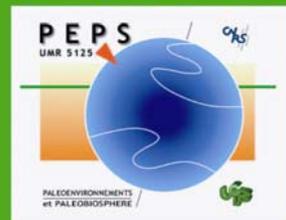


Universidad de Granada
Facultad de Ciencias



Departamento de
Estratigrafía y Paleontología

Université Claude Bernard Lyon-1



Laboratoire PaléoEnvironnements et
PaléobioSphères, UMR CNRS 5125

**Utilización del análisis polínico para la reconstrucción
de la vegetación, clima y estimación de paleoaltitudes a lo largo
del arco alpino europeo durante el Mioceno (21-8 Ma)**

Gonzalo Jiménez Moreno

Tesis Doctoral

Granada 2005

**Utilización del análisis polínico para la reconstrucción de la vegetación,
clima y estimación de paleoaltitudes a lo largo de arco alpino europeo
durante el Mioceno (21-8 Ma)**

Memoria para aspirar al grado de **Doctor en Ciencias Geológicas** por
Gonzalo Jiménez Moreno

VºBº DE LOS DIRECTORES

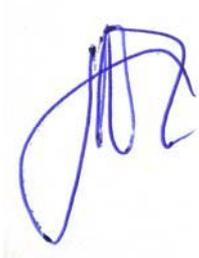


Fdo. Pascual Rivas Carrera (Universidad de Granada)



Fdo. Jean-Pierre Suc (Université Claude Bernard- Lyon 1)

Granada, Abril de 2005



Fdo. Gonzalo Jiménez Moreno

INDICE

RESUMEN	11
RÉSUMÉ	13
ABSTRACT	15
AGRADECIMIENTOS	17
INTRODUCCIÓN	21
1. MARCO GENERAL DE ESTE ESTUDIO	23
1.1. Situación geográfica	23
1.2. Situación geológica y estratigráfica	25
1.2. Clima	29
1.3. Vegetación	31
2. CONTEXTO GENERAL DEL MIOCENO	35
2.1. Clima y evolución climática	35
2.2. Tectónica alpina	37
2.3. Paleogeografía	38
2.4. Causas del cambio climático mioceno	40
3. MATERIALES Y MÉTODOS	43
3.1. Secciones y sondeos estudiados	43
3.1.1. Sondeos del <i>offshore</i> de la cuenca de Alborán.....	43
3.1.1.1. Sondeo Andalucía G-1.....	45
3.1.1.2. Sondeo Alborán A-1.....	46
3.1.1.3. Sondeo Andalucía A-1.....	47
3.1.2. Sección de Gor.....	48
3.1.3. Materiales Miocenos del noreste de España.....	49
3.1.3.1. Sondeo Rubielos de Mora-1.....	50
3.1.3.2. Sección de Orera.....	55
3.1.3.3. Sección de La Rierussa (Barcelona).....	57
3.1.4. Sección de Farinole (Cuenca de Saint-Florent, Córcega).....	59
3.1.5. Sección de Montréal (Gers, Francia).....	61
3.1.6. Región de Burdeos (Francia).....	62
3.1.6.1. Sección de Pont-Pourquey.....	62
3.1.5.2. Sección de Moulin de Lalande (Mios).....	63
3.1.6. Valle Ceppi (Italia).....	64
3.1.7. Cuenca del Valle del Ródano (Francia).....	66
3.1.7.1. Secciones de Estagel y Bayanne.....	67
3.1.7.2. Sondeo Les Mées-1 (Alpes-de-Haute-Provence, Francia).....	69
3.1.7.3. Sección de La Rosée (Alpes-de-Haute-Provence, Francia).....	70
3.1.7.4. Sección de Châteaudon (Alpes-de-Haute-Provence, Francia).....	71
3.1.7.5. Sección de Ecotet (Ain, Francia).....	72
3.1.7.6. Sección de la Nèphe (Savoie, Francia).....	74
3.1.7.7. Yacimiento de Soblay (Ain, Francia).....	75
3.1.8. Cuencas del Paratethys.....	76

3.1.8.1. Cuenca de <i>foreland</i> alpino o Cuenca Molásica (Suiza-Alemania-Austria)	76
3.1.8.1.1. Sección de Combe Girard (Le Locle) (Cantón de Neuchâtel, Suiza).....	78
3.1.8.1.2. Sección de Montevraz (Cantón de Fribourg, Suiza).....	80
3.1.8.1.3. Sección de Häutligen (Cantón de Berna, Suiza).....	81
3.1.8.1.4. Sección de Nebelberg (Cantón de Solothurn, Suiza).....	82
3.1.8.1.5. Sección de Breitenmatt (Cantón de Zürich, Suiza).....	84
3.1.8.1.6. Sección de Pfaffanzell-II (molasa bávara, Alemania).....	85
3.1.8.1.7. Sección de Strass-Eberschwang (Austria).....	87
3.1.8.1.8. Sección de Brünnerhütte (Austria).....	89
3.1.8.1.9. Sección de Göllersdorf (Austria).....	90
3.1.8.2. Sección de Berzdorf (Sajonia, Alemania).....	91
3.1.8.3. Cuenca de Viena (Austria).....	93
3.1.8.3.1. Sección de Baden-Sooss (Austria).....	94
3.1.8.3.2. Sección de St. Margarethen (Austria).....	95
3.1.8.3.3. Sección de Siebenhirten (Austria).....	97
3.1.8.3.4. Sección de Hennersdorf (Austria).....	98
3.1.8.3.5. Sondeos Moravský Ján-3 y Závod-72 (Eslovaquia).....	99
3.1.8.4. Cuenca Panónica (Hungria, Eslovaquia, Croacia y Rumanía).....	102
3.1.8.4.1. Sondeos Tengelic-2 e Hidas-53.....	103
3.1.8.4.1.1. Sondeo Tengelic-2.....	104
3.1.8.4.1.2. Sondeo Hidas-53 (Hungria).....	106
3.1.8.5. Cuenca de <i>foreland</i> de los Cárpatos. Cuenca Dácica.....	107
3.1.8.5. 1. Sección de Valea Morilor (Rumanía).....	108
3.1.8.5.2. Sección de Ruzhintsi (Bulgaria).....	110
3.1.9. Sección de Catakbağyaka (Turquía).....	111
3.2. Muestreo	112
3.3. Tratamiento en el laboratorio	112
3.4. Análisis al microscopio	114
3.4.1. Flora polínica y agrupamiento.....	114
3.4.2. Quistes de dinoflagelados.....	117
3.4.3. Morfología polínica.....	118
3.4.3.1. Láminas de fotos.....	119
Lámina 1.....	121
Lámina 2.....	122
Lámina 3.....	123
Lámina 4.....	124
Lámina 5.....	125
Lámina 6.....	126
Lámina 7.....	127
Lámina 8.....	128
Lámina 9.....	129
Lámina 10.....	130
Lámina 11.....	131
Lámina 12.....	132
Lámina 13.....	133
Lámina 14.....	134
Lámina 15.....	135
Lámina 16.....	136
Lámina 17.....	137

Lámina 18.....	138
Lámina 19.....	139
Lámina 20.....	140
Lámina 21.....	141
Lámina 22.....	142
Lámina 23.....	142
Lámina 24.....	143
Lámina 25.....	144
Lámina 26.....	145
3.5. Tratamiento de datos.....	146
3.5.1. Diagramas detallados.....	146
3.5.2. Diagramas sintéticos.....	146
3.5.3. Análisis cicloestratigráfico.....	148
3.5.4. Estimación parámetros climáticos: Función de Transferencia Climática..	149
3.5.5. Estimación de paleoaltitudes.....	151
4. RESULTADOS.....	153
4.1. Descripción resultados cada sección y diagramas.....	153
4.1.1. Sondeos del <i>offshore</i> de la cuenca de Alborán.....	153
4.1.1.2. Sondeo Alborán A-1.....	155
4.1.1.3. Sondeo Andalucía A-1.....	156
4.1.2. Sección de Gor.....	157
4.1.3. Sondeo Rubielos de Mora-1.....	159
4.1.4. Sección de Orera.....	165
4.1.5. Sección de La Rierussa (Barcelona).....	166
4.1.6. Sección de Farinole (Cuenca de Saint-Florent, Córcega).....	168
4.1.7. Sección de Montréal (Gers, Francia).....	169
4.1.8. Area de Burdeos. Sección de Pont-Pourquey + Moulin de Lalande.....	170
4.1.9. Valle Ceppi (Italia).....	172
4.1.10. Secciones de Estagel y Bayanne.....	173
4.1.11. Sondeo de Les Mées-1 (Alpes-de-Haute-Provence, Francia).....	175
4.1.12. Sección de La Rosée (Francia).....	176
4.1.13. Sección de Châteauredon (Alpes-de-Haute-Provence, Francia).....	177
4.1.14. Sección de Ecotet (Ain, Francia).....	178
4.1.15. Sección de la Nèphe (Saboya, Francia).....	179
4.1.16. Yacimiento de Soblay (Ain, Francia).....	180
4.1.17. Sección de Combe Girard (Le Locle, Suiza).....	181
4.1.18. Sección de Montevraz (Suiza).....	182
4.1.19. Sección de Häutligen (Cantón de Berna, Suiza).....	183
4.1.20. Sección de Nebelberg (Cantón de Solothurn, Suiza).....	184
4.1.21. Sección de Breitenmatt (Cantón de Zürich, Suiza).....	186
4.1.22. Sección de Pfaffanzell-II (molasa bávara, Alemania).....	187
4.1.23. Sección de Strass-Eberschwang (Austria).....	188
4.1.24. Sección de Göllersdorf (Austria).....	190
4.1.25. Sección de Brünnerhütte (Austria).....	192
4.1.26. Sección de Berzdorf (Sajonia, Alemania).....	193
4.1.27. Sección de Baden-Sooss (Austria).....	194
4.1.28. Sección de St. Margarethen (Austria).....	196
4.1.29. Sección de Siebenhirten (Austria).....	197

4.1.30. Sección de Hengersdorf (Austria).....	198
4.1.31. Sondeo Moravský Ján-3 (Eslovaquia).....	199
4.1.32. Sondeo Závod-72 (Eslovaquia).....	200
4.1.33. Sondeo Tengelic-2.....	201
4.1.33.1. Análisis espectral de los datos de polen.....	204
4.1.33.1.1. Análisis espectral de los elementos termófilos.....	205
4.1.33.1.2. Análisis espectral de los elementos de altitud.....	207
4.1.33.1.3. Elementos termófilos vs. Elementos de altitud.....	208
4.1.34. Sondeo Hidas-53 (Hungría).....	209
4.1.35. Sección de Valea Morilor (Rumanía).....	212
4.1.36. Sección de Ruzhintsi (Bulgaria).....	213
4.1.37. Sección de Catakbağyaka (Turquía).....	214
4.2. Flora y Vegetación	215
4.2.1. Análisis florístico.....	215
4.2.2. Vegetación.....	223
4.2.2.1. ¿ <i>Cathaya</i> un elemento de altitud también en el Mioceno?.....	225
4.2.2.1.1. Análisis cicloestratigráfico de <i>Cathaya</i>	227
4.2.2.1.2. Resultados cicloestratigráficos de los datos de <i>Cathaya</i>	227
4.2.2.1.3. <i>Cathaya</i> vs. elementos termófilos y <i>Cathaya</i> vs. elementos de altitud.....	229
4.2.2.2. Historia de la vegetación.....	231
4.2.2.3. Cambios repetitivos en la vegetación.....	234
4.2.2.4. Cambios espaciales: gradiente latitudinal.....	238
4.3. Parámetros climáticos	243
4.4. Paleoaltitudes	252
4.4.1. Austria.....	252
4.4.2. Jura.....	254
4.4.3. Suiza.....	255
4.5. Bioestratigrafía a partir de dinoflagelados en el mioceno inferior y medio del Paratethys Central, Europa central	255
4.5.1. Introducción.....	255
4.5.2. Materiales y métodos.....	256
4.5.3. Resultados.....	261
4.5.4. Zonación a partir de dinoflagelados y significado temporal.....	261
4.5.4.1. Asociación de dinoflagelados en la biozona PD1 (Burdigaliense medio-Ottnangiense medio).....	261
4.5.4.2. Asociación de dinoflagelados en la biozona PD2 (Langhiense superior – Badeniense inferior).....	262
4.5.4.3. Zona de dinoflagelados PD3 (Langhiense superior a Serravalliense inferior – parte alta del Badeniense inferior y Badeniense medio-superior)....	265
4.5.4.4. Asociación de dinoflagelados de la biozona PD4 (Serravalliense inferior – Badeniense superior).....	266
4.5.4.5. Asociación de dinoflagelados de la zona PD5 (Serravalliense superior bajo – Sarmatiense).....	268
4.5.5. Interpretación paleoambiental basada en los dinoflagelados.....	269

5. CLIMA	271
5.1. Evolución climática en el Mioceno	271
5.2. Cambios climáticos repetitivos	274
6. EUSTATISMO	279
7. PALEOALTITUDES	283
8. EVOLUCIÓN CLIMÁTICA Y TECTÓNICA REGIONAL	285
9. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS	287
BIBLIOGRAFÍA	293

RESUMEN

Esta memoria corresponde a los resultados de un estudio palinológico en sedimentos marinos y continentales del Mioceno (21-8 Ma) en diversas localidades del arco alpino europeo, con el objetivo principal de reconstruir la vegetación, y con ello el clima, y su evolución, durante este periodo de tiempo en Europa. Este trabajo se basa en el muestreo de 39 secciones, en superficie y sondeos. Los sedimentos analizados se extienden por gran parte del Mioceno del arco alpino europeo.

Se ha podido interpretar una vegetación rica en elementos mega- y mega-mesotérmicos, organizada en cinturones altitudinales, comparable a la que crece actualmente en regiones de climas subtropicales (América central, África o Asia), aunque la mayor similitud corresponde a la vegetación existente hoy día en el sudeste asiático (China), Islas canarias y Golfo Pérsico. Esto se interpreta como correspondiente a un clima subtropical-templado cálido durante el Mioceno, confirmado por la estimación de parámetros climáticos a través de la aplicación de la Función de Transferencia Climática a los datos de polen que suministran valores de alrededor de 15-21°C.

Este tipo concreto de vegetación, domina los espectros polínicos estudiados desde el Burdigaliense (Mioceno inferior). El sondeo Rubielos de Mora-1, a partir del cual se caracteriza la vegetación y clima para el Burdigaliense en la Península Ibérica, muestra cambios en la vegetación que se repiten en el tiempo, lo que se ha interpretado como producidos por cambios climáticos cíclicos.

El Burdigaliense superior y Langhiense (parte alta del Mioceno inferior y Mioceno medio) se caracterizan por un máximo en los porcentajes de taxones megatérmicos y mega-mesotérmicos, respuesta de la vegetación al máximo climático del Mioceno (MCO). Este evento se reconoce globalmente, y está caracterizado por los valores más bajos en la curva isotópica $\delta^{18}\text{O}$, que viene marcado en las latitudes medias europeas, por la abundancia de *Avicennia* en los espectros polínicos, planta característica de un litoral poblado por un manglar empobrecido (p.e. costas del Mar Rojo), y unas temperaturas estimadas del orden de 19-21°C.

Inmediatamente después, en el Serravalliense (parte alta del Mioceno medio), se produce una fuerte disminución de plantas mega- y mega-mesotérmicas y la desaparición de *Avicennia* del sur de Francia y noreste de España, y, como consecuencia, una progresiva caída de la diversidad florística. Al mismo tiempo se produce un aumento en el porcentaje de plantas mesotérmicas (*Quercus* de tipo caduco, *Fagus*, *Alnus*, *Acer*, *Zelkova*, *Carya*, etc.), que serán muy abundantes en la flora polínica. Esta degradación florística se interpreta como una consecuencia del enfriamiento climático progresivo que se produce durante el Serravalliense, entre otras causas, por una glaciación antártica. Las estimaciones climáticas corroboran este enfriamiento con un descenso de la temperatura de hasta 6.7°C en Suiza o 3°C en centroeuropa. Este enfriamiento es conocido globalmente como “Monterey cooling event”, que corresponde en las curvas isotópicas, a un fuerte aumento en los valores del $\delta^{18}\text{O}$.

Las investigaciones polínicas a alta resolución han permitido distinguir cambios repetitivos en la vegetación que se parecen mucho a las fluctuaciones de las curvas de referencia del $\delta^{18}\text{O}$ y se corresponderían con ciclos climáticos, que en el caso del sondeo Tengellic-2, se relacionan principalmente con los ciclos de Milankovitch de la oblicuidad y excentricidad (de periodo corto y largo).

Se ha podido caracterizar un claro gradiente climático latitudinal durante el Mioceno medio en Europa occidental (desde el sur de España hasta Suiza) en una banda de aproximadamente 11° de latitud. La frecuente presencia, en toda la región, de taxones megatérmicos y mega-mesotérmicos parece indicar que el gradiente latitudinal de temperatura sería inferior al actual, con un valor estimado de 0.43°C por grado de latitud. Se ha identificado en el sur de España una vegetación de tipo sahariana (*Prosopis*, *Caesalpiniaceae*, *Acacia*) o incluso esteparia (*Neurada*, *Lygeum*, *Calligonum*, *Ephedra*, etc.), que refleja una gran aridez y fuerte estacionalidad en las precipitaciones. El clima sería progresivamente más benigno conforme nos desplazamos hacia el norte, con la ausencia de estos elementos áridos y a la presencia de taxones con requerimientos hídricos más elevados.

El análisis polínico de sedimentos marinos en varias secciones, ha puesto en evidencia cambios eustáticos a lo largo del tiempo. Asimismo, se han estimado las paleoaltitudes de los relieves relacionados con las cuencas estudiadas, que muestran una progresiva creación de relieve durante el Mioceno.

Los efectos de la intensa actividad tectónica alpina durante esta época, que produjo la generación de relieve, además del movimiento de la placa euroasiática hacia latitudes más septentrionales, se suman a la dinámica climática global en el enfriamiento de las latitudes europeas.

Además de los pólenes, se han estudiado los dinoflagelados de tres secciones localizadas en el Paratethys Central, de edad Burdigaliense medio, Langhiense y Serravalliense. Los resultados han permitido la construcción de una biozonación robusta que ha sido comparada con las biozonas de dinoflagelados del Mar del Norte, Mediterráneo y noreste del Océano Atlántico. Este es el primer estudio que demuestra la aplicabilidad del estudio de los dinoflagelados marinos para correlaciones estratigráficas detalladas en el Mioceno inferior y medio del Paratethys Central.

RÉSUMÉ

Ce mémoire présente les résultats d'une étude palynologique conduite sur des sédiments marins et continentaux de nombreuses localités du Miocène (21-8 Ma) de l'arc alpin européen, avec comme objectif principal la reconstitution de la végétation et, en conséquence, du climat et de son évolution pendant cette période. Ce travail se base sur un vaste échantillonnage (39 coupes : affleurements et sondages). Une flore riche en éléments mégathermes et méga-mésothermes a été mise en évidence ainsi qu'une organisation de la végétation en étages altitudinaux, comparable à celle qui croît encore aujourd'hui dans les régions à climat subtropical (Amérique centrale, Afrique ou Asie), la plus grande similitude existant avec la végétation actuelle du Sud-Est asiatique (Chine), des Iles Canaries et du Golfe Persique. Ceci montre qu'un climat subtropical-tempéré chaud régnait en Europe pendant le Miocène, ce qui est confirmé par l'estimation des paramètres climatiques obtenus de la Fonction de Transfert Climatique dite des « Amplitudes climatiques » appliquée aux données polliniques : la température moyenne annuelle se situait alors autour de 15-21°C.

Ce type de végétation est documenté par les assemblages polliniques dès le Burdigalien (Miocène inférieur). Le forage Rubielos de Mora-1, à partir duquel ont été caractérisés la végétation et le climat du Burdigalien d'Espagne, révèle des changements dans la végétation qui se répètent et qui correspondent à des changements climatiques cycliques.

Le Burdigalien supérieur et le Langhien montrent un maximum chez les taxons mégathermes et méga-mésothermes, réponse de la végétation à l'optimum climatique du Miocène (MCO). Cet événement est globalement reconnu et se marque par des valeurs plus faibles dans la courbe isotopique de l'oxygène. Il correspond aux latitudes moyennes européennes par le développement d'*Avicennia* dans les spectres polliniques, plante caractéristique d'une mangrove appauvrie (comme on peut l'observer actuellement sur les côtes de la Mer Rouge) qui vit sous des températures se situant autour de 19-21°C.

Ensuite, au Serravallien, intervint une forte régression des plantes mégathermes et méga-mésothermes ainsi que la disparition d'*Avicennia* du sud de la France et du nord-est de l'Espagne. Il s'en suit une chute progressive de la diversité florale. Simultanément se produit un développement des plantes mésothermes (*Quercus* décidus, *Fagus*, *Alnus*, *Acer*, *Zelkova*, *Carya*, etc.) qui deviennent très abondantes dans les flores polliniques. Cette dégradation floristique est interprétée comme la conséquence du refroidissement climatique progressif survenu pendant le Serravallien sous l'effet d'une glaciation antarctique. Les estimations climatiques renforcent l'identification de ce refroidissement avec une diminution de la température de l'ordre de 6,7°C en Suisse ou de 3°C en Europe centrale. Ce refroidissement est globalement connu comme le "*Monterey cooling event*" qui correspond dans les courbes isotopiques de l'oxygène à une forte augmentation des valeurs en isotope 18.

Les analyses polliniques à haute résolution ont permis de mettre en évidence des changements répétitifs dans la végétation qui ressemblent beaucoup aux fluctuations des courbes isotopiques de référence de l'oxygène et donc qui correspondraient aux cycles climatiques. C'est le cas du forage Tengelic-2 où les fluctuations ont pu être attribués aux cycles de Milankovitch de l'obliquité et de l'excentricité (de courte période comme de longue période).

Un gradient climatique latitudinale très clair a été défini pour le Miocène moyen d'Europe occidentale (du sud de l'Espagne à la Suisse) sur une différence latitudinale d'environ 11°. Les quantifications paléoclimatiques indiquent pour cette région un gradient de température plus bas que le gradient actuel, avec une valeur estimée de 0,43°C par degré de latitude. Une végétation subdésertique a été identifiée dans le sud de l'Espagne (*Prosopis*, *Caesalpinaceae*, *Acacia*, *Neurada*, *Nitraria*, *Calligonum*, *Ephedra*, etc.) ; elle reflète une grande aridité et un fort caractère saisonnier dans la distribution des précipitations. Le climat se radoucissait progressivement vers le Nord, où manquent les éléments steppiques mais se développent les taxons plus exigeants du point de vue hydrique.

Des changements eustatiques ont été mis en évidence au cours de la période étudiée à partir de l'analyse pollinique des sédiments marins. En même temps, la paléoaltitude des reliefs avoisinant les bassins sédimentaires investis montrent la surrection progressive de l'arc alpin pendant le Miocène.

Les effets de l'intense activité tectonique alpine pendant cette époque, cause du soulèvement des massifs et du déplacement de la plaque eurasiatique vers le Nord, s'ajoutent à la dynamique climatique globale et contrôlent le refroidissement des latitudes moyennes européennes.

S'ajoute à l'analyse des pollens celle des dinokystes de trois coupes d'âge Burdigalien moyen, Langhien et Serravallien situées en Paratethys. Les résultats ont permis la construction d'une biozonation qui a pu être positivement comparée aux autres biozonations de dinokystes de la Mer du Nord, de Méditerranée et du nord-est de l'Océan Atlantique. Cette étude est la première à établir la fiabilité des dinokystes marins pour l'élaboration de corrélations stratigraphiques fines au Miocène inférieur et moyen en Paratéthys Centrale.

ABSTRACT

This Ph.D. volume corresponds to the results of a palynological study on marine and continental sediments of Miocene age (21-8 Ma) in several localities of the European alpine arc. The primary goal is to reconstruct the vegetation, and with that, the climate and its evolution during this period in Europe. This work is based on sampling from 39 sections (outcrops and boreholes).

A vegetation rich in mega- and mega-mesothermic elements, organized in altitudinal belts, comparable to that which grows in subtropical climate regions today (Central America, Africa or Asia) has been inferred, although the existing vegetation in Southeast Asia (China), the Canary Islands and Persian Gulf is more comparable. This is interpreted as corresponding to a subtropical to warm-temperate climate during the Miocene and is confirmed by the estimation of climatic parameters through the application of the Climatic Transfer Function that provide values of around 15-21°C.

This type of vegetation dominates the studied pollen spectra since the Burdigalian (early Miocene). The results from the Rubielos de Mora-1 borehole that characterize the vegetation and climate for the Burdigalian in Spain, show changes in the vegetation that are repetitive, which has been interpreted as produced by cyclical climatic changes.

The Late Burdigalian and Langhian (upper part of the early Miocene and middle Miocene) are characterized by a maximum in the percentage of megathermic and mega-mesothermic taxa. This is interpreted here as related to the response of the vegetation to the Miocene climatic optimum (MCO). This event is recognized globally, and is characterized by the lowest values in the $\delta^{18}\text{O}$ isotopic curve. It is characterised, in the middle European latitudes, by the abundance of *Avicennia* in the pollen spectra, developing an impoverished mangrove on the coasts (i.e. coasts of the Red Sea), and estimated temperatures around 19-21°C.

Later, in the Serravallian (late middle Miocene), a strong decrease in mega- and mega-mesothermic plants and the disappearance of *Avicennia* in southern France and northeastern Spain took place, and, as a consequence, a progressive decrease in diversity occurred. At the same time, the percentage of mesothermic plants increased (*Quercus* deciduous type, *Fagus*, *Alnus*, *Acer*, *Zelkova*, *Carya*, etc.). This floristic degradation is interpreted as a consequence of the progressive climatic cooling that took place during the Serravallian, produced mainly by an Antarctic glaciation. The climatic estimations corroborate this cooling to a decrease in temperature, with mean values of about 6.7°C in Switzerland or 3°C in Central Europe. This cooling is globally known as "Monterey cooling event," which corresponds to the isotopic curves as a strong increase in the values of the $\delta^{18}\text{O}$.

High-resolution pollen analysis allowed us to distinguish repetitive changes in the vegetation characterised by the alternation of thermophilous taxa with altitudinal taxa. The astronomic tuning of these vegetation changes to the eccentricity and insolation time series of La93_(1,1) solution, in the case of the Tengelic-2 borehole, is rather consistent. Spectral analysis of pollen data reveals the influence of astronomical climatic changes (Milankovitch scale) on the evolution of the studied vegetation. Obliquity and eccentricity are dominant while precession is poorly registered.

The Middle Miocene pollen records allow us to document the presence of a latitudinal climatic gradient from southern Spain to Switzerland. The results demonstrate that, in a vast European subtropical frame, some taxa as *Calligonum*, *Neurada*, *Nitraria*, *Prosopis* and *Lygeum*, linked to a very dry climate, were already present during the middle Miocene in the northwestern Mediterranean area. These subdesertic taxa associated in the pollen spectra to *Avicennia* (impoverished mangrove), populating the coastal area, characterized the lowlands. The gradual disappearance of these subdesertic elements and the progressive increase in mega-mesothermic plant taxa with higher water requirements going northward, from the very South of Spain to Switzerland, is interpreted as a strong latitudinal gradient in precipitation. Consequently, four different types of pollen assemblages and four consistent climatic domains have been differentiated. The presence of similar thermophilous taxa in the pollen spectra from all the localities shows that the latitudinal gradient in terms of temperature was not as large as it is today, with an estimated value of 0.43° C per degree of latitude.

Pollen analysis in some marine sections also reveals eustatic changes through time. Paleoelevations of the reliefs related to the studied basins have been estimated. They show a progressive uplift of the alpine arc during the Miocene.

The effects of the intense alpine tectonics during this time produced the uplift of the mountains and the movement of the euroasiatic plate northward. Both processes together played an important role in the cooling of the European latitudes.

In addition to pollen analysis, dinoflagellate cysts in three sections located in the Central Paratethys of middle Burdigalian, Langhian and Serravallian age have been studied. The results have allowed the construction of a robust dinocyst zonation that has been compared with biozones from the North Sea, the Mediterranean Sea and the northeast of the Atlantic Ocean. This is the first study that demonstrates the applicability of marine dinoflagellates for detailed stratigraphic correlations in the early and middle Miocene of the Central Paratethys.

AGRADECIMIENTOS

A lo largo de estos casi cuatro años de trabajo de Tesis, y por ser el tema de ámbito europeo, se han visto implicadas muchas personas que me han ayudado de formas muy variadas. La lista es larga, pero el agradecimiento a todas estas personas es obligado. Además de que: “es de bien nacidos ser agradecidos”, su exposición muestra la complejidad de un trabajo tan extenso en lo geográfico.

La colaboración desinteresada, algo que he aprendido, está en el fundamento de la formación científica.

A todos les he apeado el tratamiento para hacer más personal mi gratitud.

- A mis dos directores de Tesis: Pascual Rivas Carrera y Jean-Pierre Suc, sin los cuales esta Tesis no habría sido posible. A Pascual Rivas especialmente por su interés en crear una nueva línea de trabajo en la Universidad de Granada, ponerme en contacto con mi otro co-director francés y por todo lo que concierne a su ayuda a la hora de corregir el texto. A Jean-Pierre Suc, por ofrecerme este gran proyecto de Tesis y darme todos los medios a su disposición para llevarlo a cabo. Han sido muy provechosas las *discussions* sobre ciencia y las campañas de campo. Su apoyo ha llegado a realizar algún muestreo, sin mi presencia, en Europa del Este.

- A Séverine Fauquette (Université de Montpellier-2, Francia) por aceptar a ser *co-encadrante* de esta Tesis y por su ayuda a la hora de la estimación de parámetros climáticos y paleoaltitudes y en general por su ayuda en la interpretación de resultados.

- A Jorge Agustí (Instituto M. Crusafont, Sabadell), que me ha ayudado y apoyado desde el principio de esta Tesis cuando, junto a J.-P. Suc, decidieron sobre la viabilidad de este proyecto y su apuesta de futuro.

- A Speranta Popescu (Université Lyon-1), que me ayudó en el tratamiento de muestras en el laboratorio. Ella me animó también a trabajar sobre los dinoflagelados, tendrá por fin (espero encontrarla) su “tarta al whisky”. Su apoyo abarcó incluso a mis viajes.

- A Martin Head (University of Cambridge, Inglaterra), que me enseñó y animó siempre a estudiar los dinoflagelados fósiles. Él y su mujer, Sarah, derrocharon amabilidad al acogerme en su casa durante mi estancia en Cambridge.

- Francisco J. Rodríguez Tovar, se interesó vivamente por el tema de la ciclicidad y me ha ayudado mucho en este campo. Siempre disponible, queda aquí mi agradecimiento.

- A Thomas Bolliger (Universität Zürich, Suiza) mi agradecimiento por habernos acompañado al campo en los alrededores de Zurich y por la excelente *raclette* que nos preparó junto a su esposa.

- A Fritz Steininger (Forchungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg, Frankfurt, Alemania), que gentilmente nos acompañó en el muestreo de las secciones de la cuenca de Viena.

- Haifaa Abdul Aziz (Paleomagnetic Laboratory “Fort Hoodfdijk” Utrecht, Holanda) me ofreció la posibilidad de muestrear el sondeo Rubielos de Mora-1, por lo que le estoy muy agradecido. Los resultados han sido especialmente productivos.

- A Mathias Harzhauser (Naturhistorisches Museum Wien, Wien, Austria), por su gran ayuda con la geología en la Cuenca de Viena (Austria).

- Jean-Pierre Berger y Damien Becker (Université de Fribourg, Suiza) nos guiaron en el campo en la región de Friburgo-Berna; estoy muy agradecido por esto y por su interés en los resultados.

- A Madelaine Böhme (Universität München, Alemania), que nos acompañó a muestrear varias secciones en los alrededores de Munich, muchas gracias por ello y por su ayuda a la hora de interpretar los resultados en un contexto ecológico.

- Silvia Iaccarino (Università di Parma, Italia), me ayudó con la datación de la sección de Bayanne y Estagel.

- A Laurent Londeix (Université de Bordeaux, Francia), le agradezco el facilitarme muestras de la región de Burdeos, y la ayuda a la hora de clasificar ciertas especies de dinoflagelados.

- Ali Soliman (Universität Wien, Viena, Austria), me guió en el estudio de ciertas especies de dinoflagelados fósiles.

- A José Rodríguez Fernández, que me permitió ocupar su despacho y utilizar su microscopio durante largos meses con el mejor humor. Le agradezco su simpatía y sus siempre provechosas conversaciones que me hicieron sobrellevar el análisis al microscopio.

- A Maria Süto-Széntai (Komló, Hungría), que amablemente me trajo muestras del sondeo Tengelic-2 desde Hungría en su primer viaje fuera de su país.

- A Laszlo Kordos (Geological Institute of Hungary, Budapest), que me ayudó con los muestreos de los sondeos en Hungría.

- José Manuel Martín, Agustín Algarra y Julio Aguirre, amablemente me cedieron muestras o me acompañaron en los muestreos. Agradezco su ayuda y el interés mostrado.

- Antonio Checa, revisó el texto de esta Tesis en el estado inicial de la misma, gracias por sus sugerencias y correcciones.

- A Marianna Slamkova, Michal Kovac y Natalia Hudackova (Comenius University, Bratislava, Eslovaquia), agradezco que me haya conseguido muestras de dos sondeos de la cuenca de Viena en Eslovaquia. También a Lubo Sliva por proporcionarme información.

- Nurdam Nayuz (Turquía) amablemente me cedió algunas de sus muestras procedentes de su país.

- A Renaud Coueffe (BRGM, Francia) que me proporcionó materiales de la sección de La Rosée.

- A Henriette Jechorek y a Olaf Tietz (Staatliches Museum für Naturkunde Görlitz, Alemania) he de dar las gracias por enviarme unas bonitas muestras procedentes de Berzdorf.

- A Edoardo Martinetto (Università degli Studi di Torino, Italia), por su simpatía y amabilidad y por hacerme llegar la única muestra italiana estudiada en esta Tesis. A Marta Zunino y Carlo Bertok por la información sobre dicha sección.

- A Jean y Michelle Ferrandini (Université de Corse, Córcega), que me cedieron muestras de la cuenca de Saint Florent.

- A mi amigo Carlos Díaz Merino (Repsol-YPF), por conseguir los permisos para el muestreo de los sondeos del offshore de la cuenca de Alborán, por ayudarme con el muestreo y darme alojamiento en su casa. Gracias también a Repsol-YPF por facilitarme el acceso a dichos sondeos.

- A los miembros de mi *Comité de Pilotage* en Lyon: George Clauzon, Serge Legendre, Stephane Guillot y Serge Ferry por la ayuda y los consejos para orientar mejor la Tesis.

- Stefan Klotz (Universität Tübingen, Alemania) se ofreció para mejorar el texto de una de mis publicaciones.

- Dimiter Ivanov (Institute of Botany, Bulgarian Academy of Sciences, Bulgaria), me consiguió muestras de la sección de Ruzhintsi y me ayudó con la bibliografía sobre esta sección.

- Reinhard Zetter (Universität Wien), me ayudó con la clasificación de los pólenes de la familia Mastixiaceae.

- A Isabel Sanchez, por su amabilidad y disponibilidad al ofrecerme el microscopio electrónico del CEAMA para fotografiar muchos de los pólenes y dinoflagelados que se encuentran en las láminas de fotos que se incluyen en esta memoria.

- Plinio Montoya y Enrique Peñalver (Universidad de Valencia) me llevaron amablemente a visitar y muestrear los yacimientos de Buñol (Valencia).

- A Consuelo Díaz de la Guardia, Paqui, Silvia, Jacoba (Departamento de Botánica de la Universidad de Granada), Blanca Ruiz Zapata (Universidad de Alcalá de Henares) y Eduardo Barrón (Universidad Complutense de Madrid), por ayudarme, en mis comienzos, con la clasificación de pólenes actuales y terciarios y por el aprendizaje del procesado químico de las muestras.

- Al proyecto EEDEN (incluyendo a la ESF por su ayuda) y a los organizadores de este proyecto (J. E. Meulenkamp, J. Agustí, M. Fortelius, S. Iaccarino, J. Kovar-Eder, Z. Kvacek, F. Steininger y J.-P. Suc) por invitarme a participar en sus fructíferos workshops.

- A Christophe Lécuyer, por la acogida y el apoyo técnico y financiero prestado en el Laboratorio PEPS de la Universidad C. Bernard – Lyon 1.

- Al Ministerio francés de Educación nacional (Enseñanza superior e investigación) por el apoyo financiero obtenido (*thèses en cotutelle*).

- El programa francés « Environnement, Vie et Sociétés » (Institut Français de la Biodiversité) financió gran parte de este trabajo en Francia.

- El muestreo de los dos sondeos en Hungría fueron financiados por la Agencia de Relaciones Internacionales del CNRS y la Academia de Ciencias de Hungría.

- A la Junta de Andalucía por la beca predoctoral y la ayuda a la estancia en Lyon.

- A mis compañeros estudiantes de Tesis y Post-doc en Granada: Alicia, Nono y Raef y en Lyon, a los que agradezco la gran acogida en dicho laboratorio: Sébastien, Célia, Bérengere (viva el Patis!), Loïc, Mathieu, Romain, Yun, Vincent, Benjamin, Philippe, Eric, Marianne, Olivier, y Yan. Con ellos compartí muchas horas de microscopio y trabajo, “buenas” comidas en el Resto’U (a las todavía sorprendentes 11:30 horas a.m.), el posterior y necesario café y algunas divertidas *soirées*, en las que se incluían amplias degustaciones de vinos y licores de las diferentes regiones e incluso algún licor checo de 80°.

- Muchas gracias a las tres generaciones de *Erasmus* que conocí durante mis largas estancias en Lyon (la lista sería bastante larga). Siempre dispuestos a buenos ratos de ocio, pasamos buenos momentos juntos y compartimos la bonita experiencia del proceso de conocimiento de un país, una lengua y cultura diferentes. Experiencia no menos importante que la propia Tesis, pero de la que desgraciadamente no queda constancia escrita.

Por último agradezco a mi familia, y en especial a mi padre, quien despertó en mí, ya desde pequeño, el interés por la Geología y a quien le debo la mayor parte de mis conocimientos botánicos.

A él y a Jodi, quien ha soportado mis largas ausencias, soledad y largas facturas de teléfono, les dedico esta memoria.

INTRODUCCIÓN

El Mioceno es un periodo clave en la evolución climática y tectónica del Cenozoico.

Los ambientes continentales europeos estuvieron afectados durante el Mioceno medio-superior (14-9 Ma), justo después del periodo más cálido del Neógeno (Máximo climático del Mioceno ~ 17-15 Ma), por una glaciación antártica hace aproximadamente 14 Ma (Miller et al., 1991; Flower & Kennet, 1994; Pagani et al., 2000; Zachos et al., 2001a; Shevenell et al., 2004). A este importante acontecimiento climático se suma, sobre todo, durante el Tortonense, la orogénesis alpina, lo que da lugar a profundas transformaciones en el medio ambiente.

El conocimiento de las consecuencias de este gran acontecimiento es aún insatisfactorio:

a) El enfriamiento puede ser la causa de: una disminución de las plantas tropicales, desaparición en los litorales del norte del Mediterráneo del manglar de *Avicennia* (Bessedik, 1985; Suc et al., 1999) y de los arrecifes de coral de *Porites* (Chevalier, 1961; Perrin, 2002).

b) Las consecuencias ecológicas del levantamiento de las cordilleras alpinas están muy poco documentadas integradamente fuera de los registros sedimentarios (por ejemplo: obturación del corredor suizo (Becker, 2003), conglomerado de Valensole en la Provenza francesa (Besson et al., 2002), colmatación de la mayoría de las cuencas terciarias intramontañas).

c) A pesar de que existen un gran número de estudios polínicos y de macrofloras, en general, la historia del medioambiente vegetal no se conoce bien pues la mayor parte de estos trabajos no han estado enfocados hacia esta problemática (Méon-Vilain, 1968; Planderova, 1990; Nagy, 1992). Se utilizaron sedimentos no (o mal) datados, insuficientes contajes polínicos, y una clasificación polínica "morfográfica" en lugar de la botánica. Esta última se sirve de un conocimiento detallado de los caracteres morfológicos de los pólenes de las plantas actuales que después se comparan con los pólenes que se encuentran como fósiles en los sedimentos.

Los ambientes continentales del Tortonense (11.6–9 Ma) están también poco conocidos. Se considera que el clima, durante este intervalo de tiempo, era muy parecido al actual de acuerdo a modelos y cuantificaciones a partir de datos de polen (Micheels et al., 2003).

Se hace necesario conocer mejor la flora y medio ambientes miocenos, ya que la complejidad de la flora actual, en nuestras latitudes, es en parte el resultado de su evolución durante el Neógeno.

A través de esta trabajo se pretende fundamentalmente (1) dar respuestas a las repercusiones, en las latitudes europeas, de la glaciación antártica que sucedió hace 14 Ma, y (2) obtener información sobre la elevación altitudinal que habría entre 11 y 9 Ma que probablemente causó una fragmentación de los medios vegetales y como consecuencia, importantes modificaciones en la fauna de mamíferos (Crisis Vallesiense: Agustí & Moyà Solà, 1990; Agustí et al., 1997; Agustí et al., 2003).

Para ello, se ha llevado a cabo:

a) el inventario florístico y la reconstrucción de la vegetación a partir de contajes polínicos detallados, utilizando el método de identificación botánica, de las muestras de numerosas secciones y sondeos elegidos por su interés específico para la consecución de resultados fiables. Los sedimentos tratados están bien datados por otros métodos (foraminíferos planctónicos, nannoplancton, mamíferos, paleomagnetismo) y se distribuyen a lo largo del arco alpino europeo. Esta distribución permitirá obtener

información sobre cambios latitudinales y temporales en la vegetación, así como la evolución de la biodiversidad florística en el dominio nor-mediterráneo durante el Mioceno;

b) la estimación de los parámetros paleoclimáticos, que se ha realizado aplicando la función de transferencia paleoclimática a los datos de polen (Fauquette et al., 1998a);

c) la estimación de las paleoaltitudes del arco alpino, posible gracias a la cuantificación de los parámetros paleoclimáticos y la comparación con el gradiente actual de organización de los agrupamientos vegetales en altitud y en latitud (Ozenda, 1989; Fauquette et al., 1999a; Ozenda, 2002).

Como se ha podido deducir de los agradecimientos, aunque no entraba en las previsiones iniciales se ha realizado un estudio de los dinoflagelados, cuyos resultados han sido muy positivos:

a) iniciar el conocimiento de este grupo de organismos y su interés para integrarlo en la docencia del Departamento de Estratigrafía y paleontología de la Universidad de Granada;

b) realizar una bioestratigrafía a partir de dinoflagelados en el Paratethys Central durante el Mioceno inferior y medio inexistente hasta ahora;

c) apoyar las conclusiones paleoclimáticas y paleoambientales obtenidas por el estudio polínico.

1. MARCO GENERAL DE ESTE ESTUDIO

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El área general de estudio se sitúa en Europa (s.l.) y a lo largo del arco alpino europeo, desde España hasta Turquía (Fig. 1.1).

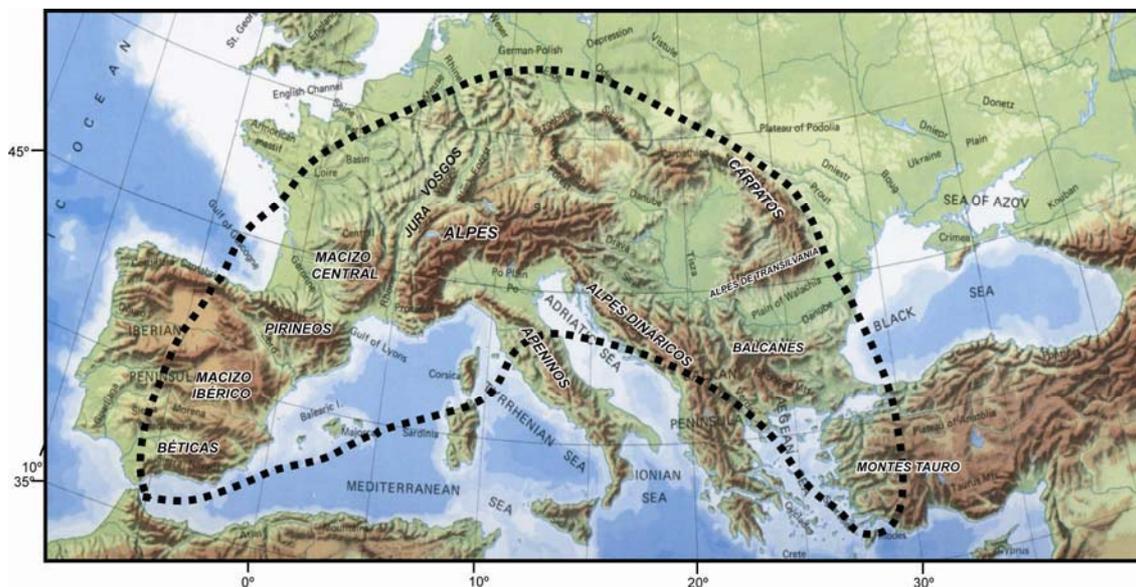


Fig. 1.1. Mapa físico de Europa y áreas adyacentes en donde se señalan los principales relieves. En trazado discontinuo se indica el área de estudio.

Las muestras proceden de cuencas neógenas actualmente situadas al pie de los relieves originados en la orogenia alpina. Están sobre el borde norte del Mar Mediterráneo y son: las Cordilleras Béticas, Macizo Ibérico, Pirineos, Macizo Central, Jura, Vosgos, Alpes, Apeninos, Alpes Dináricos, Cárpatos, Balcanes y Montes Tauro. El área está comprendida entre los 36° de latitud (Andalucía G-1, España) y los 51° N (Berzdorf, Alemania). Las muestras más occidentales se corresponden a una longitud 4° W (de nuevo Andalucía G-1) y las más orientales a 37° E (Catakbağyaka, Turquía) (Fig. 1.1 y 1.2).

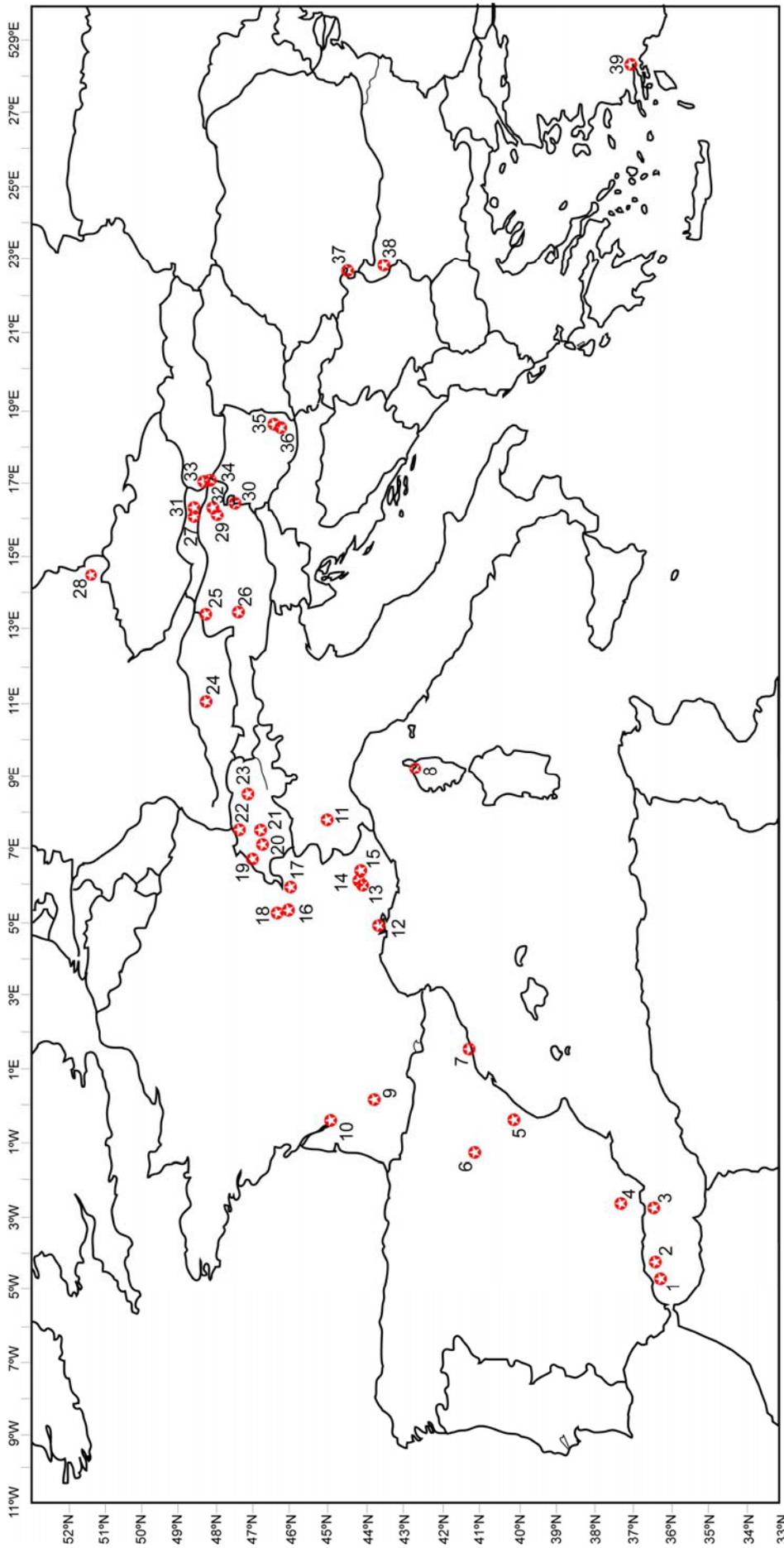


Fig. 1.2. Localización geográfica. Situación de los afloramientos o sondeos estudiados: (1) Andalucía G-1; (2) Alborán A-1; (3) Andalucía A-1; (4) Gor; (5) Rubielos de Mora-1; (6) Orea; (7) La Rierussa; (8) Farinole; (9) Montreal; (10) Burdeos; (11) Río Civera; (12) Estagel y Bayanne; (13) Les Mées; (14) La Rosée; (15) Châteauredon; (16) Ecotet; (17) La Nèphe; (18) Soblay; (19) Le Locle; (20) Montevraz; (21) Häutligen; (22) Nebelberg; (23) Breitenmatt; (24) Pfäfers-II; (25) Strass-Eberschwang; (26) Brünner-Hütte; (27) Göllersdorf; (28) Berzdorf; (29) Baden-Sooss; (30) St. Margarethen; (31) Siebenhirten; (32) Hemmersdorf; (33) Moravski Jan-3; (34) Zavod-72; (35) Tengelic-2; (36) Hidas-53; (37) Valea-Morilor; (38) Ruzhinsti; (39) Catakbağyaka.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA

En el presente estudio se han analizado muestras procedentes de las principales cuencas neógenas, tanto marinas como continentales, del arco alpino europeo. Éstas (numeradas del 1 al 11) aparecen representadas en las figuras 1.3 y 1.4:

- 1) Cuenca de Alborán;
- 2) Cuenca de Guadix-Baza;
- 3) Cuenca de Rubielos de Mora;
- 4) Cuenca del Vallés-Pénèdès
- 5) Cuenca de Saint Florent;
- 6) Valle del Ródano;
- 7) Cuenca del Po;
- 8) Cuenca de *foreland* alpino;
- 9) Cuenca de Viena;
- 10) Cuenca Panónica;
- 11) Cuenca de *foreland* de los Cárpatos: Cuenca Dácica.

