivent cet épisode et les dinoflagellés marins provenant du domaine méditerranéen n'atteignent que tardivement le domaine Euxinique. Ces résultats ont contribué à l'édification d'un nouveau concept des échanges entre la mer Méditerranée et la mer Noire qui seraient plutôt intervenus lors des hauts niveaux marins. Il s'en suit une nouvelle interprétation des faciès à Lago Mare méditerranéens. Les voies de passage sont l'objet de discussion dans la communauté scientifique (l'existence d'un proto-Bosphore, ou un passage à travers les Balkans).

Si ce travail apporte une quantité notable d'informations nouvelles, notamment sur les changements de climat pendant une période chaude, il n'en pose pas moins de nouvelles questions et ouvre de nombreuses perspectives de recherche. Parmi les problèmes en suspens, il y a la question des échanges entre mer Méditerranée et mer Noire : de nouvelles investigations sont nécessaires pour éclaircir les cheminements possibles du (ou des) bras de mer. Le cas du « déluge » provoqué par les eaux méditerranéennes survenu voici 7.500 B.P. en mer Noire, dans lequel j'ai commencé à m'investir, peut servir d'analogue récent pour la remise en eau de la mer Noire à la fin de la crise de salinité messinienne. Parallèlement, les modifications morphologiques des dinokystes de Paratéthys centrale en fonction, vraisemblablement, des variations de salinité, doivent trouver une compréhension nouvelle à

travers (1) leur étude dans les milieux récents de mer Noire (invasion soudaine de la mer Noire par des espèces méditerranéennes il y a 7.500 ans B.P., dont la morphologie se transforme rapidement en raison de la nature saumâtre des eaux), (2) des expérimentations par le biais d'élevages de formes actuelles en aquarium en les soumettant à des variations écologiques.

Sur le plan climatique, les gradients entrevus sur le domaine est-méditerranéen (gradients thermique et hydrique latitudinaux, gradient longitudinal d'influence de la mousson asiatique) et l'amplitude des variations des paramètres du climat doivent à présent être quantifiés à partir de la fonction de transfert paléoclimatique avant de participer à la validation des modèles paléoclimatiques. Enfin, il conviendra d'investir en détail, en des secteurs tout aussi privilégiés que le bassin Dacique (plaine du Pô, bassin Pannonique par exemple), les périodes immédiatement antérieure (Messinien) et postérieure (Pliocène moyen) afin d'apprécier les modifications de climat à haute fréquence lors (1) d'une période chaude à climat relativement stable, (2) d'une période chaude à climat assez instable.

Références hors articles.

Alexeeva L.I., Andreescu I., Brandabur T., Cepalâga A., Ghenea C., Mihaila N., Trubihin V., 1983. Correlation of the Pliocene and Lower Pleistocene deposits in the Dacic and Euxinic Basins. *An. Inst. Geol. Geofiz., Stratigrafie si Paleontologie*, 59 :143-151.

Andreescu I., 1972. Contributii la stratigarfia Dacianului si Romanianului din zona de curbura a Carpatilor Orientali. *D.S. Inst. Geol.,* 58, 4, Stratigrafie : 131-156.

Andreescu I., 1981. Middle-Upper Neogene and Early Quaternary chronostratigraphy from the Dacic Basin and correlation with neighbouring Areas. *Ann. Géol. Pays Hellén.,* hors sér., 4 : 129-138.

Andreescu I., Ticleanu N., Pana I., Pauliuc S., Pelin M. et Barus T. 1985. Stratigraphie des dépôts pliocènes à charbons, zone est d'Olténie (secteur Olt-Jiu). *Ann. Univ. Bucuresti, geol.*, 34 : 87-96.

Bachiri Taoufiq N., Barhoun N., Suc J.-P., Méon H., Elaouad Z. et Benbouziane A., 2000. Environnement, végétation et climat du Messinien au Maroc. *Paleontologia i Evolució*, 32-33 : 127-145.

Barus T., 1987. Studiul geologic complex al depozitelor neogene din zona Olt-Oltet, cu privire speciala zacamintelor de carbuni. Résumé Thèse, Univ. Bucarest.

Berger A., 1981. Le Soleil, le climat et leurs variations. *Ciel et Terre*, 97 : 229-244.

Berger A., Li X.S. et Loutre M.F., 1999. Modelling northern hemisphere ice volume over the last 3 Ma. *Quaternary Sci. Rev.*, 18 : 1-11.

Bertini A., 1994. Messinian-Zanclean vegetation and climate in North-Central Italy. *Historical Biology*, 9 : 3-10.

Bertini A., 2001. Pliocene climatic cycles and altitudinal forest development from 2.7 Ma in the northern Apennines (Italy) : evidence from the pollen record of the Stirone section (~5.1 to ~2.2 Ma). *Geobios*, 34, 3 : 253-265.

Bernor R.L., Kovar-Eder J., Lipscomb D., Rögl F., Sen S. et Tobien H., 1988. Systematic and paleoenvironmental content of first appearing hipparion in the Vienna Basin, Austria. *Journ. Vert. Paleo.*, 8, 4 : 427-452.

Bernor R.L., Kovar-Eder J., Suc J.P. et Tobien H., 1990. A contribution to The Evolutionary of European Late Miocene age hipparionines (Mammalia : Equidae), *Paléobiol. Cont.*, 17 : 291 – 309.

Bessais E. et Cravatte J., 1988. Les écosystèmes végétaux pliocènes de Catalogne méridionale. Variations latitudinales dans le domaine nord-ouest méditerranéen. *Geobios*, 21 : 49-63.

Bessedik M., 1985. *Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie*. Thèse, Univ. Montpellier 2 : 162 p.

Blackman R.B. et Tukey J.W. , 1958. The measurement of power spectra from the point of view of communication engineering. *Dove Publications Inc.,* New York : 190 p.