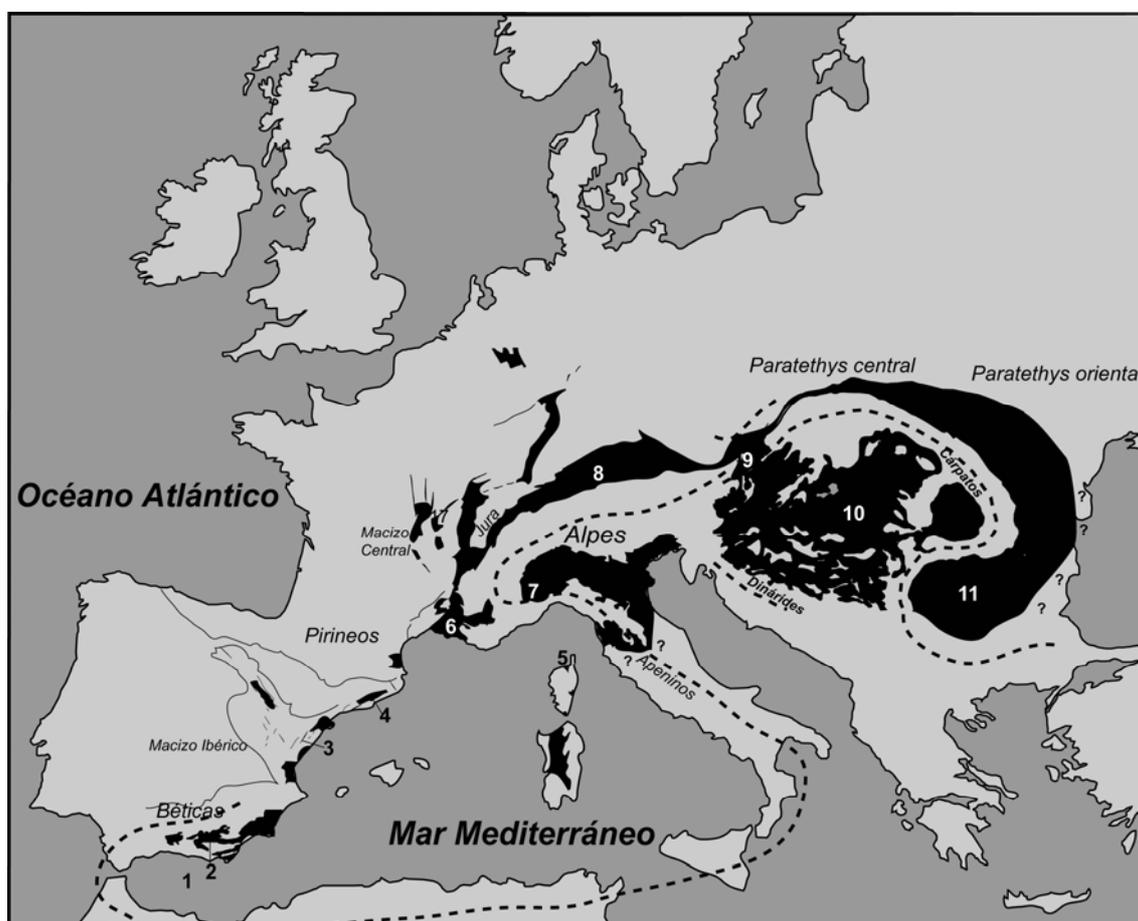


Fig. 1.3. Principales cuencas generadas en el contorno del Mar Mediterráneo. La línea discontinua muestra las principales zonas de compresión durante la orogenia alpina. Modificado de Anadón et al., 1989; Hámor, 1995; Rögl, 1998; Ivanov, 2002 y Becker, 2003. Se han analizado sedimentos para este estudio en: (1) Cuenca de Alborán; (2) Cuenca de Guadix-Baza; (3) Cuenca de Rubielos de Mora; (4) Cuenca de Vallès-Penedès; (5) Cuenca de Saint Florent; (6) Valle del Ródano; (7) Cuenca del Po; (8) Cuenca de *foreland* alpino; (9) Cuenca de Viena; (10) Cuenca Panónica; (11) Cuenca de *foreland* de los Cárpatos (Cuenca Dácica).

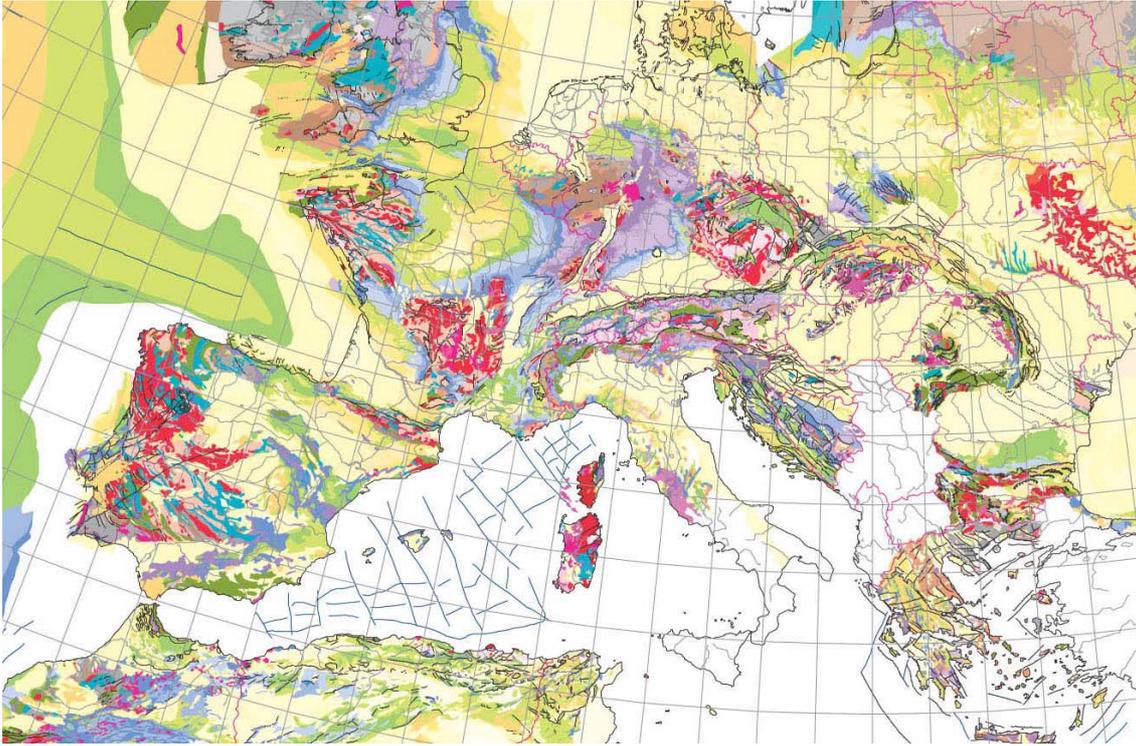


Fig. 1.4. Mapa geológico de parte de Europa y áreas adyacentes (1:5.000.000). En colores beige y amarillo sedimentos Neógenos. Procedente de Internet: www.bgr.de/Karten/IGME5000/.

Para cubrir los objetivos del trabajo había que estudiar materiales bien datados por otros métodos. A partir del Neógeno, la flora es similar a la actual, por lo que las dataciones a partir de estudios palinológicos no son fiables. Las edades se obtuvieron a partir de foraminíferos planctónicos y nannofósiles para sedimentos marinos, y, a partir de micro y macromamíferos en el caso de sedimentos continentales. Se han tenido en cuenta asimismo los datos paleomagnéticos con referencia bioestratigráfica. La utilización de estos grupos de fósiles para la datación permite establecer correlaciones entre las secuencias a partir de las escalas cronoestratigráficas en uso para el Neógeno (Fig. 1.5).

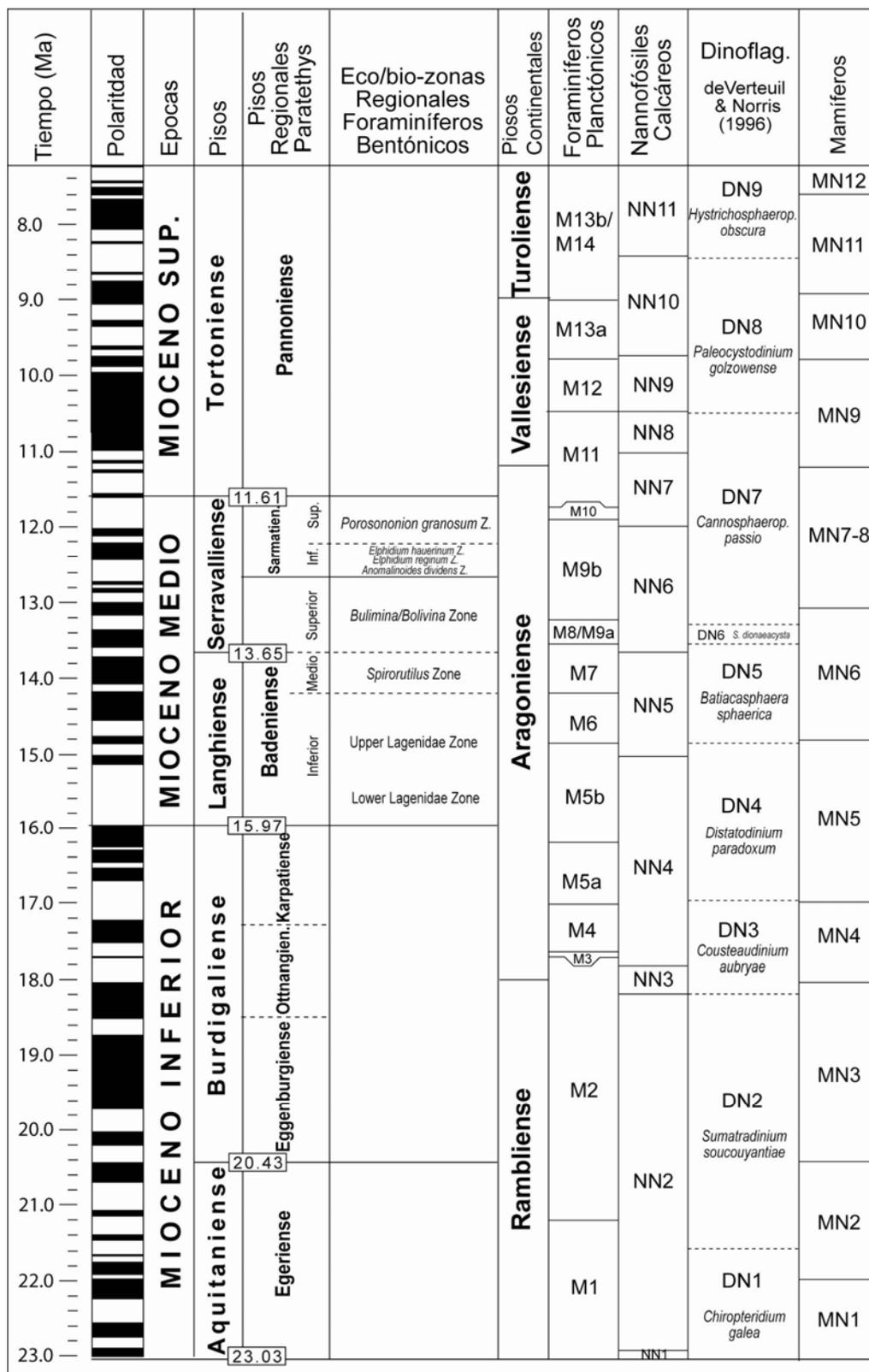


Fig. 1.5. Tabla biostratigráfica de parte del Neógeno (23-7.2 Ma). Construida a partir de la escala de tiempo de Gradstein et al. (2004) y Steininger et al., (1990, 1996). Biostratigrafía de quistes de dinoflagelados por de Versteu & Norris (1996).

Las edades de los yacimientos se presentan en la figura 1.1.5, desde el Aquitaniense (Mioceno inferior) (representado por una sola muestra: Berzdorf-33), hasta el Tortonense (Mioceno superior) (Fig. 1.6).

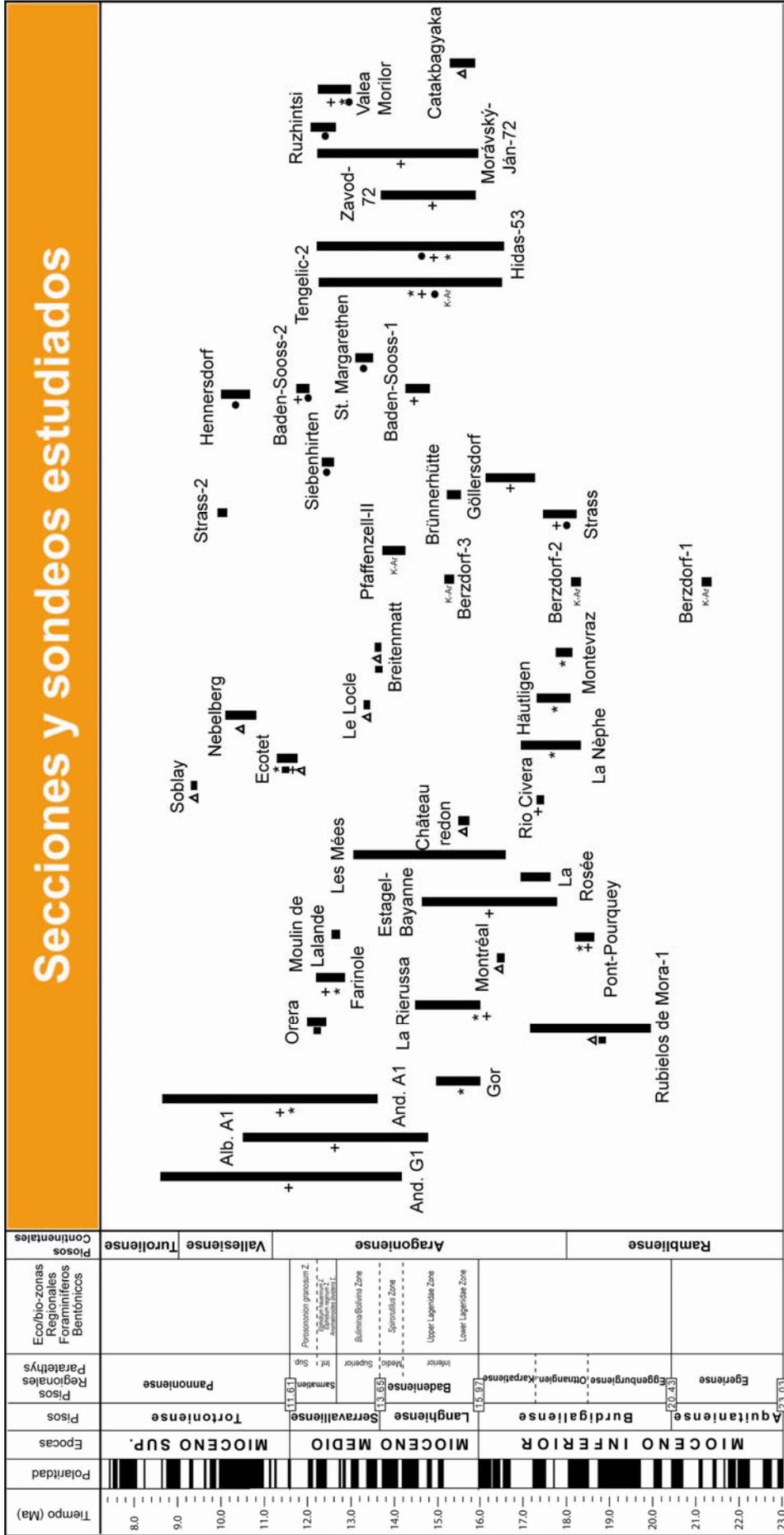


Fig. 1.6. Distribución temporal de las secciones y sondeos analizados. Las dataciones fueron realizadas a partir de foraminíferos (+), nannoplacion calcáreo (*) y mamíferos (triángulo). También a partir del paleomagnetismo (cuadrado) o dataciones absolutas como K/Ar (se especifica en la figura). Cuando el método no está indicado la datación se ha llevado a cabo a partir de otros métodos de correlación estratigráfica.

1.3. CLIMA

El clima actual en la región europea es consecuencia de una larga evolución durante el Neógeno, en el que los sucesos del Mioceno juegan un papel especialmente importante. La complejidad geográfica de la región estudiada, rodeada por mares y océanos (Mar Mediterráneo, Océano Atlántico, Mar Negro) y surcada por amplios y elevados relieves de dirección preferente E-W hace que el clima en la región sea muy heterogéneo. Sin embargo, a grandes rasgos, se pueden diferenciar dos tipos de climas: 1) clima Mediterráneo y 2) clima templado-húmedo. Dependiendo de la altitud, se distingue un tercero, 3) clima de alta montaña, que alterará los parámetros climáticos de los dos anteriores dependiendo de la elevación sobre el nivel del mar (Fig. 1.7). En el detalle la complejidad es aún mayor y, en casos, inesperada debido a mecanismos como la inversión térmica o la orientación concreta de las montañas.

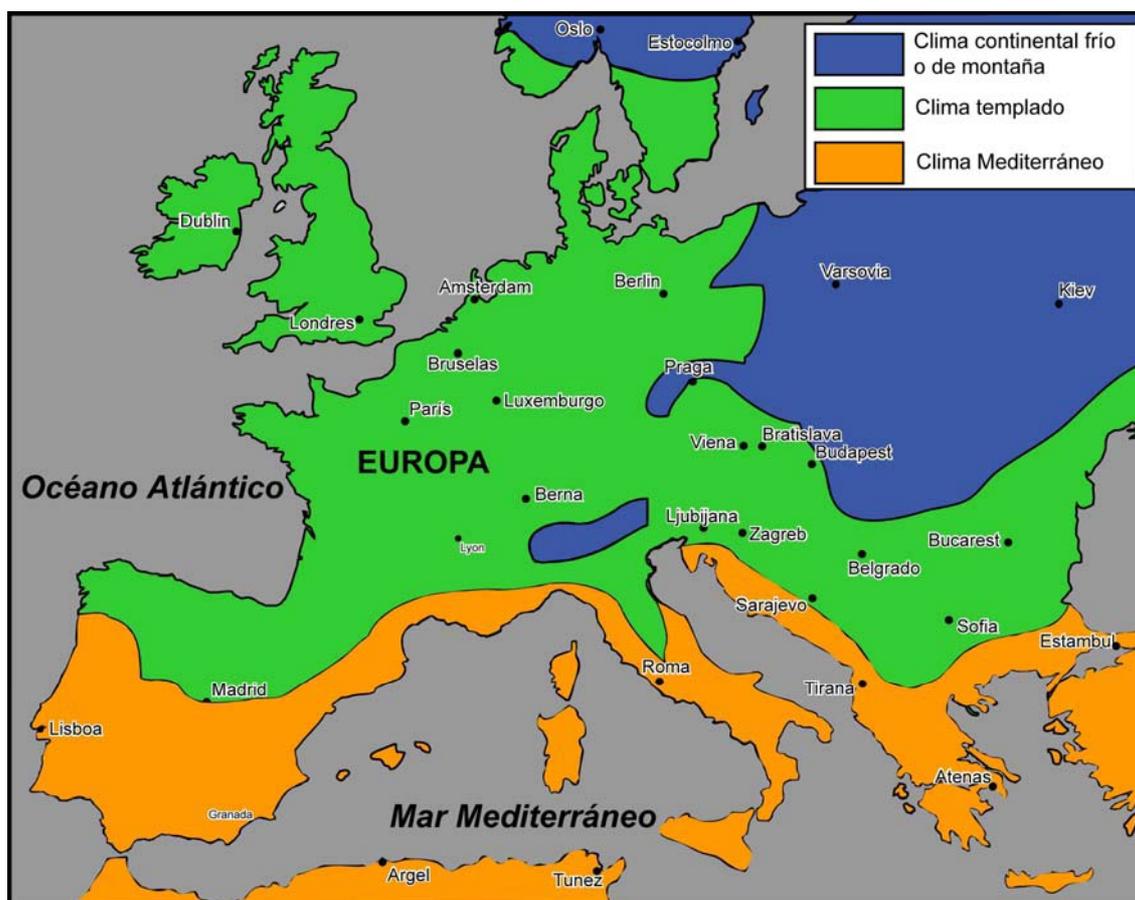


Fig. 1.7. Diferenciación de principales zonas climáticas diferentes en Europa. En la zona donde se efectúa este estudio se pueden diferenciar 3 climas diferentes: (1) clima mediterráneo; (2) clima templado-húmedo y (3) clima de alta montaña.

-1). *Clima Mediterráneo*: clima de transición entre un clima templado y subtropical-seco. Caracterizado por una estacionalidad acusada: un periodo seco durante la estación cálida (verano) y una estación invernal húmeda. Este clima está influenciado por la presencia del mar, en nuestro caso, el Mediterráneo, alargado E-W. Las temperaturas medias anuales suelen variar entre unos 12° C y 18° C. La oscilación térmica anual está comprendida entre los 10° C y 15° C de media. Las precipitaciones no suelen ser muy abundantes y se sitúan entre los 400 mm y los 700 mm, que se concentran principalmente en invierno (Fig. 1.8, 1.9 y 1.10).

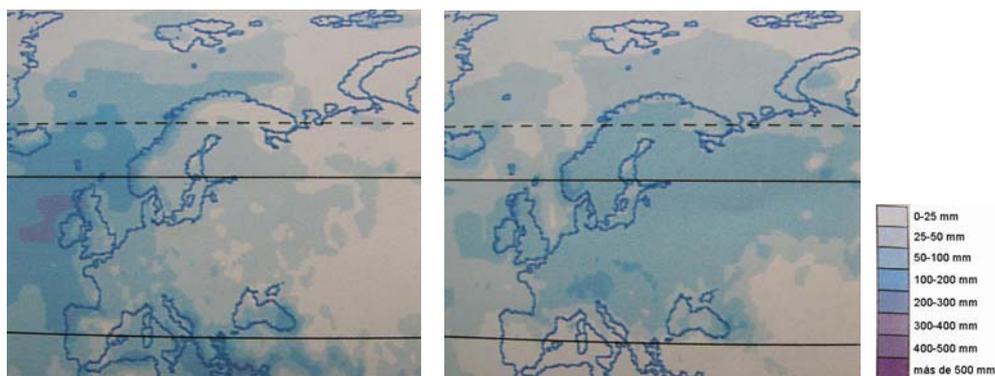


Fig. 1.8. (A) Precipitaciones medias de Enero y (B) precipitaciones medias de Julio.

-2). *Clima Templado*: muy influenciado por la presencia del Océano Atlántico. Está caracterizado por una pequeña amplitud térmica anual y por la distribución, más o menos homogénea, de abundantes precipitaciones (1.000-2.000 mm) a lo largo del año, aunque el máximo se sitúa en la estación invernal. La temperatura media depende de la latitud, aunque generalmente la estación veraniega no está regida por temperaturas muy altas y los inviernos son suaves (Figs. 1.8, 1.9 y 1.10).

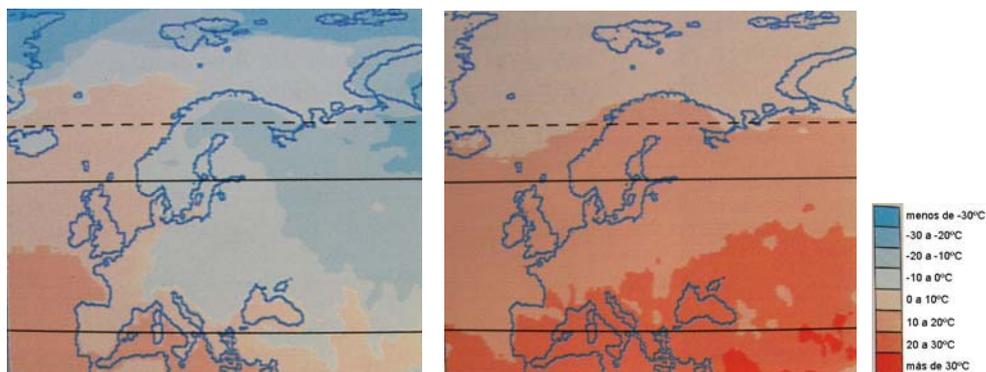


Fig. 1.9. (A) Temperaturas medias de Enero y (B) temperaturas medias de Julio.

-3). *Clima de alta montaña*: independientemente de la latitud, o si el clima es de tipo mediterráneo o templado, en las altas montañas la temperatura disminuye con la altitud, mientras que aumentan las precipitaciones, al menos hasta un cierto nivel altimétrico. Las temperaturas son muy frías, con una media anual de unos 0°C ; la oscilación térmica es de unos 20°C , y las precipitaciones, son más abundantes en verano que en invierno, suelen superar, por lo general, los 1000 mm al año.

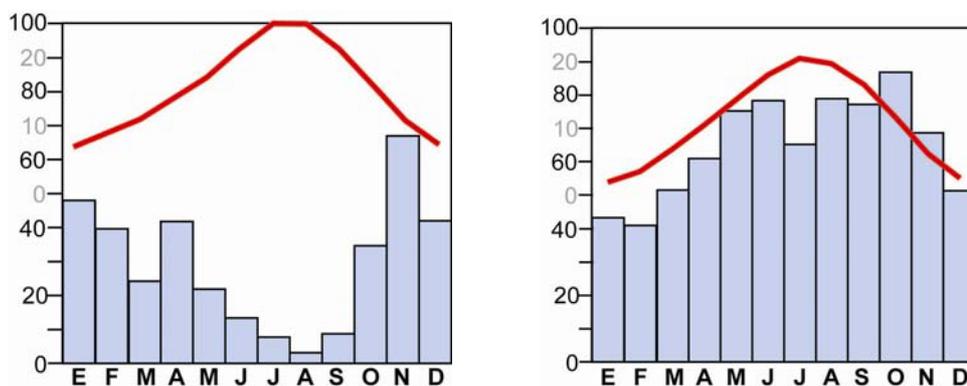


Fig. 1.10. Diagramas parámetros climáticos de (1) un clima mediterráneo (Granada) y (2) un clima templado-húmedo (Lyon).

1.4. VEGETACIÓN

Si el clima de la región europea es muy complejo, la distribución de la vegetación lo es aún más. Está controlada, además de por los parámetros climáticos normales (temperatura y precipitación), por una gran cantidad de factores, como la latitud, el grado de influencia del Mar Mediterráneo y Océano Atlántico, altitud, orientación, geomorfología y geología del sustrato. El acusado gradiente latitudinal entre el sur de la Península Ibérica e Italia, donde las sequías estivales y las temperaturas son más elevadas que en el centro y norte europeo, claramente controlan el patrón de distribución de la vegetación. Sin embargo, la influencia del Mar Mediterráneo hace que las costas mediterráneas de España y Francia tengan el mismo tipo de vegetación, incluso con 10° de latitud de diferencia. Por el contrario, el carácter montañoso de las Penínsulas Ibérica e Italiana permite una penetración del bosque de tipo “boreal” (templado) hasta latitudes muy meridionales (Quézel & Médail, 2003) (Fig. 1.11).



Fig. 1.11. Principales relieves que permiten la penetración de bosques de tipo boreal hasta latitudes más meridionales.

De cualquier manera, se pueden distinguir dos tipos de vegetación en la región europea:

-1). *Vegetación de tipo mediterráneo*: claramente controlada por la existencia de una estación estival muy seca y cálida que produce un fuerte impacto (“estrés ambiental”) en las plantas. Esto va a condicionar la vegetación, que se caracteriza principalmente, a altitudes poco elevadas, por la presencia de árboles perennifolios como *Quercus ilex-coccifera*, *Olea europaea*, *Ceratonia siliqua* o *Pistacia lentiscus*, con hojas coriáceas adaptadas a la fuerte sequía estival.

Según la altitud, que condiciona a su vez la temperatura, insolación, precipitación, etc., la vegetación de tipo mediterráneo se organiza en cinturones altitudinales llamados “pisos bioclimáticos de vegetación” (Emberger, 1955). Existen varias clasificaciones, que varían en pequeños detalles, según los factores climáticos que los controlan (Rivas Martínez, 1987; Quézel & Médail, 2003). Los límites entre los diferentes pisos bioclimáticos variarán según la latitud a la que nos encontremos en la región europea. Cuanto más nos desplazemos hacia el sur, los límites quedarán a una altitud más elevada. Se distinguen, por tanto, (a) un piso Infra-mediterráneo, muy limitado arealmente y localizado en el sureste de Marruecos, que se caracteriza por la presencia de árboles como *Argania spinosa* y *Acacia gummifera*; (b) un piso termomediterráneo que se localiza entre los 0 y los 900 metros diferenciado por la presencia de *Olea europaea*, *Phillyrea*, *Pistacia lentiscus* y *Pinus halepensis*; (c) el piso mesomediterráneo, localizado entre los 900-1450 metros, limita en su parte superior por

el cultivo natural del olivo y está distinguido por la abundancia *Quercus rotundifolia-ilex* y *Q. coccifera*; (d) un piso supramediterráneo, situado entre los 1500 y los 1900 m, caracterizado por la presencia de árboles del género *Quercus* de tipo caducifolio (*Quercus pyrenica*, *Q. faginea*, *Q. robur*, etc.) aunque se pueden encontrar todavía algún *Quercus* esclerófilo; (e) un piso oromediterráneo (o “de montaña” en Quézel & Médail, 2003), entre 1900 y 2200 m, señalado por la presencia de *Cedrus* y *Abies*, y finalmente (f) un piso crioromediterráneo (oromediterráneo para Quézel & Médail, 2003) en el que el sustrato arbóreo desaparece y la vegetación queda limitada a hierbas y pequeños arbustos adaptados a las condiciones más extremas.

Asimismo, la orientación, la naturaleza del suelo, los recursos hídricos, etc., condicionan la vegetación en cada uno de estos pisos altitudinales.

En zonas en donde el clima es de tipo semiárido (p.e. sureste de España) se desarrollan unas formaciones vegetales esteparias. Su composición florística, en comparación con las estepas del norte de África, es relativamente rica y su vegetación variada (Rivas-Martínez, 1987; Quézel & Médail, 2003): estepas de *Artemisia*, *Ephedra*, *Helianthemum*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Plantaginaceae*, *Apiaceae*, *Brassicaceae*, *Asteraceae*, etc.

-2). *Vegetación de tipo templada*. Está principalmente controlada por las altas precipitaciones, bien distribuidas durante todo el año, y temperaturas suaves durante el verano. Los inviernos son fríos y hay abundantes precipitaciones en forma de nieve, por lo que no hay disponibilidad de agua líquida en cierto tiempo. Los árboles, como una forma de adaptación a este sistema, pierden la hoja (en un estado de latencia invernal). La vegetación está dominada por *Fagus sylvatica*, *Castanea sativa*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Alnus*, *Betula*, *Acer*, *Sorbus*, *Carpinus betulus*, etc.

Al igual que con la vegetación mediterránea, la vegetación de tipo templado se organiza altitudinalmente en “pisos bioclimáticos de vegetación”. En este caso se distinguen en el norte de la Península Ibérica (Rivas-Martínez, 1987): (a) un piso colino, de 0-400 m, caracterizado por *Quercus* de tipo caduco, *Fraxinus*, *Alnus*, *Ruscus*, *Ericaceae*, etc., (b) un piso montano, situado entre 400-1700 m y caracterizado principalmente por *Pinus sylvestris*, *Abies*, *Fagus*, *Quercus* tipo caduco, *Betula*, *Corylus*, *Juniperus*, *Buxus sempervirens*, *Rhamnus*, *Acer*, *Sorbus*, etc., (c) piso subalpino, entre 1600-2200 m, señalado por la presencia de *Pinus*, *Abies*, *Rhododendron*, *Sorbus*, *Cotoneaster*, *Juniperus*, *Rosa*, etc. y por último, (d) un piso alpino, por encima de 2200-2300 m, que se caracteriza por los pastizales de *Carex*, *Festuca*, *Elyna*, *Gentiana*, *Luzula*, *Potentilla*, *Pulsatilla*, etc.

-3). *Vegetación de tipo edáfico o azonal*. Está caracterizada por la abundancia de agua en el suelo. Esta vegetación se encuentra bordeando cursos de agua o lagos. Al ser el agua el único requerimiento, esta vegetación se localiza tanto en regiones de clima mediterráneo y de clima templado. Debido a esto, muchos de los vegetales incluidos como templados se encuentran en regiones de clima mediterráneo en zonas donde la disponibilidad de agua es mayor, como las denominadas ripisilvas. Los árboles más comunes en este tipo de ambientes en la región europea son *Populus alba* y *P. nigra*, *Salix*, *Fraxinus*, *Alnus*, *Ulmus*, etc.

-4). *Vegetación de tipo relictas*. Se trata de una serie de elementos vegetales que se encuentran en la región europea fuera de su área de crecimiento “natural” (con natural se quiere decir “actual”, comparando con áreas de mayor distribución de la misma especie o especie, género y familia similar en donde ésta se encuentra bien desarrollada y en estabilidad con el ecosistema) y en condiciones, a veces, extremas y en peligro de extinción. En ocasiones, están limitados espacialmente a regiones muy pequeñas, en donde encuentran las condiciones climáticas más apropiadas para su

supervivencia, y a través del tiempo se diferencian, a nivel de especie, de sus ancestros, dando lugar a los endemismos (Fig. 1.12).

Ejemplos de estas plantas, actualmente relictas, y que provienen de climas más cálidos y generalmente más húmedos son:

- *Zelkova sicula* y *Z. abicelia* (Ulmaceae) localizadas en Sicilia y Creta respectivamente [la primera descubierta en Sicilia en 1991 (Di Pasquale et al., 1992; Quézel, et al., 1993), y que queda relegada a un área de unos metros cuadrados],
- *Pterocarya fraxinifolia* (Juglandaceae) y *Liquidambar orientalis* (Hamamelidaceae) en Turquía, y que se encuentran actualmente restringidos a áreas protegidas y muy húmedas,
- *Tetraclinis articulata* (Cupressaceae) en el norte de África y Cartagena (España),
- *Maytenus senegalensis* (Celastraceae) (provincias de Granada y Almería),
- y otros ejemplos son, *Rhododendron ponticum* subsp. *baetica*, *Frangula alnus* subsp. *baetica*, *Abies pinsapo*, *Cedrus atlantica* y *C. libani*.

Asimismo, se encuentran en la región europea, y más concretamente en la de clima mediterráneo, taxones relictos procedentes de climas más fríos, de instalación generalmente post-glacial, y localizados en zonas donde los recursos hídricos son más elevados. Ejemplos de esto son ciertos bosques de tipo caducifolio, localizados fuera de la ripisilva, y constituidos por árboles de hoja caduca como *Quercus* de tipo caduco (*Q. petraea*, *Q. robur*, etc.), *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Fraxinus*, *Ulmus*, *Carpinus betulus*, *Castanea sativa*, etc.

Estos elementos relictos se encuentran en estas regiones refugio debido a los cambios climáticos, tanto negativos (la temperatura y/o precipitación eran más elevados) como positivos (temperaturas y/o precipitaciones más bajas), que se han producido a lo largo de la historia y, más recientemente, en el Neógeno. De estos, los que más interesan en este estudio son los heredados de climas más cálidos, debido a que durante el Mioceno el clima se caracterizaba por temperaturas más altas que las actuales. Por esto, muchos de estos elementos relictos actuales se encuentran en las muestras analizadas.



Fig. 1.12. Localización de los principales refugios actuales en la región norte del Mediterráneo que contienen vegetales relictos de origen Neógeno (modificada de Quézel & Médail, 2003).

2. CONTEXTO GENERAL DEL MIOCENO

2.1. CLIMA Y EVOLUCIÓN CLIMÁTICA

El intervalo de tiempo comprendido entre los 21 y los 8 Ma es un periodo de especial importancia en la evolución climática del Neógeno. Las interpretaciones hechas a partir de datos isotópicos en mares profundos (sondeos del DSDP y ODP) con medidas principalmente del $\delta^{18}\text{O}$, muestran un óptimo climático durante el Mioceno, y más concretamente durante la parte alta del Mioceno inferior y medio (de 18 a 15 Ma), caracterizado por las temperaturas más cálidas de las estimadas para el Neógeno. Inmediatamente después, se produce un enfriamiento climático global (a partir de 14 Ma), que se interpreta como producto de un fuerte incremento en el volumen de hielo en el casquete oriental antártico (EAIS= East Antarctic Ice Sheet) (Shackelton & Kennett, 1975; Savin et al., 1985; Miller et al., 1991; Woodruff & Savin, 1989, 1991; Wright et al., 1992; Flower & Kennett, 1994; Pagani et al., 2000; Zachos et al., 2001a; Billups & Schrag, 2002; Hall et al., 2003; Shevenell et al., 2004) (Fig. 2.1).

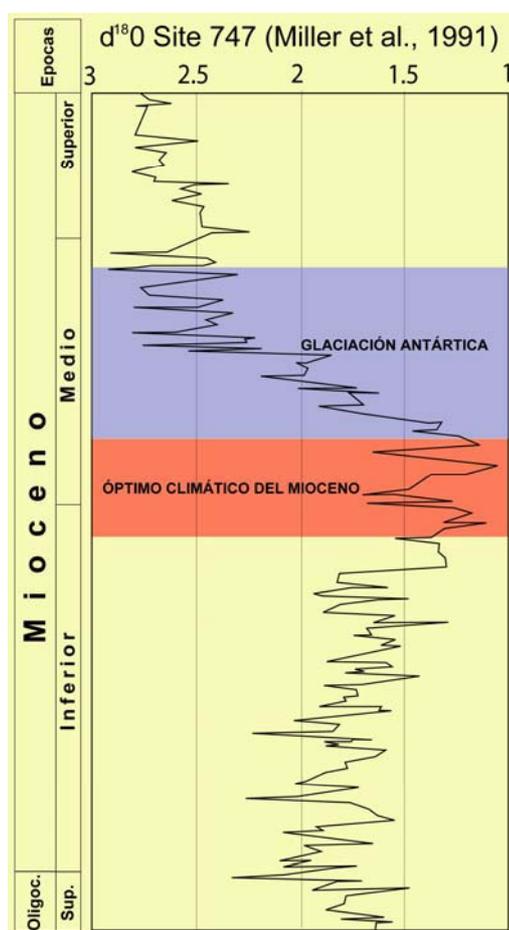


Fig. 2.1. Curva isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ del sondeo ODP 747 (Miller et al., 1991). Se aprecian claramente el llamado óptimo climático del Mioceno, caracterizado por los valores isotópicos mínimos. Le sigue, más tarde, de un fuerte aumento, interpretado como un incremento en el volumen de hielo en el casquete oriental de la Antártica (EAIS).

Posteriormente a esta glaciación, el enfriamiento global continuará hasta nuestros días, siendo su máxima expresión, los ciclos glaciares-interglaciares acaecidos durante el Pleistoceno.

La glaciación miocena, que se originó en sucesivos pulsos glaciares, produjo, como consecuencia, una caída progresiva en el nivel eustático global. Los descensos del nivel del mar coinciden claramente con aumentos en los valores isotópicos relacionados con las sucesivas glaciaciones (Haq et al., 1987; Billups & Schrag, 2002) (Fig. 2.2).

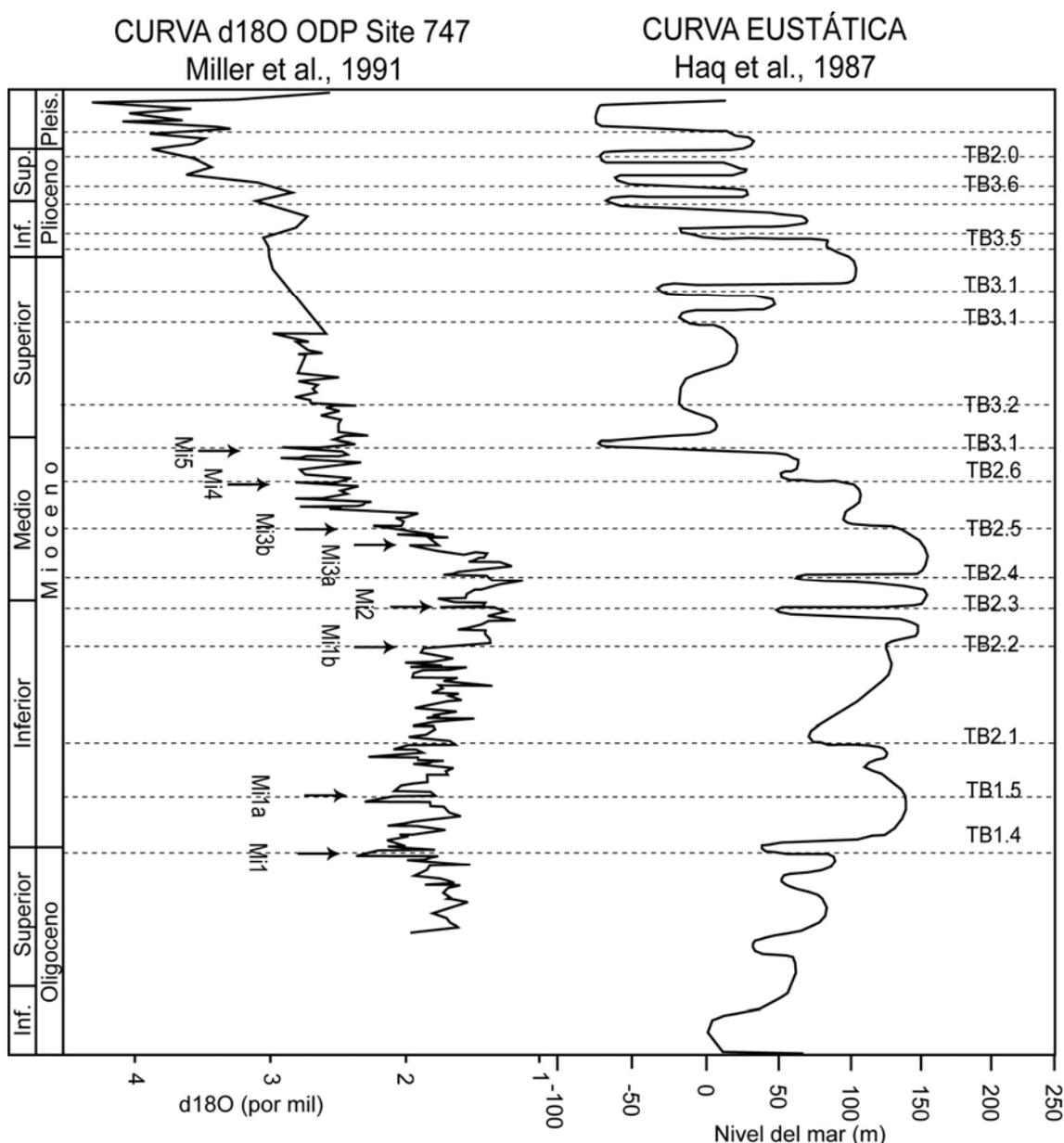


Fig. 2.2. Comparación entre la curva isotópica del $\delta^{18}O$ (Miller et al., 1991) y la curva eustática de Haq et al., (1987). En la curva isotópica se representan los eventos "Mi", que se interpretan como episodios de incrementos en el volumen de hielo y/o enfriamiento de aguas oceánicas (valores máximos de la curva). Los límites de secuencias eustáticas se representan como "TB". Se observa una correlación muy buena entre glaciaciones (Mi) y descensos del nivel del mar. Modificado de Billups & Schrag, 2002.

La información climática aportada a partir de la geoquímica se puede contrastar y confirmar por los datos paleontológicos. Faunas marinas de tipo subtropical abundaban durante el Mioceno inferior y medio, siendo más tarde, y debido al enfriamiento climático, reemplazadas por faunas de tipo templado. Ejemplos claros de este suceso son los cambios producidos en la faunas de foraminíferos planctónicos en el Mediterráneo (Turco et al., 2001), la extinción de los arrecifes de coral en el Mediterráneo y Paratethys durante el Mioceno (Chevalier, 1961; Braga et al., 1996; Saint Martin et al., 2000; Perrin, 2002) o el reemplazamiento de moluscos marinos de aguas cálidas por templadas en el Paratethys (Harzhauser et al., 2003a).

2.2. TECTÓNICA ALPINA

La tectónica, muy activa en el periodo de tiempo en el que se encuadra este estudio, juega el papel protagonista como causante de cambios paleogeográficos importantes (ver más abajo). Va a producir cambios en la circulación oceánica y a su vez atmosférica que generarán la crisis climática acontecida durante el Mioceno (Pagani et al., 2000; Billups et al., 2002; Ogasawara, 2002; Diekmann et al., 2003; Hall et al., 2003; Meulenkamp & Sissingh, 2003).

La orogenia alpina comienza hace unos 35 Ma, en la transición Eoceno-Oligoceno (Meulenkamp & Sissingh, 2003; Jolivet et al., enviado). Se produce fundamentalmente debido a dos fenómenos contemporáneos: 1) la migración de la placa Africana hacia el norte, colisionando y subduciendo bajo la placa Euroasiática y 2) el replegamiento de la placa y la apertura de cuencas de *back-arc* (Jolivet et al., enviado). Los procesos de subducción y colisión generaron relieves desde las Cordilleras Béticas y el Rif en el oeste, hasta los montes Tauro en el este. Más tarde, el proceso de replegamiento de la placa sobre la zona de subducción genera la apertura de cuencas de *back-arc* como el Mar de Alborán, la Cuenca Liguro-Provenzal, el Mar Tirreno y el Mar Egeo.

La formación de los Alpes y Cárpatos se produce bajo el control de la subducción de la placa europea bajo Apulia, un emisario de la placa africana. El replegamiento de la placa europea produjo la formación de la Cuenca Panónica en el este, aunque su dinámica no es comparable a la de las cuencas de *back-arc* de la región mediterránea (Linzer, 1996; Horvath & Tari, 1999; Wortel & Spakman, 2000; Cloething et al., 2004).

La colisión también produce, durante el Eoceno y Oligoceno, el progresivo aislamiento del Mar Mediterráneo del Tethys y del Océano Índico en el este, generándose dos dominios: el “paleo” Mediterráneo y el Paratethys (Meulenkamp & Sissingh, 2003). El dominio oceánico profundo, en las zonas de colisión que formarán más tarde las Béticas y el Rif, desaparece en el Oligoceno (Decourt et al., 1993; Popov et al., 2004).

Se distinguen 5 episodios en los que se producen grandes cambios paleogeográficos: 1) Eoceno superior (37-34 Ma); 2) Oligoceno superior (30-27 Ma); 3) parte alta del Mioceno inferior y baja del Mioceno medio (17-14 Ma); 4) el Mioceno superior (9-8 Ma) y 5) la parte alta del Plioceno inferior y Plioceno medio temprano (4-3 Ma). Al mismo tiempo que estos episodios en toda el área europea se sobrepone una tendencia W-E con respecto a la generación de relieve y la reducción progresiva de la sedimentación marina y continental en estas cuencas (Meulenkamp & Sissingh, 2003).

2.3. PALEOGEOGRAFÍA

Los cambios paleogeográficos, la apertura y cierre de comunicación entre océanos y las corrientes, tanto profundas como superficiales, influyen en el clima y en los posibles intercambios de fauna y flora.

Como hemos visto más arriba, durante el Neógeno, por la convergencia de las placas africana y euroasiática, se produce la desaparición del Tethys y la formación de dos nuevos grandes dominios marinos: el Mar Mediterráneo y el Paratethys (Rögl, 1998; Meulenkamp & Sissingh, 2003).

En este proceso de convergencia, el continente euroasiático se desplaza hacia el norte. Diversos estudios de paleomagnetismo indican que esta migración hacia el norte es de hasta 10° de latitud desde el Mioceno inferior hasta la actualidad. Los valores medios para el periodo en estudio son de 3-4° [Burdigaliense inferior (20 Ma)-Tortonense superior (8-7 Ma) (Rögl, 1998; Meulenkamp & Sissingh, 2003)]. Este proceso será tenido en cuenta, ya que se sumará al resto de factores que enfriarán el clima a lo largo del Mioceno. En el proceso de orogenia también se produciría un acortamiento en la distancia entre las diferentes localidades.

Consecuencia de esta colisión se generan numerosas cuencas, marinas y continentales, en la plataforma norte del Mediterráneo (Fig. 2.2 y 2.3). Un ejemplo claro de esto son la multitud de cuencas marinas en lo que se denomina "Paratethys" (Cuenca Panónica, Cuenca de Viena, Cuenca Styriana y la cuenca de *foreland* de los Cárpatos). Estas cuencas mostrarán, más tarde y por razón de la misma orogenia alpina, una tendencia progresiva a la continentalización y a la disminución de tamaño. En el Mioceno superior su configuración se parece mucho a la actual. Quedan como vestigios actuales el Mar Negro y Mar Cáspio (Royden & Horváth, 1988; Hámor, 1995; Rögl, 1998; Meulenkamp & Sissingh, 2003) (Fig. 2.2 y 2.3).

En el Aquitaniense hay una buena comunicación entre el Océano Índico y los mares Mediterráneo y Paratethys y las faunas cálidas se distribuyen por todo el dominio marino.

Durante el Burdigaliense las comunicaciones entre el Océano Índico y Pacífico son aún buenas, pero se produce una regresión que afecta a las comunicaciones entre el Océano Índico y los mares Mediterráneo y Paratethys, estos últimos bien comunicados entre sí.

El Langhiense se caracteriza por una fuerte transgresión (relacionada con el óptimo climático del Mioceno) que se correlaciona con el alto nivel del mar de la secuencia TB2.3 de Haq et al. (1987) o Bur-5/Lan-1 de Handerbol et al. (1998). Esta transgresión produce, de nuevo, vías de comunicación entre el Océano Índico y los mares Mediterráneo y Paratethys.

Más tarde, durante el Serravalliense, se produce una importante regresión que cierra la comunicación entre el Océano Indico y el Mediterráneo. Asimismo el Paratethys se aísla del Mediterráneo aunque queda comunicado con el Océano Indico. El volumen de las cuencas del Paratethys se reduce y en ambientes poco profundos y restringidos comienza una sedimentación de tipo salobre. Durante el Serravalliense medio-superior se produce la última apertura de un estrecho entre el Mediterráneo y el Paratethys y la consiguiente comunicación entre ellos, quedando ambos aislados del Océano Indico.

Ya en el Tortoniense, el Paratethys central queda como un lago continental salobre aislado del resto de mares y océanos en el que se reduce la diversidad y se desarrollan endemismos [como en moluscos (Harzhauser & Mandic, 2004), o dinoflagelados (Sütő-Szentai, 2003)]. En el Paratethys oriental el ambiente marino queda muy influenciado por las aguas continentales, con importantes cambios en las salinidades y en las faunas.

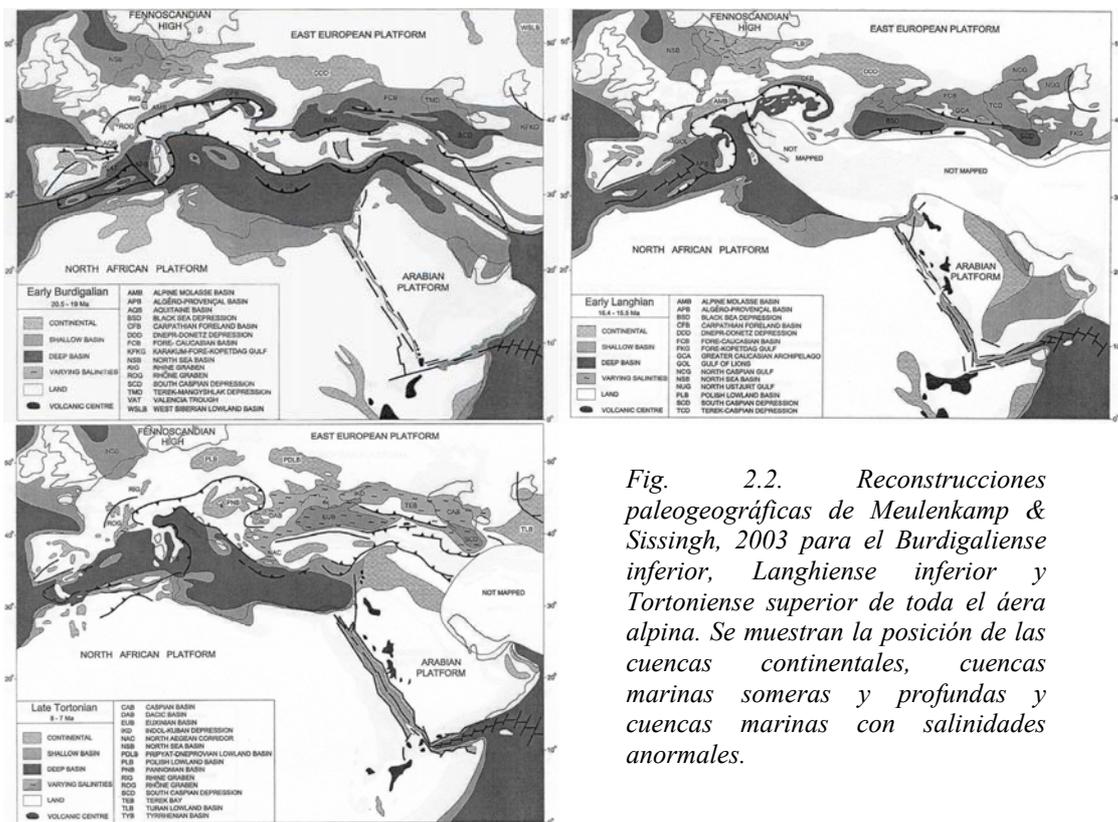


Fig. 2.2. Reconstrucciones paleogeográficas de Meulenkamp & Sissingh, 2003 para el Burdigaliense inferior, Langhiense inferior y Tortoniense superior de toda el área alpina. Se muestran la posición de las cuencas continentales, cuencas marinas someras y profundas y cuencas marinas con salinidades anormales.

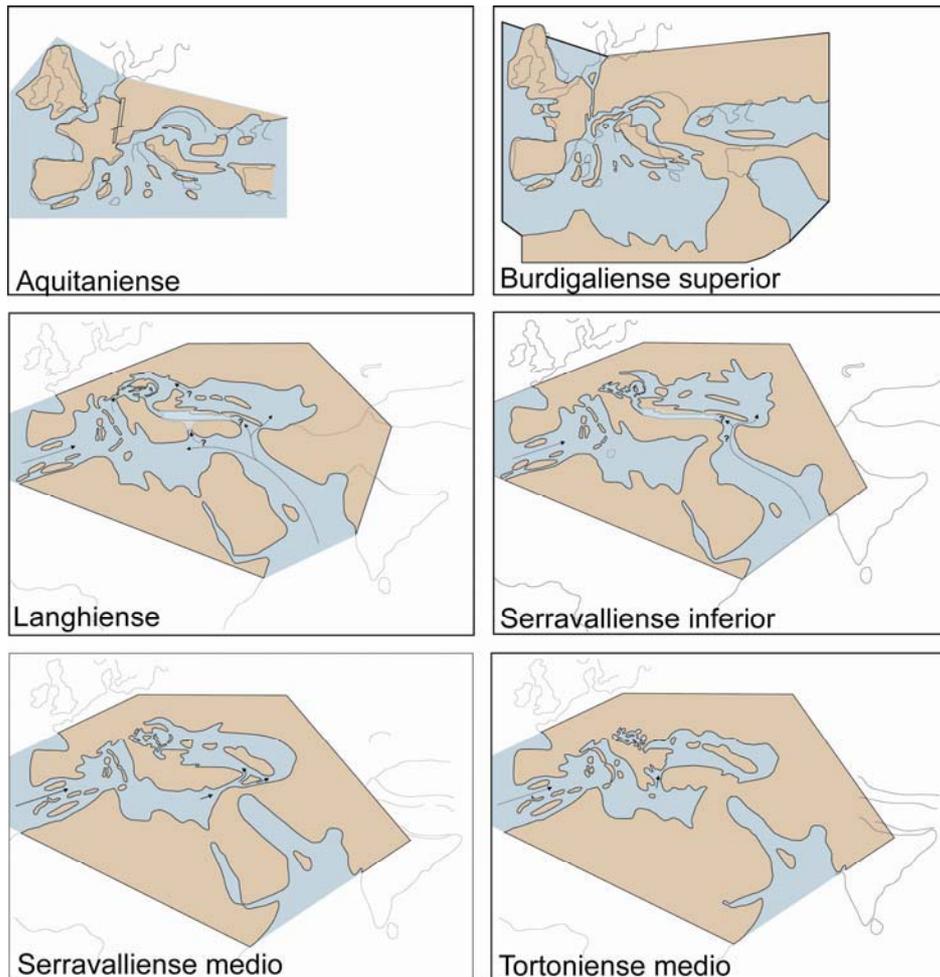


Fig. 2.3. Reconstrucciones paleogeográficas del área alpina desde el Aquitaniense hasta el Tortoniense medio (modificado de Rögl, 1998). Las flechas indican las posibles comunicaciones entre los diferentes océanos.

2.4. CAUSAS DEL CAMBIO CLIMÁTICO MIOCENO

A pesar de que ya se han considerado sucintamente, por su importancia decisiva en las interpretaciones finales parece conveniente exponer las teorías sobre el cambio climático durante el Mioceno.

Varios son los motivos que se citan como causantes del máximo climático del Mioceno y de la glaciación posterior. Se han considerado varios procesos, que individualmente o combinados, pueden ser las causas probables de la dinámica climática durante el Mioceno. En resumen, los más importantes son: (1) variaciones en la concentración de CO_2 (ρCO_2); (2) cambios oceanográficos y atmosféricos relacionados con la tectónica.

(1) La primera teoría, ganó fuerza durante los años 80 y 90 (Vincent & Berger, 1985; Flower & Kennett, 1993; Pearson & Palmer, 2000). El máximo climático del Mioceno se interpreta como provocado por un aumento de los niveles de CO_2 en la atmósfera. El efecto invernadero generaría la subida de temperatura. Más tarde, los niveles de CO_2 disminuirían fuertemente produciendo una caída de la temperatura con el consiguiente aumento del volumen de hielo en el casquete oriental de la Antártida.

(2) La teoría generalmente más aceptada, que explica con mayor satisfacción la dinámica del cambio climático, se debe a Pagani et al., (1999). Ponen de manifiesto que las concentraciones de CO₂ existentes durante el óptimo climático eran muy bajas y, por el contrario, eran más altas en la etapa posterior en la que se produjo el enfriamiento, todo lo contrario a lo argumentado en la primera teoría. La dinámica climática se justifica por los cambios en la topografía de las cuencas marinas, que producen modificaciones en la circulación oceánica. Los cambios son debidos a la tectónica, muy activa durante esta época. El cierre del Paratethys, el cese de la comunicación entre el Océano Indico y el Tethys, y la apertura y profundización del pasaje de Drake serían, en gran medida, los causantes de estas modificaciones oceanográficas, que a su vez, producirían modificaciones atmosféricas y el cambio climático (Pagani et al., 2000; Billups et al., 2000; Ogasawara, 2002; Diekmann et al., 2003; Hall et al., 2003). Se ha establecido una relación directa entre este cambio climático y el incremento en la circulación en la corriente circumpolar antártica (ACC) producida principalmente por la apertura del pasaje de Drake (entre Sudamérica y la Antártida) (Fig. 2.4).

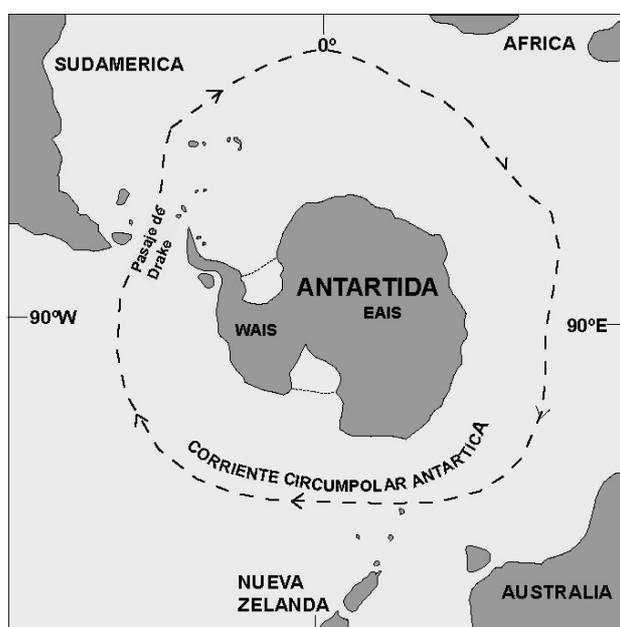


Fig. 2.4. La Antártida en el momento que se produce la apertura del Pasaje de Drake (que lo unía con el continente americano) que produce la creación de la corriente circumpolar antártica. Modificado de Beu et al., 1997.

La Antártida, que anteriormente quedaba aislada térmicamente del resto de los océanos, en este momento los enfría (Kennett, 1977; Flower & Kennett, 1995; Beu et al., 1997).

A los cambios atmosféricos vistos anteriormente y producidos por modificaciones en las corrientes oceánicas, se añaden cambios en la configuración de los continentes, como el cierre del Paratethys, el aumento en la elevación del Himalaya y el Tibet y la migración del continente africano hacia al norte que apoyan las modificaciones importantes en la circulación atmosférica. Como consecuencia, se genera un aumento de la influencia del monzón en Asia y un descenso en África, dejando más espacio para el desierto (Fluteau et al., 1999).

3. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. SECCIONES Y SONDEOS ESTUDIADOS

En este apartado se describen las secciones y sondeos estudiados en esta Tesis. Se sigue un orden geográfico, de oeste a este, por lo que las primeras secciones descritas serán las españolas y la última la única sección localizada en Turquía.

Los criterios de selección fueron principalmente la edad (Mioceno: fundamentalmente entre el Burdigaliense y el Tortonense), la buena calibración temporal y la litología (limos y arcillas ricos en materia orgánica).

La descripción, en todos los casos, comenzará por la localización geográfica y se procederá a la descripción de la sección considerando el contexto geológico regional, paleogeográfico, estratigráfico-sedimentológico y paleontológico. En casos, se agruparán varias secciones o sondeos localizados en áreas muy próximas y “genéticamente” relacionados, para así evitar redundancias.

Se utiliza la terminología del país, excepto para los nombres generales, de país, etc.

En las secciones se muestran exclusivamente las muestras que han dado resultados positivos.

3.1.1. Sondeos del *offshore* de la cuenca de Alborán.

Se incluyen tres sondeos (Andalucía G-1, Alborán A-1 y Andalucía A-1) localizados en la cuenca del Mar de Alborán que fueron realizados con fines comerciales por diversas compañías de petróleo (ELF, Chevron y CEPSA) durante los años 80 (Fig. 3.1).

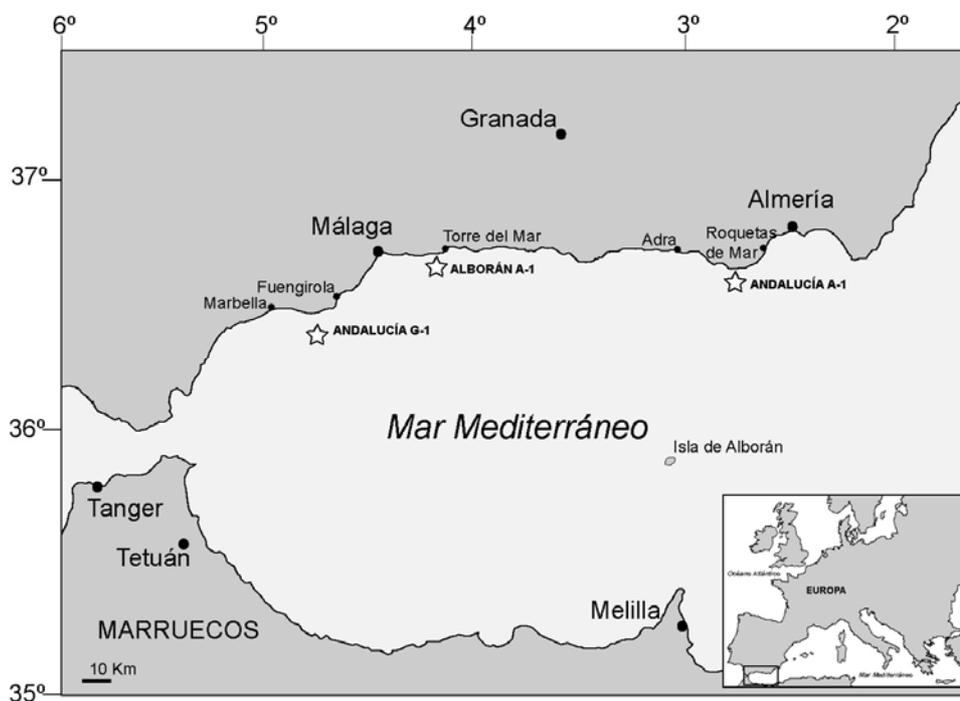


Fig. 3.1. Situación geográfica de los tres sondeos en el *offshore* de la cuenca de Alborán.

Estos tres sondeos atraviesan los materiales del Neógeno, desde el Plioceno hasta el Mioceno inferior (Fig. 3.2).

La cuenca de Alborán se caracteriza por ser la más occidental del Mediterráneo, limitada al norte por las Cordilleras Béticas y al sur por las montañas del Rif y Tell, que forman el Arco de Gibraltar. Genéticamente es una cuenca de “retroarco mediterráneo” (*back-arc*) formada durante el Mioceno inferior y medio por extensión post-orogénica sobre corteza continental adelgazada dentro del contexto convergente de las placas de Eurásia y África (Comas et al, 1999). La cuenca ha experimentado una historia tectónica compleja desde el Mioceno, en la que destaca una primera fase de extensión y gran subsidencia con amplio depósito de sedimentos contemporáneos (depósitos sin-rift) y una fase más tardía de compresión, que producen inversiones tectónicas, fallas transcurrentes, y en determinados sectores, subsidencias diferenciales en donde se generan depósitos muy heterogéneos (post-rift). Al igual que en las cuencas neógenas de las Cordilleras Béticas, se depositaron sedimentos desde el Mioceno inferior hasta el Pleistoceno con la diferencia de que en ésta la sedimentación es fundamentalmente marina (Rodríguez-Fernández et al., 1999). La plataforma norte de la cuenca se conoce bien por numerosos sondeos (sondeos comerciales aquí estudiados y ODP Site 976) y perfiles geofísicos (Jurado & Comas, 1992; Díaz Merino et al., 2003).

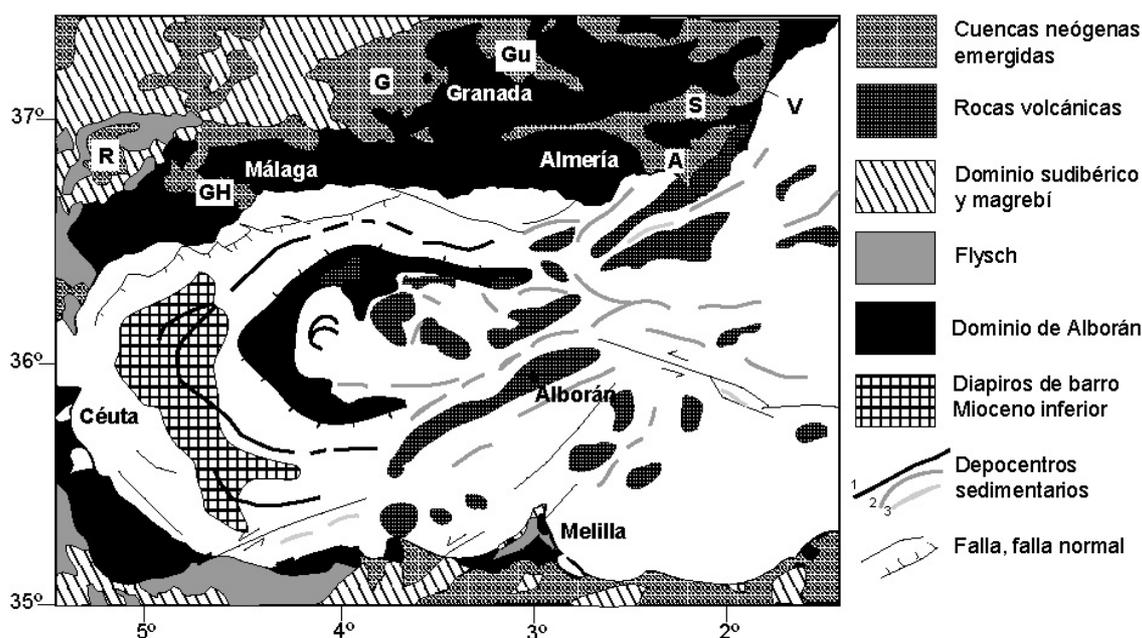


Fig. 3.2. Esquema geológico de la cuenca del Mar de Alborán con la localización de los principales depocentros. Se señalan también los afloramientos de sedimentos neógenos de las cuencas de la Cordillera Bética. Depocentros sedimentarios en la cuenca del Mar de Alborán: 1= depocentros desde el Mioceno inferior hasta el Plioceno; 2= depocentros desde el Mioceno medio hasta el Pleistoceno; 3= depocentros desde el Messiniense-Plioceno hasta el Pleistoceno. A= Cuenca de Almería; G= cuenca de Granada; GH= cuenca del Guadalhorce; Gu= cuenca de Guadix; R= cuenca de Ronda; S= cuenca de Sorbas; V= cuenca de Vera. Modificado de Rodríguez-Fernández et al., 1999.

3.1.1.1. Sondeo Andalucía G-1

Se localiza ($36^{\circ} 24' 29''$ N y $4^{\circ} 45' 10''$ E) a unos pocos kilómetros mar adentro de la costa entre Fuengirola y Marbella (Málaga) (Fig. 3.1). El sondeo perfora materiales marinos, bien datados por foraminíferos planctónicos, que incluyen edades entre el Langhiense (biozonas N8 – N10) y el Plioceno-Cuanternario (N18 - N21 de Blow (1969) en el *offshore* de la costa malagueña (Fig. 3.3).

Sondeo Andalucía G-1

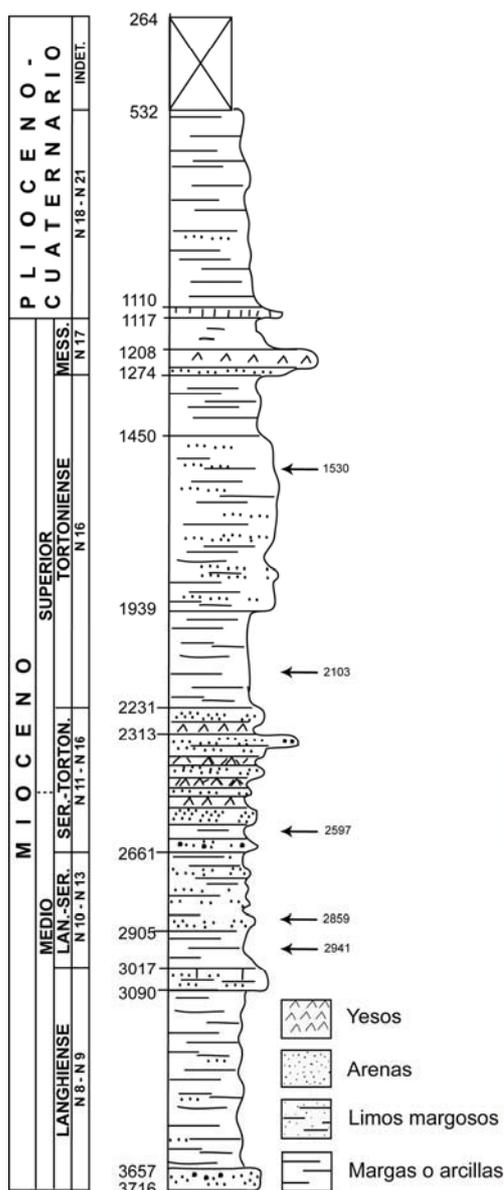
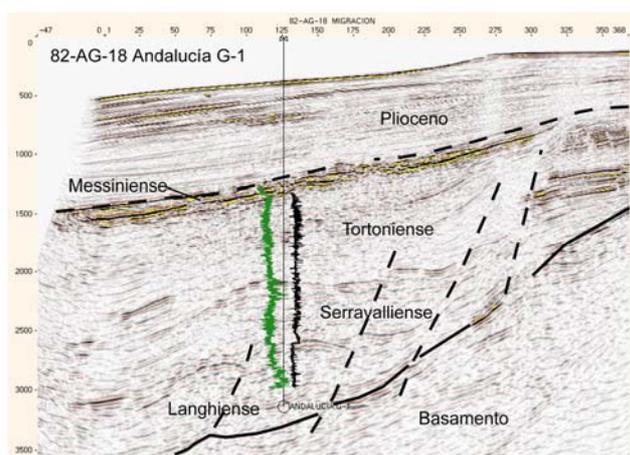


Fig. 3.3. Perfil sísmico e identificación de los principales horizontes sísmicos a partir del Sondeo Andalucía G-1 (modificado de Díaz Merino et al., 2003). A la izquierda se representa la litología y biozonación. La datación de los sedimentos fue llevada a cabo mediante foraminíferos planctónicos (F. Calandra en ELF, 1984). Con las flechas se indican la procedencia de las muestras analizadas en este estudio.



De este sondeo se tomaron 78 muestras, en su mayoría estériles y sólo 5 (ver Fig. 3.3) resultaron contener palinomorfos. Tienen una edad Serravalliense y Tortonense inferior.

Las muestras de *cuttings* de este sondeo fueron lavadas y tamizadas antes de su tratamiento, para eliminar los restos de arcilla de perforación.

3.1.1.2. Sondeo Alborán A-1

Este sondeo se localiza ($36^{\circ} 38' 00''$ N y $4^{\circ} 13' 23''$ E) unos pocos kilómetros mar adentro entre Torre del Mar y Rincón de la Victoria (Málaga), cerca del sondeo Andalucía G-1 visto anteriormente (Fig. 3.1). Perfora materiales marinos del *offshore* de la costa malagueña. Los sedimentos están datados mediante foraminíferos planctónicos, e incluyen edades entre el Burdigaliense (biozonas N5? - N7 de Blow (1969)) y el Plioceno (N20) (Fig. 3.4 y 3.5).

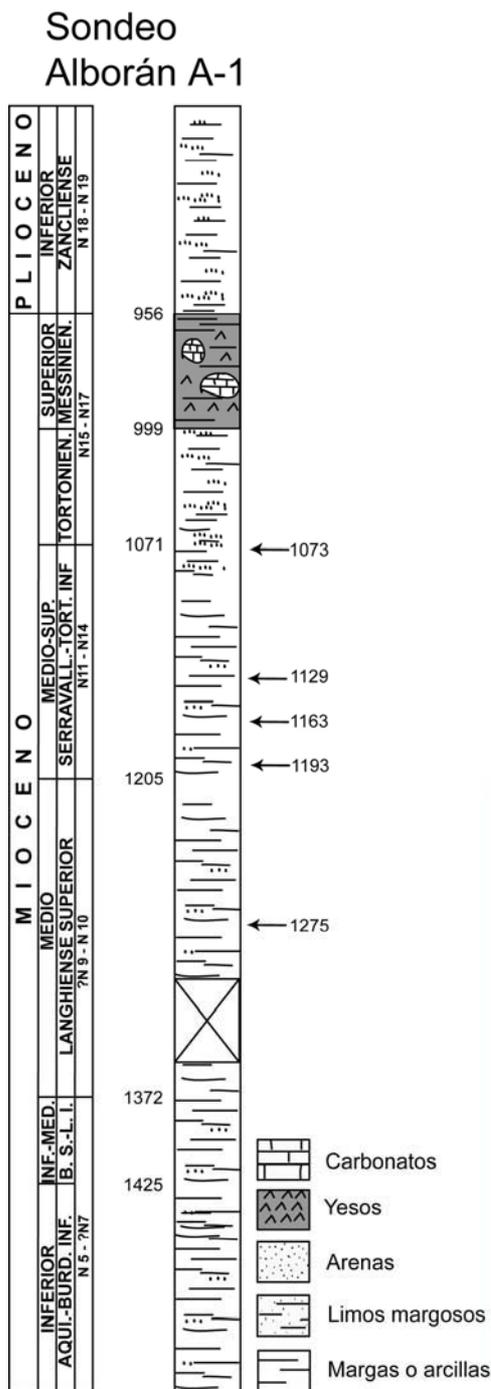
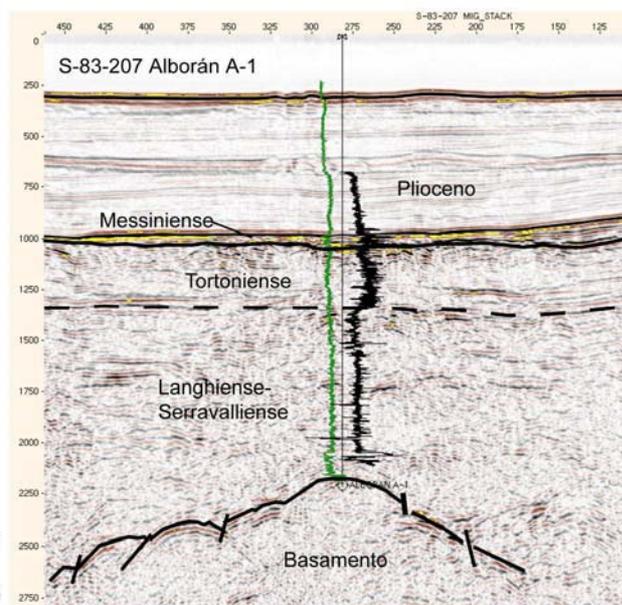
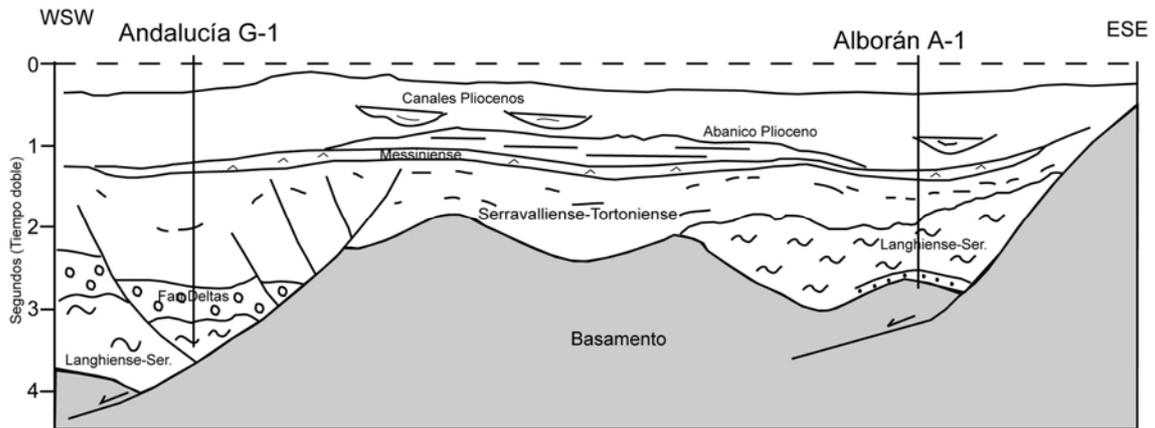


Fig. 3.4. Perfil sísmico e identificación de los principales horizontes sísmicos a partir del Sondeo Alborán A-1 (modificado de Díaz Merino et al., 2003). A la izquierda se representa la litología y biozonación. La datación de los sedimentos fue llevada a cabo mediante foraminíferos planctónicos (Bailey et al., en Chevron, 1986). Con las flechas se indican la situación de las muestras. Todas las muestras provienen de testigos laterales.



De este sondeo fueron tomadas 5 muestras laterales (ver Figura 3.4), y todas ellas resultaron ser ricas en palinomorfos.



3.1.1.3. Sondeo Andalucía A-1

El sondeo se localiza ($36^{\circ} 35' 00''$ N y $2^{\circ} 43' 00''$ E) frente a la costa de Roquetas de Mar (Almería) (Fig. 3.1) y perfora materiales marinos del *offshore* de la costa almeriense. Los sedimentos están datados mediante foraminíferos planctónicos (ELF, 1984) y nannofósiles (Rodríguez-Fernández et al., 1999) y abarcan las biozonas N8 (Langhiense) hasta la N21 (Plio-Cuaternario) de Blow (1969) (Fig. 3.6).

En este caso se cogieron 55 muestras, la mayoría muy pobres en granos de polen; sólo 9 fueron fértiles y dieron buen resultado.

Como en otros casos, previamente al tratamiento químico, las muestras fueron lavadas y tamizadas para eliminar los restos de arcilla utilizada en la perforación.

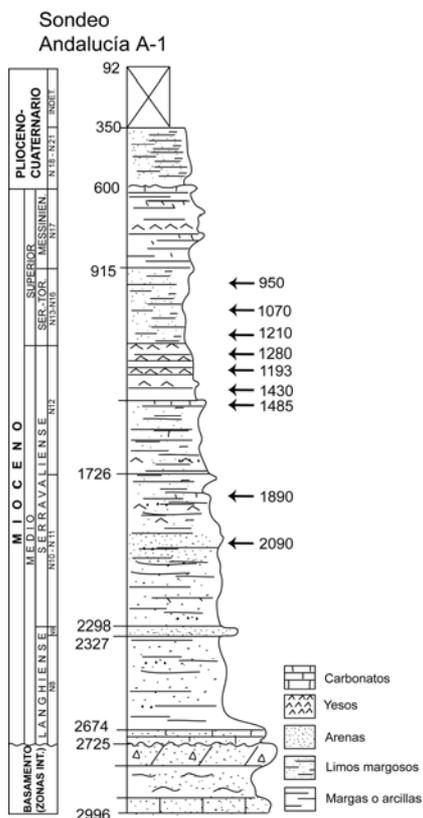


Fig. 3.6. Perfil litológico del Sondeo Andalucía A-1 (modificado de ELF, 1984). Se muestra la litología y biozonación. La datación de los sedimentos fue llevada a cabo mediante foraminíferos planctónicos (ELF, 1984) y nannofósiles (Rodríguez-Fernández et al., 1999). Con las flechas se indican la procedencia de las muestras de "cuttings" analizadas en este estudio.

3.1.2. Sección de Gor.

La sección de Gor es uno de los afloramientos característicos de los depósitos de tipo sin-rift de la Cuenca de Guadix-Baza (cuenca intramontañosa neógena). Los sedimentos que la rellenan sellan el contacto entre las zonas Internas y Externas de dichas Cordilleras (Fig. 3.7).

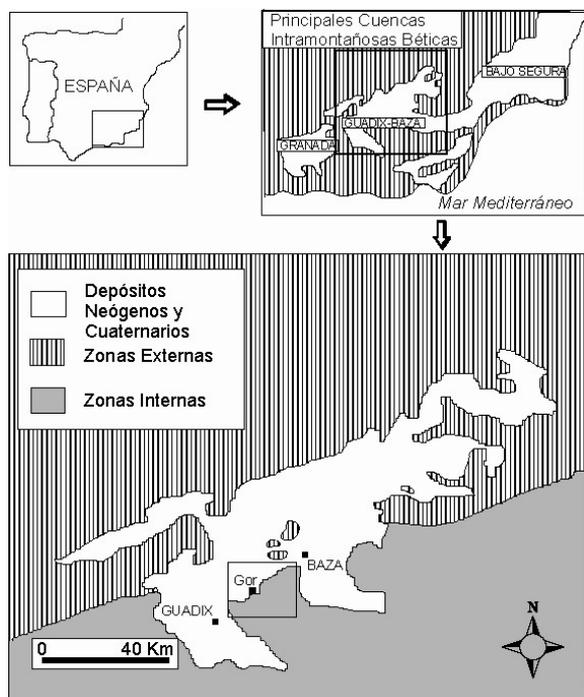


Fig. 3.7. Situación de la sección de Gor dentro de las cuencas intramontañosas de las Cordilleras Béticas y más en detalle, en la Cuenca de Guadix-Baza. Se aprecia cómo esta cuenca se sitúa encima del contacto entre las zonas Internas y Externas de dicha cordillera.

En los alrededores de la localidad de Gor (Granada) ($37^{\circ} 22' 60''N$; $2^{\circ} 58' 0''W$) afloran las tradicionalmente llamadas "Margas de Gor", particularmente bien visibles en la "Rambla Bacal", donde se realizó el muestreo (Fig. 3.8).

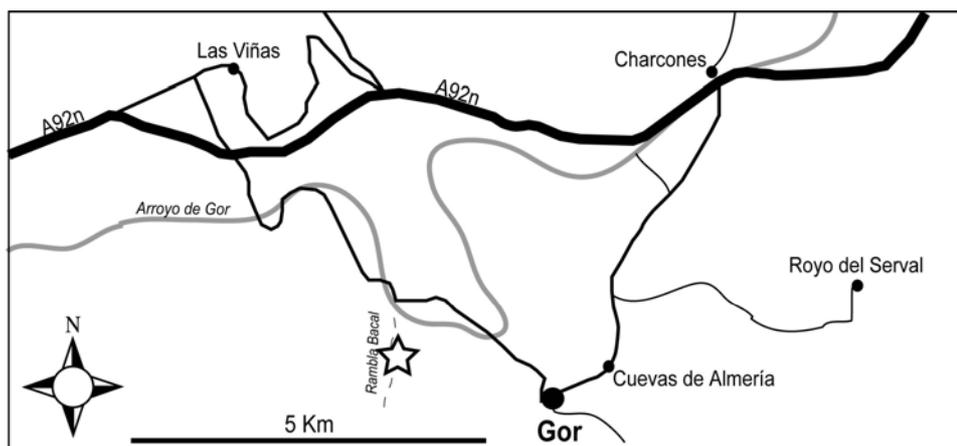


Fig. 3.8. Situación geográfica de la sección de Gor.

Las margas, de color gris-verdoso, se intercalan con niveles de yeso y arenas que hacia la parte alta de la serie pasan a conglomerados, cada vez más abundantes y potentes (Fig. 3.9).

Estos materiales se han datado, mediante nannoplancton calcáreo, como Langhiense y Serravaliense inferior (Martín-Pérez & Viseras, 1994) (parte superior de

la Zona de CN-3 de *Helicosphaera ampliapertura* hasta la zona CN-4 de *Sphenolithus heteromorphus*, Okada & Bukry, 1980) (Fig. 3.9).

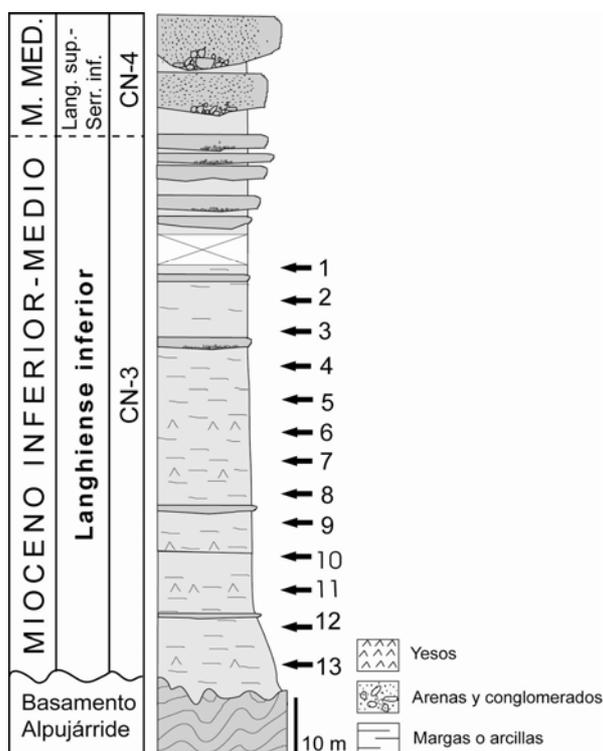


Fig. 3.9. Columna estratigráfica de la sección de Gor. A la izquierda se indican las dataciones: el Langhiense inferior (parte superior de la zona CN-3 de Okada & Bukry, 1980) y el Langhiense superior-Serravalliense inferior (zona CN-4, Okada & Bukry, 1980). Con las flechas se representa la situación de las muestras analizadas en este estudio.

En esta sección se recogieron 20 muestras, distribuidas a lo largo de la secuencia, de las que sólo las procedentes de la parte baja (13 muestras de edad Langhiense) resultaron ser ricas en palinomorfos (Fig. 3.9).

3.1.3. Materiales Miocenos del noreste de España.

Se describen dos secciones (sección de Orera y La Rierussa) y un sondeo (Rubielos de Mora-1) que se localizan en la parte nororiental de España. Aunque difieren en la edad, las cuencas en las que se encuentran se sitúan muy próximas geográficamente y están ligadas genéticamente (Fig. 3.10). La génesis de estas cuencas está relacionada con la colisión continental entre la Península Ibérica y Europa. Ésta comienza en el Paleógeno (Eoceno-Oligoceno) y genera una serie de estructuras de compresión en las que destacan los Pirineos, la cuenca de *foreland* del Ebro, la Cordillera Ibérica y el Sistema Montañoso Costero Catalán (Guimerà, 1984; Anadón et al., 1989). Entre estos dos últimos y como consecuencia de esta compresión, se genera un proceso extensional produciendo una serie de pliegues y cabalgamientos de dirección E-W y la formación de la llamada Zona de Enlace (Guimerà, 1984) (ver Fig. 3.10). Durante el Oligoceno superior, al final de esta fase compresiva, se produce un *rifting* restringido en el noroeste del Sistema Montañoso Costero Catalán, donde anteriormente funcionaban una serie de fallas de desgarre (Anadón et al., 1988a). Más tarde, durante el Neógeno, el proceso de *rifting* se acentúa reactivando estructuras que anteriormente eran compresivas generando un conjunto de cuencas neógenas, continentales y marinas, que caracterizan la geología de esta región.

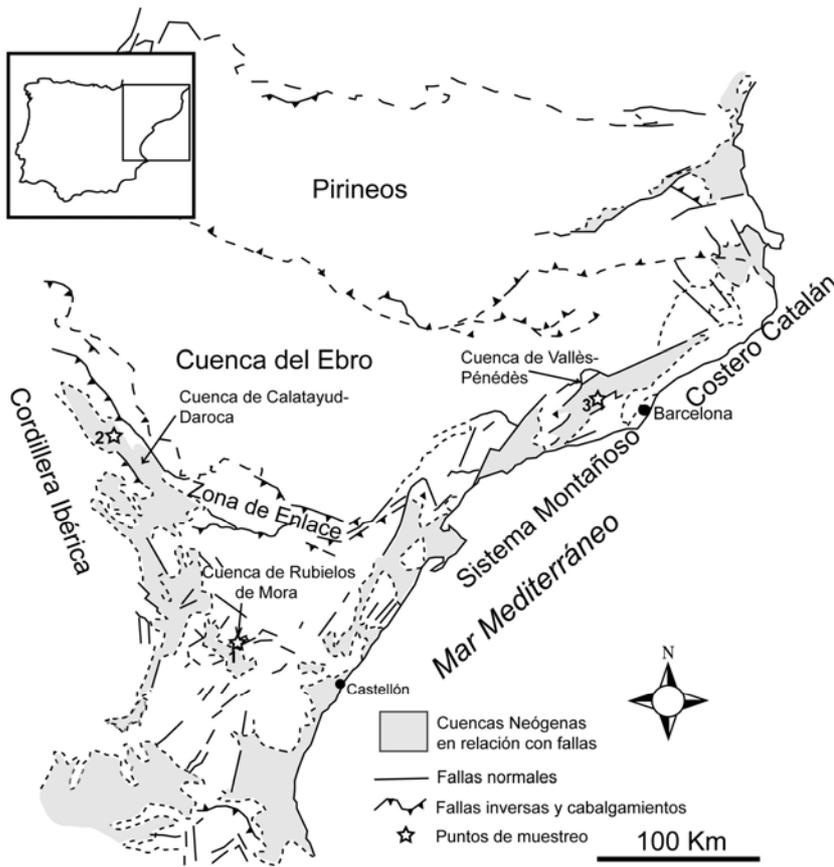


Fig. 3.10. Principales unidades estructurales en el noreste español y cuencas neógenas (en gris) cuya génesis está muy condicionada por fallas. Se muestran los tres puntos de muestreo (estrellas): (1) Sondeo Rubielos de Mora-1; (2) sección de Orera; (3) La Rierussa. Modificado de Anadón et al., 1988a.

3.1.3.1. Sondeo Rubielos de Mora-1.

Este sondeo comercial fue llevado a cabo por la Sociedad Española de Talcos, S.A., y U.S. Borax en las inmediaciones de la localidad de Rubielos de Mora y más concretamente al norte del Cerro del Porpol (40° 10'60N; 0° 39'0W) (Fig. 3.11).

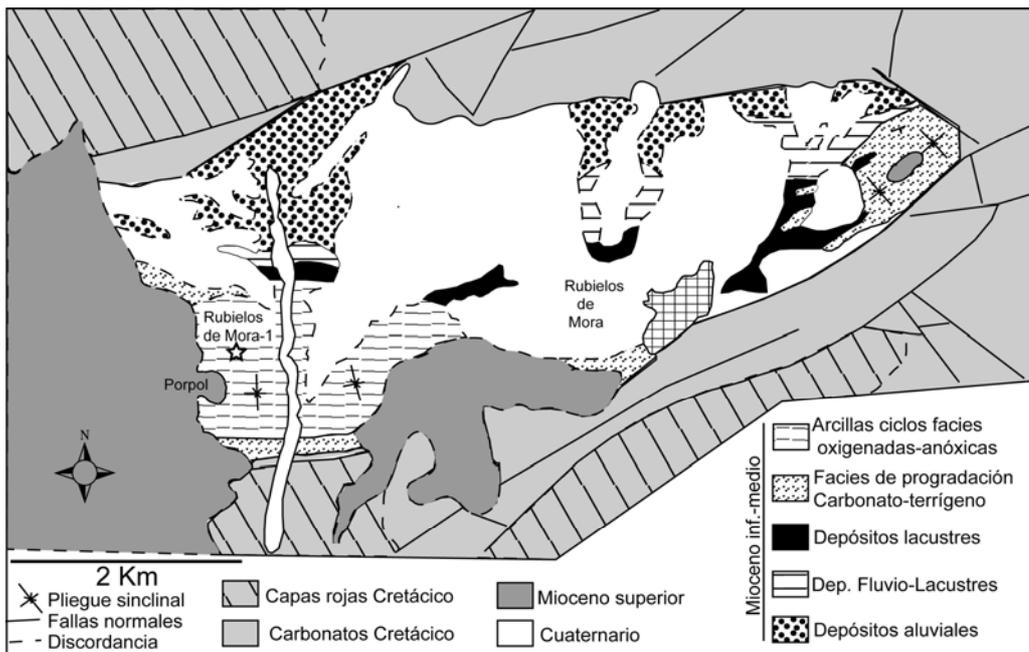


Fig. 3.11. Mapa geológico de la cuenca de Rubielos de Mora. Se señala el sondeo Rubielos de Mora-1. Modificado de Anadón et al., 1988a.

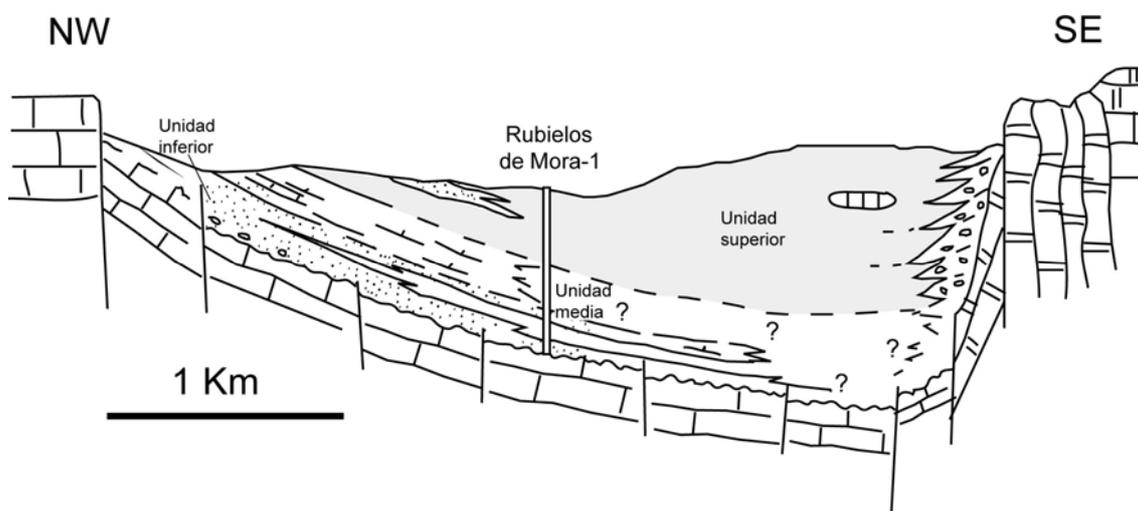


Fig. 3.12. Esquema del perfil transversal de la cuenca de Rubielos de Mora en donde se muestra su asimetría estructural. Situación aproximada del sondeo Rubielos de Mora-1. Modificado de Anadón et al., 1988a.

Atraviesa sedimentos fluviales y lacustres (Fig. 3.11 y 3.12) y se localiza en la zona sur del dominio tectónico llamado “Zona de Enlace” (Guimerà, 1984) (Fig. 3.10). Sobre un basamento hercínico se superpone una potente cobertera mesozoica y cenozoica. La primera mesozoica está muy afectada por fallas normales de planos verticales con saltos que oscilan entre 100 y 1000 m, de orientación ENE-WSW y NE-SW (Anadón et al., 1988a). Aunque, en general, el basamento sufrió grandes estiramientos creando grandes fosas, en este caso, la extensión no fue muy acentuada, pues la cuenca es de pequeñas dimensiones: 10 Km de largo y 3 Km de ancho (Fig. 3.12). Es justamente aquí donde se depositaron los sedimentos de interés palinológico.

Los materiales de relleno de esta cuenca están compuestos de hasta 800 m de sedimentos terrígenos y carbonatados de origen fluvial y lacustre (Anadón et al., 1988). La presencia de dos yacimientos de mamíferos en la parte alta de la secuencia ha permitido datarlos como Burdigaliense (Mioceno inferior; límite Rambliense-Aragoniense) (Crusafont et al., 1966; de Bruijn & Moltzer, 1974). Se han diferenciado 3 unidades estratigráficas (Fig. 3.13), descritas por Anadón et al., (1988a, 1988b, 1989):

Unidad Inferior. Formada por areniscas de color rojizo-amarillento, acompañadas de niveles de arcillas de origen fluvial. Llega a tener 300 m de potencia y se dispone discordante sobre el Cretácico. Se depositó en una fase inicial de la evolución de la cuenca dominada por sedimentación fluvial.

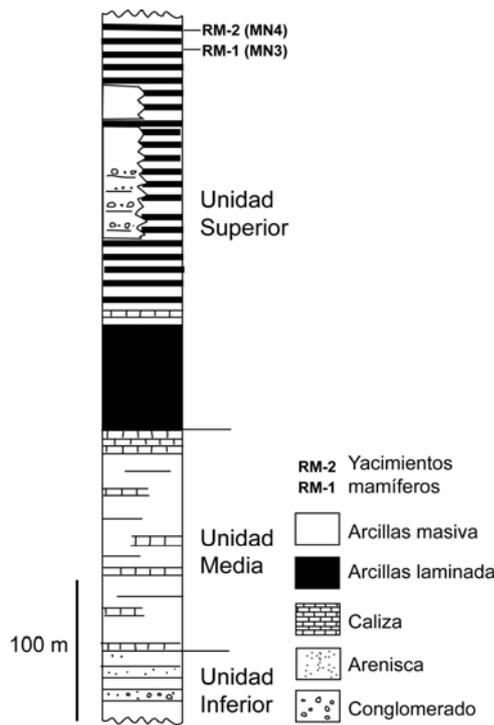


Fig. 3.13. Principales unidades estratigráficas diferenciadas en la parte occidental de la cuenca de Rubielos de Mora. Modificado de Anadón et al., 1988a. Se muestran los dos yacimientos de mamíferos que datan los sedimentos (RM-1 y RM-2).

Unidad Media. Unidad de hasta 100 m de potencia. Se caracteriza por la presencia, en el sector más oriental, de sedimentos carbonatados lacustres que se intercalan con arcillas, arenas y lignitos. En el sector occidental, la sedimentación tiene carácter terrígeno y está dominada por arenas y arcillas rojizas fluviales, aunque hay intercalados niveles de calizas y arcillas lacustres. El depósito de esta segunda unidad coincide con una fase temprana del desarrollo de un lago.

Unidad Superior. Llega a alcanzar los 400 m de potencia y se compone de una gran variedad de facies. En ella coexisten facies aluviales, marginales y de cuenca lacustre profunda.

En la parte occidental, las facies lacustres se caracterizan por una ciclicidad formada por niveles de arcillas, generalmente masivas, de colores verdes o blancos que se intercalan con facies laminadas que contienen arcillas arenosas, laminación bioclástica, arcillas de tipo “oil shales”, ritmitas y margas blancas. Las ritmitas están formadas por la alternancia de láminas muy finas de carbonatos y arcillas (Fig. 3.14 y 3.15).

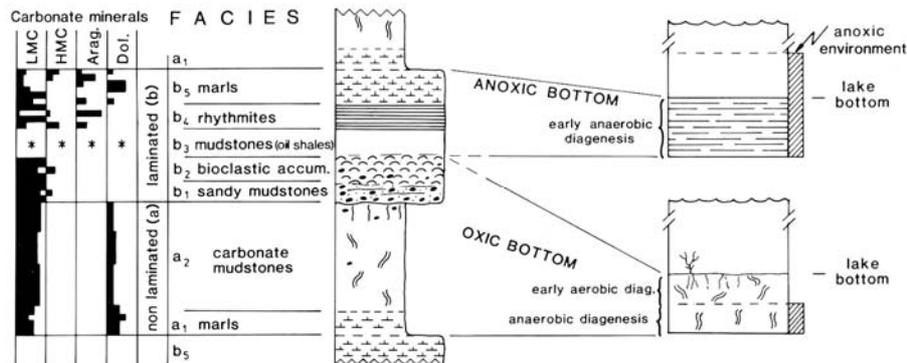


Fig. 3.14. Principales características sedimentológicas e interpretación de un ciclo ideal fondo oxigenado-fondo anóxico de la parte oriental de la cuenca de Rubielos de Mora. De Anadón et al., 1988b.

Cada ciclo suele tener unos cuantos metros de espesor (desde 0.9 – 9 m) y se genera como resultado de la alternancia de periodos de anoxia en el fondo del lago y otros con el fondo bien oxigenado (Anadón et al., 1988b).

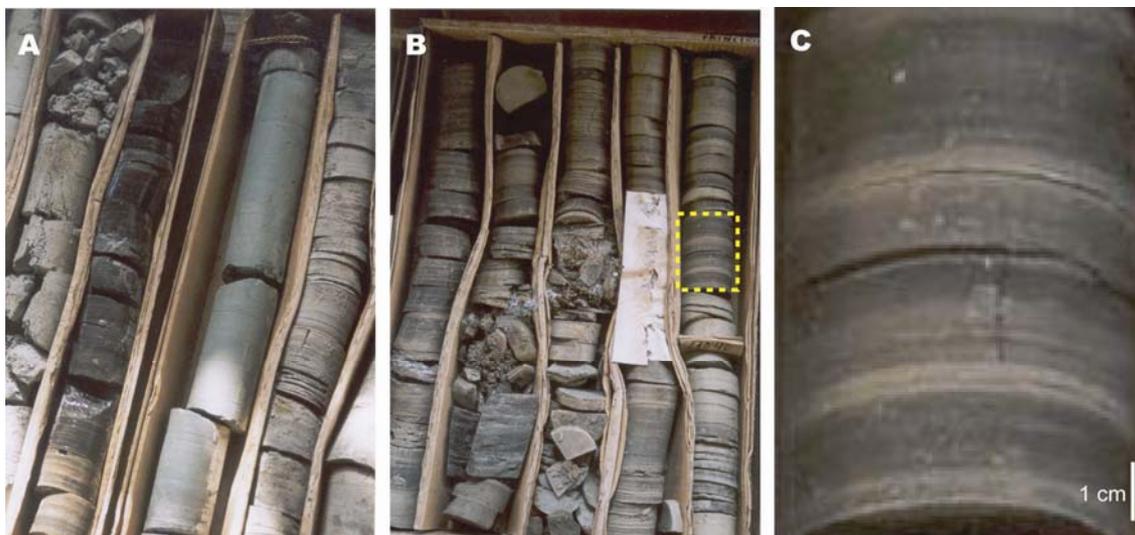


Fig. 3.15. Fotografías del sondeo RM-1. (A) Ciclicidad de orden métrico arcillas masivas (grises-verdes) – arcillas laminadas (obscuras); (B) Facies laminadas anóxicas; (C) detalle de las ritmitas en las facies laminadas (recuadro amarillo en B).

En las épocas en las que el nivel del lago estaba alto, se producía la estratificación de sus aguas y se creó un fondo anóxico. En este momento se producía una sedimentación lenta y rica en materia orgánica en la que se reflejan los cambios generados por pequeñas variaciones en el nivel del lago (de muy corta duración temporal) y por ello en la química de las aguas, que producen estas ritmitas. Más tarde y gradualmente, el nivel del lago baja, probablemente por un cambio climático, y la sedimentación de las ritmitas deja paso a unas margas, al principio laminadas pero que más tarde, masivas debido a la progresiva somerización y cambio de estratificado a no estratificado y oxigenado. Los sedimentos arcillosos son ricos en dolomita, que se genera en ambientes de alta evaporación de las aguas.

El ciclo se cierra posteriormente con un gran aporte de agua, reflejado en los sedimentos por niveles con estructuras de corrientes tractivas (ver Fig. 3.14), que produciría el aumento drástico del nivel del lago y la consiguiente estratificación de las aguas y el fondo anóxico, etc...

Todas estas facies, tanto las “oil shales” como las arcillas masivas son ricas en materia orgánica, lo que facilita nuestro estudio.

La organización mega-secuencial, caracterizada por la superposición de estas tres grandes unidades, indica la génesis de un sistema lacustre (Fig. 3.15 y 3.16). La tendencia, progresiva a su profundización está controlada principalmente por la tectónica (Anadón et al., 1989).

Las secuencias de menor orden observadas en la tercera unidad son probablemente producto de cambios climáticos, según Anadón et al., (1988b). Estos mismos autores los interpretan como correspondientes a la precesión (para la ciclicidad arcillas laminadas-masivas) y estacionalidad en el clima para las ritmitas.