Clauzon G., Suc J.-P., Gautier F., Berger A. et Loutre M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis : Controversy resolved? *Geology*, 24, 4 : 363-366.

Clauzon G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1 : 3-22.

Clauzon G., 1999. L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma. *Et. Géogr. Phys*., 23 : 33-40.

Clet-Pellerin M., 1983. *Le Plio-Pléistocène en Normandie. Apports de la palynologie*. Thèse, Univ. Caen : 135 p.

Combourieu-Nebout N., 1990. Les cycles glaciaire-interglaciaire en région méditerranéenne de -2,4 à –1,1 Ma : analyse pollinique de la série de Crotone (Italie méridionale). *Paléobiol. Cont.*, 17 : 35-39.

Combourieu-Nebout N. et Vergnaud Grazzini C., 1991. Late Pliocene Northern hemisphere glaciation : the continental and marine responses in Central Mediterranean. *Quaternary Sci. Rev.*, 10 : 319-334.

Cour P., 1974. Nouvelles techniques de détection des flux et des retombées pollinique :étude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface du sol. *Pollen et Spores*, 16, 1 : 103-141.

Cour P. et Duzer D., 1978. Persistance d'un climat hyperaride au Sahara, central et méridional au cours de l'Holocène. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.,* 2, 18 : 2-3.

Cravatte J. et Suc J.-P., 1981. Climatic evolution of North-Western Mediterranean area during Pliocene and Early Pleistocene by pollen-analysis and forams of drill Autan 1. Chronostratigraphic correlations. *Pollen et Spores*, 23, 2 : 247-258.

Cravatte J., Matias I. et Suc J.-P., 1984. Nouvelles recherches biostratigraphiques sur le Pliocène du Roussillon. *Géologie de la France*, 1-2 : 149-163.

De Vernal A., Mudie P.J., Harland R., Morzadec-Kerfourn M.-T., Touron J.-L., et Wrenn J.H., 1992. Quaternary organic-walled dinoflagellate cysts of the North Atlantic and ajacent seas : ecostratigraphy and biostratigarphy. In « Neogene and Quaternary

Dinoflagellate Cysts and Acritarchs », Head M.J. et Wrenn J.H. édit. Amer. Ass. Stratigr. Palynologists Foundation, Dallas : 289-328.

Diniz F., 1984. Etude palynologique du bassin pliocène de Rio Maior. *Paléobiol. Cont.*, 14, 2 : 259-267.

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)*. Thèse, Univ. Montpellier 2 : 333 p.

Drivaliari A., Ticleanu N., Marinescu Fl., Marunteanu M., Suc J.P., 1999. A Pliocene record at Ticleni (Southwestern Romania) *In* « The Pliocene : Time of Change », Wrenn J.H., Suc J.P., Leroy S.A.G., édit., Amer. Ass. Stratigr. Palynologist Foundation : 103 – 108.

Erdtman G., 1966. *Pollen morphology and plant taxonomy. Angiosperms : an introduction to palynology.* Almqvist et Viksell, Stockholm, 12 : 539 p.

Fauquette S., Guiot J. et Suc J.-P., 1998. A method for climatic reconstruction of the Mediterranean Pliocene using pollen data. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 144 : 183-201.

Fauquette S., Suc J.-P., Guiot J., Diniz F., Feddi N., Zheng Z., Bessais E. et Drivaliari A., 1999. Climate and biomes in the West Mediterranean area during the Pliocene. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 152 : 15-36.

Follieri M., Magri D. et Sadori L., 1988. 250,000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma). *Pollen et Spores*, 30, 3-4 : 329-356.

Garcin M., Farjanel G., Courbouleix SS., Barrier P., Braccini E., Brebion P., Carbonel G., Carriol R.P., Casanova J., Clet-Pellerin M., Janin M.C., Jehenne F., Jolly M.-C., Lauriat-Rage A., Merle D., Morzadec-Kerfourn M.-T., Pareyn C., Rosso A., Sanogo A., Tourmarkine M. et Williamson D., 1997. La "Longue séquence" pliocène de Marchésieux (Manche). *Géologie de la France*, 3: 39-77.

Gheorghian M., 1978. Micropaleontological investigation of sediments from sites 379, 380, and 381 of Leg. 42.B, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, Ross D.A., Neprochnov Y.P. *et al*. édit., 42, 2, U. S. Gov. Print. Off. : 783-789.

Gilbert G.K., 1885. The topographic features of lake shores. *U.S. Geol. Survey*, Washington, 5, 75-123.

Hilgen F.J. et Langereis C.G., 1989. Periodicities of $CaCO_3$ cycles in the Mediterranean Pliocene : Discrepancies with the quasi-periods of the earth's orbital cycles? *Terra Nova*, 1 : 409-415

Hilgen F.J., 1990. Sedimentary cycles and an astronomically controlled, oscillatory system of climatic changes during the Late cenozoic in the Mediterranean. *Paléobiol. Cont.*, 17 : 25-33.

Hilgen F.J., 1991a. Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107 : 349-368.

Hilgen F.J., 1991b. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implications for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104 : 226-244.

Hooghiemstra H., 1989. Quaternary and Upper-Pliocene glaciations and forest development in the tropical Andes : evidence from a long high-resolution pollen record from the sedimentary basin of Bogota, Colombia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 72 : 11-26.

Hooghiemstra H. et Ran E.T.H., 1994. Late Pliocene high resolution pollen sequence of Colombia : an overview of climate change. *Quaternary Intern.*, 21 : 63-80.

Horvath F., 1995. Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. *Mar. Pet .Geol*. 12 : 837 –844.

Hsü K.J., 1978. Correlation of Black Sea sequences. *In* "Initial Report of the Deep Sea Drilling Project", Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. *et al*. édit., 42, 2, U.S. Gov. Print. Off: 489-497.

Hsü K.J., Cita M.B. et Ryan W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, Hsü K.J. *et al*. édit., 13, 2, U. S. Gov. Print. Off. : 1203-1231.

Hsü K.J. et Giovanoli F., 1979. Messinian event in the Black Sea. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 29, 1-2, 75-94.

Iljina L.B., Nevesskaja L.A., Paramonova N.P., 1976. Zakonomernosti razvitija molljuskov v opresnennih basseinah neogena Evrazii (pozdnij miocen – rannij Pliocen) [Regularities of mollusc development in the Neogene semimarine and brackiswater basins of (Eurasia Late Miocene –Early Pliocene)]. *Nauka* : 288 p.

Jipa.D., 2000. Evolutia sedimento-genetica a Bazinului dacic (Pontian-Pleistocen), Simpozionul National, As. Hidrogeologilor Romania.

Jenkins G.M. et Watts D.G., 1968. Spectral analysis and its applications. Holden-Day, San Francisco, 525 p.

Jousé A. P. et Mukhina V.V , 1978. Diatoms units and the paleogeography of teh Black Sea in the late Cenozoic. , *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, Ross D.A., Neprochnov Y.P. *et al*. édit., 42, 2, U. S. Gov. Print. Off.: 903-950.

Kojumdgieva E.,1983. Palaeogeographic environment during the desiccation of the Black Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 43 :195 –204.

Kokinos J.P. et Andersen D.M. , 1995. Morphological development of resting cystis in culture of the marine dinoflagellate *Lingulodinium polyedrum (=L. machaerophorum)*. *Palynology,* 19 : 143-166.

Kouli K., Brinkhuis H., Dale B., 2001. *Spiniferites cruciformis* : a fresh water dinoflagellate cyst ? *Rev. Palaeob. Palynol.*, 113 : 273-286.

Leroy S. et Dupont L., 1994. Development of vegetation and continental aridity in northwestern Africa during the late Pliocene : the pollen record of ODP Site 658. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.,* 109 : 295-316.

Langereis C.G. et Hilgen F.J., 1991. The Rossello composite : a Mediterranean and global reference section for the Early to early Late Pliocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104 : 211-225.

Magyar I., Geary D.H. et Müller P., 1999. Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.,* 147 :151-167

Mamatsashvili N.S., 1975. The palynological characteristics of the Kolkhida Quaternary continental deposits (The Georgian SSR). *In* "Metsniereba", Tbilisi : 114 p.

Marinescu F., 1992. Les bioprovinces de la Paratéthys et leurs relations. *Paleontologia i Evolució*, 24-25, 445-453.

Marinescu F., Motas I.C., Andreescu I., Gheorghian D., Gheorghian M., Marza I., Orasanu T., Papaionopol I., Popescu G., Rusu A. et Suraru N., 1972. Guide de l'excursion de la 5ème réunion du groupe de travail pour la Paratéthys. Néogène de la dépression de Transilvanie, du Banat et du Bassin dacique. Inst. Geol., 9: 112 p.

Marinescu F., 1978. *Stratigrafia Neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic*. Edit. Acad. R.S.R. : 155 p.

Marinescu F., Ghenea C. et Papaianopol I., 1981. Stratigraphy of the Neogene and Pleistocene Boundary. Guide Excursion A6, Guidebook Series, 20 :111 p.

Marinescu F. et Papaianopol I., édit., 1995. *Chronostratigraphie und Neostratotypen*. *Dacien*. Edit. Academiei Romane, Bucarest : 530 p.

Martinetto E., 1994. Paleocarpology and the *in situ* ancient plant communities of a few italian Pliocene fossil forests. *In* "Studies on Ecology and Paleoecology of Benthic Comminities", *Boll. Soc. Paleontol. Ital.*, vol. spéc., 2 : 189-196.

Marunteanu M., 1992. Distribution of the Miocene calcareous nannofossils in the intra-and-extra-Carpathian areas of Rumania, *Knihovnicka ZPN,* 14b, 2 : 247-261.

Marunteanu M. et Papaianopol I., 1995. L'association de nannoplancton dans les dépôts romaniens situés entre les vallées de Cosmina et de Cricovu Dulce (Munténie, bassin dacique, Roumanie). *Rom. J. Paleontology,* 76 .

Menke B., 1975. *Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. Methoden und Ergebnisse*. Fischer G. édit., Jean-Stuttgart-New York : 691 p.

Méon H., Bachiri N. et Puisségur J.-J., 1990. Analyse sporopollinique du sondage de Beaune (NW de la Bresse, France). Stratigraphie et restitution climatique. *Rev. Micropaléontol.*, 32, 4 : 277-290.

Mix A.C., Le J. et Shackleton N.J., 1995. Benthic foraminiferal stable isotope stratigraphy of Site 846 : 0-1.8 Ma. *Proc. Ocean Drill. Program*, Sci. Res., 138 : 839-854.

Morzadec-Kerfourn M.-T., 1979. Etude des organismes : les kystes de dinoflagellés. *In «* La mer Pélagienne ; étude sédimentologique et écologique du Plateau tunisien et du Golfe de Gabès ». *Géol.Médit.,* 6, 1 : 221-248.

Motas I.C. et Papaionopol I., 1972. Biostratigrafia succesiunii Meotian-Pleistocen dintre Calugareni si Vadu Sapat (jud. Prahova)/ *D. S. Inst. Geol. Geophys.*, Stratigrafie, 58, 4 : 221-244.

Muratov M.V., Neprochnov Y.P., Ross D.A. et Trimonis E.S., 1978. Basic features of the Black Sea late Cenozoic history based on results of DEEP-sea Drilling, Leg. 42B. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, Ross D.A., Neprochnov Y.P. *et al*. édit., 42, 2, U. S. Gov. Print. Off. :1141-1149.