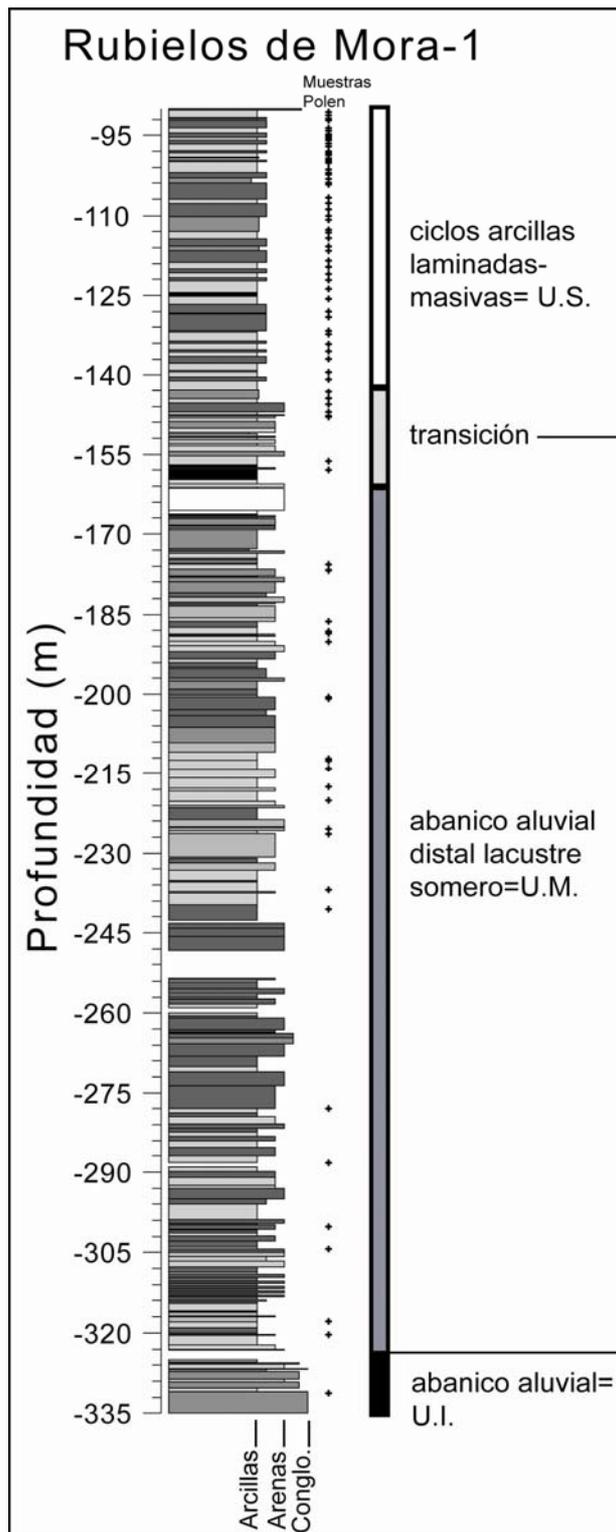


Fig. 3.16. Log del sondeo Rubielos de Mora-1. Correlación con las tres unidades estratigráficas identificadas en esta cuenca (Unidad Inferior, U. Media y U. Superior) por Anadón et al., 1988a. Se representan con cruces la posición de las muestras estudiadas.

3.1.3.2. Sección de Orera.

Esta sección se localiza cerca de la localidad de Orera (Teruel) a unos 15 km al sureste de Calatayud (41° 17'00''N; 1° 28'00''W) (Fig. 3.17).

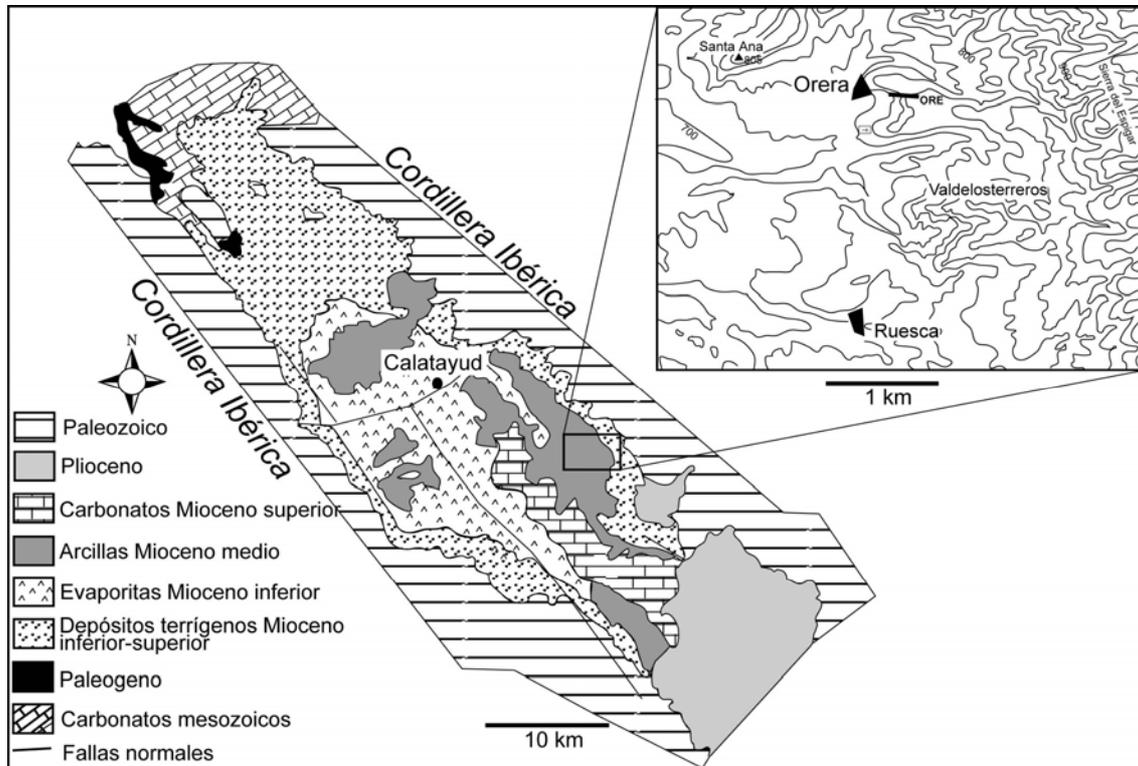


Fig. 3.17. Situación geográfica y geológica de la sección de Orera (ORE).

Se compone de materiales lacustres muy someros que forman parte de un potente depósito que se generó en la cuenca intramontañosa de Calatayud-Daroca durante el Paleógeno y Neógeno (Fig. 3.10). Los sedimentos aquí estudiados están datados como la parte más alta del Mioceno medio (Fig. 3.18). Se depositaron en un lago somero entre dos abanicos aluviales y muestran una sucesión alternante muy marcada de arcillas de colores grisáceos o rojizos y carbonatos dolomíticos, ciclicidad que ha sido ampliamente estudiada (Abdul Aziz et al., 2000; Abdul Aziz, 2001; Abdul Aziz et al., 2003a; Abdul Aziz et al., 2003b).

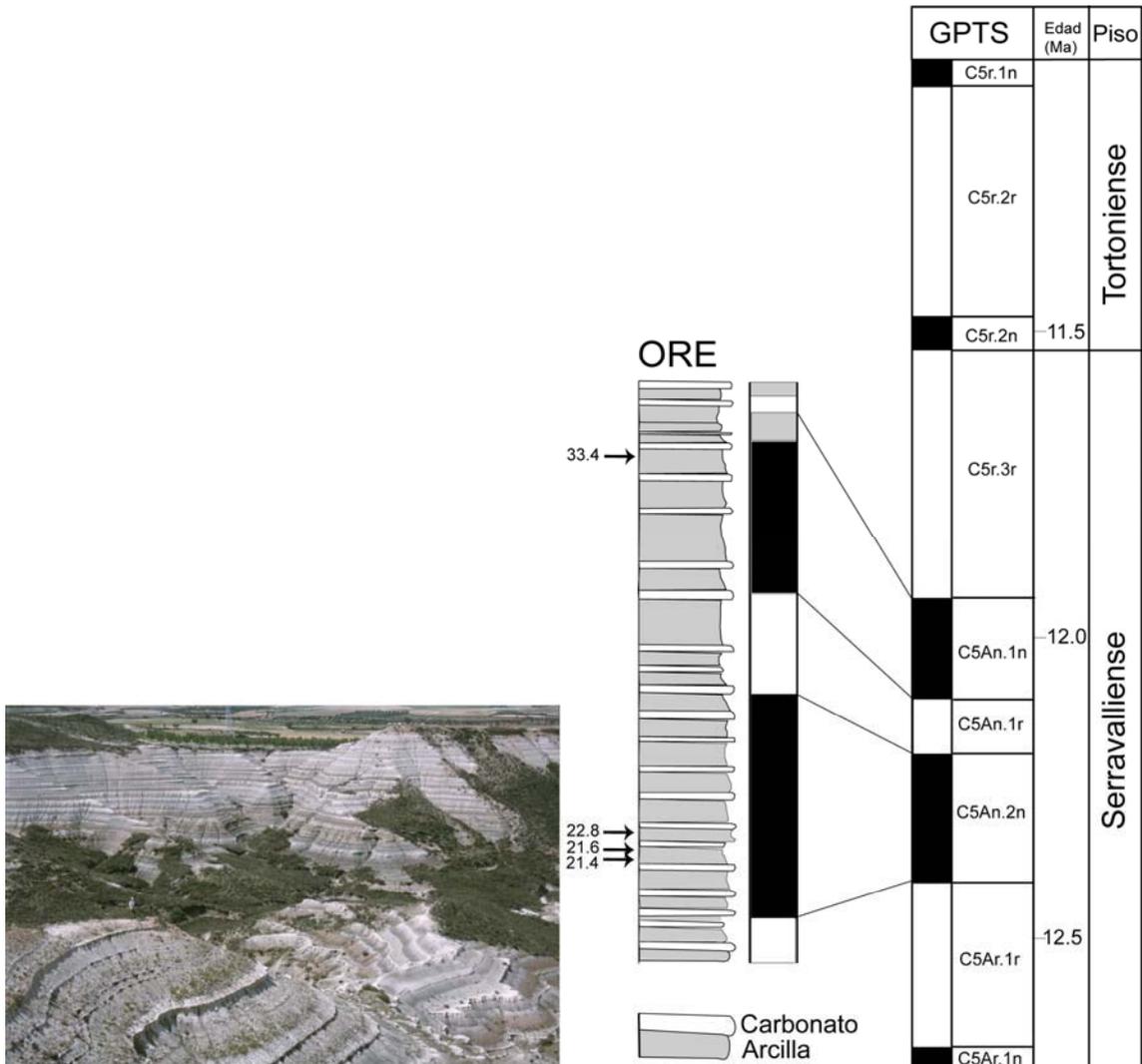


Fig. 3.18. Sección de Orera, paleomagnetismo y correlación con la GPTS (Cande & Kent, 1995). Modificado de Abdul Aziz (2001). Las flechas representan las muestras analizadas en este estudio.

Se han identificado ciclicidades de distinto rango. La ciclicidad de menor escala está caracterizada por una potencia media de los ciclos arcilla – carbonato de 1.65 m y está relacionada con ciclos de Milankovitch de precesión (23.000 años). La ciclicidad de mayor escala tiene una potencia media de 31 m y se caracteriza por la alternancia de partes en las que los pequeños ciclos están muy desarrollados y partes en las que no son tan evidentes. Ésta está controlada por ciclicidades de 400.000 años, por tanto, con la excentricidad. Se han identificado otras ciclicidades intermedias entre las anteriores pero son menos llamativas. En ellas se ha identificado la oblicuidad (41.000 años) y ciclos de excentricidad de 100.000 años. (Abdul Aziz et al., 2000, 2003a).

3.1.3.3. Sección de La Rierussa (Barcelona).

Se localiza en la cuenca del Vallès-Penedès, cuenca intramontaña de tipo graben, alargada en dirección NE-SW, que se sitúa en el interior del Sistema Montañoso Costero Catalán (Anadón et al., 1988a) (Fig. 3.10 y 3.19).

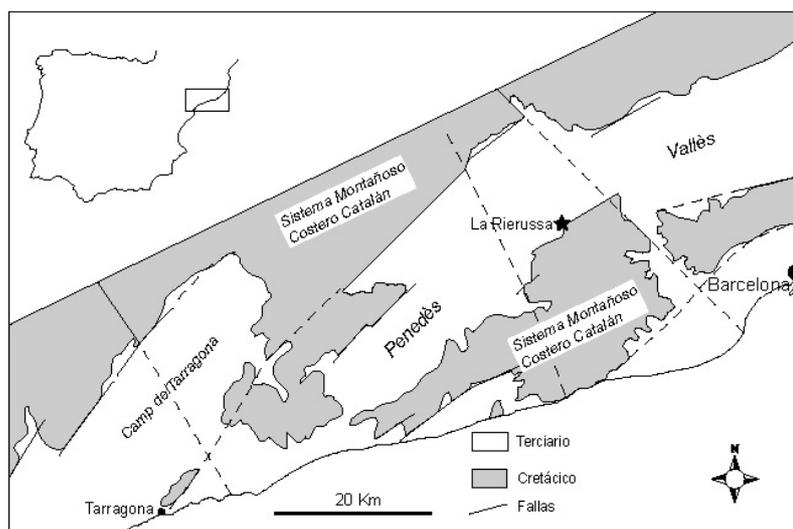


Fig. 3.19. Cuenca intramontaña del Vallès-Penedès y situación de la sección de La Rierussa.

El relleno de esta depresión se compone de sedimentos de edad Mioceno que se pueden subdividir en tres complejos: a) complejo continental inferior, b) complejo “marino y de transición” y c) complejo continental superior (Rosell et al., 1973; Cabrera, 1981). El segundo complejo de esta secuencia representa aquí el máximo transgresivo del Mioceno y podría ser correlacionado con las secuencias TB2.2, TB 2.3 o TB2.4 (Bur-5 o Lan-1 de Handerbol et al., 1998) de Haq et al., 1987. Ello nos situaría en el tránsito Burdigaliense-Langhiense (ver apartado 2.1).

La sección de La Rierussa ($41^{\circ} 25' N$; $1^{\circ} 52' E$) se localiza al norte de la localidad de Gelida (Barcelona) y se compone de tres subdivisiones que de la base al techo son: 1) Sant Salvador; 2) La Rimunder y 3) La Pedrera (Casanovas-Cladellas et al., 1972; Magné, 1978) (Fig. 3.20 y 3.21).

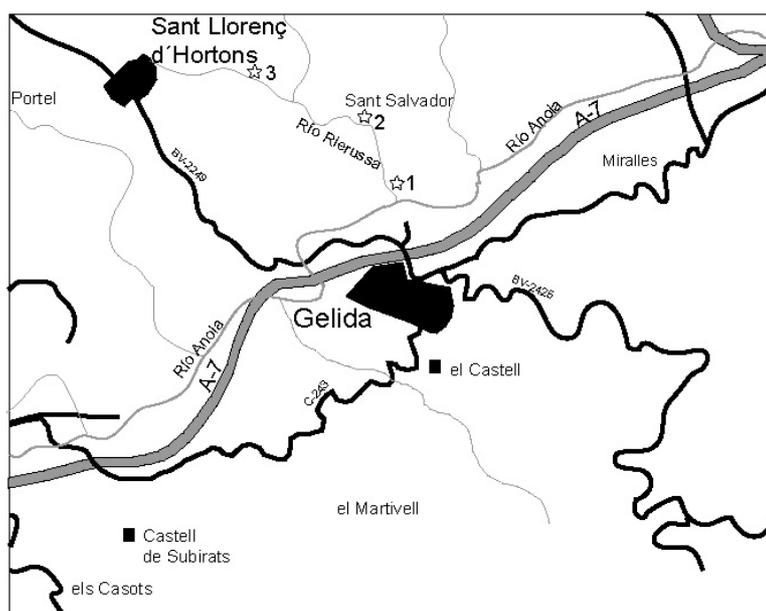


Fig. 3.20. Situación geográfica de la sección de La Rierussa. Se expone a lo largo del Río, al norte de la localidad de Gelida, en tres secuencias (indicadas con estrellas); 1) Serie de San Salvador; 2) Serie de Rimunder; 3) Serie de La Pedrera.

La base de esta sección (Sant Salvador) pertenece al complejo medio marino (Cabrera, 1981), datado mediante foraminíferos planctónicos (*G. trilobus* y *G. sicanus*=*Praeorbulina sicana*) como N8 de Blow (Magné, 1978). La parte media, La Rimunder, se ha datado como parte superior de la biozona N8 de Blow (presencia de *Praeorbulina glomerosa curva*, *P. glomerosa glomerosa* y *P. transitoria*) (Magné, 1978). Una muestra en la base de esta parte de La Rimunder muestra una asociación de nanofósiles típica de la biozona NN4 de Martini (C. Müller in Bessedik, 1985). Por tanto, la serie de Sant Salvador y La Rimunder pueden ser datada como Langhiense (Fig. 3.21).

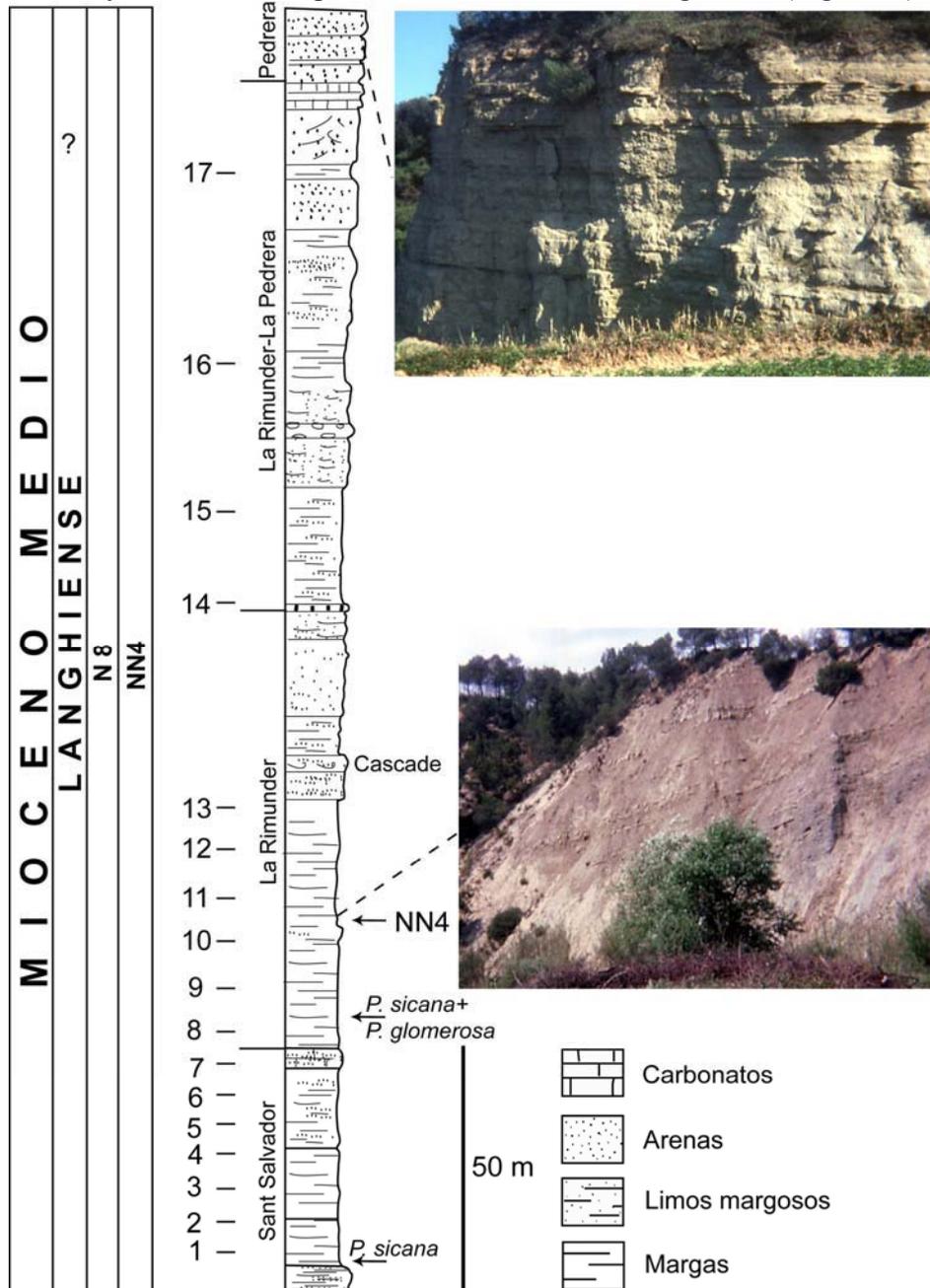


Fig. 3.21. Perfil estratigráfico y bioestratigrafía (Magné, 1978; C. Müller in Bessedik, 1984) de La Rierusa. A la izquierda de la columna se señalan las muestras analizadas.

En este estudio se han estudiado diecisiete muestras procedentes de los niveles marinos margosos. No ha sido estudiada la parte alta de esta sección (La Pedrera) pues las facies arenosas que la caracterizan no son favorables para el estudio palinológico (Fig. 3.21).

3.1.4. Sección de Farinole (Cuenca de Saint-Florent, Córcega).

La sección de Farinole se localiza en la pequeña cuenca de Saint-Florent, en la isla de Córcega (Francia) (Fig. 3.22).

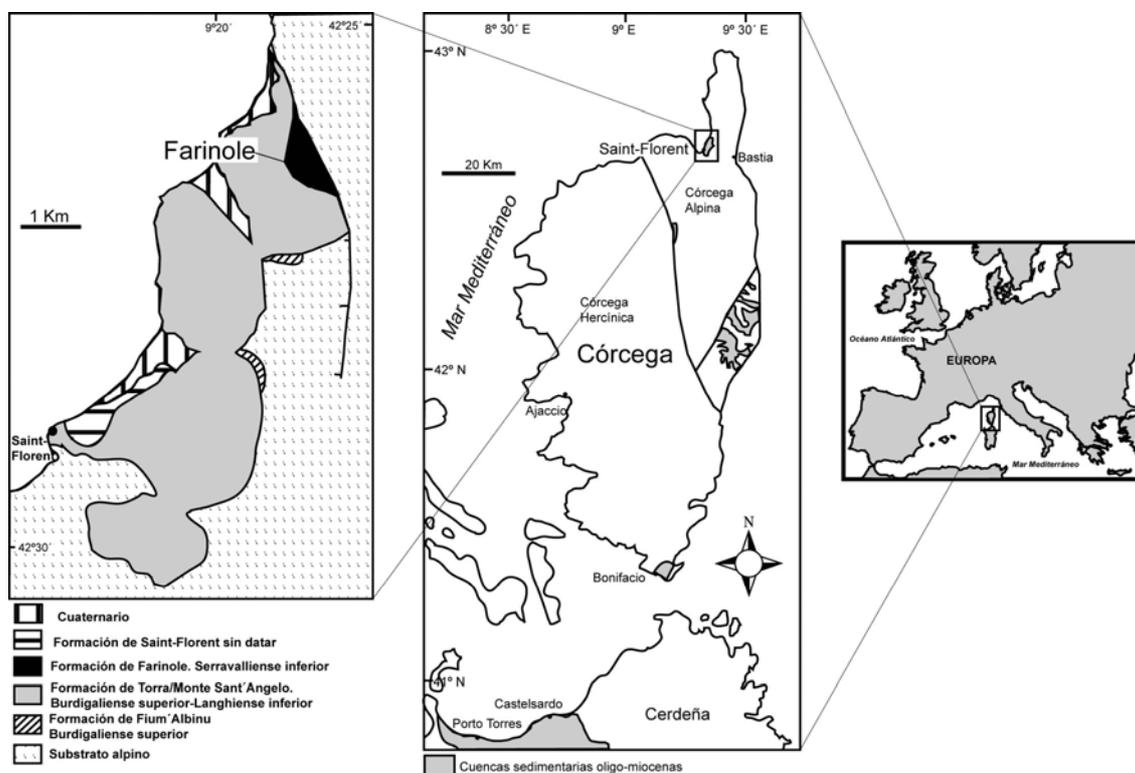


Fig. 3.22. Situación geográfica y contexto geológico de la sección de Farinole (Córcega). Modificado de Ferrandini et al., 2003.

Es el producto de un rifting producido durante el Oligoceno (Séranne, 1999) que separa Córcega y Cerdeña del continente europeo, en una rotación antihoraria, con la consiguiente apertura del mar liguro-provenzal (Durand-Delga, 1980; Ferrandini et al., 2003).

En la cuenca de Saint-Florent la sedimentación no comienza hasta el Mioceno inferior; los primeros depósitos son (Fm. de Fium'Albinu) de edad anterior al Burdigaliense superior y los últimos (Fm. de Saint-Florent) de edad Tortonense de tipo continental (Ferrandini et al., 1998). Entre estas dos formaciones existe una serie marina (Formaciones Torra, Monte San Angelo y Farinole), bien datada mediante foraminíferos planctónicos y nannofósiles, entre el Burdigaliense superior hasta el Serravaliense inferior (Ferrandini et al., 1998; Ferrandini et al., 2003) (Fig. 3.23).

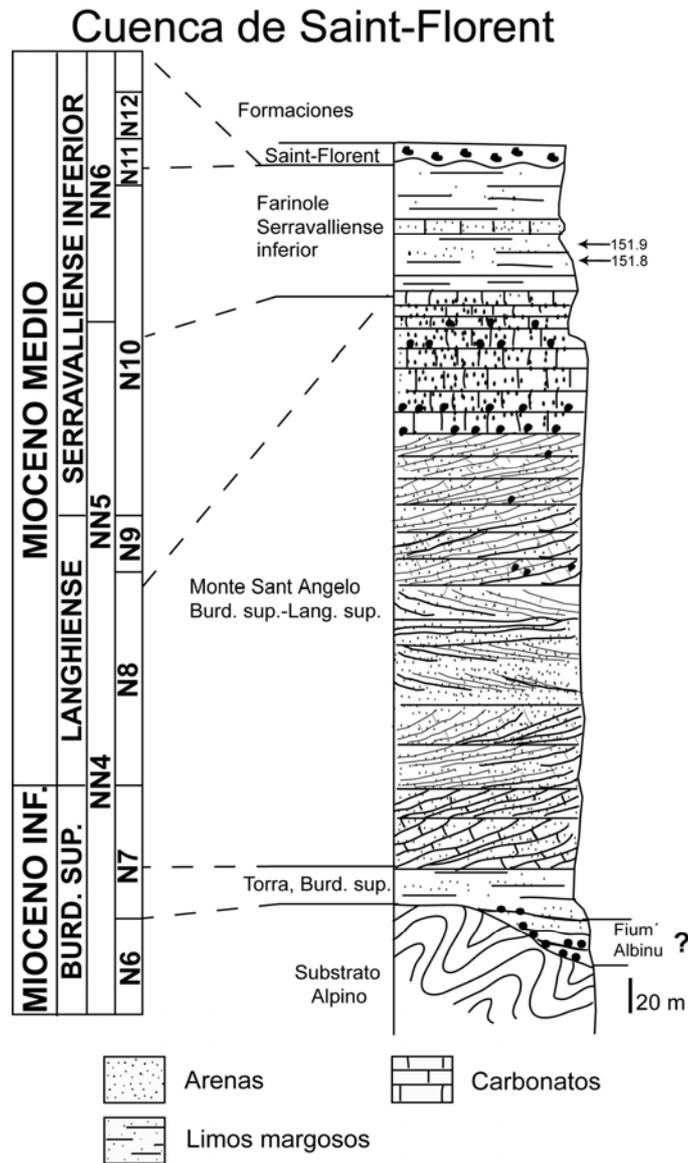


Fig. 3.23. Columna sintética de la serie miocena de Saint-Florent. La localización de las muestras estudiadas se indica con la flechas.

El tránsito de facies continentales a marinas pone claramente de manifiesto la transgresión acontecida durante el Burdigaliense superior y Langhiense, durante los ciclos TB 2.2 TB 2.4 de Haq et al., (1987) o entre los límites de secuencias Bur-4 y Lan-2/Ser-1 de Handerbol et al., (1998) (Ferrandini et al., 1998).

En las facies más profundas de la formación Farinole se tomaron varias muestras, de las que sólo dos han resultado productivas (Fig. 3.23).

3.1.5. Sección de Montréal (Gers, Francia).

La sección se localiza en un poblado llamado Béon, a unos 2.5 Km siguiendo la carretera D-113 al sureste de la localidad francesa de Montréal (Departamento de Gers) ($43^{\circ} 57' 60''$ N; $0^{\circ} 12' 00''$ E) (Fig. 3.24).

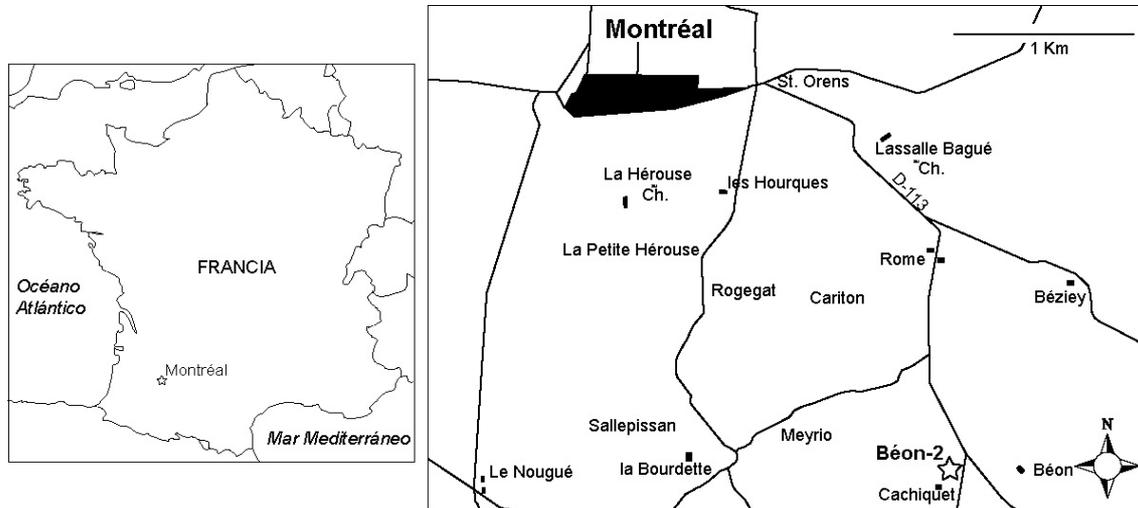


Fig. 3.24. Situación geográfica de la sección y yacimiento de mamíferos Montréal (Béon-2).

En ella se encuentra una antigua cantera de calizas lacustres (*Calcaire de Herret*) y justo debajo de éstas hay un nivel arcilloso lacustre, de color gris-azulado con manchas marrones, rico en fósiles de mamíferos atribuido a la biozona MN4b (Aragoniense o Burdigaliense) (Duranthon et al., 1999). De este nivel se ha cogido una muestra para su análisis (Fig. 3.25).

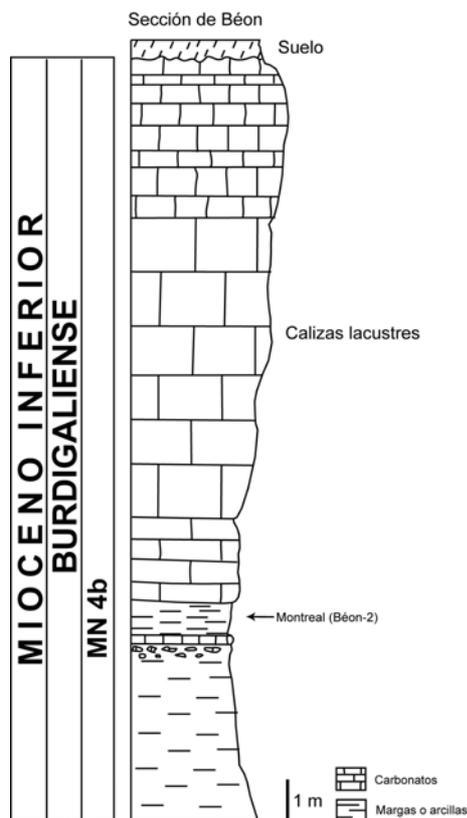


Fig. 3.25. Sección de Montréal (Béon-2) y situación del yacimiento de mamíferos y de la muestra analizada (señalada con una flecha).

3.1.6. Región de Burdeos (Francia).

En este caso se han estudiado una serie de muestras recogidas en secciones que afloran cerca de la ciudad de Burdeos (Francia), en el área del estratotipo del Burdigaliense (Fig. 3.26).

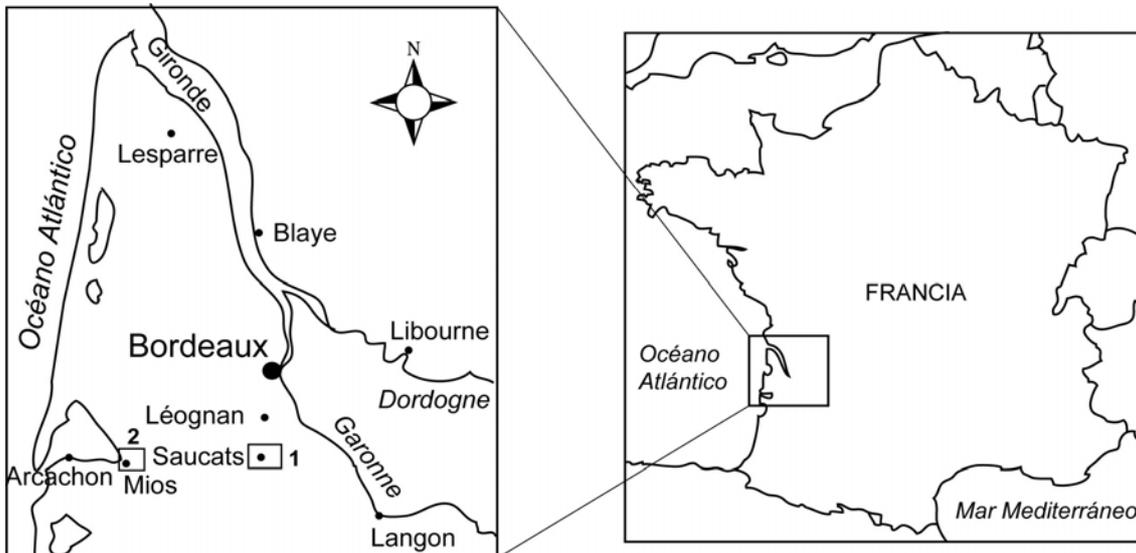


Fig. 3.26. Localización geográfica del área de estudio. 1) Sección de Pont-Pourquey; 2) sección de Moulin de Lalande (Mios).

La región está muy bien estudiada (ver síntesis en Londeix & Jan du Chêne, 1998) aunque jamás se ha realizado un estudio palinológico (polen).

Se han analizado muestras procedentes de dos secciones: 1) sección de Pont-Pourquey y 2) sección de Moulin de Lalande (Mios).

3.1.6.1. Sección de Pont-Pourquey.

Aflora cerca de Pont-Pourquey y Saucats (Fig. 3.27) y es una de las secciones mejor estudiadas de la región.

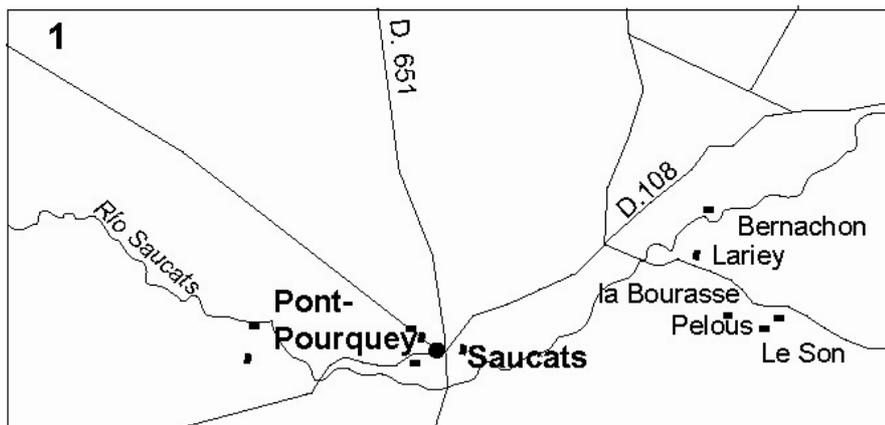


Fig. 3.27. Situación de la sección de Pont-Pourquey.

Entre los muchos trabajos destacan los de Poignant & Pujol (1978) y Müller & Pujol (1979) que dataron dicha sección como N5-(N6?) (de Blow, 1969) y NN2 (de Martini, 1971) y consideran a la sección como de referencia para la parte superior del Burdigaliense local (Fig. 3.28). El muro y el techo de la sección están datados mediante $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con edades respectivas de 19.8 Ma y 19.2 Ma (Cahuzac et al., 1997).

Esta edad fue confirmada más tarde por Londeix & Jan du Chêne (1998), a partir de una biostratigrafía basada en dinoflagelados.

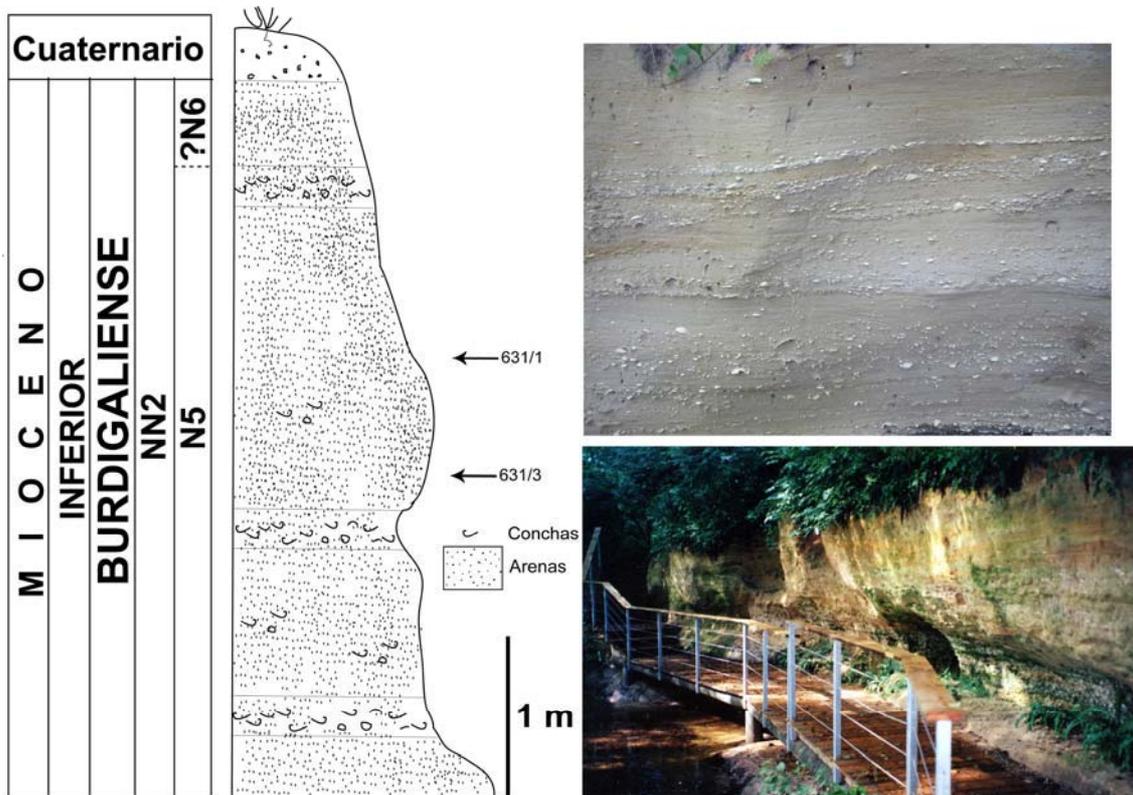


Fig. 3.28. Sección de Pont-Pourque y su biostratigrafía (Poignat & Pujol, 1978; Müller & Pujol, 1979). Con las flechas se sitúan las dos muestras analizadas. Modificado de Londeix & Jan du Chêne (1998). A la derecha se muestra la parte baja de la sección y detalle los sedimentos que allí afloran.

3.1.5.2. Sección de Moulin de Lalande (Mios).

Se encuentra en la localidad de Mios, cerca de Arcachon (a unos 40 Km al suroeste de Burdeos) (Fig. 3.26 y 3.29).

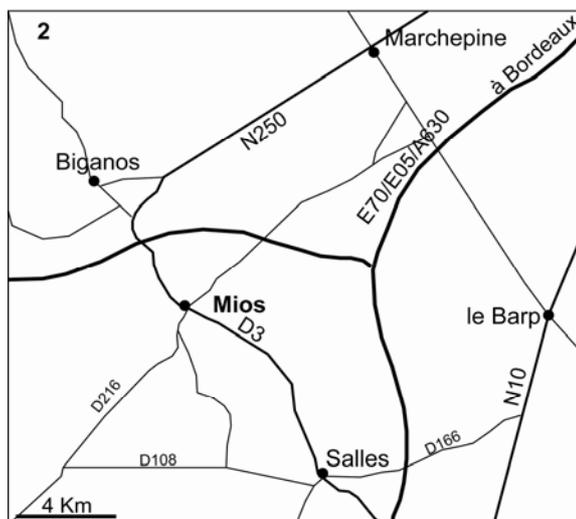


Fig. 3.29. Situación geográfica de la sección de Moulin de Lalande (Mios).

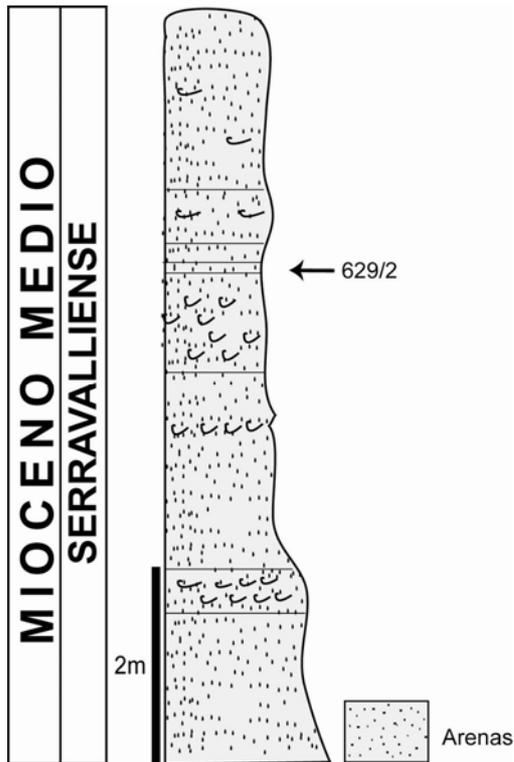


Fig. 3.30. Sección de Moulin de Lalande (Mios) modificada de Steurbaut (1984) y situación de la muestra estudiada.

Son sedimentos marinos de edad Serravalliense (Steurbaut, 1984; Majoor, 1990) (Fig. 3.30).

De esta sección se ha analizado una muestra, que resultó ser rica en palinomorfos.

3.1.6. Valle Ceppi (Italia).

Se sitúa en la llamada “Colina de Turín”, muy cercana a la ciudad de Turín (Italia). Los materiales que afloran, formando un anticlinal, se depositaron en una pequeña cuenca intramontañosa con un basamento alpino, desde finales del Paleógeno (Eoceno superior) originada como consecuencia de la orogenia alpina, muy activa en este área (Fig. 3.31).

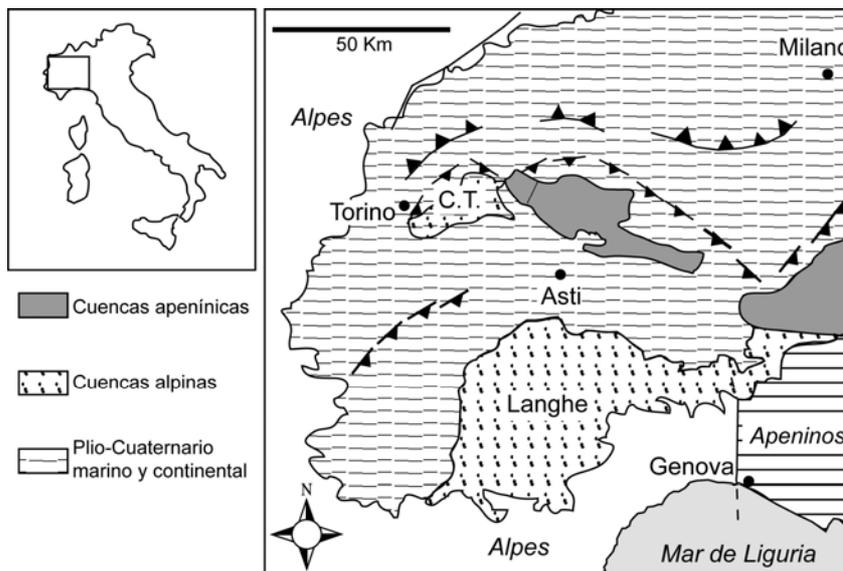


Fig. 3.31. Situación geológica de la zona de estudio, que se sitúa en la Colina de Turín (C.T.). Modificado de Vai (1995).

Los materiales forman parte de la Formación di Termô-Fôra, que está datada, a través de macroforaminíferos, como Burdigaliense superior (presencia de *Miogypsina gunteri*, *Miolepidocyclina negrii* y *M. globulina* correlacionables con la biozona de *Globigerinoides trilobus* s.l. o N7) (Vai, 1995).

La muestra analizada procede de un nivel limoso rico en materia orgánica que se observa en el corte originado por la erosión del Río Civera cercano a la localidad de Valle Ceppi (Fig. 3.32). Afloran además unos niveles muy ricos en moluscos (bivalvos y gasterópodos) que han sido objeto de numerosos estudios (Vai, 1995).

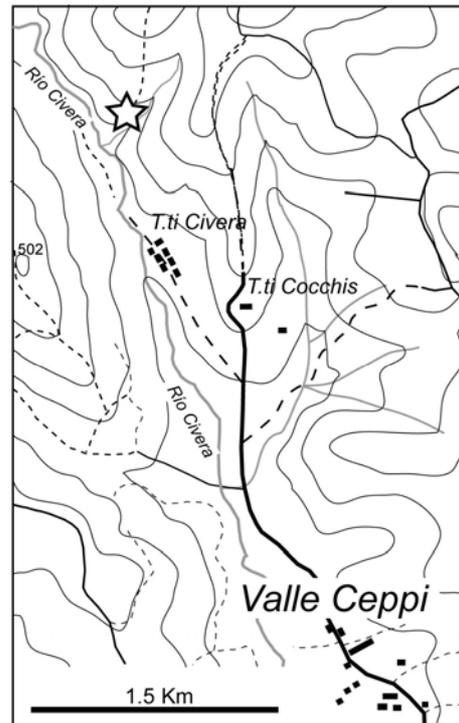


Fig. 3.32. Localización del afloramiento de Río Civera (Valle Ceppi).

3.1.7. Cuenca del Valle del Ródano (Francia).

En este apartado se agrupan localidades que se sitúan en la cuenca generada durante el final del Paleógeno y Neógeno en el valle del río Ródano (Francia). Como ya se ha indicado (sección de Farinole), es el producto de un *rifting* originado durante el Oligoceno (durante aprox. 10 Ma) (Séranne, 1999) que, origina la separación de Córcega y Cerdeña del continente europeo, en una rotación antihoraria, con la consiguiente apertura del mar liguro-provenzal (Durand-Delga, 1980; Ferrandini et al., 2003) (Fig. 3.33), la apertura del Golfo de León y la generación de una gran cuenca a lo largo de lo que hoy día es el valle del Ródano (Fig. 3.34).

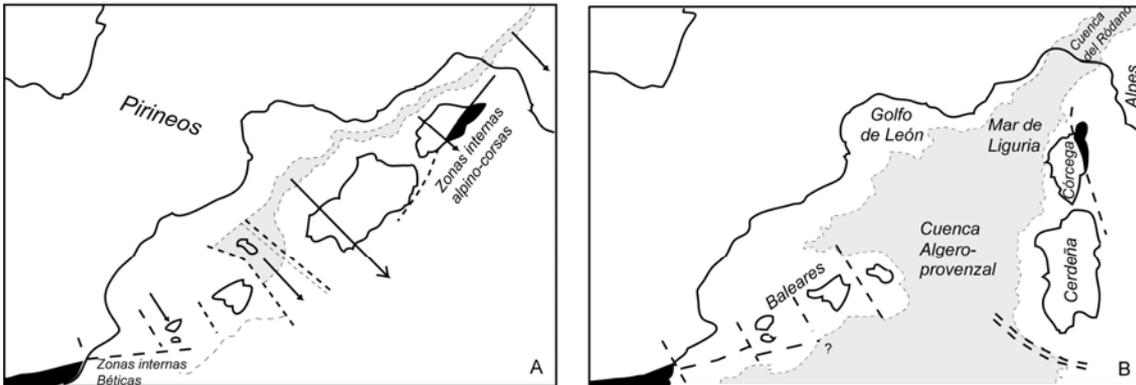


Fig. 3.33. Rotación del bloque corso-sardo y desplazamiento de las Islas Baleares: A, situación al comienzo del Mioceno (modificado de Durand-Delga, 1980) y B, situación actual.

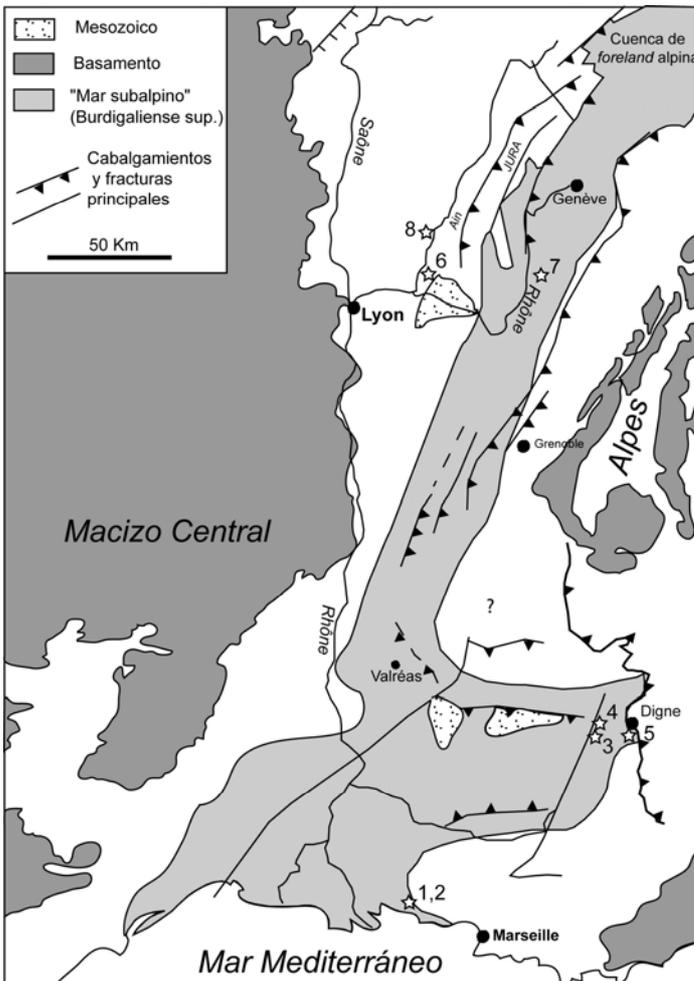


Fig. 3.34. Extensión del mar durante el Burdigaliense superior (gris claro) que ocupa, durante este momento, todo lo largo del valle del Ródano. Modificado de Besson et al., (2002). Se representan las distintas localidades estudiadas en esta Tesis: 1, 2) Estagel y Bayanne; 3) Les Mées; 4) La Rosée; 5) Châteauredon; 6) Ecotet; 7) La Nèphe; 8) Soblay.

3.1.7.1. Secciones de Estagel y Bayanne.

Estas dos secciones, separadas entre sí por apenas unos cientos de metros, se encuentran bordeando la pequeña albufera llamada *Etang d'Olivier*, que ha quedado parcialmente aislada de una más grande, el *Etang de Berre*. Ambas se encuentran cercanas a la localidad de Istres (SE Francia) (Fig. 3.35).

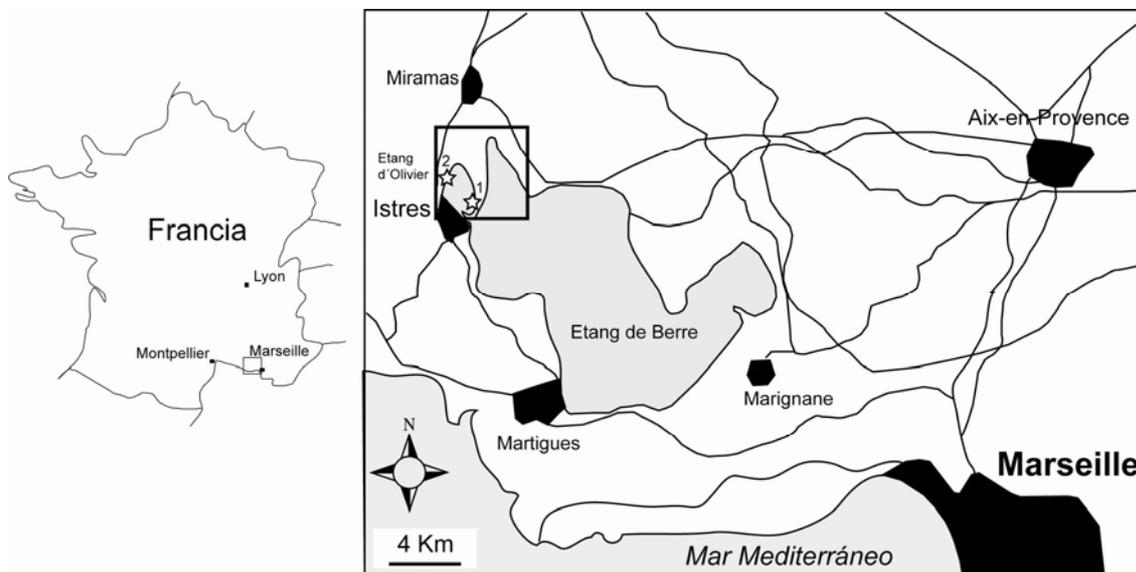


Fig. 3.35. Localización de las secciones de Estagel (1) y Bayanne (2) bordeando la albufera *Etang d'Olivier* a la izquierda del *Etang de Berre*.