Nevesskaja L.A., Goncharova I.A., Iljna L.B., Paramonova N.P., Popov S.V. et Voronina A.A., 1987. History of Paratethys. *An. Hung. Geol., Inst.* : 337-342.

Olteanu R., 1989. Quelques considerations sur les gentres Tyrrhenocythere et Hemicytheria (Ostracode, Crustacea) du Néogène supérieur de la Paratethys., *Geobios,* 22, 1.

Papaianopol I. et Motas I.C., 1978. Marqueurs biostratigraphiques pour dépôt post-chersoniens du Bassin Dacique., *D. S. Inst. Geol. Geofis.*, Stratigrafie, 64, 4 : 283-294.

Papaianopol I. et Marunteanu M., 1993. Biostratigrapy (molluscs and calcareous nannoplankton) of the Sarmatian and Meotian in eastern Muntenia (dacic basin-Rumania), *Zemni plyn a nafta*, 38,1 : 9-15.

Papaianopol I. et Marinescu F., 1995. Lithostratigraphy and age of Neogene deposits on the Moesian Platform, between Olt and Danube Rivers. *Rom. J. Stratigraphy,* 76 : 67-70.

Paromonova N.P., 1974. Das Sarmatien s. lato der zentral Paratethys. *In «* Chronostratigraphie und Neostratotipen, Miozan der Zentrum Paratethys IV, M5, Sarmatien ». Papp A., Marinescu F. et Senes J. édit., VEDA, Bratislava : 133-136.

Pauliuc S., Andreescu I. et Barus T., 1981. Date noi privind posibilitatile de corelare a stratelor de lignit din regiunea cuprinsa intre valea Jiului si valea Motrului. *An. Univ. Bucuresti, Geologie*, 30 : 51-65.

Pauliuc S., Barus T., Nica T., 1988. Le rôle des facteurs téctoniques et paléogéographiques dans la genèse da la formation lignitifère de Jiu-Motru entre les vallées de Motru et Jiu. *An. Univ. Bucuresti,* Ser. Geologie, 30 : 51-60.

Polonic G. et Zugravescu D., 1998. The geodinamic compartments and present-day stress state on the Romanian territory. Congress Carpathian-Balkan Geological Association, Vienna. Abstracts : 483.

Pomérol C., 1973. *Stratigraphie et paléogéographie. Ere Cénozoïque.* Doin. édit., paris : 269 p.

Pons A., 1964. Contribution palynologique à l'étude de la flore et de la végétation pliocènes de la région rhodanienne. *Ann. Sci. Nat.*, sér. Bot., 12, 5 : 499-722.

Pons A., Suc J.-P., Reille M. et Combourieu-Nebout N., 1995. The history of dryness in regions with a mediterranean climate. *In* "Time-scales of water stress response of mediterranean biota", R.J. Aronson et D. di Castri édit., SPB Academic Publishing bv, Amsterdam : 169-188.

Pospeleva G.A. et Andreescu I., 1977. Rekognostirovocinye paleomagnetnye issledovania nekotoryh Pliotzen – Cetverticinyh porod Ruminii. *Rev. roum. géol. géophys. Géogr.* (*Géol.*), 21 : 155-167.

Quézel P. et Barbero M., 1985. Carte de la végétation potentielle de la région méditerranéenne. 1, Méditerranée orientale. CNRS édit., Paris : 1-69.

Quézel P., Médail F., Loisel R. et Barbero M., 1999. Biodiversité et conservation des essences forestières du bassin méditerranéen. *Unasylva*, 197, 50 : 21-28.

Radan M. et Radan S., 1994. Magnetic properties of sediments associated with coal seams : applications and implications. Abstracts*, New Trends in Geomagnetism – Biennial Meeting,* Castle of Trest, Czech Republic.

Radan M., 1995. Palaeomagnetism and rock-magnetism of Upper Neogene in the Stratigraphic and sedimentogenetic context of the western Dacic Basin (Romania). Abstracts. 4-Th Workshop of IGCP –329 Project. (« Paratethys Neogene » Symposium) Bucharest.

Radan M., Andreescu I., Enciu P., 1995. Pliocene magnetostratigraphy in the western Dacic Basin (Romania). XX EGS Gen. Assem. Abstracts, *Ann. Geophysicae*, suppl. 1, 13, C73, Hamburg (Germany).

Radan M., Andreescu I., 1995. Magnetostratigraphy of Pliocene Lignite – Clay sequences in the western Carpathian Foredeep (Romania). Program and Abstracts, I, A144, 21 IUGG Gen. Assem., Boulder (USA).

Radan M., 1996a. Paleomagnetism and rock-magnetism of coal bearing formations: applications and implications, *An. Inst. Geol. Rom.* 69, 1 : 272-276.

Radan M., 1996b. Magnetostratigraphy as a technique of nomination and correlation of coal beds; two examples from western Dacic basin (Romania), *Geol. Carp.*, 47, 3 : 174-176.

Radan M., Radan S., Andreescu I. et Vanghelie I., 1996. Magnetostratigraphic and mineralogical study of Dacian – Romanian formations from Mehedinti area: towards the synonymous nomination of lignite beds related to the Motru zone. *An. Inst. Geol. Rom.*, 69, 1 : 324-331.

Radulescu C., Samson P.M. et Stiuca E., 1989. Pliocene (Lower Romanian) micromammals in the Dacic Basin. *Misc. Speol. Rom.*, 1 : 313-326.

Radulescu C., Samson P.M., Stiuca E., Enciu P. et, Popescu A., 1993. New fossil mammal association of the Jiu Valley. A contribution to the Early and Early Late Pliocene biostratigraphy of the Dacic Basin, Romania, *Trav. Inst. Spéol."E. Racovitza",* 32 : 95-105.

Radulescu C. et Samson P.M., 1995. Review of the Villafranchian *S.S.* faunas of Romania. *Ital. Journ. Quaternary Sci.*, 8, 2 : 377-382.