En esta área se han identificado sedimentos marinos que corresponden a los depositados durante la formación y evolución de la cuenca perialpina del valle del Ródano.

En las dos secciones estudiadas se identifican dos secuencias eustáticas completas de 3er orden (S2 y S3) (Fig. 3.36). Las dos están caracterizadas por un cortejo basal o transgresivo (TST), constituido por unas arenas o calcarenitas y, margas correspondientes a los correspondientes cortejos de alto nivel del mar (HST). La secuencia más basal, la S2, es de edad Burdigaliense (Maurel-Ferrandini, 1976; Besson et al., 2002). La secuencia S3, de edad Burdigaliense superior-Langhiense (Maurel-Ferrandini, 1976; Jiménez Moreno, et al., 2002; Besson et al., 2002; Besson et al., enviado), es la que caracteriza el máximo transgresivo del Mioceno en este área y también la más potente. El cortejo de alto nivel de esta secuencia termina con una progradación litoral muy fuerte, con el desarrollo de una barra de arenas del *shoreface* (Fig. 3.36). Los límites de secuencias inferiores y superiores se caracterizan también por emersiones. En la secuencia S3, una pequeña regresión produciría favorecería la presencia de raíces (ver Fig. 3.36), interpretadas, por su morfología, como raíces aéreas del manglar (Colomb, 1965).

La cuarta secuencia (S4), de edad Serravalliense (Maurel-Ferrandini, 1976, Besson et al., 2002; Besson et al., enviado), se deposita sobre la anterior generando una fuerte erosión.

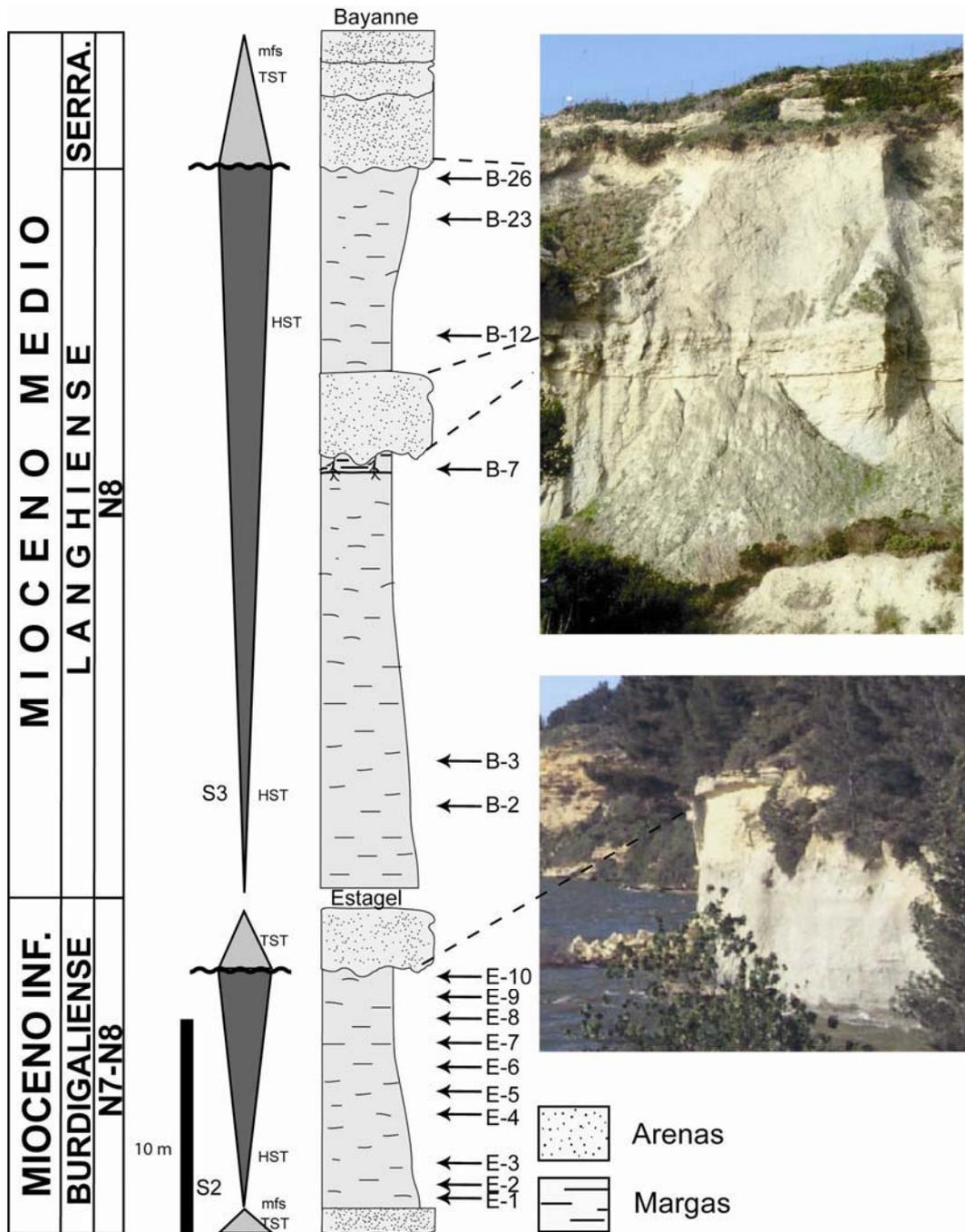


Fig. 3.36. Secciones de Estagel y Bayanne. Biostratigrafía (Maurel-Ferrandini, 1976; Jiménez Moreno et al., 2002) y estratigrafía secuencial (Besson et al., 2002). Las flechas indican la posición de las muestras estudiadas.

Se han estudiado 16 muestras procedentes de los niveles margosos (cortejos de alto nivel) de las dos secuencias anteriormente descritas (Fig. 3.36).

3.1.7 2. Sondeo Les Mées-1 (Alpes-de-Haute-Provence, Francia).

Este sondeo (44° 1'00'' N; 5° 58' 60'' E), llevado a cabo por ELF en los años 70, se sitúa sobre el "Plateau de Valensole" (Alpes-de-Haute-Provence), entre los valles del río Bléone y del Asse (Fig. 3.37). Estudios de sismica de reflexión muestran que se sitúa sobre una estructura de anticlinal profundo (Dubois & Curnelle, 1978). El sondeo atraviesa:

1) una primera parte (de 0-476 m) de edad Plioceno, "Poudingues de Valensole", compuesta principalmente por conglomerados y arenas;

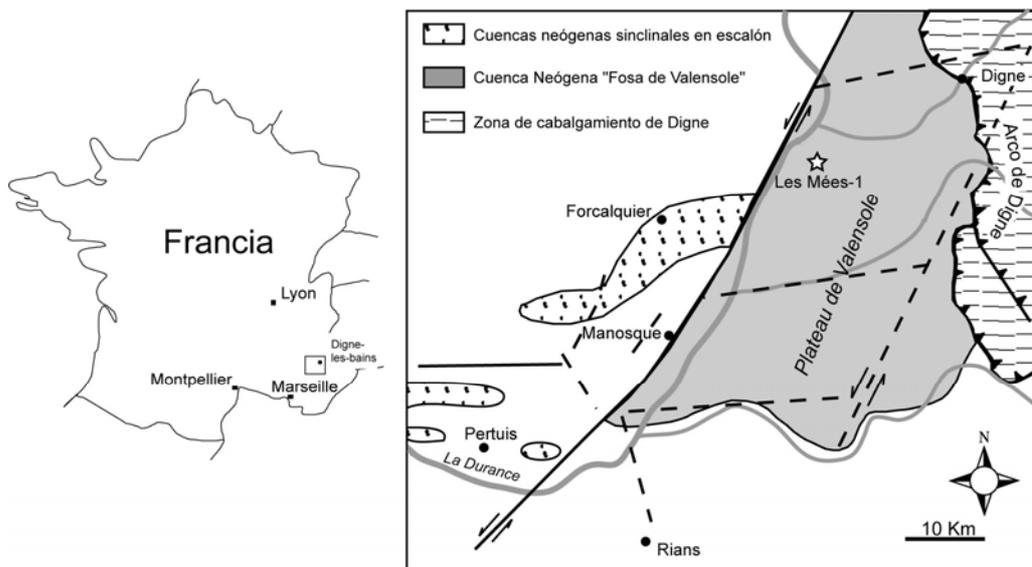


Fig. 3.37. Situación geográfica y geológica del sondeo Les Mées-1.

2) 476-1511 m de una formación principalmente de edad Mioceno constituida por (a) conglomerados y arenas en su parte más alta (476-970 m), (b) arenas y margas (970-1190 m), (c) secuencias positivas de arenas calcáreas, limos y arcillas margosas que muestran, en la base de cada secuencia, un conglomerado (1190-1440 m) y d) secuencias negativas formadas por una alternancia métrica a plurimétrica de arcillas y arenas calcáreas que terminan con conglomerados (1440-1511 m);

3) 1511-1760 m de basamento Mesozoico (Dubois & Curnelle, 1978) (Fig. 3.38).

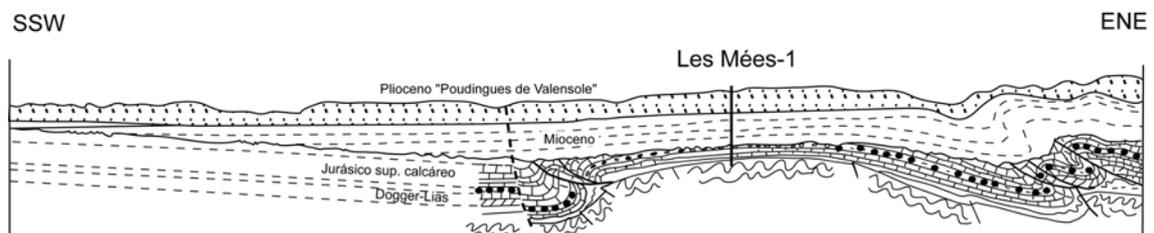


Fig. 3.38. Corte esquemático del "Plateau de Valensole" y situación del sondeo Les Mées-1.

Con este sondeo se pone de manifiesto la gran potencia (1500m) de la serie neógena en el área de la cuenca de Digne-Valensole. La sedimentación en los materiales del Mioceno comienza con una serie marina profunda (máximo transgresivo del Burdigaliense superior) y progresivamente se hace más somera hasta pasar a continental en el Mioceno superior.

Se han analizado 4 muestras procedentes de las cotas de 990 m, 1060 m, 1140 m y 1420 m.

3.1.7.3. Sección de La Rosée (Alpes-de-Haute-Provence, Francia).

El afloramiento conocido como La Rosée se localiza en el borde oeste de la cuenca de Digne, cerca de la localidad de Sourribes (región de Sisteron), en la vertiente sur del arroyo de la Rosée (44° 08' 51'' N; 6° 00' 56'' E) (Fig. 3.39).

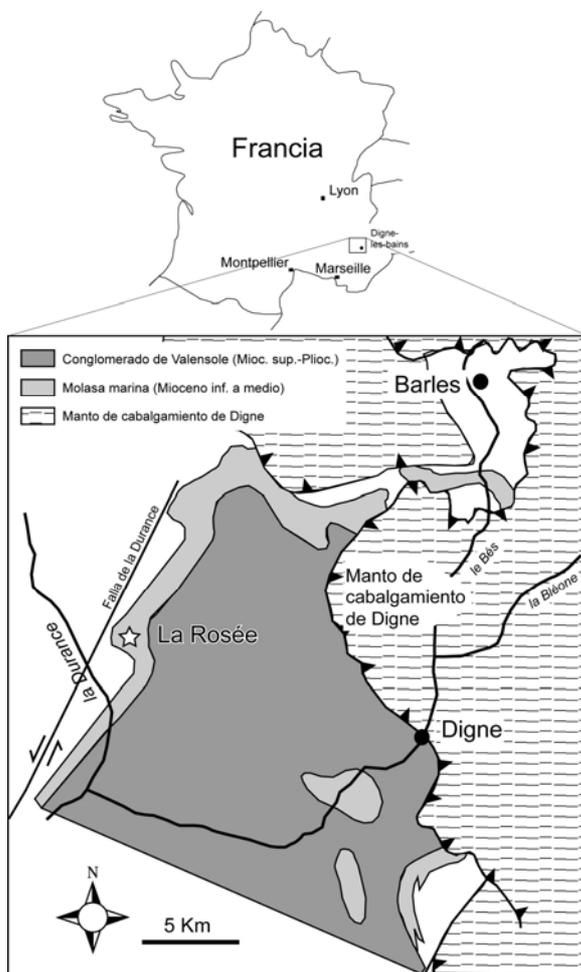


Fig. 3.39. Situación geográfica y geológica del afloramiento de La Rosée. Modificado de Couëffé et al., 2001 y 2004.

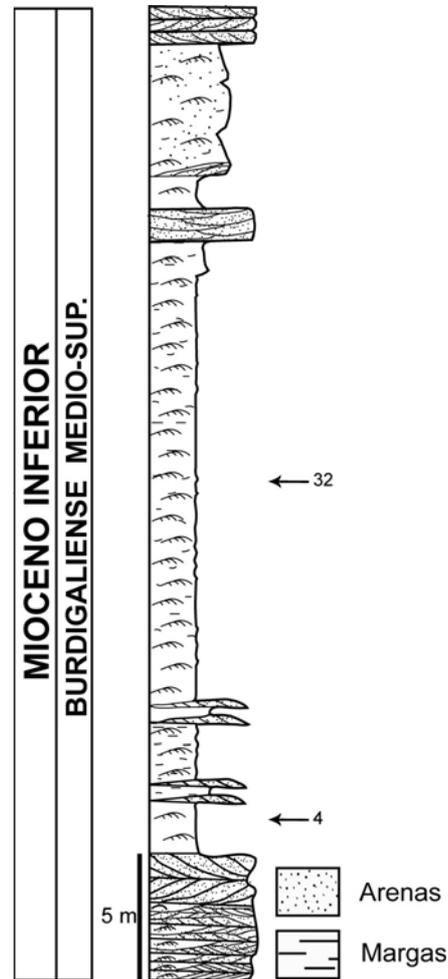


Fig. 3.40. Columna litológica del afloramiento de La Rosée, bioestratigrafía y posición de las muestras estudiadas. Modificado de Couëffé et al., 2004.

Este afloramiento, como el anterior (Les Mées), se sitúa en la cuenca de Digne-Valensole. La alta subsidencia da lugar a más de 3000 m de depósitos neógenos, que se pueden dividir en dos formaciones: 1) una Molasa Marina miocena (MMM) y 2) los Conglomerados de Valensole de edad mio-pliocena.

Los sedimentos estudiados pertenecen a la Molasa Marina miocena, que por datos bioestratigráficos (Gigot & Mein, 1973; Clauzon et al., 1987) tiene una edad entre Aquitaniense y Langhiense.

La sección de La Rosée, en concreto, pertenece al miembro 3 de la Molasa, por lo que, por correlación con otras secciones datadas bioestratigráficamente de la misma área, se le puede atribuir una edad Burdigaliense medio-superior (Couëffé et al., 2004).

La sección muestra unas bellas sucesiones de ritmitas producidas por corrientes de mareas.

Debido a la naturaleza arenosa de estos sedimentos sólo se han analizado dos muestras (Fig. 3.40).

3.1.7. 4. Sección de Châteauredon (Alpes-de-Haute-Provence, Francia).

El afloramiento se localiza en el borde este de la cuenca de Digne, cerca de la localidad de Châteauredon (44° 00' 53'' N; 6° 12' 48'' E) (Fig. 3.41). Los materiales que allí afloran forman parte de la molasa alpina de la cuenca de Digne-Valensole, que van desde el Aquitaniense hasta el Plioceno (Fig. 3.42).

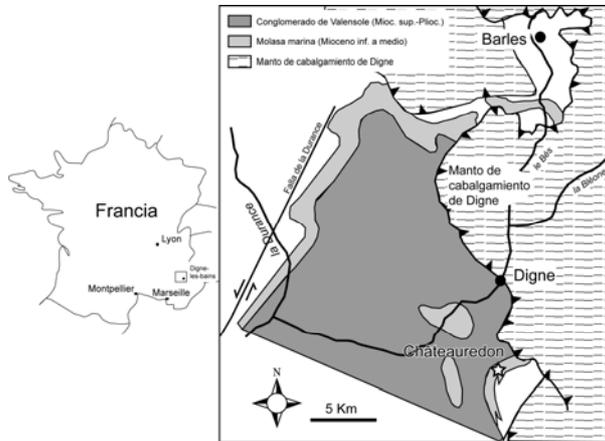


Fig. 3.41. Situación geográfica y geológica del afloramiento de Châteauredon. Modificado de Besson, et al., 2002.

Aunque existe una cierta controversia en torno a la datación de esta sección (Couëffé & Maridet, 2003; Parize et al., enviado; Besson et al., enviado), recientemente, se ha realizado un estudio multidisciplinar que sitúa esta sección en un contexto cronoestratigráfico muy preciso (Besson et al., enviado) (Fig. 3.42). Esto es posible gracias a la presencia de yacimientos de micrommíferos (Parize et al., enviado) y la correlación mediante superficies de erosión de origen fluvial que se pueden seguir cientos de kilómetros (Besson et al., enviado) (Fig. 3.42).

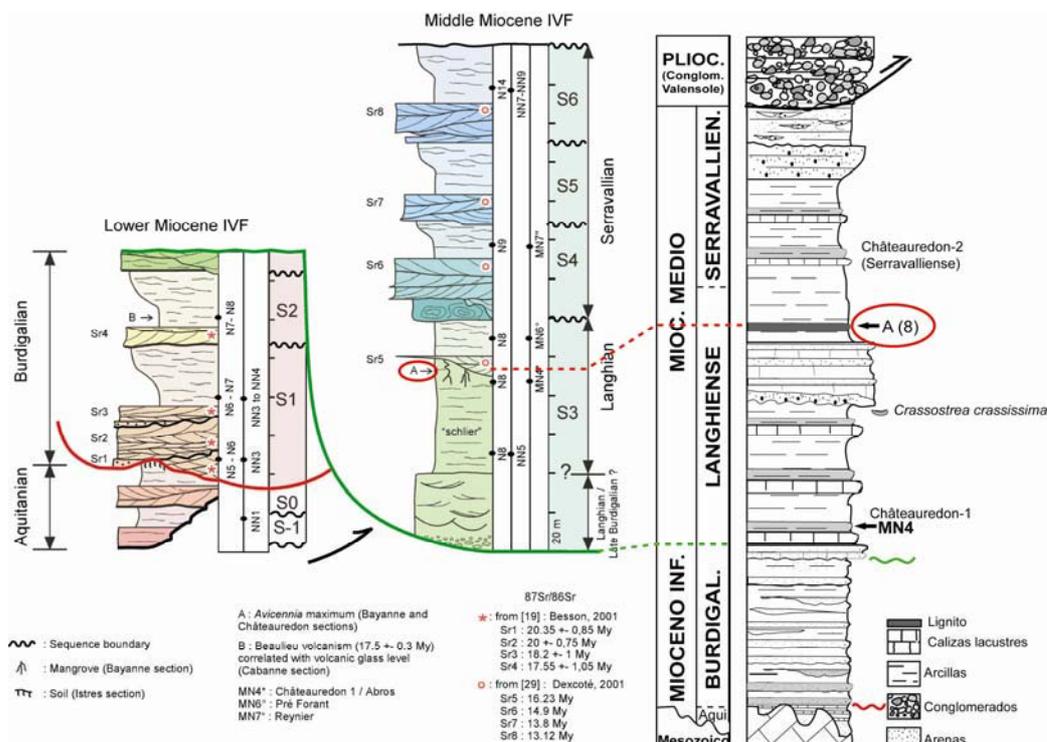


Fig. 3.42. Columna litológica del afloramiento de Châteauredon (derecha), bioestratigrafía y posición de la muestra estudiada (rodeada por un círculo rojo). Se muestra su correlación con la serie sedimentaria sintética para el Mioceno de la Cuenca del Ródano y los criterios lito- bio- y cronoestratigráficos (Modificado de Besson et al., enviado).

Aunque las facies, la mayoría de origen continental, no permiten una buena conservación de los palinomorfos, se pudo estudiar una muestra procedente de un lignito (Fig. 3.42).

3.1.7.5. Sección de Ecotet (Ain, Francia).

Esta sección se localiza en el borde del arroyo Ecotet, situado al noreste de la localidad de Jujurieux (Ain, Francia) ($46^{\circ} 02' 24''$ N; $5^{\circ} 24' 32''$ E), próxima a la ciudad de Lyon (Fig. 3.43).

En el área, situada en la cuenca del valle del Ródano, afloran materiales neógenos marinos de edades que van desde el Mioceno inferior hasta el Mioceno superior. El mar desaparece en el Messiniense.

En la sección, de apenas 10 m de potencia, afloran sedimentos, tanto marinos como continentales, depositados en un ambiente de tipo deltaico (Dumont, 1983).

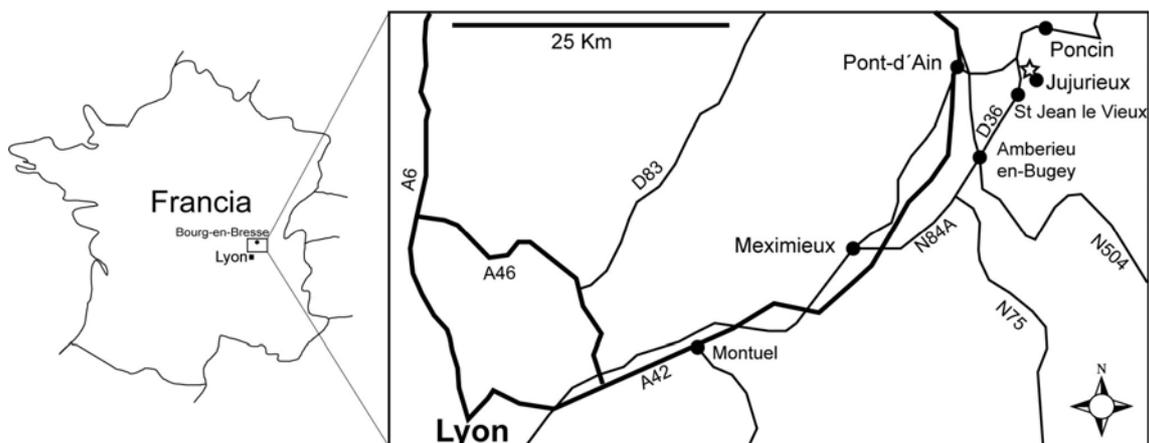


Fig. 3.43. Localización geográfica de la sección de Ecotet (Ain, Francia).

La existencia de materiales marinos muy someros y de tipo deltaico, hace posible la presencia de una acumulación de micromamíferos. Esta sección ha sido muy bien estudiada desde hace tiempo (Demarcq, 1973; Mein, 1985, 1999), pues hace posibles las correlaciones marino-continental. Muy recientemente Aguilar et al., (2004), en un trabajo pluridisciplinar (nannofósiles, foraminíferos planctónicos, micromamíferos y paleomagnetismo), sitúan esta sección en un contexto cronológico muy detallado, como Serravalliense-Tortonense (Fig. 3.44).

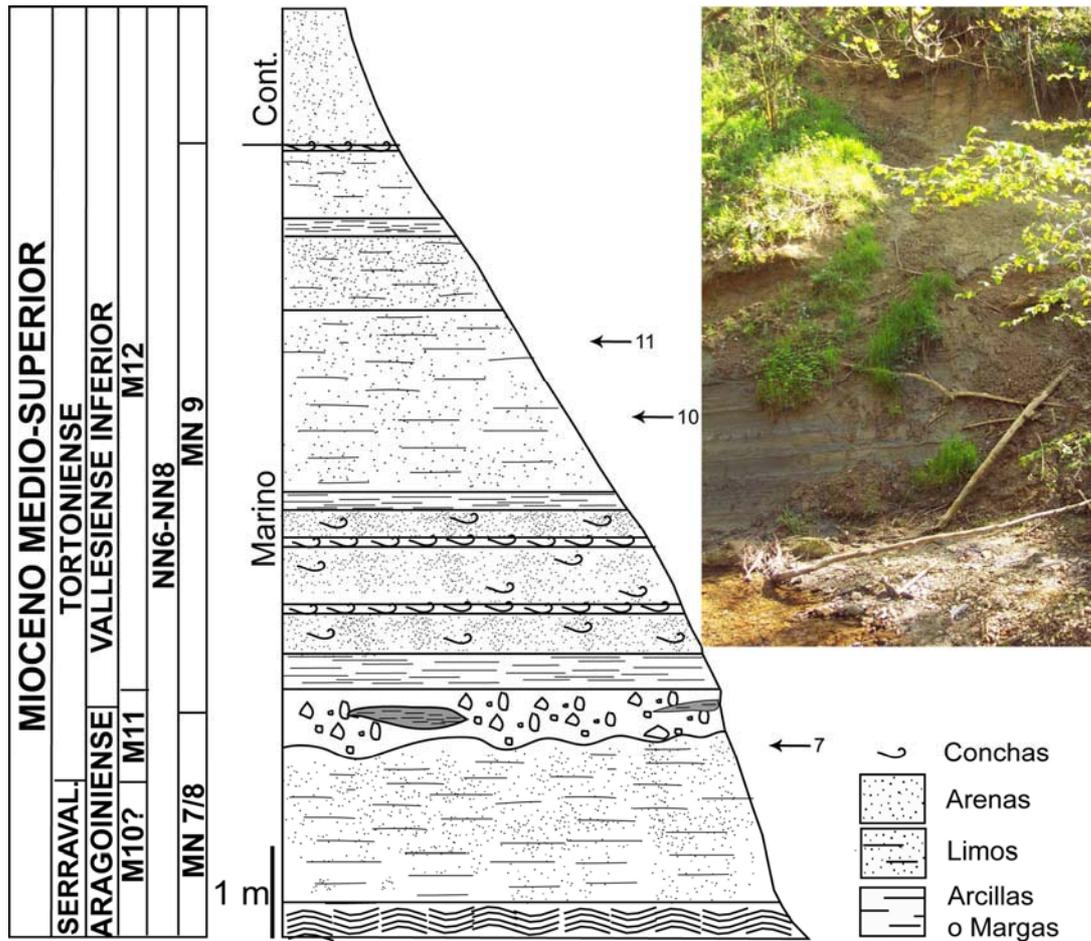


Fig. 3.44. Sección de Ecotet. Contexto biocronológico a partir de Aguilar et al., (2004). La localización de las muestras estudiadas se especifica con flechas. A la derecha, vista general de esta sección.

Aunque las facies, bastante arenosas, no permiten una buena conservación de los palinomorfos, tres muestras tienen un número suficiente de estos microfósiles.

3.1.7..6. Sección de la Nèphe (Saboya, Francia).

Esta sección se encuentra a lo largo del borde de un pequeño arroyo llamado La Nèphe (45° 52'02'' N; 5° 56'31'' E), al suroeste de la localidad de Rumilly (Saboya, Francia) (Fig. 3.45). La secuencia está a medio camino entre la cuenca de *foreland* alpino y la cuenca del valle del Ródano. Durante el Burdigaliense, estas dos cuencas estaban unidas, permitiendo la comunicación entre el Paratethys Central y el Mar Mediterráneo.

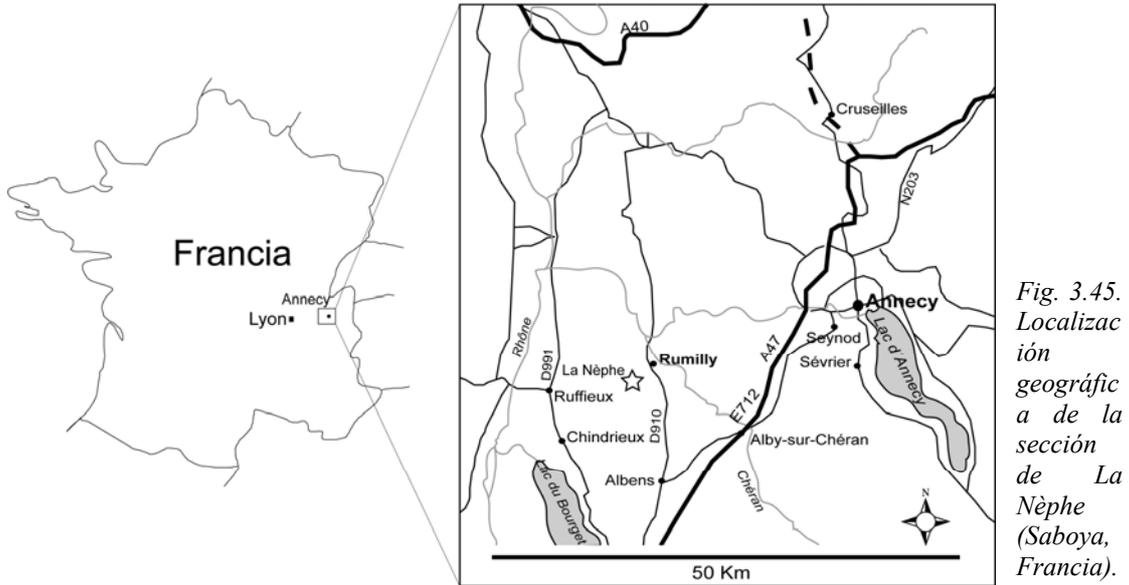


Fig. 3.45. Localización geográfica de la sección de La Nèphe (Saboya, Francia).

Afloran sedimentos limosos y arenosos marinos, en una secuencia estrato y granocreciente, que por correlación estratigráfica se puede considerar Burdigaliense (Wagner, 1966; Berger, com. pers.), probablemente correlacionable con la biozona NN3-NN4? (Fig. 3.46).

Se recogieron 22 muestras, de las que sólo 7 han podido ser estudiadas debido al mal estado de conservación de los palinomorfos (Fig. 3.46).

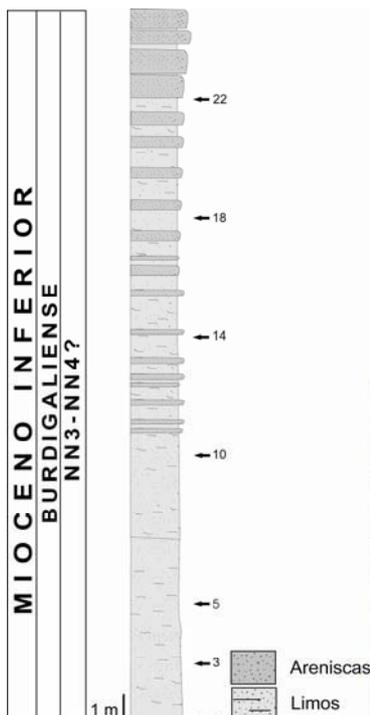


Fig. 3.46. Sección de la Nèphe (Saboya, Francia). Se muestra la probable posición biostratigráfica (Wagner, 1966; Berger, com. pers.) y la situación de las muestras analizadas. A la derecha, vista de la parte alta de esta sección.



3.1.7.7. Yacimiento de Soblay (Ain, Francia).

Este yacimiento de lignito se localiza a unos cientos de metros al oeste de la localidad de Soblay (46° 4'N; 5° 22'E) (Ain, Francia) (Fig. 3.47 y 3.4.8). Los lignitos, explotados hasta hace poco, son muy ricos en fósiles de mamíferos. Fueron descubiertos por Depéret en 1887 y desde entonces ha sido ampliamente estudiado (Viret & Mazenot, 1948; Mein, 1970, 1984, 1999; Menouret, 2004). Los lignitos corresponden a un ambiente lacustre en una antigua dolina que por su contenido en macro y micromamíferos pueden ser datados como Vallesiense (MN10) (Mein, 1999).

Se ha analizado una muestra que resultó contener una concentración aceptable de palinomorfos.

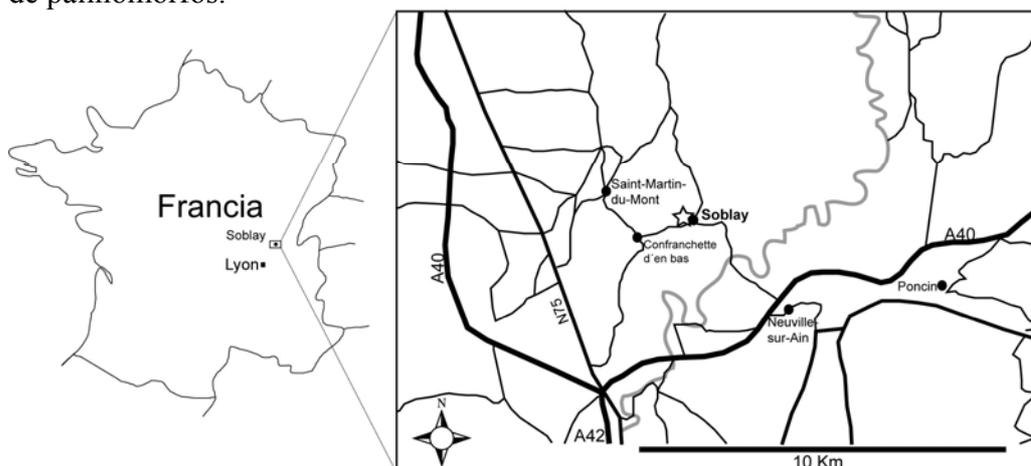


Fig. 3.47. Situación geográfica del yacimiento de lignito de Soblay (Ain, Francia).



Fig. 3.48. Explotación de lignito de Soblay en el año 1946. Foto propiedad de P. Mein.

3.1.8. Cuencas del Paratethys.

La orogenia alpina produjo una fragmentación del Océano del Tethys durante el límite Eoceno/Oligoceno, con la desaparición del Tethys como entidad paleogeográfica y paleobiológica. Se generaron dos dominios paleogeográficos: el Mar Mediterráneo (Neógeno) y el Paratethys (Harzhauser et al., 2002a).

La separación geográfica produjo a su vez una separación biogeográfica, que se evidencia por la necesidad de escalas cronoestratigráficas/geocronológicas diferentes (ver Fig. 1.5, apartado 1.2). Dentro del Paratethys, se diferencian paleogeográficamente los sectores occidental, central y oriental, por estar mejor o peor comunicados con el Mar Mediterráneo y el Océano Índico (ver Fig. 2.2 y 2.3, apartado 2.3, Rögl 1998; Meulenkamp & Sissingh, 2003).

En el Paratethys occidental se engloban las cuencas de *foreland* (o antepaís) alpino. El Paratethys central abarca desde Baviera (Alemania) hasta los Cárpatos y el resto forma parte del Paratethys oriental (Harzhauser et al., 2002a).

Las cuencas aquí estudiadas del Paratethys son 1) *foreland* alpino, 2) Viena, 3) Panónica y 4) *foreland* de los Cárpatos. Dentro de éstas a su vez se diferencian numerosas subcuencas, con rellenos de hasta 5500 m de sedimentos neógenos (Kovac et al. 2004).

Durante el Neógeno, y en todo el Paratethys, se produce una lenta tendencia a la reducción del tamaño de las cuencas marinas, hasta su desaparición en el Mioceno superior (Rögl, 1998; Meulenkamp & Sissingh, 2003). Sin embargo, durante el Mioceno inferior y medio existían amplias conexiones entre el Mar Mediterráneo y el Paratethys que produjeron un libre intercambio de fauna marina (Harzhauser et al., 2003a) que da lugar a la similitud de ésta en ambas regiones. Más tarde, durante el Serravallense inferior (Badeniense superior) comienzan a interrumpirse las comunicaciones lo que se refleja en el Paratethys por una estratificación de las aguas marinas y condiciones disaeróbicas en el fondo (Kovac et al. 2004). Ya en el Sarmatiense, las comunicaciones marinas con el Mediterráneo se cierran completamente, lo que lleva al alto desarrollo de endemismos (p.e. en los moluscos; Harzhauser & Piller, 2004). Finalmente, en el límite Serravallense-Tortonense (Sarmatiense-Panoniense), el Paratethys central se aísla totalmente y se genera un lago de aguas salobres denominado *Pannon*.

3.1.8.1. Cuenca de *foreland* alpino o Cuenca Molásica (Suiza-Alemania-Austria).

En este apartado se agrupan localidades que se sitúan en la cuenca de *foreland* originada durante el final del Paleógeno (Eoceno) y Neógeno rodeando a los Alpes y parte de los Cárpatos, que ocupa parte de Suiza, Alemania y Austria (Rögl, 1998) (Fig. 3.49).

La sedimentación es marina desde el Mioceno inferior hasta hace aproximadamente 15 Ma, cuando un pulso tectónico sumado a la gran regresión que caracteriza el inicio de la glaciación antártica (ver primeros capítulos), hacen que el mar se retire. Durante el Mioceno inferior y medio, la cuenca servía de conexión entre el Mar Mediterráneo (a través de la cuenca del valle del Ródano) y el Paratethys (Cuenca de Viena y Cuenca Panónica). Más tarde y a causa de sucesivos periodos regresivos, esta conexión desapareció, quedando aislados ambos dominios (Rögl, 1998; Meulenkamp & Sissingh, 2003).

Los sedimentos marinos de edad miocena están aquí muy condicionados por corrientes de mareas que, se producían en el corredor entre el Paratethys con el Mar Mediterráneo via la cuenca del valle del Ródano (Rögl, 1998), circularían entre Francia, Suiza, Alemania y Austria (Allen & Homewood, 1984; Schoepfer, 1989; Lesueur et al., 1990).



Fig. 3.49. Esquema de la cuenca de foreland alpino. Se muestran las localidades estudiadas (1) Combe Girard (Le Locle); (2) Montavraz; (3) Häutligen; (4) Nebelberg; (5) Breitenmatt; (6) Pfaffenzell-II; (7) Strass-Eberschwang; (8) Göllersdorf.

En la cuenca se distinguen cuatro grandes unidades litoestratigráficas cuyos límites temporales son diferentes dependiendo de la situación espacial de la localidad dentro de ella. Esto se debe a la existencia de cambios de facies muy importantes entre: 1) UMM o Molasa Marina Inferior (Eoceno-Oligoceno inf.); 2) USM o Molasa de Agua dulce Inferior (Oligoceno-Aquitaniense); 3) OMM o Molasa Marina Superior de edad Mioceno inferior-medio (Burdigaliense-Langhiense) y 4) la OSM o Molasa de Agua dulce Superior (Burdigaliense superior a Tortonense) (Fig. 3.50).

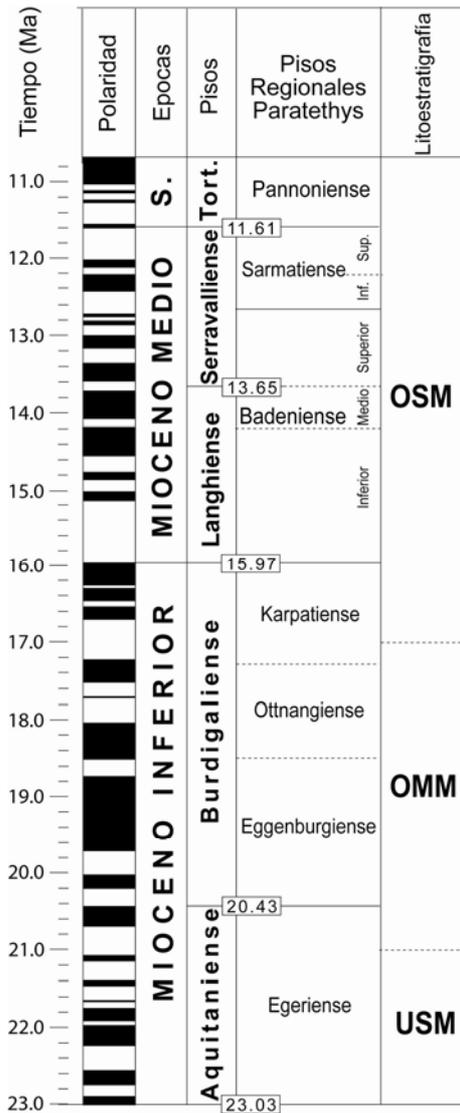


Fig. 3.50. Principales unidades litoestratigráficas en la zona occidental de esta cuenca de foreland alpino. USM: Molasa de agua dulce inferior; OMM: Molasa marina superior y OSM: molasa de agua dulce superior. Modificado de Becker (2003).

Se han muestreado una gran cantidad de secciones en Suiza que no dieron ningún resultado palinológico. Se nombran para prevenir a posibles palinólogos que en el futuro planteen un muestreo allí:

- Area de Fribourg: secciones de Les Ponts de Martel (Le Bied), Vermes, Glovelier (La Petite Morée), Vendlincourt, Bonfol, Tavannes, Pré-Golat (Crêt du Locle) y Lovère.

- Area de Zurich: secciones de Chlihörnli, Eichrois, Huyesen-Zwelenbach, Godlinger Tobel (Huberlingen y Vandermuli), Grundtal, Hörnli Bartobel, Hotwiel, Martinsbrünneli, Ornberg y Töbeli.

3.1.8.1.1. Sección de Combe Girard (Le Locle) (Cantón de Neuchâtel, Suiza).

Se localiza cerca de localidad de Le Locle, situada al noreste de Neuchâtel (Suiza), muy cerca de la frontera con Francia en la región conocida como Jura (47° 4' 23' N; 6° 44' 49' E) (Fig. 3.51).

Afloran materiales terciarios de la OSM (Molasa de Agua dulce Superior), sedimentos arcillosos y calizos margosos de tipo lacustre, que rellenaron uno de los sinclinales del Jura que caracterizan la región de Neuchâtel (Kälin et al., 2001) (Fig. 3.52).

En este área se han realizado una gran cantidad de trabajos (ver síntesis en Kälín et al., 2001) en los que se ha estudiado, entre otras cosas, el contenido fosilífero (micromamíferos, carofitas, ostrácodos y peces).

El estudio biostratigráfico por medio de micromamíferos ha dado como resultado una edad de MN6 superior (Aragoniense o Serravalliense; Fig. 3.52).

El estudio de otolitos de peces informa de la presencia del género *Chana* (*Chana elliptica*) que indica que durante la estación más cálida no había falta de precipitaciones (Böhme, 2004).

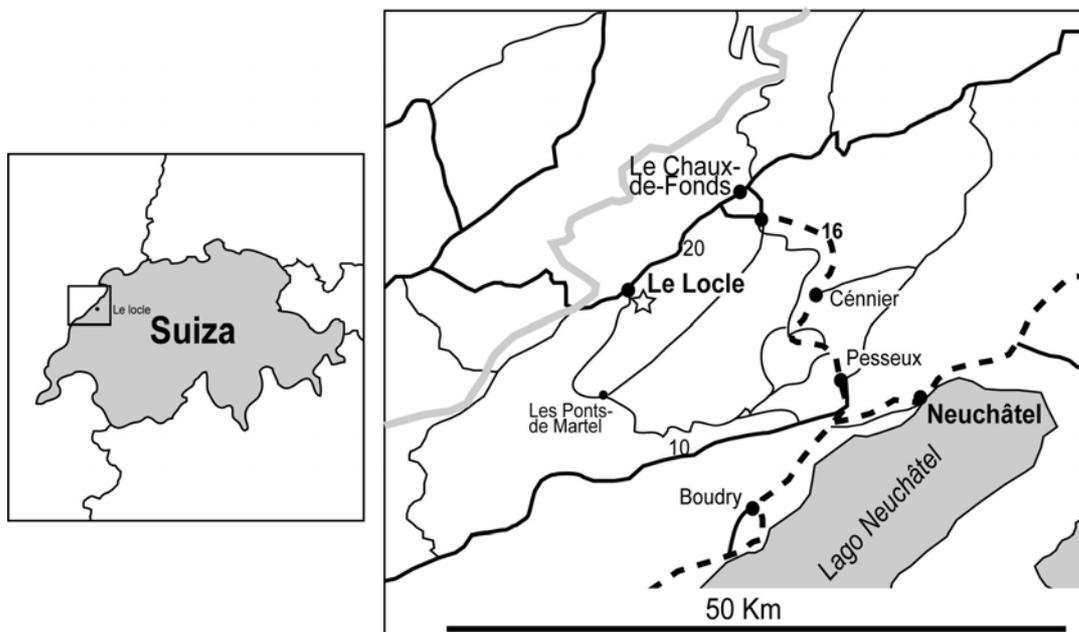


Fig. 3.51. Situación geográfica de la sección de Le Locle (Combe Girard) (Suiza).

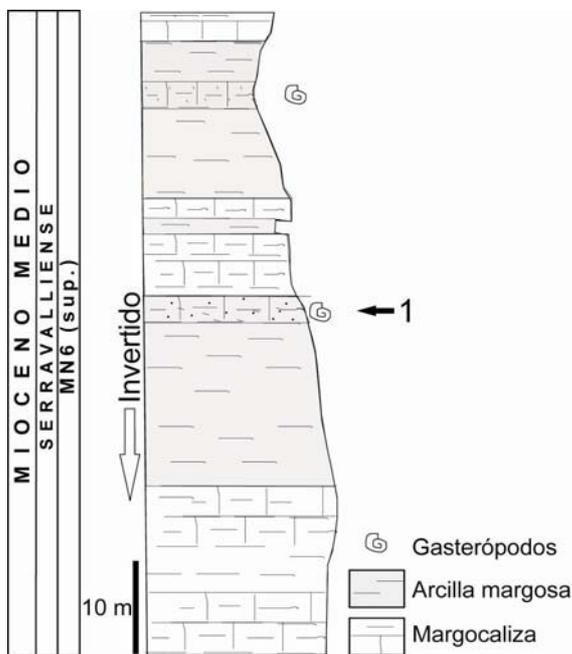


Fig. 3.52. Columna estratigráfica de Combe Girard (Le Locle). Biostratigrafía por Kälín et al., 2001.

De esta sección se recogieron dos muestras procedentes de unas arcillas ricas en materia orgánica y gasterópodos, de las que sólo una de ellas (su posición queda indicada en la figura 3.52) contuvo palinomorfos.

3.1.8.1.2. Sección de Montevraz (Cantón de Fribourg, Suiza).

Se localiza al borde de un pequeño arroyo cerca del poblado de Montevraz que se encuentra al sur y muy próximo a la ciudad de Friburgo (Suiza) ($46^{\circ} 43' 23''$ N; $7^{\circ} 10' 36''$ E) (Fig. 3.53).

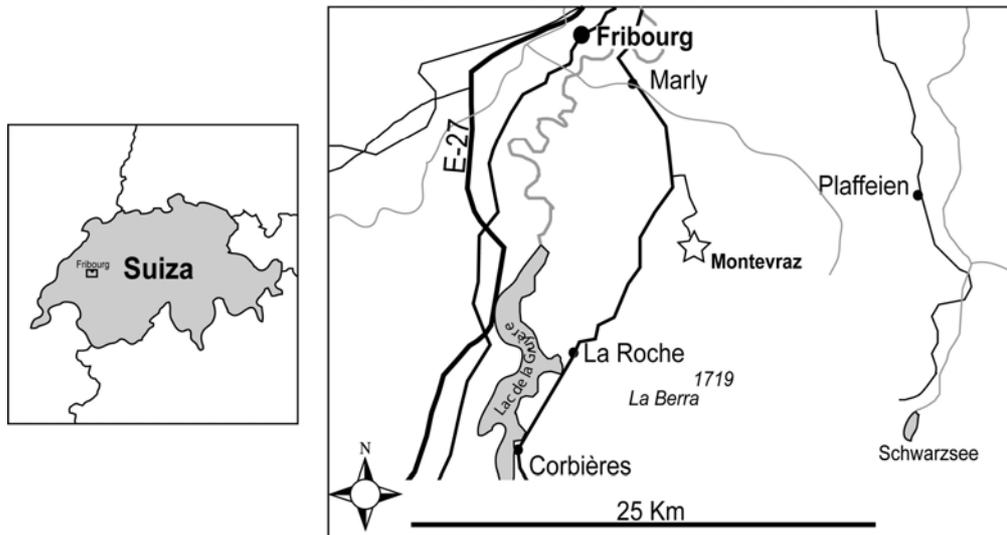


Fig. 3.53. Situación geográfica de la sección de Montevraz (Suiza).

En esta sección afloran arcillas y arenas marinas de color oscuro pertenecientes a la OMM (Molasa Marina Superior). Hacia techo, las arenas se hacen más abundantes y las arcillas son cada vez más limosas mostrando una secuencia positiva, de somerización, en un ambiente marino somero (Schoepfer, 1989).

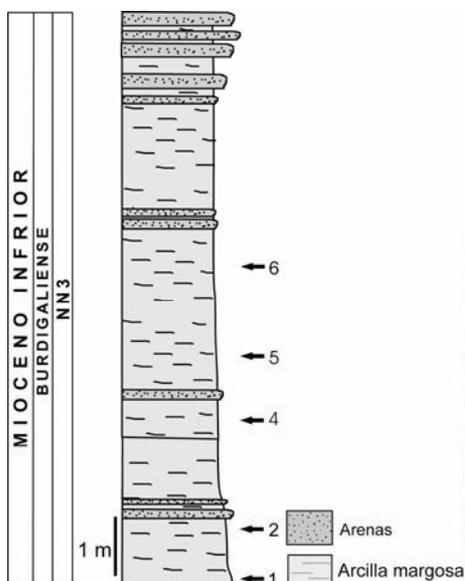


Fig. 3.54. Columna de la sección de Montevraz (Suiza). Biostratigrafía por Schoepfer (1989). Las muestras están señaladas en la columna. La sección aflora a lo largo del río (derecha).



Esta sección (llamada con el nombre de *Rio du Schwang de la Riedera – Rio de la Reynaudaz*) ha sido estudiada por Schoepfer (1989), quien la dató a partir de nanofósiles como NN3 (Martini, 1971) o Burdigaliense (Fig. 3.54).

Sólo se han estudiado 5 muestras de esta sección (Fig. 3.54) ya que las facies son muy arenosas e impiden la conservación de los palinomorfos.

3.1.8.1.3. Sección de Häutligen (Cantón de Berna, Suiza).

Este afloramiento, protegido por el gobierno del cantón de Berna por contener niveles de ostras de gran tamaño (*Crassostrea grifoides*), se encuentra muy cercano al pueblo de Häutligen, situado al sureste de la ciudad de Berna (46° 51' 26'' N; 7° 36' 19'' E) (Fig. 3.55).

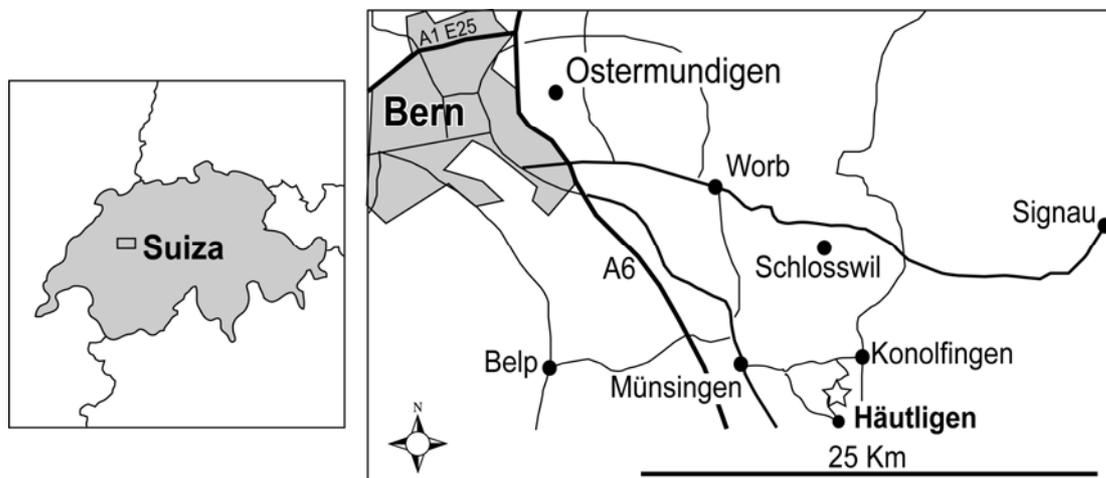


Fig. 3.55. Situación geográfica del afloramiento de Häutligen (Suiza).