Roiron P., 1992. *Flores, végétations et climats du Néogène méditerranéen : apports des macroflores du sud de la France et du nord-est de l'Espagne*. Thèse, Univ. Montpellier 2 : 296 p.

Roger S., Coulon C., Thouveny N., Féraud G., Va, Velzen A., Fauquette S., Cochemé J.J., Prévot M. et Verosub K.L., 2000. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of a tephra layer in the Pliocene Senèze maar lacustrine sequence (Grench Massif Central) : constraint on the age of the Réunion-Matuyama transition and implications on paleoenvironmental archives. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 183 : 431-440.

Rögl F., 1998. Palaeogeographic Considerations for mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 99, A : 279-310.

Rögl F. et Steininger F.F., 1983. Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran uns paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranean Raumes. *Ann. Naturhist. Mus. Wien,* 85, A : 135-163.

Ross D.A. et Degens E.T., 1974.Recent sedimentgs of Black Sea. *In* "The Black Sea – geology, chemistry and biology". Degens E.T. et Ross D.A. édit., *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 20: 183-199

Ross D.A., Stoffers P. et Trimonis E.S., 1978. Black Sea sedimentary framework. *In* "Initial Report of the Deep Sea Drilling Project", Ross, D.A., Neprochnov, Y.P. *et al*. eds., 42, 2, U.S. Gov. Print. Off: 359-372.

Sadowska A., 1995. A palynological correlation between Neogene deposits from south-western Poland and the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 52 : 35-42.

Sandulescu M., 1984. *Geotectonica Romaniei*. Ed. tehn. Bucuresti.

Sandulescu M., 1988. Cenozoic tectonic history of the Carpathians. *In «* The Pannonian Basin. A study in Basin Evolution ». Royden L.H. et Horvath F. édit., *AAPG Mém*., 45 : 17-25.

Schrader, 1978, Quaternary through of teh Black Sea, deduced from the paleoecology of diatoms, silicoflagelates, ebridians and chrysomonads. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, Ross D.A., Neprochnov Y.P. *et al*. édit., 42, 2, U. S. Gov. Print. Off. :789-903.

Shackleton N.J., Hall M.A. et Pate D., 1995. Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. *Proc. Ocean Drill. Program*, Scientific Results, 138 : 337-355.

Snel E., Marunteanu, M., Macalet, R. et Meulenkamp, J.E., 2000. Late Miocene – Early Pliocene chronostratigraphic framework for the Dacic basin, Romania. 11th Congr. Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Fes, abstracts : 41.

Stach E., Mackowsky M.-T., Teichmüller M., Taylor G.H., Chandra D. et Teichmüller R., 1982. *Coal Petrology*. G. Borntraeger édit., Berlin-Stuttgart : 535 p.

Steenbrink J., Van Vugt N., Hilgen F.J., Wijbrans J.R. et Meulenkamp J.E., 1999. Cycrostratigraphy and $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of lower Pliocene lacustrine sequences of the Ptolemais Basin, NW Greece. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 152 : 283-303.

Steininger F.F. et Rögl F., 1985. Paleogeography and palinspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. *In* "The Geological Evolution of the eastern Mediterranean", Special publication of the Geological Society,No.17, Blackwell Scientific Publications, Oxford : 848 p.

Stevanovic P.M., 1990. Pontien nördlich von der Sava und Donau in Syrmie Backa und Banat. *In* « Chronostratigraphie und Neostratotypen. Neogen der Westlichen (« Zentrale »)

Paratethys VIII, PII, Pontien ». Stevanovic P.M., Nevesskaja L.A., Marinescu F., Sokac A. et Jambor A. édit JAZU and SANU, Zagreb-Beograd : 195-212.

Stoffers P. et Müler G., 1978. Mineralogy and lithifacies of Black Sea sediments DSDP Project, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, Ross D.A., Neprochnov Y.P. *et al*. édit., 42, 2, U. S. Gov. Print. Off. : 373-413.

Subally D., Billodeau G., Tamrat E., Ferry S., Debard E. et 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., 1980. *Contribution à la connaissance du Pliocène et du Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc-Roussillon (sud de la France) et de la Catalogne (nord-est de l'Espagne)*. Thèse, Univ. Montpellier 2 : 198 p.

Suc J.-P. et Cravatte J., 1982. Etude palynologique du Pliocène de Catalogne (nord-est de l'Espagne). *Paléobiol. Cont.*, 13, 1 : 1-31.

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., 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307 : 429-432.

Suc J.-P., Legigan P. et Diniz F., 1986. Analyse pollinique de lignites néogènes des Landes : Arjuzanx et Hostens (France). *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 40 : 53-65.

Suc J.-P., 1996. Late Neogene vegetiation changes in Europe and North Africa. *Europal Newslett.*, 10 : 27-28.

Suc J.-P. et Bessais E., 1990. Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 310 : 1701-1707.

Suc J.-P., Diniz F., Leroy S., Poumot C., Bertini A., Dupont L., Clet M., Bessais E., Zheng Z., Fauquette S. et Ferrier J., 1995a. Zanclean (~Brunssumian) to early Piacenzian (~early-middle Reuverian) climate from 4° to 54° north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 52 : 43-56.

Suc J.-P., Violanti D., Londeix L., Poumot C., Robert C., Clauzon G., Turon J.-L., Ferrier J., Chikhi H., Cambon G. et Gautier F.,1995b. Evolution of the Messinian Mediterranean environments: the Tripoli Formation at Capodarso (Sicily, Italy). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 87: 51-79.

Suc J.-P., Bertini A., Combourieu-Nebout N., Diniz F., Leroy S., Russo-Ermolli E., Zheng Z., Bessais E. et Ferrier J., 1995c. Structure of West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 Ma. *Acta zool. cracov.*, 38, 1 : 3-16.

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. et Combourieu-Nebout N., 1999. Neogene vegetation changes in West European and West circum-Mediterranean areas. *In* "Hominoid Evolution and Climate in Europe", 1 "Climatic and Environmental Change in the Neogene of Europe", Agusti J., Rook L. et Andrews P. édit., Cambridge Univ. Press : 370-385.

Ticleanu N., Roman S., Givulescu R. et Biotoianu C., 1985. Considérations paléofloristiques et pétrographiques sur la genèse des lignites de l'ouest d'Olténie. *D. S. Inst. Geol. Geophiz*, 69 : 71-87.

Ticleanu N. et Bitoianu C., 1988. Drawing up two types of humito-genetic maps for Neogene coal deposits in the Borod basin (east of Oradea) and in the Mihaita- Predesti zone (Oltenia). *D. S. Inst. Geol. Geofiz*. 72-73, 2 : 245-258.

Ticleanu N., Bitoianu C., Nicolae Gh., Popescu A., Ticleanu M., Muntiu O. et Prodanescu I., 1992. Pétrographie et propriétés physico-chimiques des charbons pliocènes du secteur Jiu-Danube. *Rom. J. Deposits*, 75 : 107-115.

Ticleanu N., 1995. Modèle génétique conceptuel des accumulations de charbon du Bassin Dacique. *In* "Chronostratigraphie und Neostratotypen. Dacien", Marinescu F. et Papaianopol I., édit., Edit. Academiei Romane, Bucarest : 46-54.

Ticleanu N.,1996. Studii biostratigrafice asupra depozitelor Mezozoice si Tertiare din Romania, Raport, Faza I (Studii pentru scara biostratigrafica Standard a Neogenului) Evolutia florei si vegetatiei neogene din Romania : 38 p.

Ticleanu N. et Diaconita D., 1997. The main coal facies and lithotypes of the Pliocene coal basin, Oltenia, Romania, *In* "European Coal Geology and Technology", Gayer R. et Pesek J. édit., Geol. Soc., spec. publ., 125 : 131-139.

Tiedemann R., Sarthein M. et Shackleton N.J., 1994. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}O$ and dust flux record of Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography*, 9, 4 : 619-638.

Traverse A., 1978. Palynological analysis of DSDP Leg 42B (1975) cores from the Black Sea *Ini. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, Ross D.A., Neprochnov Y.P. *et al*. édit., 42, 2, U. S. Gov. Print. Off.: 993-1015.

Turon J.-L., 1981. *Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlatantique nord oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire.* Thèse, Univ. Bordeaux 1 : 313 p.

Ulrich T.J., et Bishop T.N., 1975. Maximum entropy spectral analysis and autoregressive decomposition. *Rev. Geophys. Space Phys.,*13 : 183-200.

Vakarcs G., Hardenbol J., Abreau V.S., Vail P.R., Tari G. et Varani P., 1998. Corelations of the Oligocene-Middle Miocene regional stages with depositional sequences, a case study from the Pannonian basin, Hungary. *In* « Sequence Stratigraphy of European Basins ». Graciansky P.-C. , de Hardenbol J., jaquin T., Vail P.R. et Farley M.B. édit., SEMP, Spec. Publ. : 57 p.

Van Vugt N., Steenbrink J., Langereis C.G., Hilgen F.J. et Meulenkamp J.E., 1998. Magnetostratigraphy-based astronomical tuning of the early Pliocene lacustrine sediments of ptolemais (NW Greece) and bed-to-bed correlation with the marine record. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164, 3-4 : 535-551.

Van Vught N., Langerais C.G. et Hilgen F.J., 2001. Orbital forcing in Pliocene-Pleistocene Mediterranean lacustrine deposits : dominant expression of eccentricity versus precesion. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.,* 172 : 193-205.

Verlaque R., Médail F., Quézel P. et Babinot J.-F., 1997. Endémisme végétal et paléogéographie dans le bassin méditerranéen. *Geobios*, M.S., 21 : 159-166.

Visarion M., Sandulescu M., Stanica D., Veliciu S., 1998. Contributions la connaissance de la structure profonde de la plate-forme Moesienne en Roumanie. Studii Tehn. Econ., Geofizica, 15 : 62-64 ;

Wang C.-W., 1961. *The forests of China (with a survey of grassland and desert vegetation)*. M. Moors Cabot Foundation, Cambridge (USA), 5 : 313 p.

Zagwijn W.H., 1960. Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in The Netherlands. *Meded. Geol. Sticht*, sér. C, 3, 5 : 1-78.

Zagwijn W.H. et Suc J.-P., 1984. Palynostratigraphie du Plio-Pléistocène d'Europe et de Méditerranée nord-occidentales : corrélations chronostratigraphiques, histoire de la végétation et du climat. *Paléobiol. Cont.*, 14, 2 : 475-483.

Zheng Z. et Cravatte J., 1986. Etude palynologique du Pliocène de la Côte d'Azur (France) et du littoral ligure (Italie). *Geobios*, 19, 6 : 815-823.

Zhisheng A., Kutzbach J., Prell W.L., et Porter S.C., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 411 : 62-66.

Zohary M., 1973., *Geobotanical Foundations of the Middle East*. Fischer G. édit., Stuttgart, 2 : 341-739.

FIGURES :

METHODE

Fig. 1. Groupes écologiques pour tous les diagrammes synthétiques.

LA PARATETHYS

Fig. 2. Carte actuelle des régions concernant la Paratéthys.

Fig. 3. Paléogéographie de la Méditerranée et de la Paratéthys au Tortonien (11–10 Ma) (Rögl et Steininger, 1983).

Fig.4. Paléogéographie de la Méditerranée et de la Paratéthys au Messinien (6–5,3 Ma) (Rögl et Steininger, 1983).

Fig. 5. Paléogéographie de la Méditerranée et de la Paratéthys au Zancléen et au Plaisancien (5,3–3 Ma) (Rögl et Steininger, 1983).