Afloran margocalizas y arcillas margosas que contienen acumulaciones de ostras (*Crassostrea grifoides*), que pertenecen a la OMM, en una situación estratigráfica más alta que Montevraz (Berger, com. pers.) por lo tanto estos sedimentos son de edad Burdigaliense (NN3-NN4? de Martini, 1971) (Fig. 3.56).

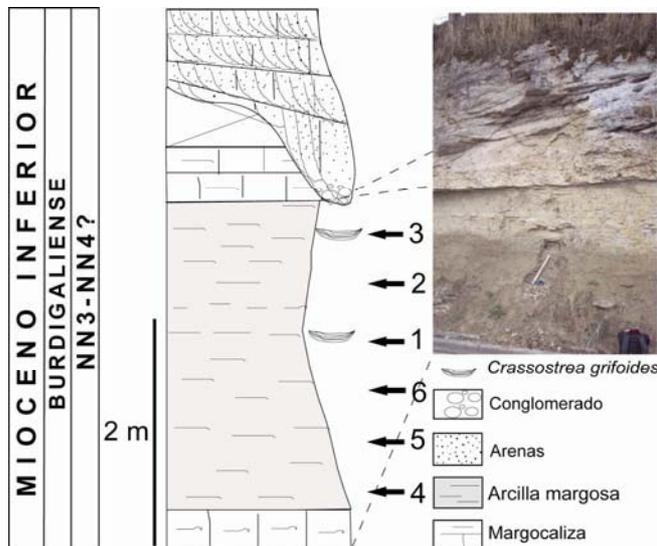


Fig. 3.56. Columna litológica de la sección de Häutligen (Suiza) en la que se muestran además su posición cronológica (Berger, com. pers.) y la localización de las muestras estudiadas.

De los niveles arcillosos-margosos que afloran en esta sección se cogieron 6 muestras de las cuales sólo 4 tenían palinomosfos que han podido ser estudiados.

3.1.8.1.4. Sección de Nebelberg (Cantón de Solothurn, Suiza).

La sección de Nebelberg ($47^{\circ} 24' 12''$ N; $7^{\circ} 36' 21''$ E) se localiza muy próxima, al este, de la pequeña localidad de Engi, al sur de Basilea (a aprox. 20 Km) (Fig. 3.1.7.2.4.1) (Fig. 3.57).

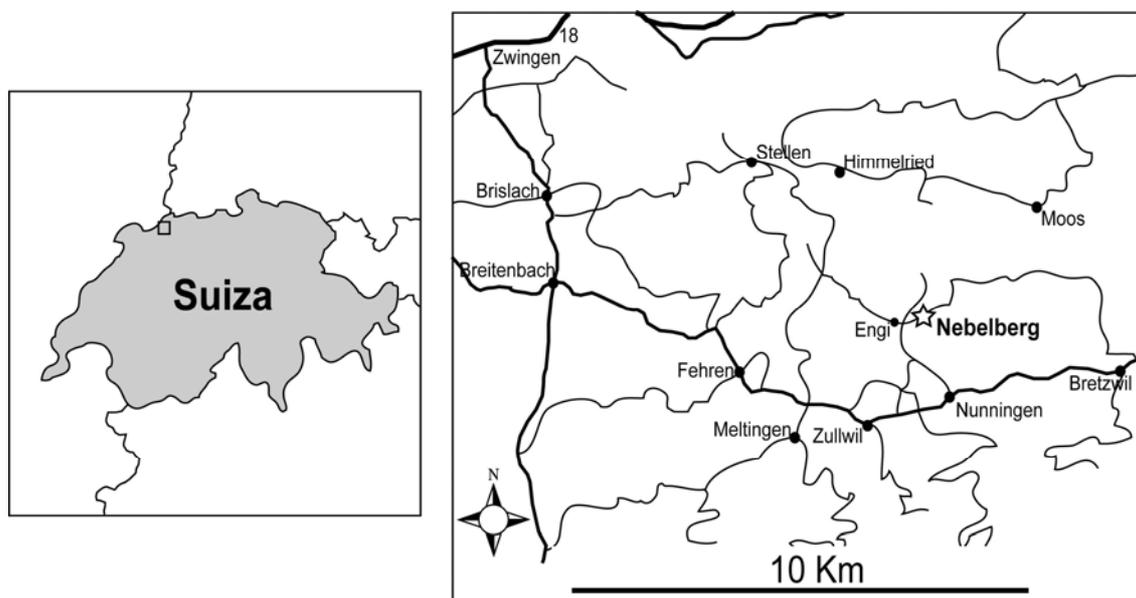


Fig. 3.57. Situación de la sección de Nebelberg (Suiza).

La sección se conoce desde hace décadas y está muy bien estudiada (Becker, 2003). Kálin & Engesser (2001) estudiaron un yacimiento de mamíferos (Nebelbergweg) y lo dataron como MN9. Por lo que es el yacimiento más moderno, datado mediante micromamíferos, de Suiza. La reciente construcción de un gasoducto que cruza la región ha hecho posible que se abran nuevos afloramientos y que se estudie más en detalle (Becker, 2003). Los sedimentos continentales (de la OSM) que caracterizan esta sección fueron depositados en un medio lacustre-palustre de llanura de inundación, en los que dominaron las arcillas más o menos margosas. Los niveles calizos representan breves fases lacustres (Fig. 3.58).

El estudio de los ostrácodos presentes en la sección informa de un medio acuoso probablemente de tipo ligeramente salino (presencia del género *Pseudocandona*). Esto pudo deberse a la producción de minerales, de origen evaporítico (Becker, 2003).

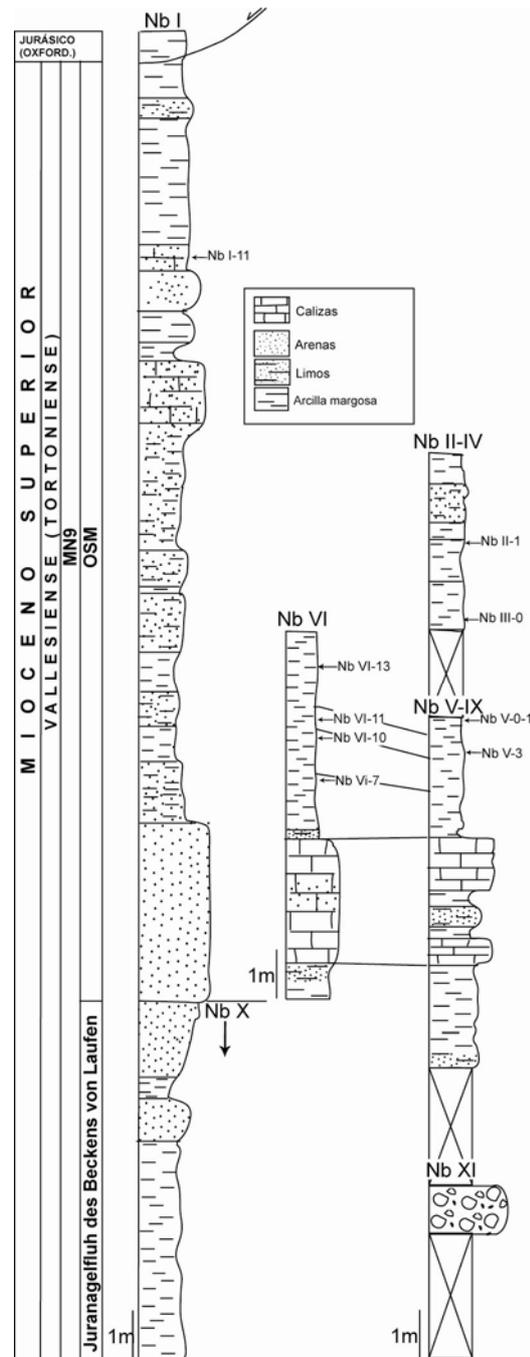


Fig. 3.58. Secciones de Nebelberg levantadas a lo largo del gaseoducto de reciente construcción de este (izquierda) a oeste (derecha). Biostratigrafía por Kälin & Engesser (2001). Se señala la posición de las muestras estudiadas (flechas).

3.1.8.1.5. Sección de Breitenmatt (Cantón de Zürich, Suiza).

Se sitúa entre las localidades de Wald y Dümten y cerca de Zürich (47° 16' 42'' N; 8° 50' 34'' E) (Fig. 3.59).

Aquí afloran sedimentos de la OSM (Molasa de Agua dulce Superior), correlacionables con el Serravalliense (Bolliger, 1992; Kempf et al., 1997) (entre las biozonas MN 5-6 y MN 6-7) (Fig. 3.60).

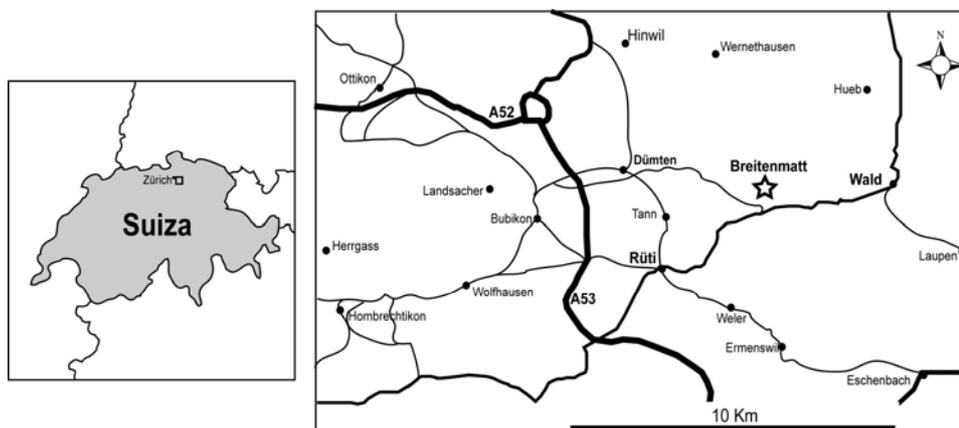


Fig. 3.59. Localización de la sección de Breitenmatt (Cantón de Zürich, Suiza).

En esta área, la sedimentación en la OSM está caracterizada por la alternancia de niveles de arcillas y limos lacustres, con potentes bancos de conglomerados fluviales. Esta alternancia podría explicarse por épocas de mayor actividad tectónica (pulsos tectónicos) que producirían la sedimentación de los conglomerados, seguidas de épocas de calma relativa con la sedimentación de arcillas, limos más o menos margosos y carbonatados de ambientes palustres (Bolliger, 1998).

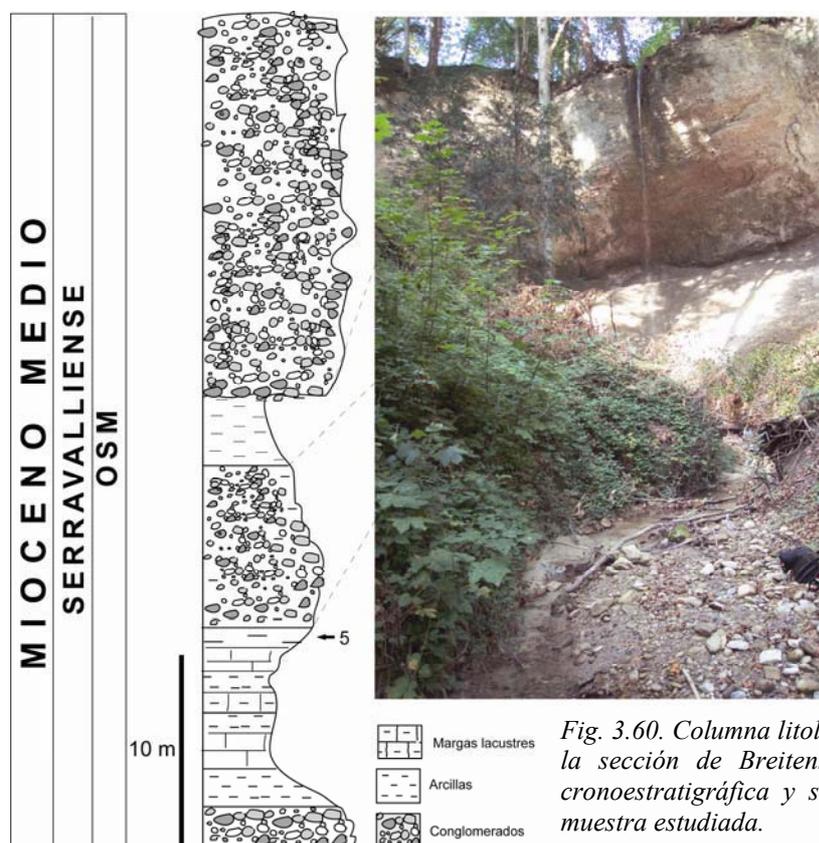


Fig. 3.60. Columna litológica y foto de la sección de Breitenmatt, posición cronoestratigráfica y situación de la muestra estudiada.

La alta tasa de sedimentación y el tamaño grueso de los sedimentos que aquí caracterizan la “Molasa” alpina no los hacen buenos para conservar los granos de polen. Debido a esto sólo una (ver Fig. 3.60), del centenar de muestras recogidas, resultó conservar granos de polen.

3.1.8.1.6. Sección de Pfaffenzell-II (molasa bávara, Alemania).

Las canteras de arenas de Pfaffenzell se localizan a 9 km al WSW de Aichach (11 km al NE de Augsburg y cerca de Múnich; 48° 26' 06'' N; 11° 00' 32'' E) (Fig. 3.61).

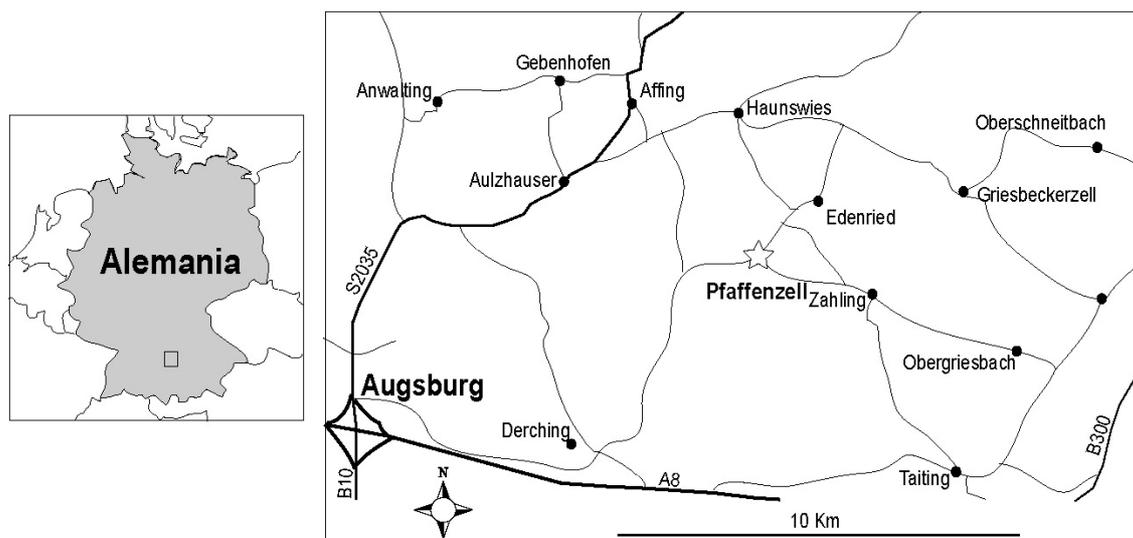


Fig. 3.61. Situación geográfica de la sección de Pfaffenzell-II.

Dehm (1951), basándose en estos de grandes mamíferos, propone, en esta área una subdivisión de la OSM en tres subunidades: la “Serie Antigua” (Karpatiense a Badeniense inferior) caracterizada por la ausencia de *Prodeinotherium*; la “Serie Media” (Badeniense inferior a Badeniense superior) con presencia de *Prodeinotherium bavaricum*, y la “Serie Joven” (Sarmatiense a Pannoniense inferior) con *Deinotherium giganteum*. Estas subunidades están separadas por discordancias erosivas (Fig. 3.62 A).

La sedimentación durante el Karpatiense y Badeniense se debió a los aportes fluviales, de tipo axial a la cuenca, provenientes del oeste del “Paleo-Enns” y “Paleo-Salzach”. En las series Inferior y Media se pueden diferenciar 11 ciclos sedimentarios (OSM 0 a OSM 10) (Fig. 3.62 A; Fiest 1986, 1989, Heissig 1997, Böhme et al. 2001).

La sección de Pfaffenzell-II cubre los ciclos sedimentarios OSM 8 a OSM 10 de la parte superior de la “Serie Media”. La sección (Fig. 3.62 B) comienza con unas arenas de grano fino y medio (ciclo OSM 8), que incluyen lentes de gravas de grano fino (que corresponden a las “Gallenbacher Sand” de Fiest, 1989). En la parte SE de la cantera de arenas y en la base de esta unidad aflora el llamado “Brockhorizont”. En este nivel se encuentran restos procedentes del impacto del meteorito Ries (Böhme et al. 2001) que es el mejor marcador litoestratigráfico de la OSM. Las nuevas dataciones por medio de Ar/Ar (Buchner et al. 2003, Laurenzi et al. 2003) datan este impacto como 14.3 +/- 0.1 Ma, que da una datación absoluta para la parte inferior de nuestra sección.

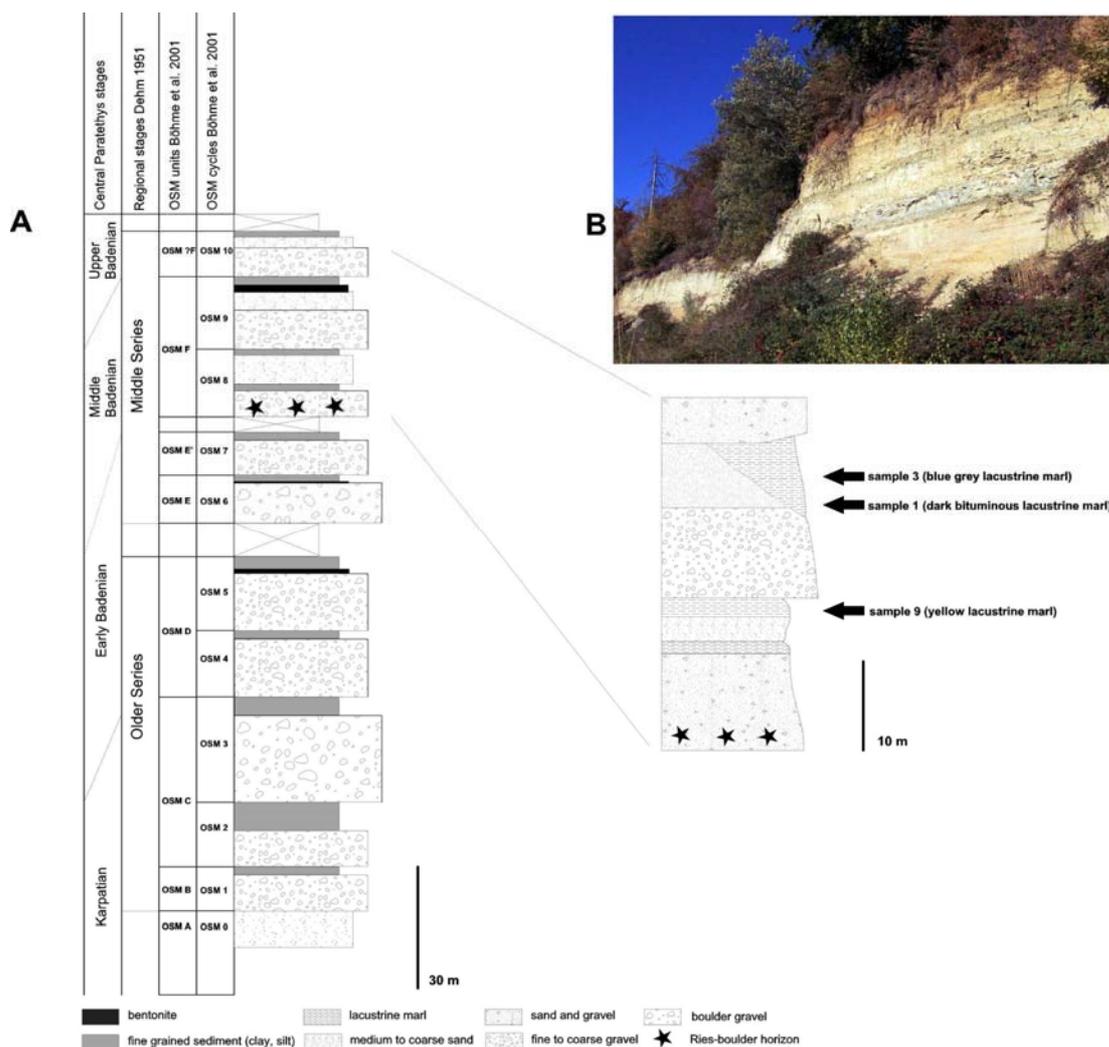


Fig. 3.62. (A) Sección sintética de la molasa de agua dulce superior (OSM) en esta región (Fiest 1986, 1989, Heissig 1997, Böhme et al. 2001); (B) Sección de Pfaffenzell-II (ciclos OSM 8-10) y situación de las muestras aquí estudiadas.

La parte alta del ciclo OSM 8 está representado por dos niveles lacustres margosos de color amarillento (que corresponden al “Gallenbacher Doppelmergel” de Fiest 1989) intercalados con arenas de grano fino. El ciclo OSM 9 comienza con 10 m de una grava que va de grano fino a grueso (corespondiente a la “Gallenbacher Schotter” de Fiest 1989), seguida de hasta 7 m de limos (que se corresponden a la “Sand-Mergel-Abfolge” de Fiest 1989). El techo de la unidad de limos es una discordancia erosiva de origen tectónico. En Pfaffenzell, la erosión llega a ser mayor de 10 m (Fig. 3.62 B). Esta depresión se rellenó después por unas margas lacustres oscuras, bituminosas, y unas arcillas lacustres azules ricas en restos de plantas acuáticas y peces (incluyendo el género *Channa*; Böhme 2004). La parte superior de la depresión se caracteriza por margas y limos amarillentos con restos de paleosuelos. El ciclo OSM 10 se superpone sobre este ciclo anterior y comienza con unas arenas y gravas de grano fino. El contacto entre ambas es erosivo.

En este momento se llevan a cabo estudios de paleomagnetismo en esta area e indican que cada ciclo sedimentario podría representar aproximadamente 200.000 años. Esto nos permitiría datar las tres muestras recogidas en esta sección (ver Fig. 3.62 B) entre ~14.2 y ~13.9 Ma.

3.1.8.1.7. Sección de Strass-Eberschwang (Austria).

La sección de Strass-Eberschwang ($48^{\circ} 08' 10.2''$ N; $13^{\circ} 32' 18.6''$ E) se localiza en la cantera de una fábrica de ladrillos muy cercana al poblado de Strass y a unos kilómetros de Eberschwang (Austria) (Fig. 3.63).

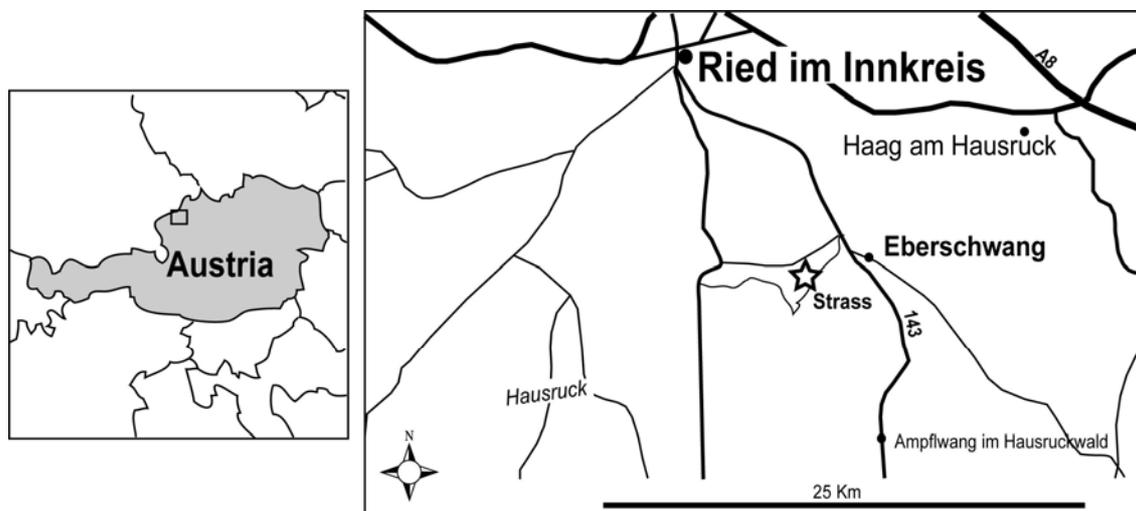


Fig. 3.63. Situación de la sección de Strass-Eberschwang (Austria).

En esta sección afloran hasta 30 m de arcillas limosas pertenecientes a las capas del Ottnangiense medio (Burdigaliense) de Ried (del Grupo Innviertel) (Rupp et al., 1996) que pertenecen a la OMM (Molasa Marina Superior).

Estas pelitas se organizan en capas finas de morfología lenticular (Rupp et al., 1996), y están muy bioturbadas por equinodermos. La fauna de moluscos está dominada por bivalvos endobentónicos, como *Nuculana fragilis*, y escafópodos. También son típicos, entre los gasterópodos, los naticidos y nasáridos (Harzhauser, com. pers.). *Nonion*, *Ammonia*, *Aubignyna* y *Bulimina* caracterizan la asociación de foraminíferos bentónicos, mientras que *Globigerina praebulloides* and *G. ottnangensis* son los constituyentes principales de los planctónicos. La abundancia en estas capas de *Ammonia* hace que en la literatura antigua se les denomine “capas de *Rotalia*” (Faupl & Roetzel, 1987). Su datación está basada en la presencia de *Globigerina praebulloides* y *G. ottnangensis*, entre los foraminíferos planctónicos, y de *Stilostomella ottnangensis*, *Bolivina concinna* y *Bolivina scitula* entre los bentónicos. La posición estratigráfica de las “Capas de Ried” (dentro del grupo Innviertel) es superior al Ottnangiense inferior e inferior a las “capas salobres de Rzehakia” y permite su correlación con el Ottnangiense medio (Faupl & Roetzel, 1987). De acuerdo con Kovac et al. (2004) el Ottnangiense medio se puede correlacionar con la biozona NN3 de Martini (1971) y con la zona de foraminíferos planctónicos M3 de Berggren et al. (1995).

Rupp et al. (1996) interpretan estos sedimentos como depositados en un ambiente marino sublitoral profundo. Generalmente, la sedimentación de los materiales siliciclásticos del Ottnangiense en la cuenca de antepaís se produjo en un mar somero sometido a la influencia de corrientes de mareas (Faupl & Roetzel, 1987).

El Pannoniense superior, en forma de arenas y lignitos carbonosos de origen fluvio-lacustre, se dispone discordantemente encima de los materiales del Ottnangiense. La parte basal se compone de hasta 12 m de arenas seguidas de lignitos con intercalaciones de arcillas, limos y arenas ricas en fragmentos de plantas (Rupp et al. 1996) (Fig. 3.64).

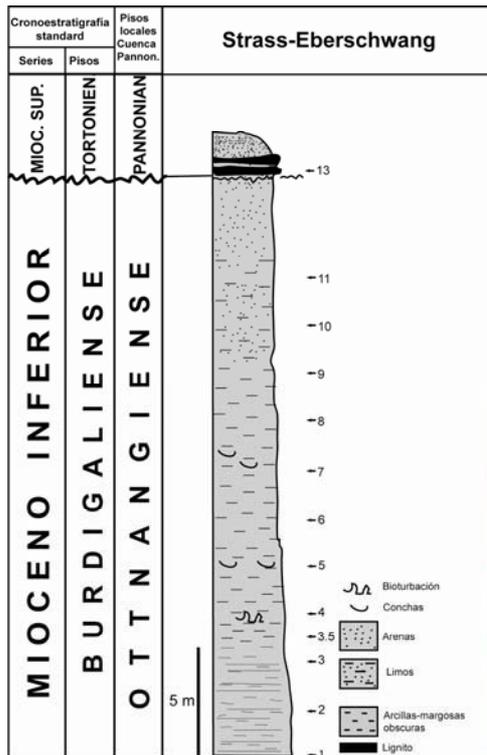


Fig. 3.64. Sección de Strass-Eberschwang. La datación corresponde a Rupp et al., (1996). Se señala la posición de las muestras. A la derecha se muestra una vista general de la cantera.



Se han analizado 13 muestras, doce de ellas procedentes de las lutitas de edad Ottnangiense y la restante procedente del lignito Pannoniense (ver Fig. 3.64).

3.1.8.1.8. Sección de Brünerhütte (Austria).

Esta antigua mina de lignito se localiza a unos 2000 m de altitud, muy cerca de la pequeña estación de esquí cercana a la localidad de Gröbming (47° 26' 41'' N; 13° 54' 06'' E) (Fig. 3.65 y 3.66).

Forma parte del llamado “Neogeno del Stoderalpe”, o sea, de las cuencas Neógenas intramontañosas de los Alpes y se le asigna una edad Mioceno inferior o medio (Ottangiense, Karpatiense o Badeniense).

En los años 60 se realizó un estudio palinológico (Tollmann & Kristan-Tollmann, 1962) que indica la presencia de pólenes de *Sequoia*, *Carya*, o Pinaceae.

Su elevada altitud es muy interesante para poder calibrar la altitud de las floras y saber si en la época del depósito de los sedimentos la cuenca estaba ya a una altitud elevada o no. La presencia o ausencia de pólenes indicativos de altitud informará sobre este punto.

De las varias muestras recogidas sólo una contenía palinomorfos.

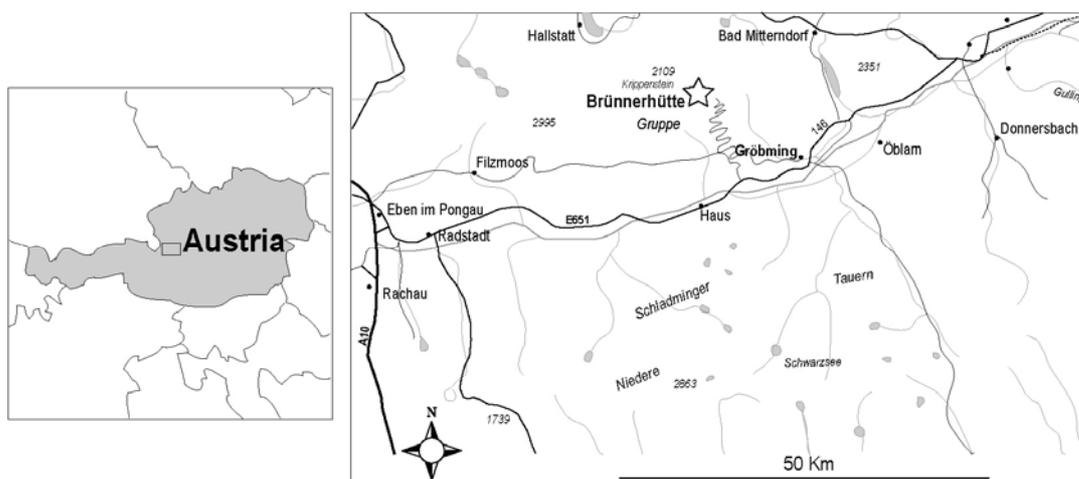


Fig. 3.65. Situación geográfica de la sección de Brünerhütte (Austria).



Fig. 3.66. Foto general de la mina de lignito de Brünerhütte. Las casetas en primer plano eran utilizadas por los trabajadores de la mina. Al fondo se sitúa el yacimiento de lignitos.

3.1.8.1.9. Sección de Göllersdorf (Austria).

La cantera de arcillas para la fabricación de ladrillos “Göllersdorf-Wienenberger” (48° 30' 00.4" N; 16° 07' 35.4" E) se encuentra muy cerca de la localidad de Göllersdorf, entre Stockerau y Hollabrunn, situada al norte de Viena (Fig. 3.67).

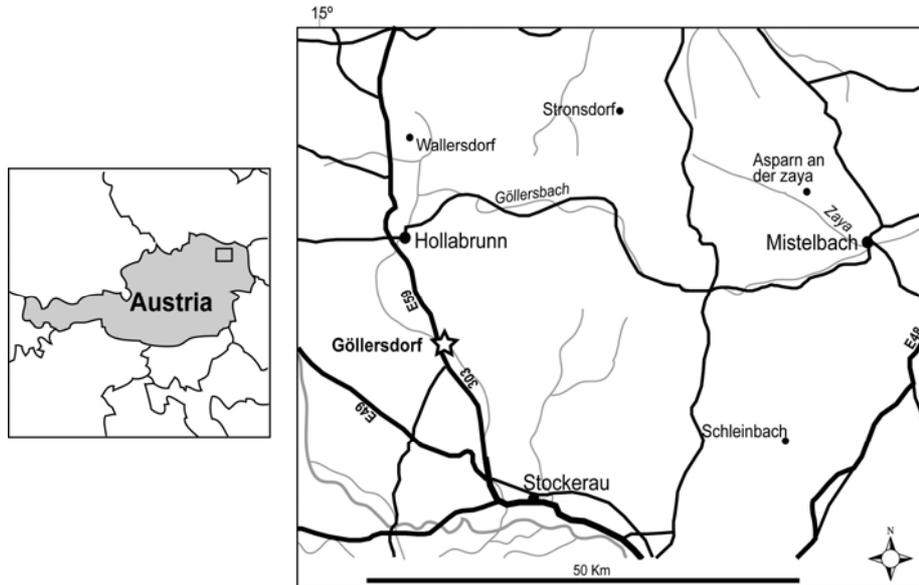


Fig. 3.67. Situación geográfica de la cantera de lutitas de Göllersdorf (Austria).

En esta gran cantera afloran sedimentos lutíticos siliciclásticos (aproximadamente 60 m de potencia) de edad Karpatiense (Burdigaliense superior) de la Formación *Laa* (Roetzel et al., 1999).

La sección es bastante homogénea y en ella predominan las lutitas laminadas intercaladas con lutitas más arenosas con *groove marks*, *flute casts* y restos foliares (e incluso finos lignitos) en la base (Fig. 3.68). En algunas de estas intercalaciones, los niveles más groseros llegan a ser incluso conglomeráticos. Algunas capas, carentes de laminación, se caracterizan por contener conchas y clastos de naturaleza pelítica. En estas capas, se encuentran escasos moluscos endobentónicos, como los lucínidos, y conchas del nautilido pelágico *Aturia aturi* (Roetzel et al., 1999). La asociación de foraminíferos se caracteriza por un porcentaje de ejemplares planctónicos del 70-80 %.

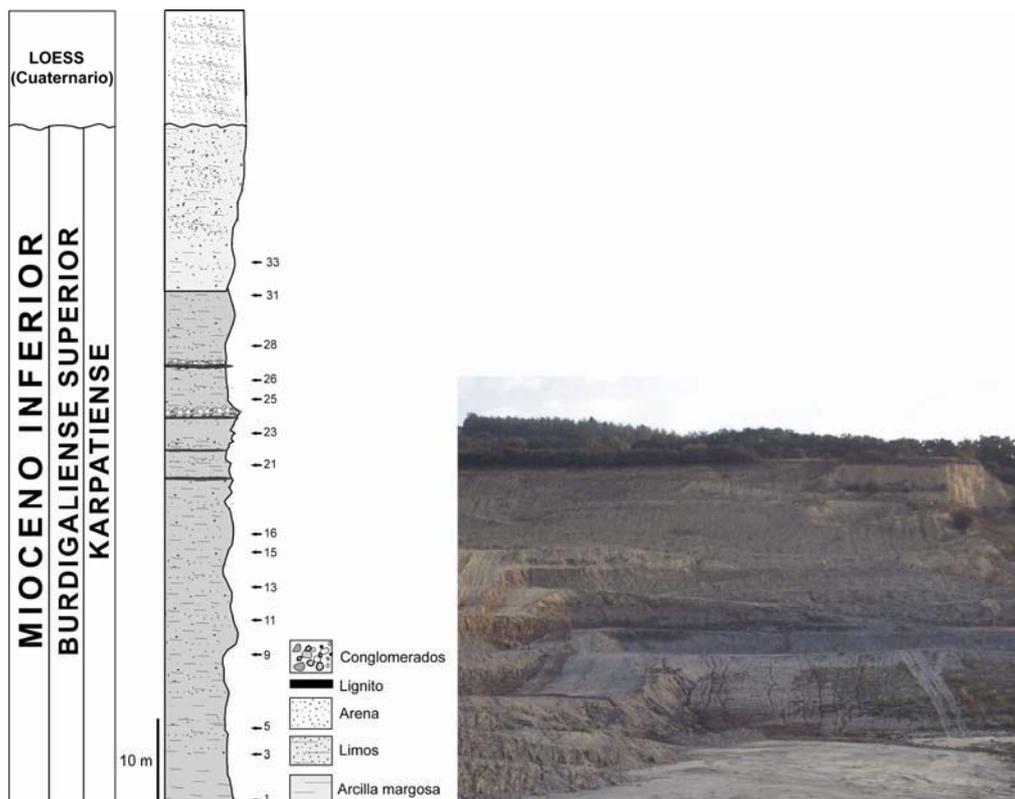


Fig. 3.68. Sección de Göllersdorf (Austria). Datación a partir de Roetzel et al., (1999). Se muestra también la localización de las muestras analizadas. Derecha vista general de la cantera.

Roetzel et al. (1999), interpretaron todos estos datos como típicos de un ambiente marino de cuenca, relativamente pelágico. Esta cuenca estaría muy influenciada por una sedimentación deltáica distal. Además, la presencia de foraminíferos piritizados, unido a la ausencia de bioturbación, indica la sedimentación en un medio pobre en oxígeno. La estratificación cruzada tipo *hummocky* en algunas capas informa de un medio marino por debajo del nivel de base de las tormentas.

3.1.8.2. Sección de Berzdorf (Sajonia, Alemania).

La mina de lignito de Berzdorf, se localiza muy cerca de la localidad de Berzdorf, en Sajonia (Alemania), cerca de la ciudad de Görlitz y de la frontera con Polonia ($51^{\circ} 03' 44''$ N; $14^{\circ} 53' 00''$ E) (Fig. 3.69).

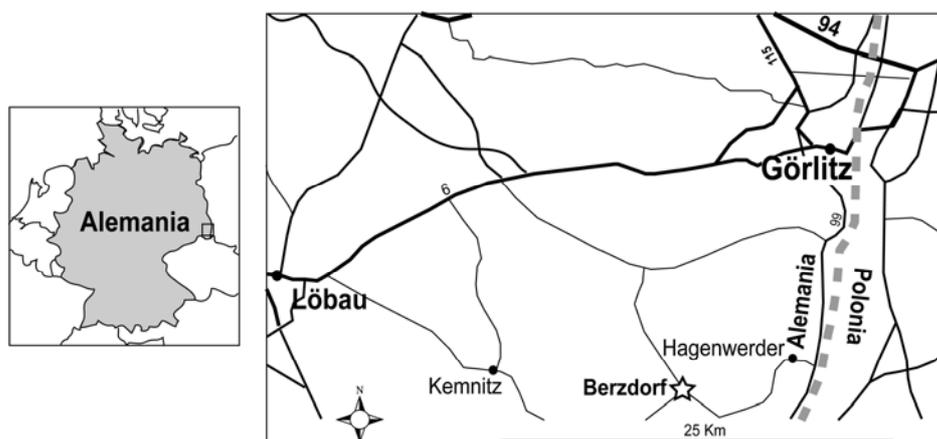


Fig. 3.69. Situación geográfica de la mina de lignito de Berzdorf (Sajonia, Alemania).

En la mina afloran sedimentos continentales, en los que dominan lignitos de color marrón, que se intercalan con arcillas y arenas (Fig. 3.70), que se interpretan generados en ambientes lacustres o palustres. Los niveles arenosos y arcillosos pertenecerían, o bien a momentos en los que la influencia de aportes externos al lago sería mayor o a otros en los que la producción biogénica en el lago sería más reducida.

El basamento de esta cuenca terciaria es de granodioritas de edad desconocida. A ellas se superponen sedimentos terciarios atravesados por un dique de basalto, con una edad absoluta de 29 Ma (Stanek et al., inédito), Oligoceno. Más tarde, comienza la formación de los lignitos, que vuelven a ser atravesados por otro vulcanismo basáltico, con una edad absoluta de 22 Ma (Mioceno inferior o Aquitaniense) (Stanek et al., inédito) (Fig. 3.70).

En un reciente estudio paleobotánico de esta mina se describen y datan diversas carpofloras, se estima su paleoecología y clima y se comparan con otras carpofloras de la misma región (Czaja, 2003). Se describen más de 248 taxones organizados en 159 géneros, con lo que es la localidad con la diversidad florística más alta de Europa durante el Mioceno.

Se distinguen 3 carpo-tafofenosis distintas, diferenciadas por cambios en la vegetación y, por tanto, climáticos durante el límite Aquitaniense-Burdigaliense y el Burdigaliense-Langhiense (Mioceno inferior-medio).

En este yacimiento se han analizado 3 muestras procedentes de lignitos y arcillas de edad Aquitaniense, Burdigaliense y Langhiense (Fig. 3.70).

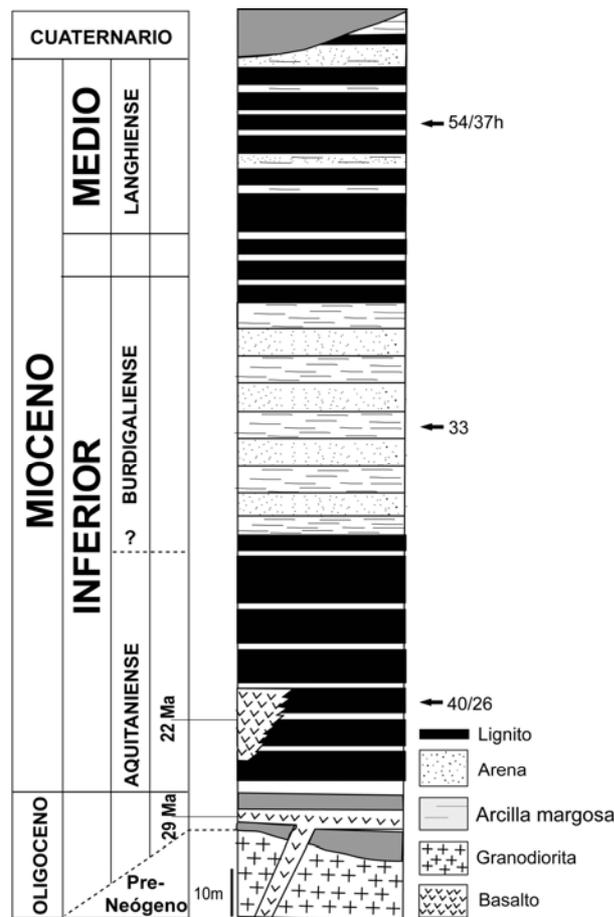


Fig. 3.70. Sección de la mina de lignitos de Berzdorf (Sajonia, Alemania). Modificado de Czaja, (2003).

3.1.8.3. Cuenca de Viena (Austria).

Este apartado comprende una serie de secciones y sondeos localizados en esta pequeña cuenca de *pull-apart* (Fig. 3.71), rodeada al oeste por los relieves de los Alpes, al noreste por los Cárpatos y al este por la Cuenca Panónica (Royden & Horváth, 1988; Wessely, 1988), que ocupa parte de Austria, Eslovaquia y República Checa. Es de forma rómbica, con su máxima elongación en dirección SW-NE.

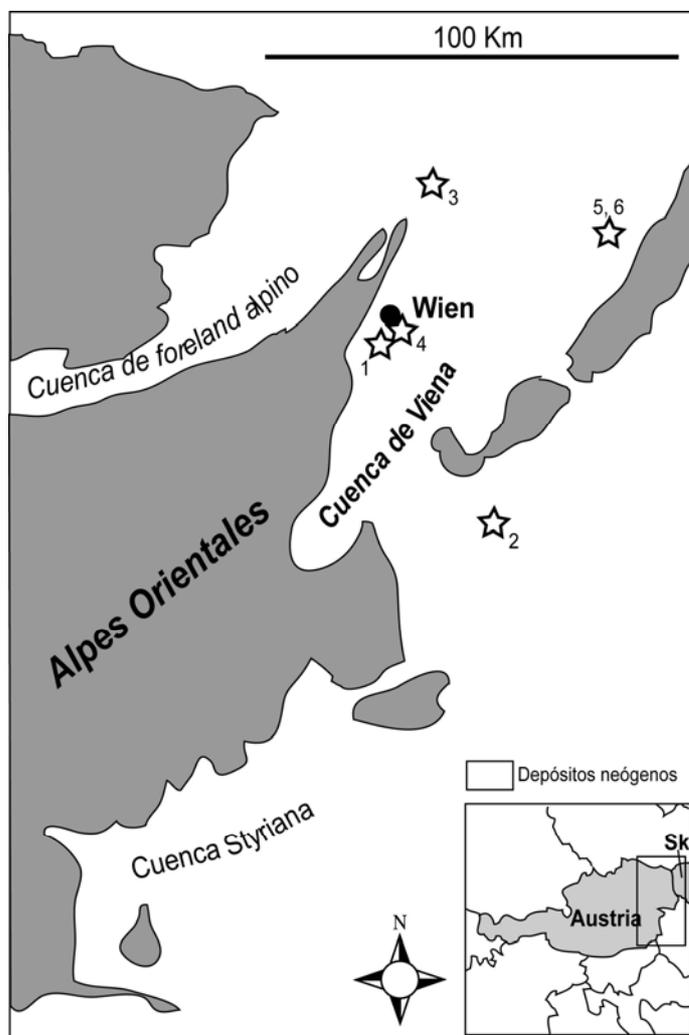


Fig. 3.71. Cuenca de Viena (Austria) y situación de las secciones y sondeos estudiados. (1) Baden-Sooss; (2) St. Margarethen Mörbish; (3) Siebenhirten; (4) Hennersdorf; (5) Moravský Ján-3; (6) Zavod-72.

Mide aproximadamente 200 Km de largo y 60 Km de ancho. Ha sido ampliamente estudiada debido a las numerosas prospecciones geológicas y de exploración de hidrocarburos, que comprenden un gran número de sondeos y perfiles sísmicos, llevadas a cabo en las últimas décadas (Kováč et al., 2004).

Los primeros sedimentos miocenos se depositaron durante el Eggenburgiense (Burdigaliense inferior), superpuestos a materiales anteriores principalmente paleógenos, por un contacto erosivo (Kováč et al., 2004). La sedimentación durante el Mioceno es siempre de tipo deltaico. Durante el Eggenburgiense y Ottangiense el depocentro se situó al noreste, cuando era todavía una cuenca pequeña y restringida. Más tarde, durante el Karpatiense (Burdigaliense superior), la extensión de esta cuenca aumentó considerablemente, por la suma de una gran transgresión (TB 2.2 (17.5-16.5 Ma) de Haq et al., 1987) y un aumento de la subsidencia (Kováč et al., 2004). Posteriormente, en el límite Karpatiense-Badeniense (16.5 Ma), se produjo una gran

caída del nivel del mar, originada por la influencia de un aumento de la subsidencia y una regresión global.

El Badenense inferior (15.1 Ma) se caracterizó por una subida del nivel marino, de carácter regional, controlada principalmente por la tectónica. Hasta el Badenense superior (13.8 Ma) no se produjo otro gran aumento del nivel del mar correlacionable a escala global.

Los cambios del nivel del mar posteriores estuvieron producidos por procesos locales que no pueden ser correlacionados con movimientos eustáticos a escala global y tuvieron relación principalmente con el control del espacio de acomodación por la sedimentación de tipo deltáica en una cuenca, que comenzó a quedarse progresivamente aislada (Kováč et al., 2004).

3.1.8.3.1. Sección de Baden-Sooss (Austria).

La cantera de arcillas Baden-Sooss de la compañía de ladrillos Wienerberger (47° 59' 21.3" N, 16° 13' 46.9" E) se encuentra a unos 20 Km al sur de Viena, muy cerca del pueblo de Baden (Fig. 3.72).

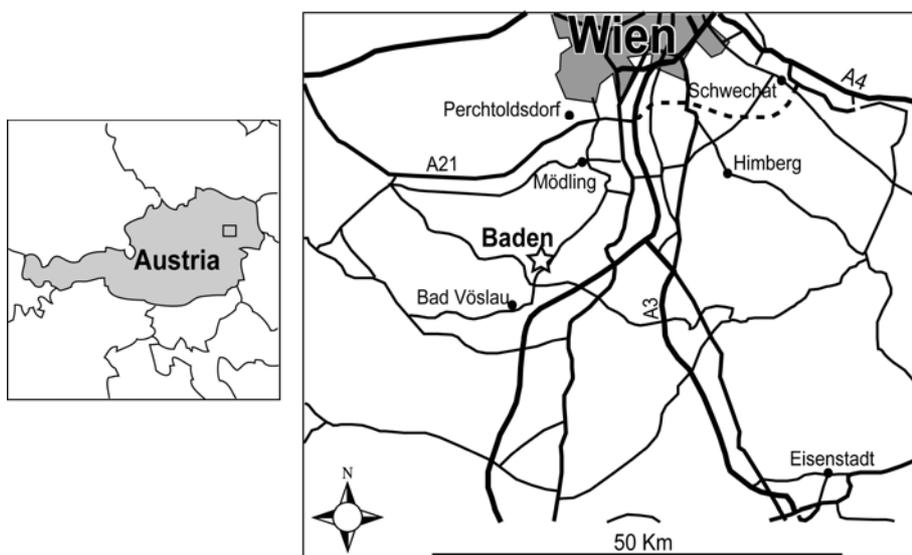


Fig. 3.72. Situación de la cantera de arcillas Baden-Sooss

En esta cantera se definió el holoestratotipo del Badenense por Papp & Steininger (1978).

Actualmente en un flanco de la cantera afloran aproximadamente 4 m de margas arenosas oscuras (Fig. 3.73). El nannoplancton calcáreo corresponde a la zona NN5 de Martini (1971). Fuchs & Stradner (1977) y Papp & Steininger (1978) describen una nanoflora muy diversificada caracterizada por la presencia de *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera carteri*, *Discoaster exilis*, *D. druggi*, *D. formosus*, y *D. deflandrei*, junto con otros 36 taxones.

La presencia de *Orbulina suturalis* permite una correlación con la biozona de foraminíferos M6 de Berggren et al., (1995). Asimismo, de acuerdo con la zonación ecoestratigráfica regional a partir de foraminíferos, esta sección pertenece a la zona Lagenidae superior (Papp & Steininger, 1978) (ver en la Figura 1.2.3 la eco/biozonación regional basada en foraminíferos bentónicos en el paratethys).

En estos materiales también se encuentran moluscos aislados, como el natícido *Euspira helicina*, varios turrícidos, el pectínido *Costellamussiopecten cristatum*, y los

escafópodos *Fissidentalium badense* y *Antalis bouei* que indican un medio sublitoral profundo (entre 50-150 m).

En el flanco más oriental de la cantera, afloran unos 4 m de margas arenosas pertenecientes a las llamadas capas *Kottingbrunn* del Sarmatiense superior. Estas afloran a lo largo de una zona de falla, que separaría el Badeniense, más antiguo, de estos materiales (Brix, 1988) (Fig. 3.73). En esta sección encontramos numerosas conchas de *Granulolabium bicinctum* y *Venerupis gregarius*. La asociación de foraminíferos permite datar estos sedimentos como de la zona de *Porosononion granosum*. La ecozonación de moluscos indica una zona *Ervilia* superior. La fauna de moluscos es típica de un medio sublitoral muy somero.

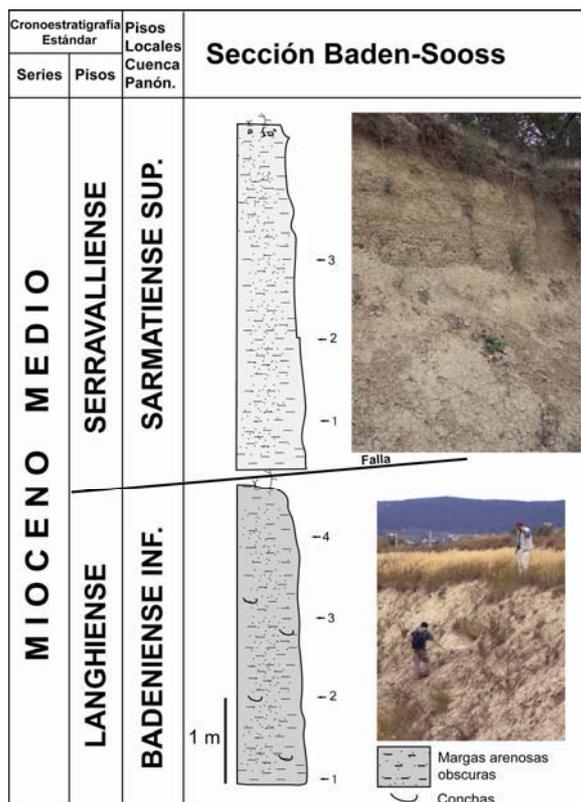


Fig. 3.73. Sección de la cantera de arcillas de Baden-Sooss. Biostratigrafía a partir de Fuchs & Stradner (1977), Papp & Steininger (1978) y Brix (1988) (ver texto). Se muestra la situación de las muestras analizadas.