Fig. 6. Systèmes d'étages paratéthysiens et corrélations avec le système méditerranéen et les biozonations globales (Rögl, 1998).

LE BASSIN DACIQUE

Fig. 7. Emplacement des coupes étudiées (1, Hinova ; 2, Valea Visenilor ; 3, Husnicioara ; 4, Lupoaia). 19

Fig. 8. Accumulations sédimentaires dans le bassin Dacique pendant le Pliocène (Jipa, 2000).

Fig. 9. Corrélations chronostratigraphiques entre Méditerranée et Paratéthys (d'après Marunteanu, Clauzon et Suc, communications personnelles).

Fig. 10. Distribution verticale et spatiale des principaux lignites dans la partie occidentale du bassin Dacique (Jipa, communication personnelle).

Fig. 11. Paléoenvironnements sédimentaires dans la partie occidentale du bassin Dacique au Pliocène inférieur (Ticleanu 1995).

Article Clauzon et al. (à soumettre *Basin research : inséré)*

Fig. 1. Zanclean Gilbert-type delta structure.

Fig. 2. The two phase model for the Messinian salinity crisis (Clauzon *et al*., 1996) with geographical variants (Clauzon *et al*., 1997).

Fig. 3. Black Sea and Dacic Basin localities.

Fig. 4. Revised Upper Miocene-Lower Pliocene chronostratigraphic relationships between the Mediterranean Sea and the Dacic Basin according to Snel *et al*. (2000) and the present work.

Fig. 5. Synthetic section through the Zanclean Gilbert-type delta near Turnu Severin .

Fig. 6. Proposed chronology of high sea-level cross exchanges between the Mediterranean Sea and the Dacic Basin in the latest Messinian - earliest Zanclean.

Fig. 7. Selected localities in the Mediterranean Basin and Dacic Basin used to propose cross exchanges in the latest Messinian – earliest Zanclean.

Fig. 8. Proposed time-schedule of sea-level changes and high sea-level exchanges between the Mediterranean Sea, the Adriatic Sea and the Central Paratethys (Dacic Basin, Black Sea).

Pl. 1. Views of the Turnu Severin Gilbert-type delta.

Fig. 12. HINOVA : stratigraphie et échantillonnage.

Fig. 13. HINOVA (partie inférieure : *bottom sets beds*) : diagramme pollinique détaillé.

Fig. 14. HINOVA (partie supérieure : lignites A et B) : diagramme pollinique détaillé.

Fig. 15. HINOVA : concentrations polliniques.

Fig. 16. HINOVA : résultats polliniques synthétiques.

Fig. 17. HINOVA : ostracodes (Olteanu, communication personnelle).

Fig. 18. HINOVA : bivalves (Marinescu, communication personnelle).

Fig. 19. VALEA VISENILOR : stratigraphie, échantillonnage.

Fig. 20. VALEA VISENILOR : diagramme palynologique détaillé.

Fig. 21. VALEA VISENILOR : concentrations polliniques.

Fig. 22. VALEA VISENILOR : résultats polliniques synthétiques.

Fig. 23. HUSNICIOARA : stratigraphie et échantillonnage.

Fig. 24. HUSNICIOARA (partie inférieure) : diagramme pollinique détaillé.

Fig. 25. HUSNICIOARA (partie supérieure) : diagramme pollinique détaillé.

Fig. 26. HUSNICIOARA : concentrations polliniques.

Fig. 27. HUSNICIOARA : résultats polliniques synthétiques.

Fig. 28. Log, lithologique de la coupe de Lupoaia et distributions des échantillons.

Fig. 29. LUPOAIA (sondage F6) : diagramme palynologique détaillé.

Fig. 30. LUPOAIA (portion A) : diagramme palynologique détaillé.

Fig. 31. LUPOAIA (portion B) : diagramme palynologique détaillé.

Fig. 32. LUPOAIA (portion C) : diagramme palynologique détaillé.

S.-M. Popescu (sous presse *Rewiev of Palaeobotany and Palinology* : inséré)

Fig. 1. Location of the Lupoaia section in the Dacic Basin.

Fig. 2. Lithological succession of the Lupoaia section (quarry and cored borehole F6) and its magnetostratigraphic subdivision (Radan and Radan, 1998; Van Vugt *et al*., submitted); stratigraphic locations of mammal remains are indicated.

Fig. 3. Simplified detailed pollen diagram of the Lupoaia section.

Fig. 4. A. Synthetic pollen diagram of the Lupoaia section.

Fig. 5.Principle component analysis applied to some key taxa and some ecological groups recorded in the Lupoaia pollen analysis. Axis 1 does not show any clear information. Axis 2 shows two groups which can be interpreted as a selection of the swamp-marsh elements with regard to the other groups.

Fig. 6. Linear Regression between percentages of thermophilous trees and altitude trees using the Reduced Major Axis method.

Fig. 7. Curves of thermophilous elements versus altitudinal trees (see Fig. 4B) are compared to eccentricity curve and to a reference $\delta^{18}O$ curve (Shackleton *et al*., 1995) within the chronological frame proposed by Radan and Radan (1998) and Van Vugt *et al*. (submitted).

Fig. 8. Curves of thermophilous elements versus altitudinal trees (see Fig. 4B) are compared with the eccentricity curve and a reference $\delta^{18}O$ curve (Shackleton *et al*., 1995) using a chronological frame, which is one chron older than that proposed by Radan and Radan (1998) and Van Vugt *et al*. (submitted).

Fig. 9. Place of the Lupoaia pollen diagram in the frame of the regional (Ticleni: Drivaliari *et al*., 1999) and European climatostratigraphies (Susteren in The Netherlands: Zagwijn, 1960; Garraf 1 in the northwestern Mediterranean region: Suc and Cravatte, 1982) and the reference global $\delta^{18}O$ curve (Shackleton *et al*., 1995).

Fig. 10. Cyclic responses in the Lupoaia pollen record of thermophilous and altitudinal trees to eccentricity. Chronology of palaeomagnetic reversals after Lourens *et al*. (1996). Shaded areas represent warm parts of the climatic cycles inferred from comparison of thermophilous tree maxima with eccentricity minima.

Fig. 11. Spectral analysis of thermophilous elements and altitude trees.

Fig. 12. Pollen concentration along the Lupoaia section.

Popescu et al. (Soumis à *Geology:* inséré)

Fig. 1. Location map of the Lupoaia section in southwestern Romania.

Fig. 2. Response of pollen record (thermophilous trees vs. altitudinal trees, swamp trees vs. marsh herbs) and lithology (lignite-clay alternations) to orbital forcings (eccentricity and precession) at Lupoaia.

Tabl. 1. Age and numeration of the precession minima and maxima for the time interval 4.914-4.346 Ma.

Fig. 33. Lithologie et chronostratigraphie du Gilbert delta de Turnu Severin.

Fig. 34. Corrélations chronologiques dans le bassin Dacique. A côté de chaque section étudiée sont indiqués la numérotation des lignite et le signal paléomagnétique (Radan, 1996b ; Van Vugt *et al*., 2001 ; Krijgsman, communication personnelle).

Fig.35. Place du bassin Dacique dans la climatostratigraphie générale (Suc et Zagwijn, 1983).

Fig.36. Corrélations climatiques et chronostratigraphie à très haute résolution dan le bassin Dacique.

LE BASSIN EUXINIQUE

Fig. 37. Lithologie et chronologie en mer Noire (Site 380A du Leg. 42 DSDP).

Fig. 38. Environnement et climat dans la mer Noire du Miocène au Quaternaire.

PLANCHE 1 : Dinokystes.

Fig. 39. Concentrations pollinique du Site 380A.

Fig. 40. Site 380A, DSDP : diagramme pollinique détaillé.

S.-M. Popescu .et W.B.F. Ryan (A soumettre à *Paleoceanography* : inséré)

Fig. 1. Geographical location of DSDP Site 380A.

Fig. 2."Steppe Index" curve elaborated by Traverse (1978) for the entire Site 380A section and the proposed climatic relationships with climatostratigraphies elaborated in The Netherlands (Zagwijn, 1960) and in the northwestern Mediterranean region (Suc, 1984).

Fig. 3. Lithology and new synthetic pollen diagram realised in the lower part of Site 380A compared to Halophyte curve (percentages are calculated on the total amount of pollen grains), and the corresponding subdivisions in six pollen assemblages.

Fig. 4. Representation of dinocysts (ingrey) and acritarchs (in black) in the studied part of Site 380A. Their frequency, sometimes considerable, calculated in relation to the total number of pollen grains and compared to percentages of halophytes.

Fig. 5. Poaceae/Asteraceae total pollen grains ratio.

Fig. 6. Climatostratigraphic relationships between the Lower Pliocene reference pollen diagrams from Western Europe (Rio Maior F16, Portugal: Diniz, 1984; Susteren, The Netherlands: Zagwijn, 1960) and the northwestern Mediterranean region (Garraf 1, offshore Barcelona: Suc and Cravatte, 1982) and the Site 380A pollen diagram.

Fig. 7. High-resolution proposed relationships between the reference $\delta^{18}O$ curve with location of some important isotopic stages (Shackleton *et al*., 1995), Site 380A

and the Lupoaia section with respect to eccentricity curve (BL2 solution: Loutre and Berger, 1993).

Fig. 8. Spectral analysis based on *Artemisia* amounts from the studied interval in Site 380A (Analyseries Program: Paillard *et al*., 1996).

FLORE ET VEGETATION.

PLANCHE 2. Pollens

Fig. 41. Distribution actuelle des végétaux reliques mégathermes (tropicaux), méga-mésothermes (subtropicaux) et de quelques éléments mésothermes (tempérés-chauds) au voisinage du domaine méditerranéen. Les âges indiquent leur dernière présence en Europe sud-occidentale.

Fig. 42. Forêt d'altitude du Guangxi (Chine méridionale)à *Cathaya*, *Pinus kwangtongensis*, *Rhododendron*, éléments décidus.

Fig. 43. Forêt sempervirente à larges feuilles du Guangxi (avezc des Lauraceae, *Engelhardia*, *Rhoiptelea*, *Corylopsis*, *Castanopsis*, etc.).

Fig. 44. "Swamps" à *Taxodium distichum* du delta du Mississippi.

Fig. 45. "Marshes" à Cyperaceae, Cyrillaceae et *Myrica* du delta du Mississippi.

Fig. 46. Distribution des "swamps" et des "marshes" dans le delta du Mississippi.

Fig. 47. Carte simplifiée de la végétation actuelle de la région de la mer Noire et comparaison entre les deux diagrammes polliniques pliocènes de Lupoaia et du Site 380A.

Fig. 48. Carte de la Mediterranné et de la Mer Noire au Pliocène situant les localites fournissant des informations palynologiques.

Fig. 49. Diagrammes polliniques zancléens d'Europe et du pourtour méditerranéen et paléoprovinces végétales (A, atlantique ; B, sud méditerranéenne ; C, nord méditerranéenne ; D, centre européenne ; E, est africaine).

Fig. 50. Corrélations climatostratigraphiques entre le Site 380A, Lupoaia et Stirone

Fig. 51. Corrélations détaillées entre les diagrammes du basin dacique, le Site 380A et la courbe isotopique de l'oxygène de référence.

Fig. 52. Cyclicités sédimentaires de la coupe de Capo Rossello (Pliocène inférieur, Sicile) en rapport avec la précession et l'excentricité pour la tranche de temps comprise entre les événements Nunivak et Cochiti (Hilgen et Langerais, 1989).