De esta cantera se han estudiado siete muestras, cuatro de edad Badeniense inferior y tres de edad Sarmatiense superior (Fig. 3.73).

3.1.8.3.2. Sección de St. Margarethen (Austria).

La cantera de St. Margarethen – Altes Zollhaus (cuenca de Eisenstadt-Sopron, Burgenland, Austria) (47° 45' 47.9" N; 16° 37' 50.4" E) se sitúa en el oriente austriaco, muy cerca de la frontera con Hungría (Fig. 3.74).

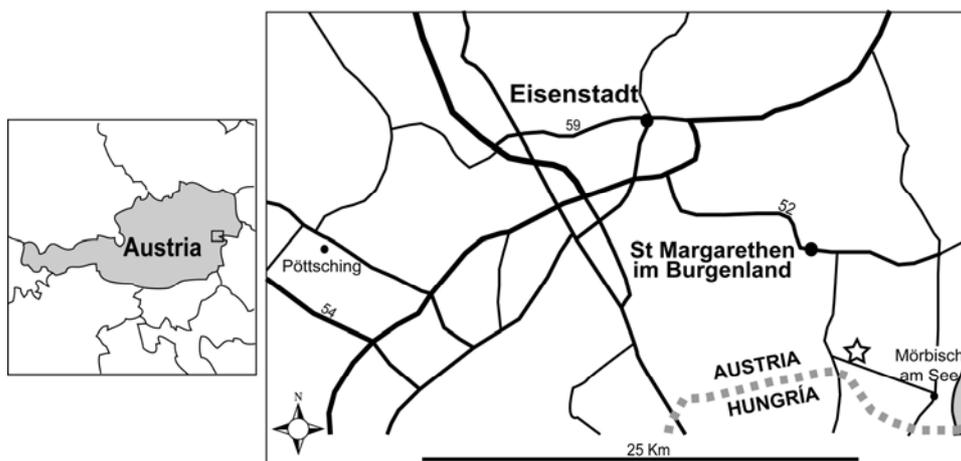


Fig. 3.74. Situación geográfica de la sección de St. Margarethen (Austria).

En la cantera afloran sedimentos del Badeniense, Sarmatiense y Panoniense. Dependiendo de la posición en la cantera podemos encontrar litologías muy diferentes. En un flanco de la explotación existen unos pocos metros de arcilla margosa oscura de la formación Szilágy del Badeniense superior, que aflora a lo largo de una falla de dirección N-S, rica en fragmentos de corales, foraminíferos de tamaño considerable, conchas aisladas de *Corbula gibba* y turritélidos. Estos sedimentos se interpretan como depositados en un ambiente marino somero, muy próximos a los depósitos de carbonatos de plataforma de los montes Leitha y de las colinas Rust (Schmid et al. 2001).

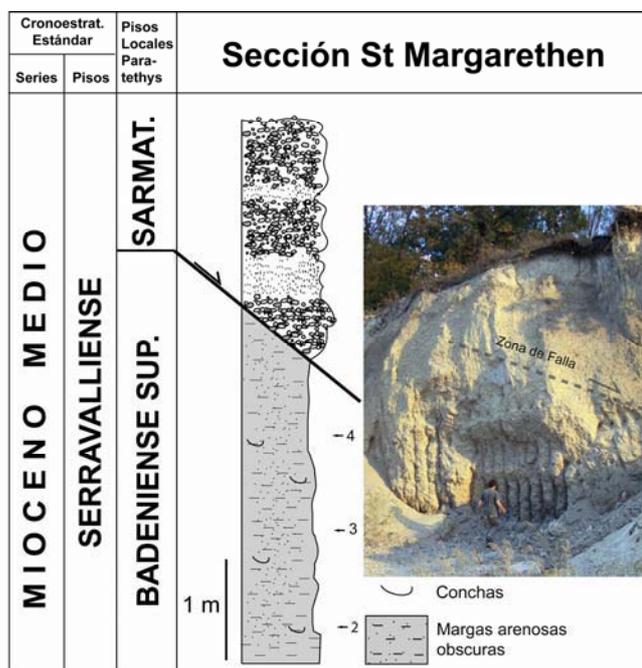


Fig. 3.75. Parte del Badeniense superior y Sarmatiense de la sección de St. Margarethen (Austria). Con las flechas se indica la posición de las muestras estudiadas.

El Sarmatiense está representado por unos 20 m, principalmente de gravas y arenas de naturaleza mixta (carbonáticas y siliciclásticas), pertenecientes a la Formación Skalica, con estratificaciones cruzadas. Contienen una gran cantidad de moluscos, tanto marinos como continentales; estos últimos reflejan la influencia de un medio continental muy próximo. La fauna de moluscos es la típica de la zona *Macra* del Sarmatiense superior local (sensu Papp, 1956) (Fig. 3.75).

Harzhauser & Kowalke (2001) interpretan estos materiales como depositados en un medio deltaico (gravas y material grueso) que alterna con transgresiones marinas de corta duración (sedimentos más finos).

El Panoniense está caracterizado por unas gravas y arenas gruesas en las que existe, al menos, un nivel de color marrón muy rico en materia orgánica, y rico en gasterópodos continentales, que nos indicaría la presencia de pequeñas zonas pantanosas sobre unos depósitos de tipo fluvial.

Se recogieron muestras tanto del Badeniense como del Sarmatiense, pero sólo las primeras conservan polen (Fig. 3.75).

3.1.8.3.3. Sección de Siebenhirten (Austria).

La sección de Siebenhirten (48° 36' 25'' N; 16° 32' 25'' E) se encuentra muy cerca de la localidad que le cede el nombre, que a su vez está a una decena de kilómetros de Mistelbach, en el noreste austriaco. (Fig. 3.76).

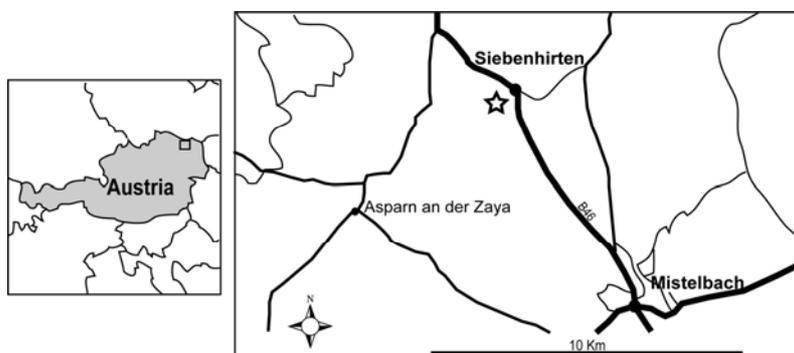


Fig. 3.76. Situación geográfica de la sección de Siebenhirten.

En esta sección afloran gravas y conglomerados que corresponderían al cortejo de bajo nivel de mar (LST) de la secuencia de 3^{er} orden que caracteriza el Sarmatiense (Harzhauser & Piller, 2004). Encima de estas gravas y conglomerados hay arcillas de color verdoso-azulado datadas como Sarmatiense inferior y pertenecientes a la biozona local de moluscos denominada *Mohrenstenia* y a la biozona local de foraminíferos *Elphidium reginum* (Harzhauser & Piller, 2004). Estas arcillas corresponderían al cortejo transgresivo de esta secuencia, y en ellas se han cogido cinco muestras (Fig. 3.77).

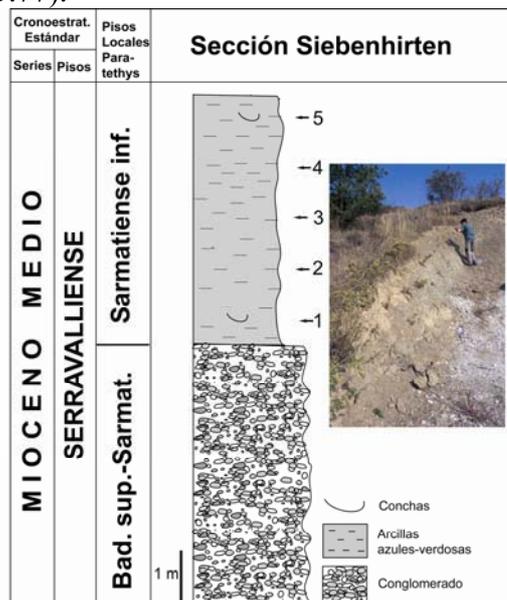


Fig. 3.77. Sección de Siebenhirten (Austria). Biostratigrafía a partir de Harzhauser & Piller, 2004. Se indica la posición de las muestras estudiadas.

3.1.8.3.4. Sección de Hennersdorf (Austria).

La cantera de arcillas, para la fabricación de ladrillo, de Hennersdorf (48° 06'41'' N; 16° 21'45'' E) se encuentra cerca de Vösendorf, a unos 10 Km al sur de Viena (Fig. 3.78).

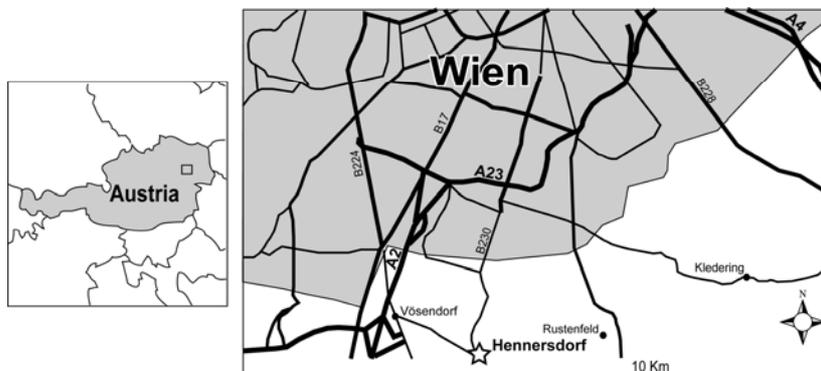


Fig. 3.78. Situación geográfica de la sección de Hennersdorf (Austria)..

En ella afloran arcillas, a veces limosas, de color gris-azulado muy ricas en gasterópodos y conchas, que se concentran en ciertos niveles. Estas concentraciones de moluscos han sido estudiadas recientemente (Harzhauser & Mandic, 2004) y en ellas se identifican entre otros *Congeria subglobosa*, *Melanopsis vindobonensis*, *Mytilopsis czjzeki* y *Lymnocardium schedelianum*. Esto permite correlacionar estos sedimentos con la biozona local de *Mytilopsis czjzeki*, y dentro de ésta con la de *Lymnocardium schedelianum*, que se englobarían dentro de la zona E (de Papp, 1951) de la zonación del Pannoniense de la cuenca de Viena.

La sección de Hennersdorf ha sido, a su vez, datada mediante paleomagnetismo (Magyar et al., 1999) y correlacionada con el cron C5n.

La sedimentación de estas arcillas se interpreta como correspondiente a la máxima extensión del lago Pannon durante el cortejo transgresivo y de alto nivel del mar de una secuencia eustática (Harzhauser & Mandic, 2004).

El estudio de las acumulaciones de moluscos en esta sección nos informa de un ambiente deficitario en oxígeno en el fondo marino (Harzhauser & Mandic, 2004), producto de una estratificación de las aguas por el alto nivel marino.

De esta sección han sido estudiadas 5 muestras, cuya situación viene indicada en la figura 3.79.

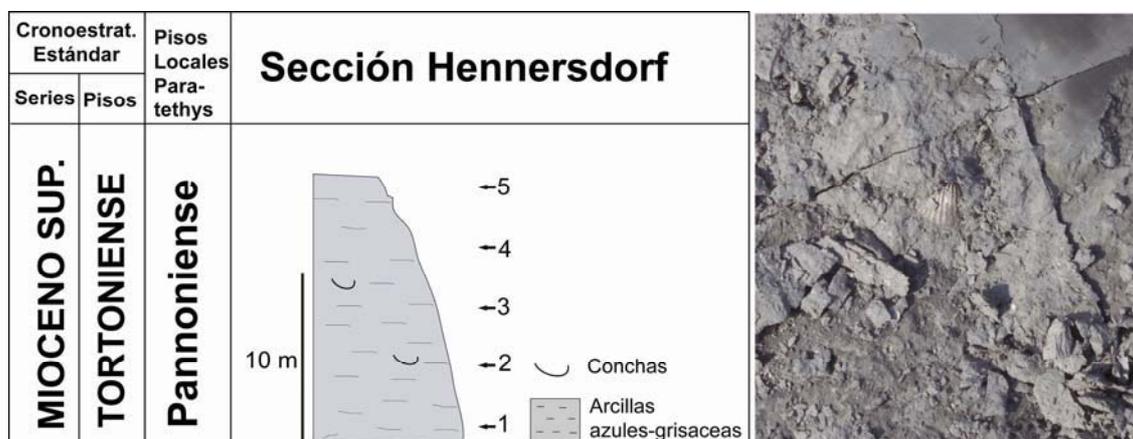


Fig. 3.79. Sección de Hennersdorf (Austria). Biostratigrafía a partir de Harzhauser & Mandic, 2004. Se indica la posición de las muestras estudiadas. A la derecha detalle de estas arcillas con conchas.

3.1.8.3.5. Sondeos Moravský Ján-3 y Závod-72 (Eslovaquia).

Debido a su proximidad geográfica se incluyen los dos sondeos en el mismo apartado.

Los sondeos de Moravský Ján-3 ($48^{\circ} 35' 35''$ N; $17^{\circ} 00' 32''$ E) y Závod-72 ($48^{\circ} 32' 05''$ N; $17^{\circ} 02' 58''$ E) se encuentran en la cuenca de Viena, muy cerca de las fronteras con Austria (al oeste) y con la República Checa (al norte) (Fig. 3.80).

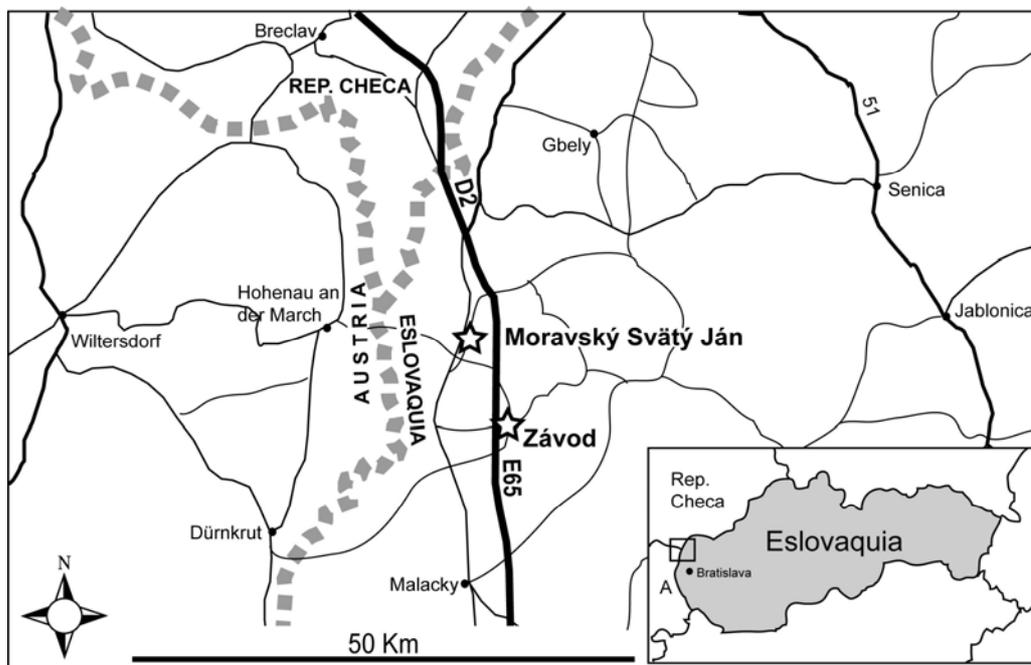


Fig. 3.80. Situación geográfica de los sondeos Moravský Ján-3 y Závod-72 (Eslovaquia).

Los sedimentos atravesados por estos sondeos se componen principalmente por unas arcillas-margosas, a veces limosas, de color grisáceo, ricas en materia orgánica, características de *offshore* (Fig. 3.81 y 3.82). Algunas arcillas están bioturbadas, que indica una cierta oxigenación del fondo. Alternan con niveles de limos y arenas que se interpretan como tempestitas distales. Algunos niveles en los que se observan gradaciones podrían ser producto de corrientes turbidíticas. Aunque los sedimentos son siempre de ambiente marino, éste nunca llegó a ser profundo. La cuenca estuvo siempre alimentada por sedimentos de tipo deltaico procedentes del oeste (Kovac et al., 2004).

La sedimentación se inició en esta zona de la Cuenca de Viena a partir del Karpatense (Burdigaliense superior) debido a una gran transgresión, que afectó a toda la cuenca (TB 2.2 (17.5-16.5 Ma) de Haq et al., 1987) y a un aumento de la subsidencia (Kováč et al., 2004). El Badeniense inferior se caracteriza por la sedimentación de materiales arcillosos ricos en materia orgánica pertenecientes a la biozona *Lagenidae* superior (ver Figura 1.5) que por su contenido en foraminíferos se interpreta como depositados entre unos 200-300 m de profundidad (Hudackova, com. pers.). El Badeniense medio corresponde a una regresión que hace que el nivel del mar baje considerablemente y que los depósitos, durante este piso local, sean de tipo salobre. Más tarde, en el Badeniense superior (biozona *Bolivina-Bulimina*) una transgresión generó condiciones marinas, más abiertas, con profundidades interpretadas entre 100-200 m (Hudackova, com. pers.). La gran regresión en el límite Badeniense-Sarmatiense produjo que el Sarmatiense esté caracterizado por un ambiente marino de tipo salobre y muy somero (Hudackova, com. pers.).

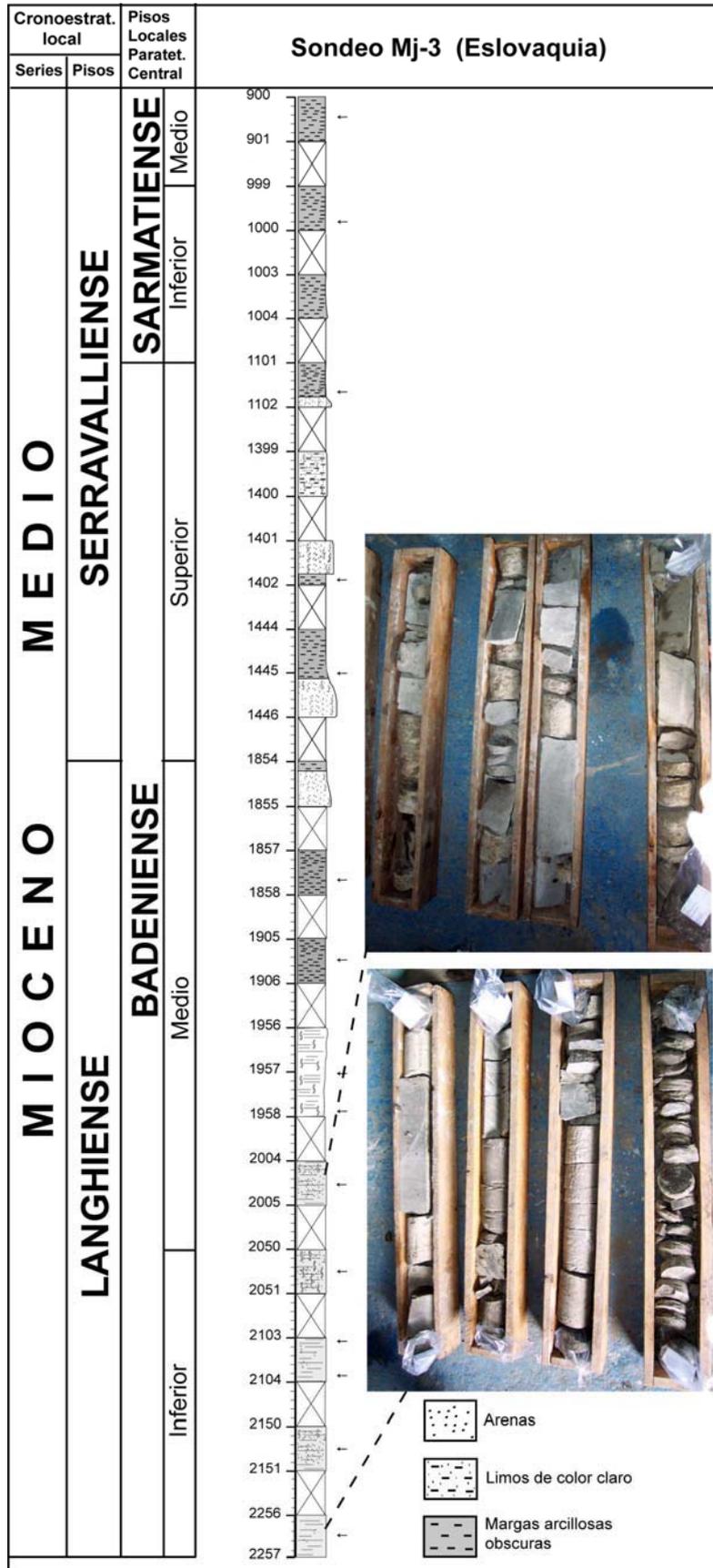


Fig. 3.81. Sondeo Moravský ján-3 (Cuenca de Viena, Eslovaquia). Se indica, mediante flechas, la posición de las muestras estudiadas. La escala no se conserva a lo largo del sondeo. Biozonación por Hudackova (com.pers.). A la derecha se muestra el aspecto general del sondeo.

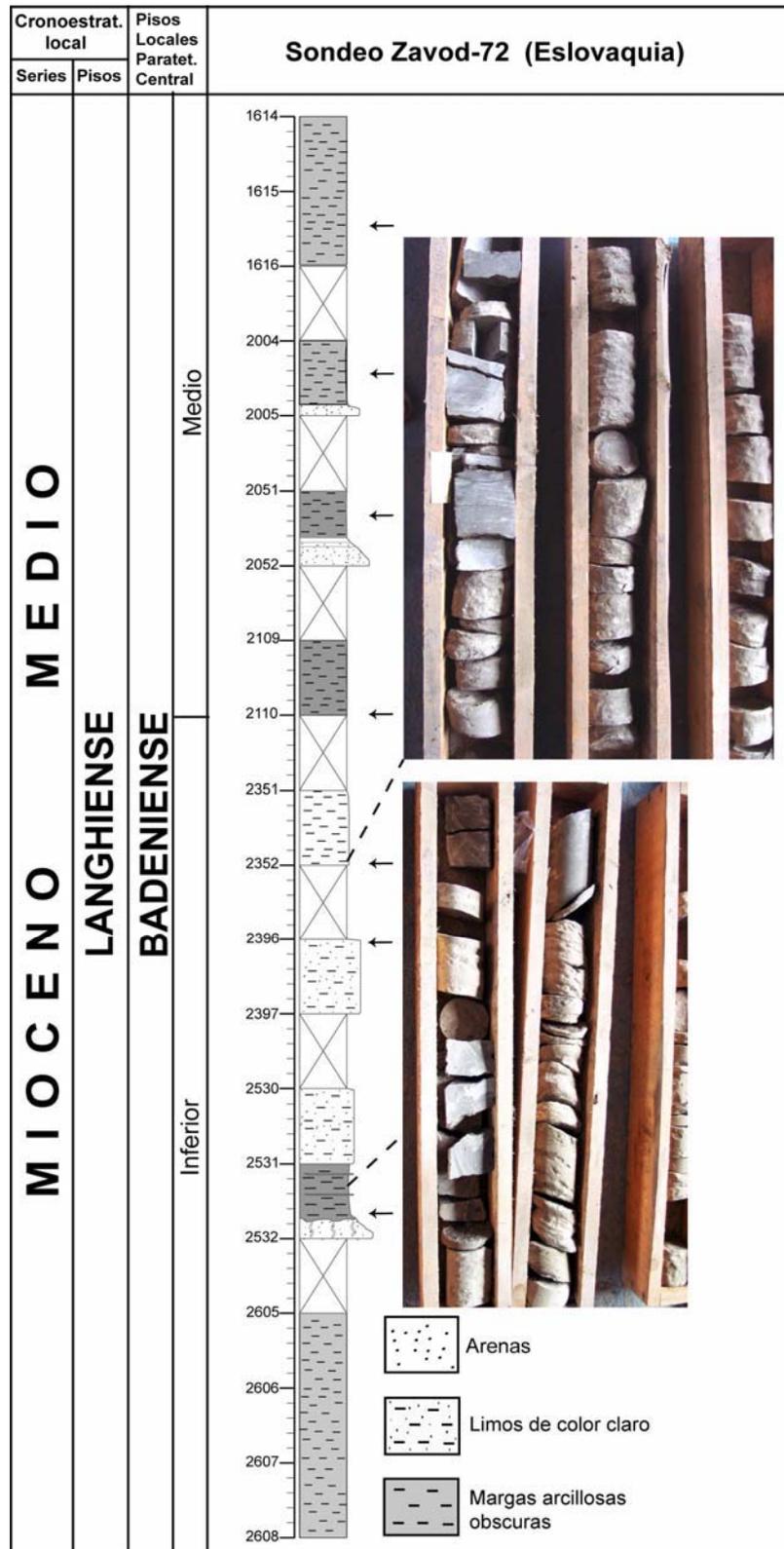


Fig. 3.82. Sondeo Zavod-72 (Cuenca de Viena, Eslovaquia). Mediante flechas se indica la posición de las muestras estudiadas. La escala no se conserva a lo largo del sondeo. Biozonación por Hudackova (com.pers.).

Se han estudiado 15 muestras del sondeo Moráský Jan-3 y 7 del sondeo Zavod-72 (Fig. 3.81 y 3.82).

3.1.8.4. Cuenca Panónica (Hungria, Eslovaquia, Croacia y Rumanía).

La Cuenca Panónica, de tipo *back-arc*, se formó durante el Neógeno en el este y centro de Europa como consecuencia de la colisión entre las placas Africana y Euroasiática. Ocupa parte de Hungría, Eslovaquia, Croacia y Rumanía, y está rodeada por los Alpes hacia el oeste, los Cárpatos hacia el norte y el este y los Dinárides hacia el sur (Royden & Horváth, 1988; Meulenkamp & Sissingh, 2003) (Fig. 3.83).

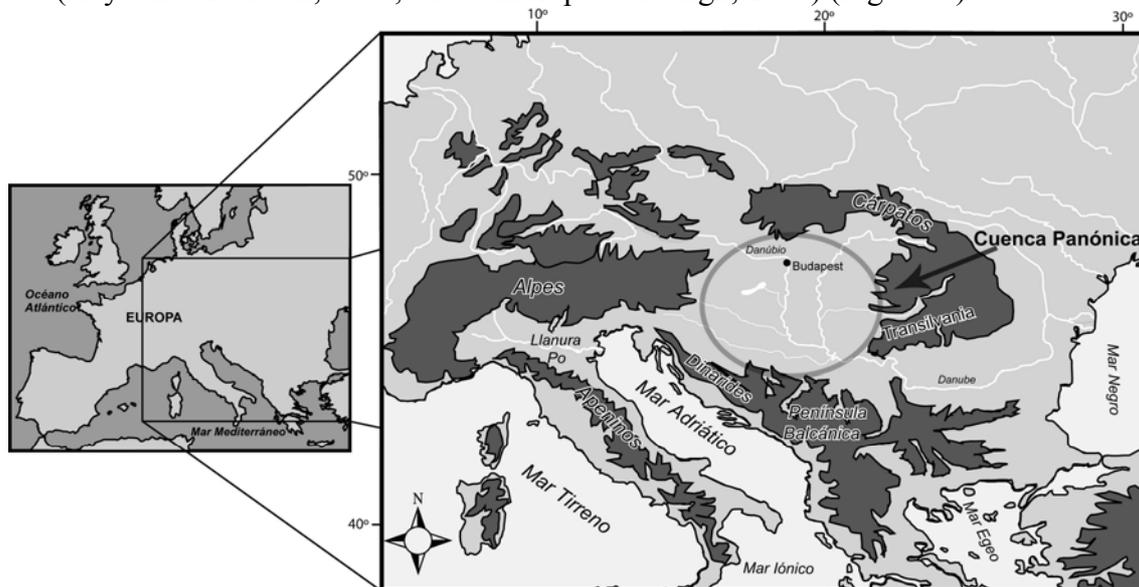


Fig. 3.83. Situación geográfica de la cuenca Panónica. En gris oscuro se representan los relieves principales de la zona.

Esta cuenca se compone de numerosas sub-cuencas en las que en algunos casos se depositaron más de 5000 m de sedimentos neógenos (Fig. 3.84).

Durante el Neógeno, como en todas las cuencas del Paratethys, aquí también se produjo una tendencia progresiva a la continentalización y reducción del medio marino. La sedimentación durante el Karpatische (parte alta del Mioceno inferior) se caracterizó por la presencia de grandes abanicos aluviales y áreas lacustres, por lo que la sedimentación es de tipo continental (Tari, 1992). Los sedimentos están intercalados con tobas volcánicas, que probablemente reflejan la influencia de una tectónica muy activa durante ese periodo. Más tarde, durante el Badeniense inferior (Mioceno medio), la sedimentación sufrió una transición desde continental hasta salobre y después, marina. Esto se produjo debido a la gran transgresión de comienzo del Mioceno medio. El área fue entonces ocupada por un mar somero que se hizo más restringido en el Sarmatiense (Serravalliense). Más tarde, durante el límite Sarmatiense-Pannoniense (límite Serravalliense-Tortonense), el Paratethys central se convirtió en un mar salobre aislado del resto de los mares que lo rodeaban denominado Lago Pannon (Hámor, 1995; Rögl, 1998; Meulenkamp & Sissingh, 2003).

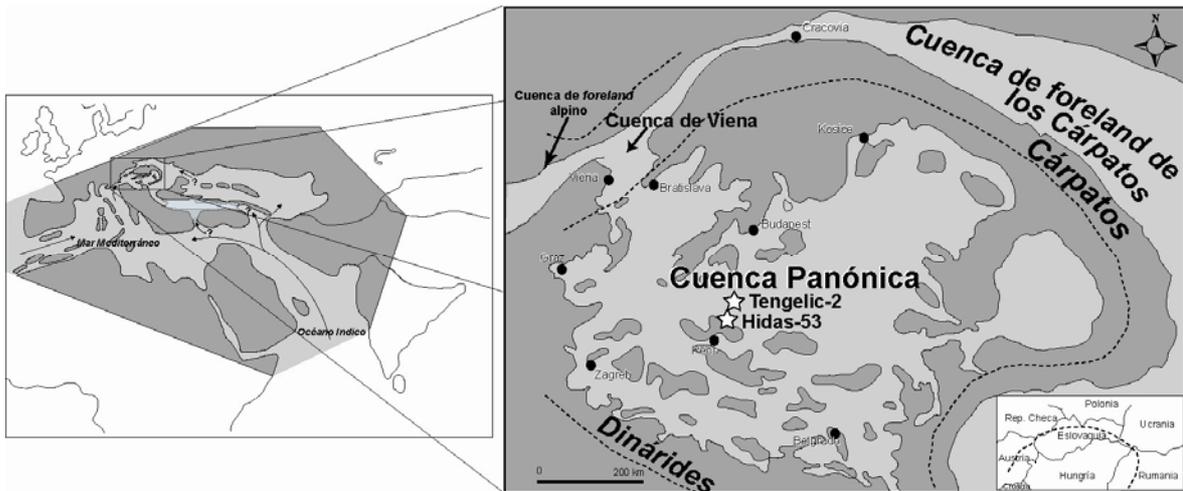


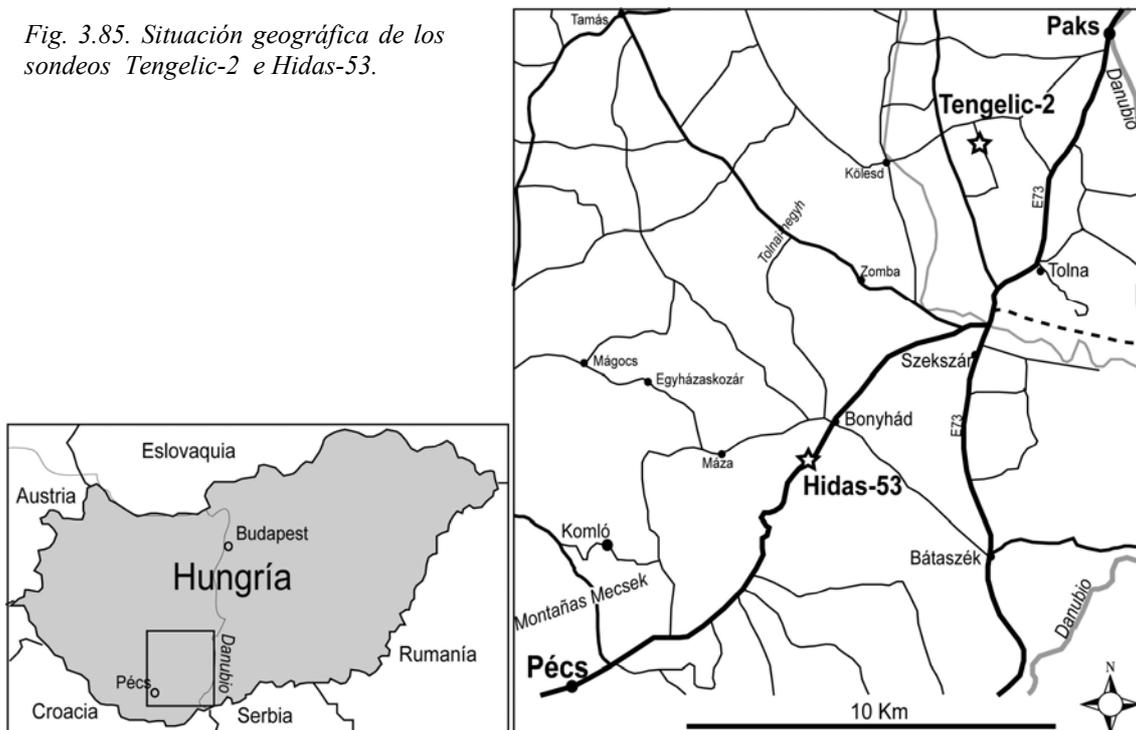
Fig. 3.84. Paleogeografía de la cuenca Panónica durante el Badeniense inferior (Langhiense) y situación de los sondeos Tengelic-2 e Hidas-53. Modificado de Rögl (1998) y Hámor (1995).

3.1.8.4.1. Sondeos Tengelic-2 e Hidas-53.

Se agrupan los dos sondeos en este apartado pues se encuentran muy próximos y presentan sedimentos de edades similares (Tengelic e Hidas están a una decena de kilómetros) (Fig. 3.85).

Los sondeos Tengelic-2 ($46^{\circ} 31' 42''$ N; $18^{\circ} 42' 17''$ E) e Hidas-53 ($46^{\circ} 15' 58''$ N; $18^{\circ} 29' 37''$ E), ambos con recuperación de testigo continuo, fueron llevados a cabo con el objeto de realizar prospecciones de petróleo y gas.

Fig. 3.85. Situación geográfica de los sondeos Tengelic-2 e Hidas-53.



3.1.8.4.1.1. Sondeo Tengelic-2.

En este sondeo se encuentran sedimentos tanto continentales como marinos de edad Karpatiense, Badeniense y Sarmatiense (parte alta del Burdigaliense, Langhiense y Serravalliense). El estudio bioestratigráfico está basado en nannofósiles calcáreos (Nagyamarosi, 1982), moluscos (Bohn-Havas, 1982), y foraminíferos planctónicos y bentónicos (Korecz-Laky, 1982) (Fig. 3.86).

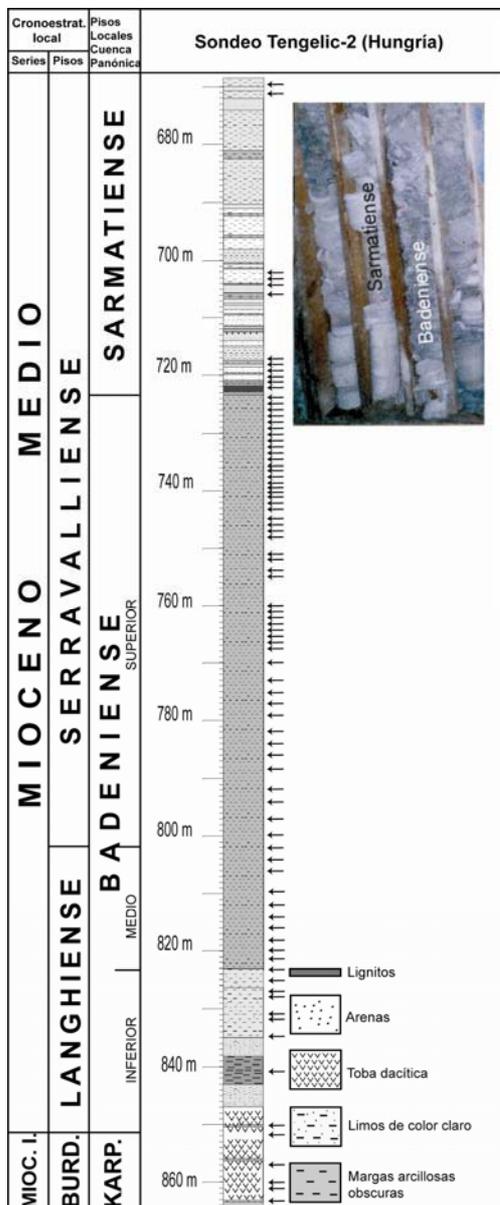


Fig. 3.86. Log litológico del sondeo Tengelic-2. Biostratigrafía por Nagyamarosi (1982); Bohn-Havas (1982) y Korecz-Laky (1982). Se sitúan las muestras estudiadas (flechas).

El Karpatiense está aquí caracterizado principalmente por materiales volcánicos efusivos de la formación de las tobas dacíticas Tar (1174.4-853.3m). Estos materiales volcánicos están datados mediante técnicas radiométricas (K/Ar) en 16 ± 0.7 Ma, en una muestra a 872 m de profundidad (Hálmai et al., 1982). Entre estas tobas se intercalan capas de sedimentos lacustres y salobres en las que se observa una transición progresiva desde una sedimentación continental hacia salobre y después marina. El Badeniense inferior (853.3-823.4m), que comienza con una capa de gravas continentales, se dispone discordantemente sobre el Karpatiense. El Badeniense inferior se caracteriza por unos depósitos de limos grises y margas oscuras (Formación de arcillas badenienses) datados mediante foraminíferos planctónicos como zona *Lagenidae* superior (de

acuerdo con la biozonación de Grill, 1941; 1943) por la dominancia de géneros y especies de la familia *Lagenidae* junto a especies como *Orbulina universa* y *Orbulina bilobata* (Korecz-Laky, 1982). Esta asociación de foraminíferos puede ser correlacionada con la biozona M6 de Berggren et al., 1995 (Rögl, 2002). Los nannofósiles calcáreos están dominados por *Reticulofenestra minuta*, *R. pseudoumbilica*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithina rotula*, *C. jafari*, *Helicopontosphaera kamptneri*, *Rhabdosphaera pannonia*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster exilis*, *D. dilatatus*, y *D. formosus*, que permiten asignar estos sedimentos a la biozona NN5 de Martini (1971) (Nagyamarosi, 1982). Los porcentajes de *S. heteromorphus* son tan altos que hacen pensar en temperaturas marinas muy cálidas (Nagyamarosi, 1982). Durante este periodo el área quedó ocupada por el Mar Paratehys. A esta parte del sondeo se le puede asignar una edad Langhiense superior y puede ser correlacionada con la secuencia eustática TB 2.5 de Haq et al., (1987).

A una profundidad de 823 m se aprecia un cambio litológico, que marca el límite Badeniense inferior-medio. El Badeniense medio y superior (823,4-723,1m) están representados por una secuencia denominada Formación Szilágy, que se caracteriza por unas margas arcillosas oscuras y ricas en materia orgánica, que contienen multitud de moluscos como *Turritella* y *Corbula*. La asociación de foraminíferos bentónicos está compuesta por *Spirorutilus carinata*, *Pavonitina styriaca* y *Uvigerina venusta* (Korecz-Laky, 1982), que se pueden correlacionar con las eco-zonas regionales de *Spirorutilus*, Badeniense medio (hasta los 802 m) y *Bolivina-Bulimina*, Badeniense superior (hasta los 723.1 m). La nannoflora es indicativa de la zona NN5 hasta los 802 m y NN6, deducida por la ausencia de *Sphenolithus heteromorphus*, hasta los 723.1 m (Nagyamarosi, 1982) que puede ser datada como Langhiense superior alto y Serravalliense (cf. Fornaciari et al. 1996).

Según Kókay (1996), la parte superior del Badeniense fue fuertemente erosionada durante una gran regresión, que representa un límite de secuencias eustáticas TB 2.5-TB-2.6 de Haq et al., (1987). El Sarmatiense se encuentra a 723 m, sobre una discontinuidad. Se compone de arenas, calizas, arcillas de color gris claro y lignitos, que reflejan condiciones marinas muy someras, incluso continentales, que se desarrollaron en un mar casi aislado caracterizado por unas condiciones químicas muy particulares (Hámor, 1995; Rögl, 1998; Harzhauser & Piller, 2004).

El límite Badeniense-Sarmatiense se distingue por un cambio biótico muy importante. La fauna de foraminíferos llega a estar caracterizada por un número pequeño de especies pero un gran número de individuos dominados por el género *Elphidium*, *Porosonion* y *Rotalia* (Korecz-Laky, 1982). Los cambios observados en la nannoflora están asociados a un cambio brusco en la química del agua que causó una rápida desaparición de especies. Las nannofloras que caracterizan el Sarmatiense están compuestas por especies que soportan un alto rango de salinidades (eurihalinas) que incluyen *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Coronosphaera mediterranea*, *Braarudosphaera bigelowi* y *Cyclococcolithus macintyreii*. Aparte de la endémica asociación de foraminíferos y de moluscos, como *Venerupis tricuspis* y *Chartocardium carasi*, la abundancia de *Cyclococcolithus macintyreii* en estos sedimentos indica localmente (en el Paratehys) una edad Sarmatiense (Nagyamarosi, 1982).

Se han estudiado 86 muestras, ricas tanto en polen como en dinoflagelados (Fig. 3.86).

3.1.8.4.1.2. Sondeo Hidas-53 (Hungría).

En este sondeo se encuentran sedimentos marinos de edad Karpatiense (Formación Budafa) (Hámor, 1995) que se correlacionan con la secuencia TB 2.2 de Haq et al., (1987). En la parte alta de esta formación se encuentra, al igual que en el sondeo Tengelic-2, la toba dacítica de la Formación Tar. El Badeniense inferior (Langhiense), que está discordante sobre el Karpatiense, está formado por arenas de la Formación Pécs-Szabolcs (Hámor, 1995), representando la fase de bajo nivel marino de la secuencia eustática TB 2.3. El Badeniense medio (Serravalliense basal) se sitúa de forma discordante y erosiva sobre el anterior y se caracteriza por una sedimentación de tipo continental perteneciente a la Formación Hidas que contiene carbonatos y lignitos de origen lacustre. El Badeniense superior se compone de arcillas-margosas oscuras de la Formación Szilágy (Hámor, 1995) que corresponderían al ciclo eustático TB 2.5 de Haq et al., (1987). El Sarmatiense, perteneciente a la Formación Kozárd (Hámor, 1995), se sitúa sobre el Badeniense superior, repitiendo el mismo tipo de facies que en la Formación anterior. Sin embargo, un poco más tarde se produce un cambio de facies, con la sedimentación de arenas y dolomias lacustres que se intercalan con niveles marinos, que caracterizan el piso Sarmatiense. Este gran número de cambios de facies y el tipo de sedimentos indican un ambiente marino muy somero e incluso continental (Fig. 3.87).

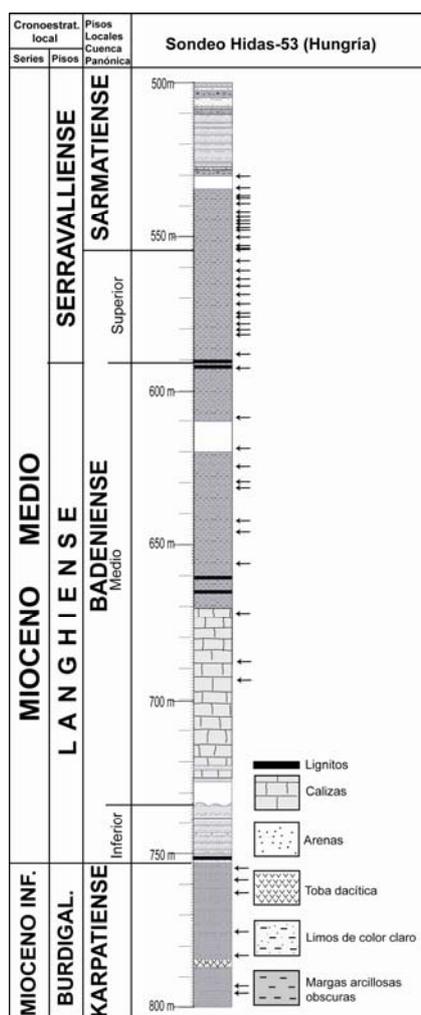


Fig. 3.87. Perfil litológico del Sondeo Hidas-53 (Hungría). Se indica, mediante flechas, la localización de las muestras.

De este sondeo se han utilizado 46 muestras para su estudio.

3.1.8.5. Cuenca de *foreland* de los Cárpatos. Cuenca Dácica.

Es una cuenca de antepaís, formada, como el resto de las cuencas del Paratethys Central, por la colisión entre Africa y Eurasia. El área de estudio se localiza en la parte más meridional, y cercana a la frontera entre Bulgaria, Rumanía y Serbia (países separados por el Danubio), en la llamada Cuenca Dácica. Ésta se encuentra rodeada por los Balcanes al sur y oeste, y por los Cárpatos hacia el norte (Fig. 3.88).

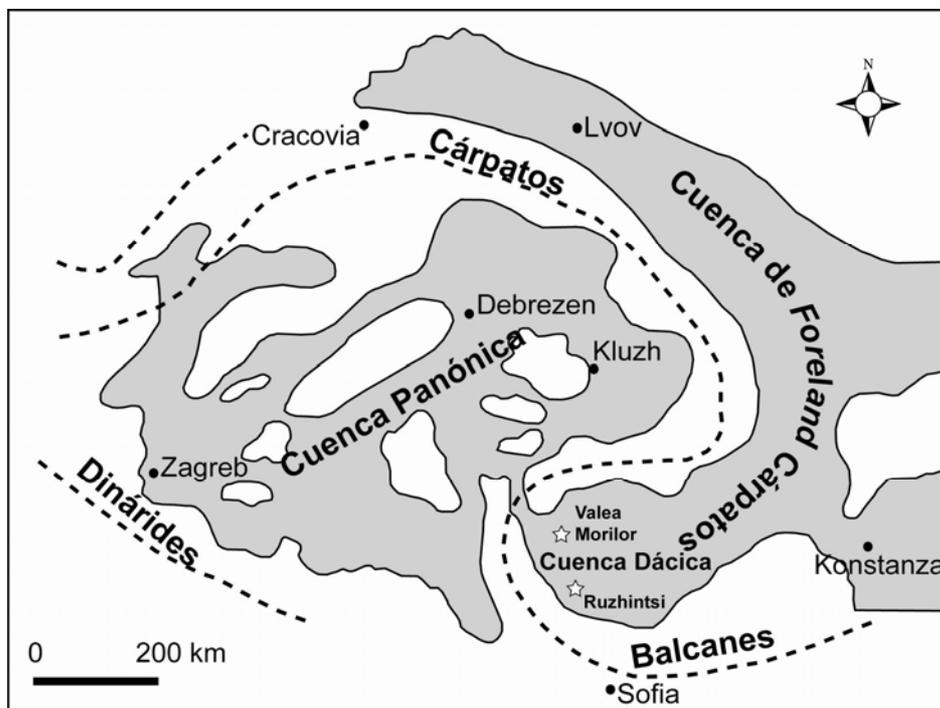


Fig. 3.88. Paleogeografía de la Cuenca de foreland de los Cárpatos durante el Mioceno (modificado de Ivanov et al., 2002). En ella se representan las dos localidades estudiadas (estrellas).

La Cuenca Dácica se sitúa entre la Cuenca Panónica al oeste y la Cuenca Euxínica, formando parte del Paratethys Oriental, al este. Parece ser que tuvo más comunicación con la cuenca Euxínica que con la Panónica, ya que presenta un grado de similitud mayor con respecto a los organismos fósiles hallados en la cuenca más oriental. La sedimentación neógena está muy condicionada por la orogénesis de los Cárpatos y comenzó a producirse a partir del Badeniense (Mioceno medio). Durante el Mioceno inferior esta área estaba emergida y sólo se producía erosión (Papaianopol et al., 1995). La sedimentación comenzó como producto de una transgresión marina (Kojumdgieva & Popov, 1989) y se caracteriza por lutitas y tobas dacíticas. En el Badeniense medio hay una sedimentación de sales (Halita), producidas por la desconexión entre esta cuenca y el resto del Paratethys. Durante el Badeniense superior, se recupera dicha conexión pero de manera restringida, lo que se deduce a partir de la abundancia de organismos endémicos (p.e. el nannoplancton calcáreo *Velapertina*). La cuenca marina, durante el Sarmatiense, se hace más restringida, con cambios de salinidad importantes en las aguas marinas, deducido a partir de la abundancia de organismos eurihalinos (Papaianopol et al., 1995). Esta “independencia” de la cuenca durante el Sarmatiense hace que este piso pueda subdividirse en los subpisos locales: Volhyniense, Bessarabiense y Chersoniense (Fig. 3.89).

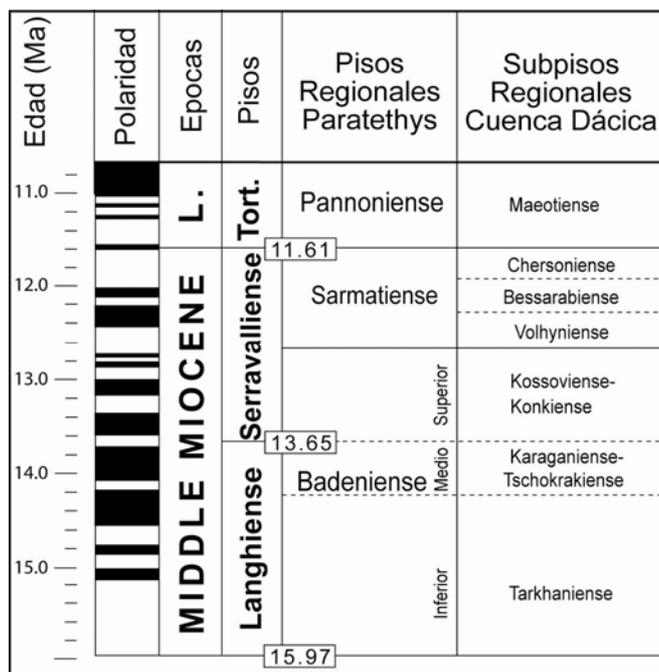


Fig. 3.89. Subpisos regionales para la Cuenca Dácica.

3.1.8.5. 1. Sección de Valea Morilor (Rumanía)

Esta sección aflora a lo largo del talud generado por el arroyo del valle Morilor (44° 42'06'' N; 22° 44'34'' E), cerca del pueblo de Colibasi, a unos kilómetros de Malovat (sur de Rumanía) (Fig. 3.90).

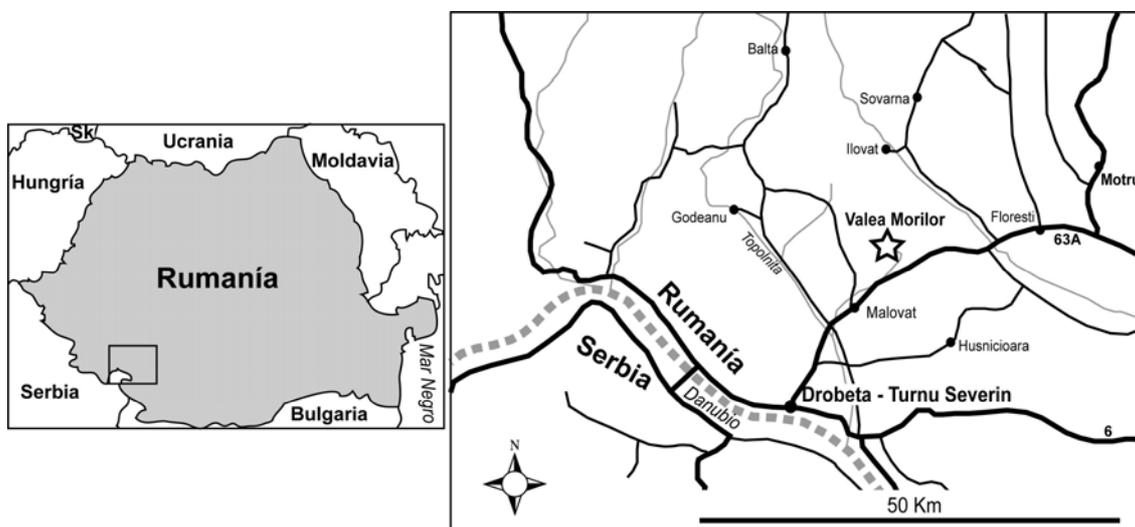


Fig. 3.90. Situación de la sección de Valea Morilor (Rumanía).

En ella afloran depósitos de arcillas y arcillas limosas de color grisáceo pertenecientes a la parte superior del Badeniense superior (Kossoviense) y a las llamadas “margas de *Spirialis*”, que además del foraminífero *Spiriatella* contienen grandes cantidades de *Velapertina*. El estudio del nannoplankton calcáreo confirma esta edad ya que indica una asociación típica de la biozona NN6 de Martini (1971) (Papaianopol et al., 1995) (Fig. 3.91). Sobre los depósitos del Badeniense, que terminan con un nivel de calizas, se sitúan unas arcillas grises finamente bandeadas, a veces arenosas. Su edad es Sarmatiense inferior (Volhyniense), datadas mediante nannofósiles como NN7 de Martini (1971). Incluyen una fauna de moluscos típica de esta biozona:

Mohrenstenia sarmatica, *M. inflata* y *Ervilia dissita*. Esta fauna es típicamente salobre, de salinidades alrededor del 16-18‰ (Papaianopol et al., 1995).

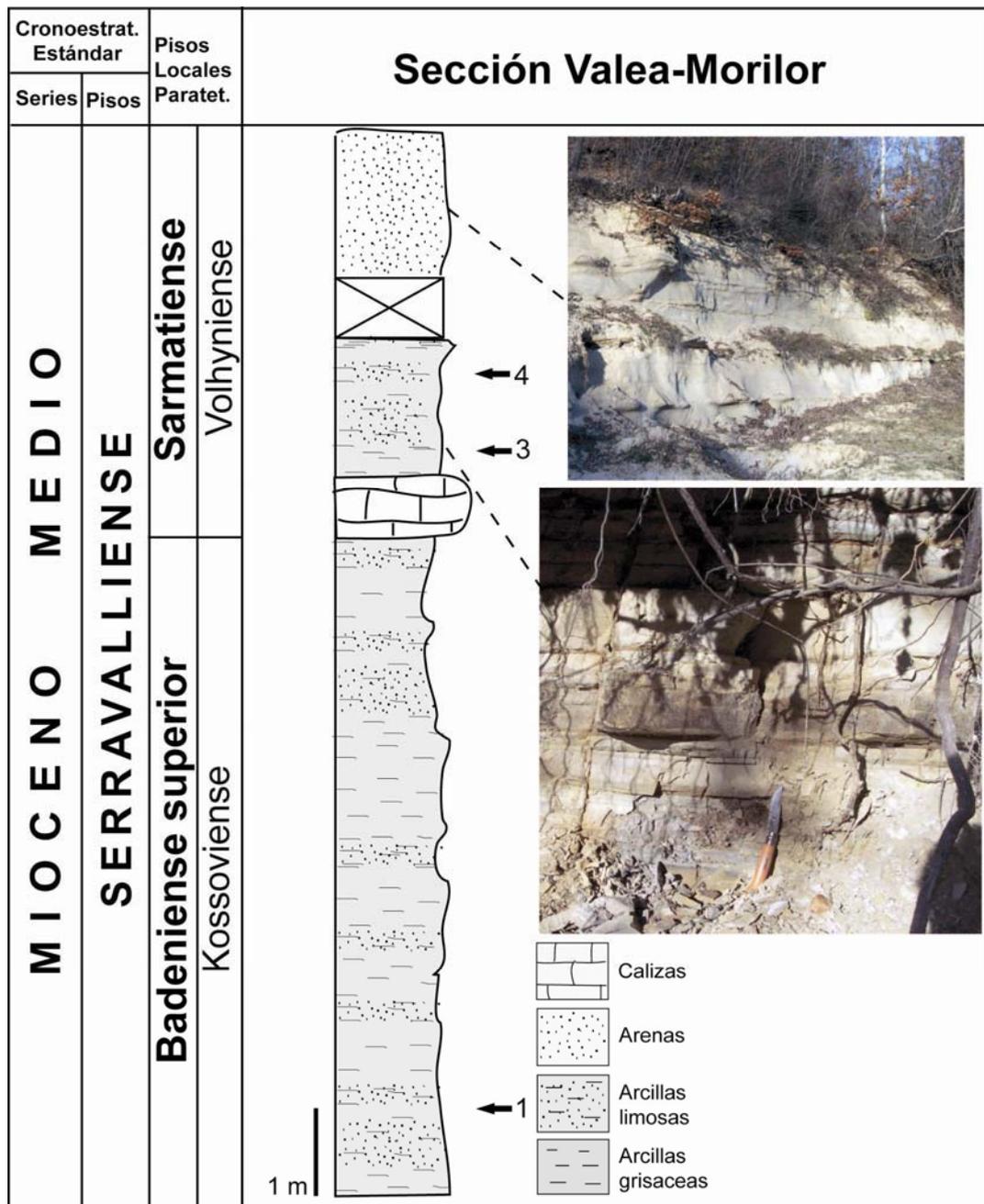


Fig. 3.91. Columna litológica de la sección de Valea Morilor. Bioestratigrafía por Papaianopol et al., (1995). Se muestra, mediante flechas, la localización de las muestras analizadas.

En esta sección se cogieron cuatro muestras, de las que sólo tres han sido analizadas.

3.1.8.5.2. Sección de Ruzhintsi (Bulgaria).

La sección de Ruzhintsi (43° 37'18'' N; 22° 50'50'' E) aflora a lo largo del cauce del Río Lom, y cerca del pueblo de Ruzhintsi, a unos 14 Km al este de la localidad de Belogradchik (Bulgaria) (Fig. 3.92).

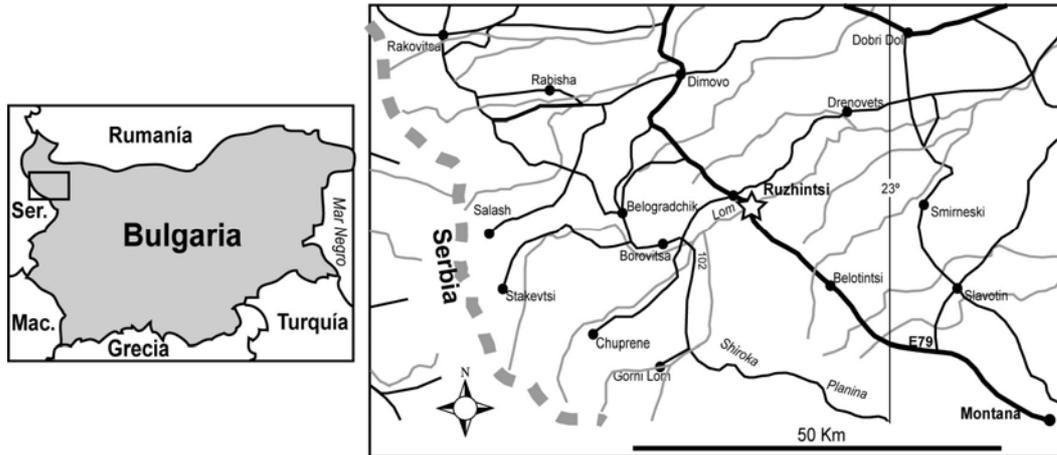


Fig. 3.92. Situación de la sección de Ruzhintsi (Bulgaria).

La sección está compuesta por unas arcillas grisáceas, ricas en materia orgánica, más limosas a la base de la sección. En ciertos niveles se conservan restos de hojas. Estos materiales pertenecen al piso local Sarmatiense (Serravalliense superior) y, más concretamente, a la parte superior del Volhyniense (zona *Maetra eichvaldii-Plicatiforma plicata*) (Kojumdjieva, 1976; Palmarev & Ivanov, 2001) (Fig. 3.93).

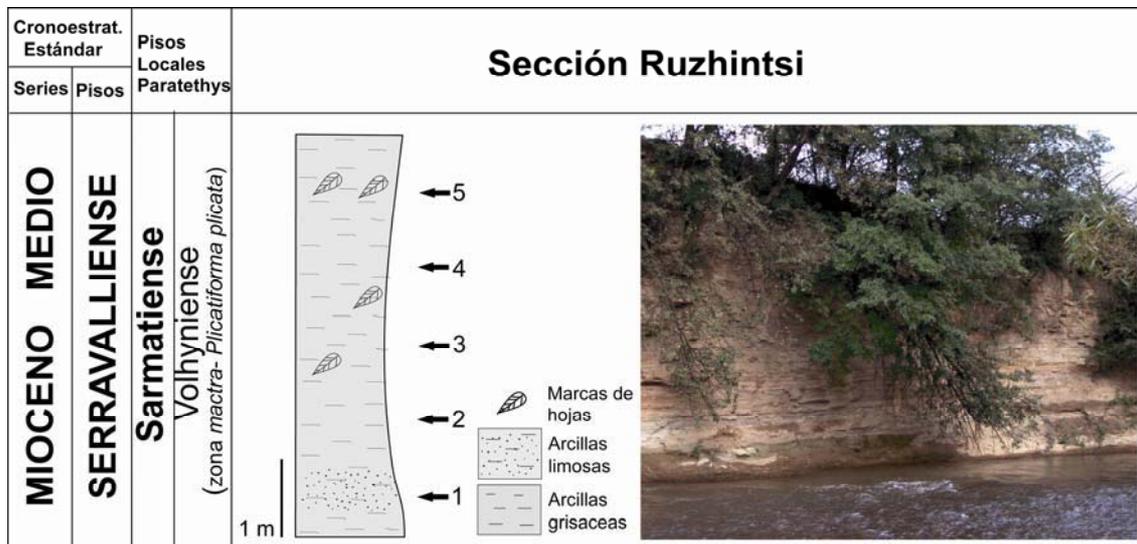


Fig. 3.93. Columna de la sección de Ruzhintsi (Bulgaria). Se muestra su datación (Palmarev & Ivanov, 2001), y la situación de las muestras, mediante flechas. A la derecha se muestra esta sección.

De esta sección se han estudiado cinco muestras, que resultaron ser muy ricas en palinomorfos y restos de materia orgánica.

3.1.9. Sección de Catakbağyaka (Turquía).

Esta sección ($37^{\circ} 12' N$; $28^{\circ} 21' E$) se localiza cerca de la localidad de Yerkesik, próxima a la ciudad de Muğla, en el suroeste de Turquía (Fig. 3.94), entre Bağyaka y el valle de Karahayit, a unos 500-550 m de altitud.

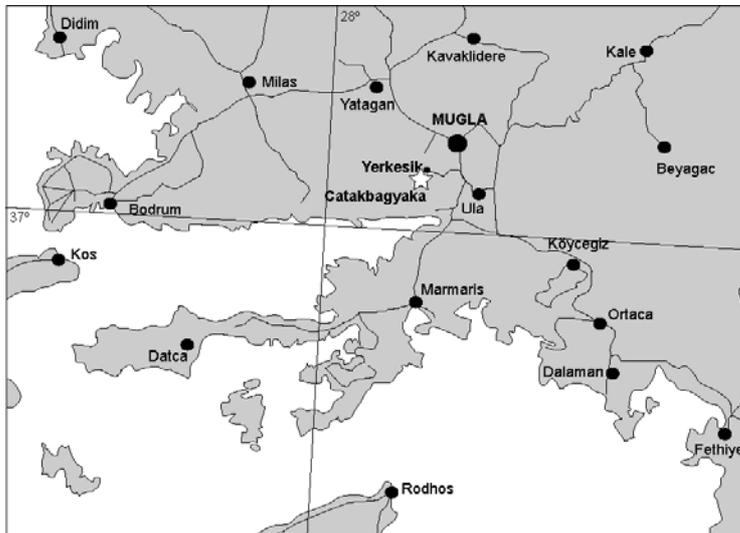


Fig. 3.92. Situación geográfica de la sección de Catakbağyaka (Turquía).

En el yacimiento afloran unos sedimentos de origen fluvio-lacustre compuestos de arenas, calizas, y margas. Los principales hallazgos fosilíferos, de donde proceden las muestras estudiadas, se encuentran en unas arenas limosas muy ricas en materia orgánica de color marrón-ocre. Este nivel, muy rico en fósiles de mamíferos, ha sido estudiado por varios autores (Sickenberg, 1975; Heissig, 1976), que lo han datado como MN5 o Langhiense.

3.2. MUESTREO

El muestreo se ha llevado siempre a cabo con la máxima precaución para evitar la contaminación de las muestras. Se limpió la superficie del estrato o sondeo a muestrear para eliminar la superficie en contacto con el aire, raíces de plantas, etc., que puede contener tanto pólenes actuales como pólenes fósiles provenientes de otras capas.

Se cogió una cantidad aproximada de 100 gramos de sedimento, para que posteriormente al tratamiento, en el que sólo se trataron unos 30 gramos, hubiera material sobrante que pudiera volver a ser tratado si surge la necesidad.

Las muestras se guardaron en bolsas etiquetadas y se encuentran actualmente almacenadas en los sótanos del laboratorio PEPS en la Universidad Claude Bernard Lyon-1 en Francia.

3.3. TRATAMIENTO EN EL LABORATORIO

Todo tratamiento químico requiere unas normas de seguridad básicas que sin duda hay que cumplir. La manipulación de HF es muy peligrosa, ya que tanto los gases como el propio ácido son mortales.

Los residuos creados durante el tratamiento son muy contaminantes y deben ser siempre guardados en bidones y más tarde llevados a algún centro de tratamiento y almacenaje de residuos químicos.

El protocolo de tratamiento es:

- 1. Triturar.

Previamente al tratamiento, las muestras se Trituran para un mejor ataque por los ácidos.

- 2. Pesar.

Se pesan en torno a 20-30 gramos de muestra, dependiendo de la litología (si es arenosa se utilizará más cantidad de sedimento), y se introducen en recipientes plásticos (normalmente jarras de fácil manipulación de 1 litro).

- 3. HCl (35%).

El tratamiento químico comienza con la utilización de HCl (35%) en frío, para eliminar los carbonatos de la muestra. Se deja actuar hasta que termine de reaccionar, lo que se demora sólo unas horas.

- 4. Lavar (2 veces).

Más tarde se añade agua, para lavar la muestra y eliminar los restos de HCl y se deja decantar (12 horas). Después de esto se elimina el agua junto con los restos de ácido y se vuelve a lavar la muestra con agua y se deja decantar nuevamente (12 horas más). Se intentará eliminar el máximo posible de agua (junto con el resto de ácido) en el segundo lavado.

- 5. HF (70%).

Se utiliza en frío para eliminar los silicatos. Se deja actuar durante 24 horas. La reacción puede llegar a ser muy violenta por lo que hay que extremar las medidas de seguridad.

- 6. HCl (35%).

Se utiliza para disolver los compuestos de fluoro-silicatos que se hayan podido formar en la reacción previa.

- 7. Lavar (3 veces).

Se añade agua hasta completar la jarra para eliminar de la muestra los restos de los dos ácidos usados.

- 8. Tamizar.

Se tamiza el residuo con un tamiz de 200 μm , se eliminan las partículas mayores de este tamaño, y el resto se vuelve a tamizar usando un tamiz de 10 μm . El residuo que se queda en el tamiz se pasa a un tubo de centrifugación.

- 9. Centrifugar y secar.

Se centrifuga a 2800 r.p.m. durante 7 minutos, para eliminar los restos de agua y se deja secar la muestra (una hora es suficiente) sobre papel secante. Basta para ello situar los tubos bocabajo.

- 10. Añadir ZnCl_2 (separación).

La solución de esta sal en agua debe ser más densa que 2 para producir la separación de los granos de palinomorfo del resto de partículas más densas (partículas minerales restantes, etc.). Se añade una cantidad que debe ser aproximadamente igual al doble del residuo a tratar. Se mezcla todo bien dentro del tubo agitando con energía.

- 11. Centrifugar.

Se centrifuga a 1100 r.p.m. durante 10 minutos. Durante este paso se producirá la separación por densidad de los granos de polen del resto del residuo.

- 12. Separar.

Se procede a la separación del ZnCl_2 junto con el residuo rico en palinomorfos en un tubo diferente eliminando el residuo sobrante.

- 13. Añadir HCl (35%).

Se añade, dentro del tubo, para disolver los minerales que se hayan podido formar durante la reacción del ZnCl_2 .

-14. Lavar (2 veces).

Se lava y se centrifuga la muestra (siempre a 2800 r.p.m. durante 7 minutos), utilizando los tubos de centrifugación, para eliminar el ZnCl_2 y el HCl.

- 15. Tamizar.

Se tamiza el residuo restante utilizando el tamiz de 10 μm .

-16. Centrifugar y secar.

Se centrifuga a 2800 r.p.m. durante 7 minutos, eliminando los restos de agua y se deja secar la muestra (una hora es suficiente) sobre papel secante situando los tubos bocabajo.

-17. Añadir glicerina.

Se añade una cantidad similar a la cantidad del residuo final.

-18. Calcular volumen residuo+glicerina.

Utilizando una micropipeta se calcula el volumen de esta mezcla para estimar más tarde la concentración de palinomorfos en la muestra.

-19. Montar la preparación.

Sobre un portaobjetos, ya etiquetado adecuadamente, se pone una gota de esta mezcla de residuo y glicerina igual a 50 μl . El cubreobjetos se sitúa encima de este residuo y se hace presión para distribuir el material por toda la superficie de la lámina homogéneamente. Se sella la preparación mediante Histolaque.

-20. Secar la lamina.

Se deja secar la lámina y ¡listo para su análisis al microscopio! (¡¡¡cuando hay pólenes!!!).

3.4. ANÁLISIS AL MICROSCOPIO

El análisis de las preparaciones se ha llevado a cabo utilizando dos microscopios (en Granada y Lyon) de luz transmitida Zeiss Ultraphot II con aumentos de x250, x630 y x1000 (con acéite de inmersión).

El análisis ha consistido en clasificar y contar los palinomorfos (pólenes, esporas, algas y dinoflagelados) a lo largo de líneas, de un extremo al otro y paralelas al borde más largo, de la preparación. Con este sistema nunca se encuentra el mismo grano de polen dos veces y siempre hay una referencia o línea a seguir.

Se analizan tantas líneas como sean necesarias, hasta llegar a contar, preferentemente, un número mínimo de 150 pólenes sin incluir a los *Pinus* y Pinaceae indeterminados, que están en la mayoría de las veces, sobrerrepresentados. Este número de pólenes se considera estadísticamente significativo para representar y dar una buena idea de la vegetación fósil que lo produjo.

Con respecto a los dinoflagelados se cuentan hasta 200 en cada preparación, ya que muchos de ellos se encuentran sobrerrepresentados. Así, se puede obtener una mejor imagen de la diversidad en la asociación.

El proceso de clasificación botánica de los granos de polen se realiza a partir de un estudio completo de sus caracteres morfológicos que se comparan con los de los pólenes de especies de plantas actuales. Esto es aceptable pues se sabe que la vegetación no ha variado, a nivel de géneros y familias, desde el Eoceno, aunque si lo ha hecho su distribución espacial. Para dar validez a este método, se ha hecho un gran esfuerzo durante las últimas décadas y en especial en estos últimos años para construir palinotecas o colecciones de referencia. Para este trabajo se ha contado con la del Laboratorio de Palinología en Lyon y con una propia (con más de 400 especies de pólenes) en el Departamento en Granada.

Asimismo, se han utilizado numerosos atlas de pólenes de diferentes regiones del mundo (China, Taiwán, Africa, Norte América, América central, Andalucía, Región mediterránea, Europa, etc.), el banco de fotos del Laboratorio de Palinología de Lyon y la base de datos “Photopal” (<http://www.medias.obs-mip.fr/photopal>). Después de su publicación, los espectros de polen serán guardados en la base de datos C.P.C. (<http://cpc.mediasfrance.org>).

En la clasificación de los granos de polen se ha empleado una terminología estándar. Cuando dos taxones tienen una morfología polínica similar, al polen de ambas se le antepone la palabra “tipo” (p.e. tipo *Grewia-Corchorus* o tipo *Castanea-Castanopsis*). Algunas veces se llegan a identificar a nivel de especie; cuando existen varias especies con la misma morfología polínica también se le antepondrá la palabra “tipo” (p.e. *Quercus* tipo caduco, *Quercus* tipo *ilex-coccifera* o *Buxus* tipo *bahamensis*).

La clasificación de dinoflagelados y acritarcos sigue la nomenclatura de Fensome & Williams (2004), Williams et al. (1998), Eaton et al. (2001) y Louwye et al., (2004).

Durante el análisis de las preparaciones se fotografiaron numerosas especies, algunas de las cuales se muestran en la última parte de este volumen.

3.4.1. Flora polínica fósil y su ecología actual.

Se han identificado más de 178 taxones diferentes, aunque algunos granos de polen no han podido ser identificados. Los granos de polen clasificados son tan parecidos a los pólenes actuales que podemos determinar las plantas que los produjeron. Se usa, por tanto, una clasificación botánica de los granos de polen.

Se presenta aquí la lista de todos los taxones identificados (normalmente a nivel de género) clasificados principalmente según los requerimientos térmicos y ecológicos de sus representantes actuales y los criterios de Nix (1982): elementos megatérmicos, elementos mega-mesotérmicos, *Cathaya*, elementos mesotérmicos, elementos meso-microtérmicos (o árboles de altitud media), elementos microtérmicos (o árboles de altitud elevada), elementos sin significación especial, Cupressaceae, xerófitas mediterráneas, hierbas y arbustos, elementos subdesérticos y halófitas (Tabla. 3.1).

Elementos megatérmicos	Elementos mega-mesotérmicos	Xerófitas mediterráneas
Rutaceae	Taxodiaceae	<i>Quercus t. ilex-coccifera</i> (Fagaceae)
Euphorbiaceae	tipo <i>Taxodium</i>	<i>Olea</i> (Oleaceae)
<i>Croton</i>	<i>Myrica</i> (Myricaceae)	<i>Phillyrea</i> (Oleaceae)
tipo <i>Phyllanthus</i>	<i>Symplocos</i> (Symplocaceae)	<i>Ceratonia</i> (Caesalpiniaceae)
<i>Alchornea</i>	<i>Symplocos paniculata</i>	
Rubiaceae	Sapotaceae	Elementos mesotérmicos
tipo <i>Mussaenda</i>	<i>Engelhardia</i> (Juglandaceae)	<i>Quercus</i> tipo caduco (Fagaceae)
<i>Avicennia</i> (Verbenaceae)	<i>Platycarya</i> (Juglandaceae)	<i>Fagus</i> (Fagaceae)
Icacinaceae	Hamamelidaceae	tipo <i>Castanea-Castanopsis</i> (Fagac.)
<i>Mappianthus</i>	<i>Distylium</i>	<i>Betula</i> (Betulaceae)
Simarubaceae	<i>Disanthus</i>	<i>Ostrya</i> (Betulaceae)
<i>Buxus t.bahamensis</i> (Buxaceae)	<i>Exbucklandia</i>	<i>Carpinus</i> (Betulaceae)
<i>Bombax</i> (Bombaceae)	<i>Rhodoleia</i>	<i>Carpinus orientalis</i> (Betulaceae)
Acanthaceae	<i>Embolanthera</i>	<i>Alnus</i> (Betulaceae)
Melastomataceae	<i>Hamamelis</i>	<i>Carya</i> (Juglandaceae)
Meliaceae	<i>Corylopsis</i>	<i>Pterocarya</i> (Juglandaceae)
Passifloraceae	Arecaceae	<i>Juglans</i> (Juglandaceae)
<i>Fothergilla</i> (Hamamelidaceae)	<i>Rhoiptelea</i> (Rhoipteleaceae)	<i>Juglans cf. cathayensis</i> (Juglandac.)
Melastomataceae	Anacardiaceae	<i>Rhus</i> (Anacardiaceae)
	Menispermaceae (tribu	
Rutaceae	Cocculae)	<i>Rhus cf. cotinus</i> (Anacardiaceae)
<i>Grewia-Corchorus</i> (Tiliaceae)	Simarubaceae	<i>Parrotia cf. persica</i> (Hamamelid.)
Malpighiaceae	<i>Cornus</i> (Cornaceae)	<i>Parrotiopsis jacquemontiana</i> (Ham.)
Mimosaceae	Cyriaceae-Clethraceae	<i>Liquidambar</i> (Hamamelidaceae)
<i>Acacia</i>	Theaceae	<i>Eustigma</i> (Hamamelidaceae)
Caesalpiniaceae	<i>Alangium</i> (Alangiaceae)	<i>Embolanthera</i> (Hamamelidaceae)
<i>Sindora</i>	<i>Ricinus</i> (Euphorbiaceae)	<i>Platanus</i> (Platanaceae)
Mastixiaceae	<i>Mallotus</i> (Euphorbiaceae)	<i>Restio</i> (Restionaceae)
	Loranthaceae	<i>Acer</i> (Aceraceae)
	Araliaceae	Fabaceae Papilionioidae
	Chloranthaceae	<i>Buxus sempervirens</i> (Buxaceae)
	<i>Gingko</i> (Gingkoaceae)	<i>Tamarix</i> (Tamaricaceae)
	Myrtaceae	Caprifoliaceae
	Celastraceae	<i>Lonicera</i>
	<i>Microtropis fallax</i>	<i>Viburnum</i>
	Agavaceae	Rhamnaceae
	<i>Parthenocissus</i> (Vitaceae)	<i>Tilia</i> (Tiliaceae)
	<i>Leea</i> (Vitaceae)	<i>Ilex</i> (Aquifoliaceae)
	Hippocastanaceae	<i>Eucommia</i> (Eucommiaceae)
	<i>Aesculus</i>	<i>Hedera</i> (Araliaceae)
	<i>Dodonaea</i> (Sapindaceae)	Resedaceae
	<i>Ipomoea</i> (Convolvulaceae)	

Elementos mesotérmicos	Hierbas y arbustos	Cyperaceae
Oleaceae	Poaceae	Nymphaeaceae
<i>Ligustrum</i>	Asteraceae Asteroideae	<i>Potamogeton</i> (Potamogetonaceae)
<i>Fraxinus</i>	Asteraceae Cichorioideae	Liliaceae
<i>Elaeagnus</i> (Eleagnaceae)	<i>Artemisia</i>	Apiaceae
<i>Ribes</i> (Saxifragaceae)	Centaurea	Solanaceae
<i>Niza</i> (Nyssaceae)	<i>Alisma</i> (Alismataceae)	<i>Thalictrum</i> (Ranunculaceae)
<i>Sequoia</i> (Taxodiaceae)	<i>Plantago</i> (Plantaginaceae)	Elementos sin significación
Moraceae	Thymelaeaceae	Rosaceae
<i>Salix</i> (Salicaceae)	Convolvulaceae	Ranunculaceae
<i>Populus</i> (Salicaceae)	<i>Convolvulus</i>	
<i>Vitis</i> (Vitaceae)	Tipo <i>Calystegia</i>	Elementos subdesérticos
<i>Cissus</i> (Vitaceae)	<i>Ephedra</i> (Ephedraceae)	<i>Lygeum</i> (Poaceae)
<i>Ulmus</i> (Ulmaceae)	Ericaceae	<i>Neurada</i> (Neuradaceae)
<i>Zelkova</i> (Ulmaceae)	Brassicaceae	<i>Prosopis</i> cf. <i>farcta</i> (Mimosaceae)
<i>Celtis</i> (Ulmaceae)	<i>Sparganium-Typha</i> (Typhaceae)	<i>Calligonum</i> (Polygonaceae)
	<i>Tricolporopollenites sibiricum</i> (?)	<i>Nitraria</i> (Zygophyllaceae)
Cupressaceae	<i>Rumex</i> (Polygonaceae)	
	Lamiaceae	Halófitas
Cathaya (Pinaceae)	Campanulaceae	Amaranthaceae-Chenopodiaceae
	Valerianaceae	Plumbaginaceae
E. meso-microtérminos	<i>Centranthus</i>	<i>Limonium</i>
<i>Cedros</i> (Pinaceae)	Linaceae	<i>Armeria</i>
<i>Tsuga</i> (Pinaceae)	<i>Linum</i>	
<i>Sciadopitys</i> (Sciadopityaceae)	Cistaceae	
	<i>Helianthemum</i>	
E. microtérminos	<i>Cistus</i>	
<i>Picea</i> (Pinaceae)	<i>Knautia</i> (Dipsacaceae)	
<i>Abies</i> (Pinaceae)	Urticaceae	
<i>Keteleeria</i> (Pinaceae)	<i>Parietaria</i>	
	Polygonaceae	
	Boraginaceae	
	<i>Galium</i> (Rubiaceae)	
	<i>Mercuriales</i> (Euphorbiaceae)	
	<i>Filipéndula</i> (Rosaceae)	
	<i>Sanguisorba</i> (Rosaceae)	
	Malvaceae	
	Onagraceae	
	Geraniaceae	
	<i>Erodium</i>	
	<i>Geranium</i>	
	Caryophyllaceae	

Tabla 3.1. Lista de taxones identificados en esta Tesis.

3.4.2. Morfología polínica.

Algunos de los taxones se han identificado por primera vez en los sedimentos neógenos de la región Mediterránea. Se les hace una breve descripción para que sirva de referencia para estudios futuros.

- *Alangium* (Alangiaceae).

Polen trizonocolporado, colpos muy cortos; poro circular de gran tamaño; polen de gran tamaño; E: ~ 50 μm , P: ~ 47 μm , ligeramente oblato, subtriangular en visión polar; fuertemente reticulado-estriado en particular en los polos; se aprecia costae; exina es 4-7 μm , sexina más gruesa que nexina.

- Chloranthaceae. Lámina 1; 17-22.

Polen esferoidal; monosulcado; diámetro: 25-41 μm ; sulcos irregulares con bordes desgarrados; espesor de la exina: 1.5-4 μm , sexina más gruesa que la nexina de hasta 1.8 μm ; contorno irregularmente ondulado, soportado por báculos finas de ~ 0.5 μm de diámetro e interconectadas formando un retículo.

- *Disanthus* (Hamamelidaceae). Lámina 4; 9-10.

Polen trizonocolpado, isopolar, simetría radial, oblato-esferoidal (P/E= ~ 0.89), subcircular en visión polar. Diámetro (E) 19-25 μm ; colpos anchos, bordes de los colpos desgarrados, opérculo apertural bien visible reticulada retículo heterobrochado como el resto de la exina. Exina de ~ 2 μm ; relación extexina/endexina: 3/1.

- Mastixiaceae. Lámina 3; 7-11.

Polen tricolporado; prolato; elíptico en visión ecuatorial y triangular en visión polar; P: 44-48 μm , E: 30-34 μm ; colpos largos y poros lalongados rectangulares; exina tectada y el tectum perforado, perforaciones redondeadas o alargadas, engrosamiento de la endexina cerca de las aperturas; ornamentación psilada.

- tipo *Phyllanthus* (Euphorbiaceae).

Polen tri-tetracolporado; esferoidal, subesferoidal a prolato; P/E: 1.20 (1.10-1.40); eje polar: 20.9 (19.0-23.0) μm ; longitud del colpo: 13.5 (11.8-16.7) μm ; máxima anchura del colpo: 1.0 (0.6-1.3) μm ; poro elongado ecuatorialmente; anchura poro: 0.9 (0.8-1.3) μm ; longitud poro: 2.9 (2.2-3.6) μm ; reticulación muy fina; espesor de la exina: 1.6 (1.3-1.9) μm .

- Theaceae.

Polen trizonocolporado; isopolar, con simetría radial, oblato-esferoidal (P/E: 0.98), subtriangular en visión polar, angulaperturado. Tamaño grande, P: 47-54 μm , E: 48-55 μm . Colpos terminales, con extremos agudos, geniculados, membrana apertural granulada; endoapertura de tipo poro. Exina de aprox. 3 μm . Tectum completo; ornamentación rugulada-cerebriforme.

El resto de taxones han sido descritos en estudios previos (Suc, 1980; Bessedik, 1985; Zheng, 1986; Bertini, 1998; Popescu, 2001a).

3.4.3. Quiestes de dinoflagelados.

Se han identificado 75 especies diferentes.

Los acritarcos se relacionan también aquí por afinidad ecológica.

La lista corresponde a todas las especies identificadas.

- Impagidinium* spp.
Impagidinium pallidum
Lingulodinium machaerophorum
Operculodinium centrocarpum-israelianum
Operculodinium piaseckii
Operculodinium? *borgerholtense*
Operculodinium? *longispinigerum*
Dapsilidinium pseudocolligerum
Polysphaeridium sp.
Polysphaeridium zoharyi
Tuberculodinium vancampoae
Nematosphaeropsis labyrinthus
Spiniferites spp.
Achomosphaera. cf. *andalousiensis* sensu Strauss (1992)
Pyxidinopsis spp.,
Pyxidinopsis psilatus (ornament. fina, cruciforme)
Cleistosphaeridium placacanthum
Cleistosphaeridium ancyreum
Melitasphaeridium choanophorum
Cordosphaeridium minimum sensu Benedek & Sarjeant (1981)
Labyrinthodinium truncatum
Labyrinthodinium truncatum subsp. truncatum
Hystrichokolpoma rigaudiae s.l.
Hystrichokolpoma cf. *denticulatum*
Hystrichokolpoma sp. A
Batiacasphaera hirsuta
Batiacasphaera spherica
B. micropapillata (vermiculoreticulado)
Cerebrocysta poulsenii
Cerebrocysta "cassinascoensis"
Unipontidinium aquaeductus
Tectatodinium pellitum
Reticulatosphaera actinocoronata
Hystrichosphaeropsis obscura
Pentadinium laticinctum
Pentadinium spp.
Habibacysta tectata
- Cribroperidinium tenuitabulatum*
Palaeocystodinium powellii
Palaeocystodinium minor
Palaeocystodinium miocenicum
Palaeocystodinium spp. indet.
Selenopemphix brevispinosa
Selenopemphix quanta
Selenopemphix conspicua
Selenopemphix nephroides
Quadrina condita
Lejeunecysta spp.
Lejeunecysta cinctoria
Lejeunecysta marieae
Lejeunecysta fallax
Brigantedinium sp.
Echinidinium euaxum?
Heteraulacacysta sp. A sensu Costa & Downie (1979)
Trinovantedinium? *xylochoporum*
Trinovantedinium harpagonium
Trinovantedinium glorianum?
Sumatradinium druggii
 cf. *Sumatradinium soucouyantiae*
Invertocysta tabulata
Apteodinium tectatum
Apteodinium spiridoides
Apteodinium emslandense
Exochosphaeridium insigne
Membranophoridium sp.
Cordosphaeridium cantharellus
Glaphyrocysta reticulosa s.l.
Barssidinium pliocenicum
 Tipo *Scrippsiella crystallina*
Homotryblium plectilum
Distatodinium paradoxum
Geonettia? sp.
 Dinoflagelados indeterminados
Nannobarbophora gedlii (Acritarco)
Micrhystridium spp. (Acritarco)
Cyclopsiella lusatica

3.4.4. LÁMINAS

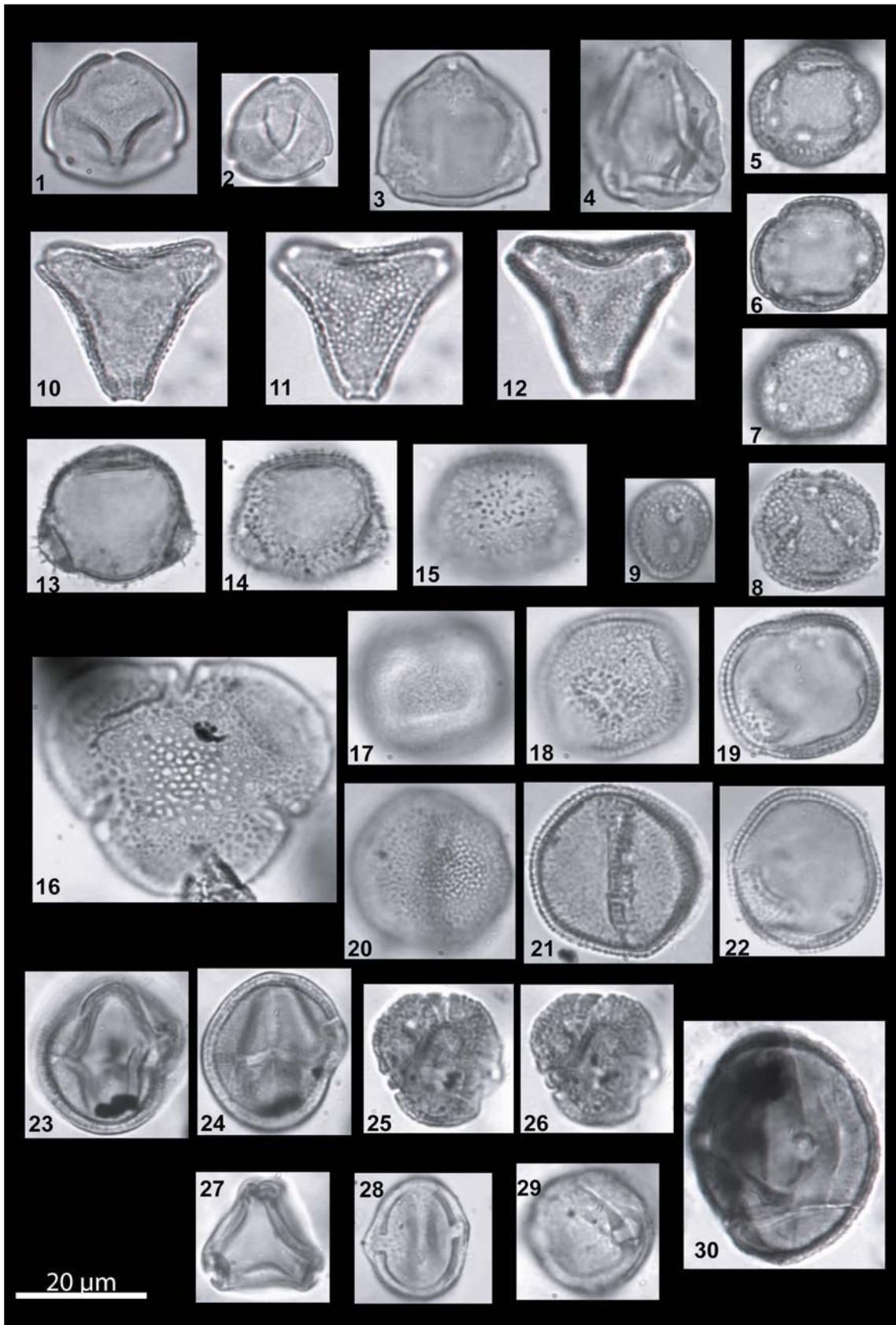


Lámina 1. (1) *Engelhardia* (Estagel); (2) *Platycarya* (Rubielos de Mora-1); (3) *Myrica* (Ruzhintsi); (4) *Rhoiptelea* (Tengelic-2); (5-7) *Buxus* tipo *bahamensis* (Estagel); (8) *Buxus* tipo *bahamensis* (Rubielos de Mora-1); (9) *Buxus* tipo *bahamensis* (Estagel); (10-12) Sapindaceae (Tengelic-2); (13-15) *Mappianthus* (Estagel); (16) *Bombax* (Rubielos de Mora-1); (17-22) Chloranthaceae (Estagel); (23-24) Euphorbiaceae (Estagel); (25-26) *Alchornea* (La Rierussa); (27-29) *Dodonaea* (Estagel); (30) Acanthaceae (Tengelic-2).

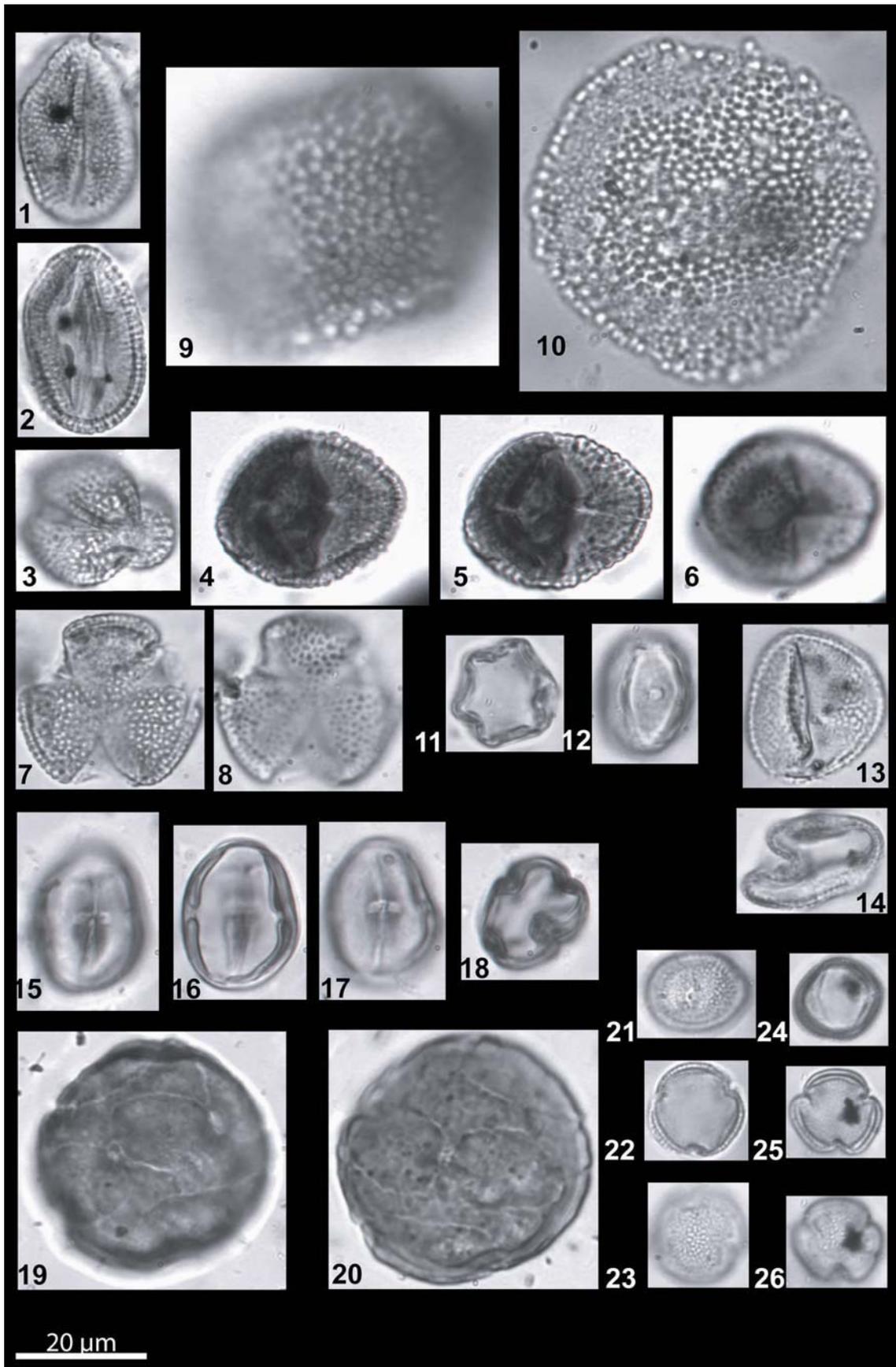


Lámina 2. (1-8) *Avicennia* [1-6. *A. alba* Estagel (1-3), Châteauredon (4-6) ; (7-8) *A. marina*, Estagel]; (9-10) *Croton* [Estagel (9), Pfaffenzell-II (10)]; (11-12) Melastomataceae (Tengelic-2); (13-14) Arecaceae (Estagel); (15-18) Sapotaceae (Estagel); (19-20) Malpighiaceae (La Rierussa); (21-26) Menispermaceae (tribu Cocculae) (Estagel).

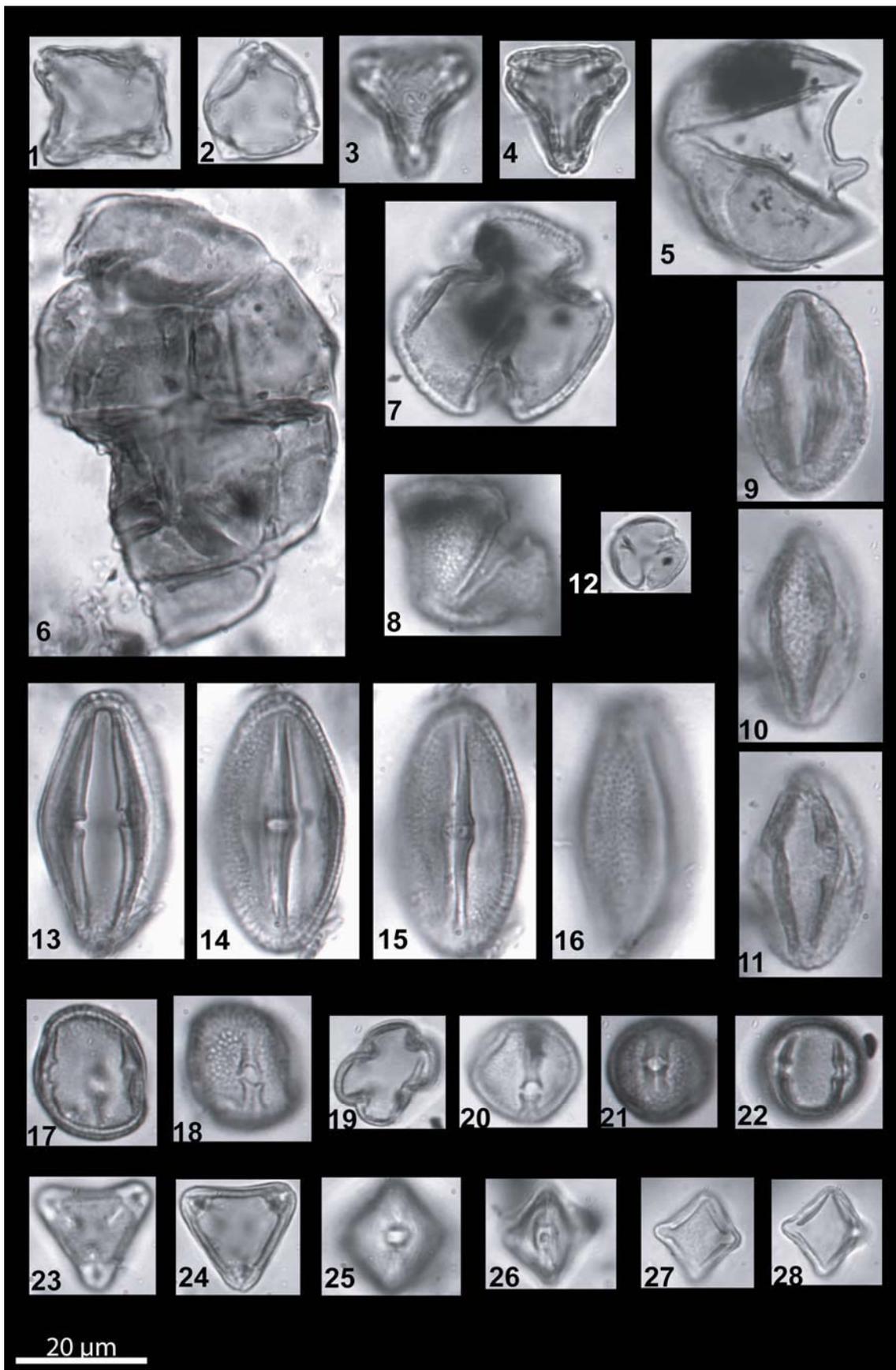


Lámina 3. (1-2) *Symplocos* (Estagel); (3-4) *Symplocos* tipo *paniculada* (Estagel); (5) Tipo *Taxodium* (Tengelic-2); (6) *Acacia* (Tengelic-2); (7-11) Mastixiaceae (Berzdorf); (12) Cyrillaceae-Clethraceae (Estagel); (13-16) *Parthenocissus henryana* (Berzdorf); (17-19) tipo *Mussaenda* (Pont-Pourquey); (20-22) Rubiaceae (Pont-Pourquey); (23-28) Simarubaceae (Estagel).

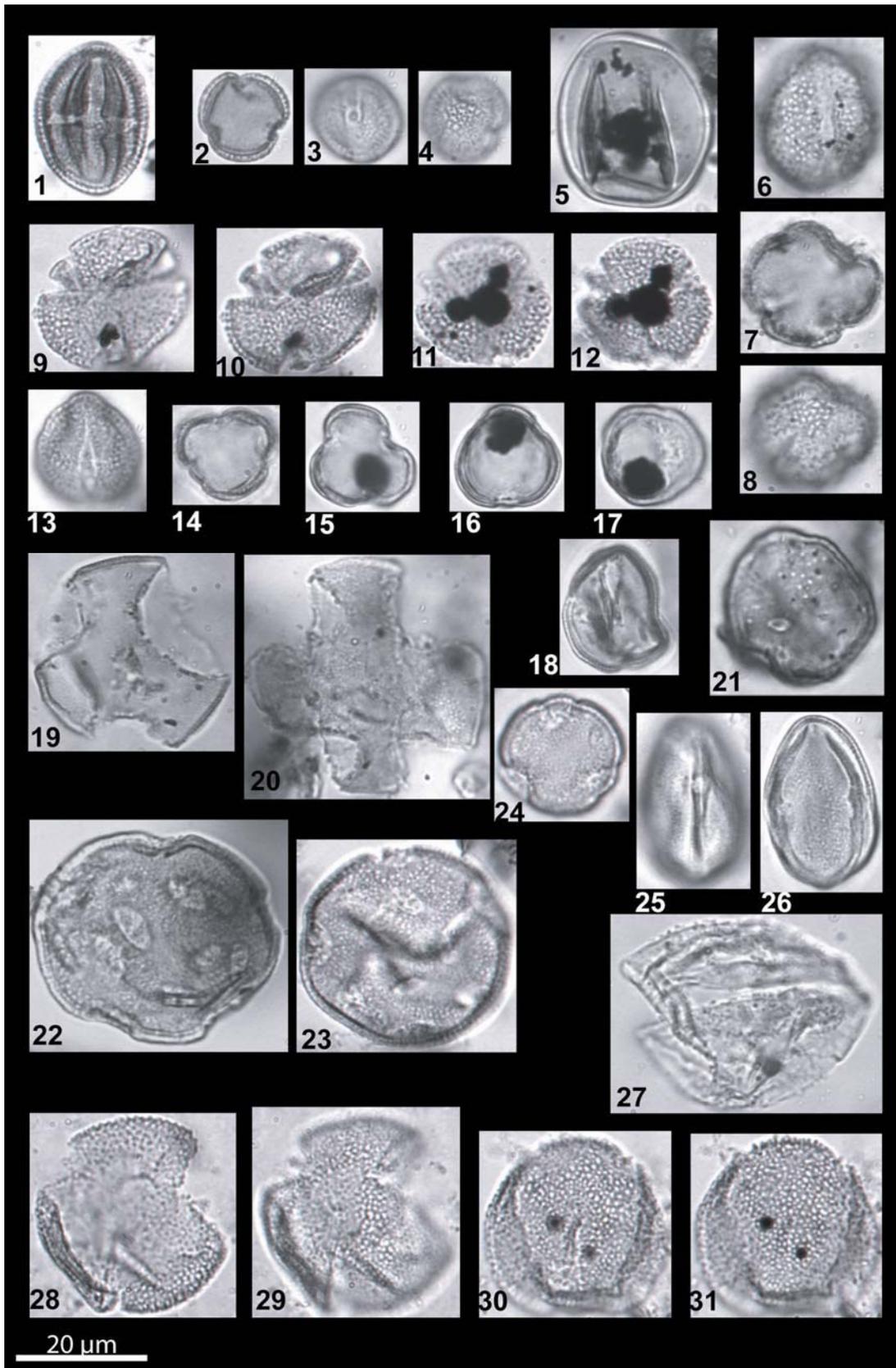


Lámina 4. (1) Rutaceae (Estagel); (2-4) *Microtopis fallax* (Estagel); (5) *Eucommia* (Tengelic-2); (6-8) *Cerantonia siliqua* (Estagel); (9-10) *Disanthus* (Rub. Mora-1); (11-12) *Corylopsis* (Rub. Mora-1); (13-14) Hamamelidaceae (Estagel); (15-18) *Rhodoleia* (Tengelic-2); (19-20) *Distylium* (Tengelic-2); (21) Restionaceae (La Rierussa); (22-23) *Liquidambar* cf. *orientalis* [Pfaffenzell-II (22), Tengelic-2 (23)]; (24) *Platanus* (Pont-Pourquey); (25-26) *Cissus* (Rub. Mora-1); (27) Cupressaceae (Gor); (28-31) *Parrotia* cf. *persica* (Rub. Mora-1).

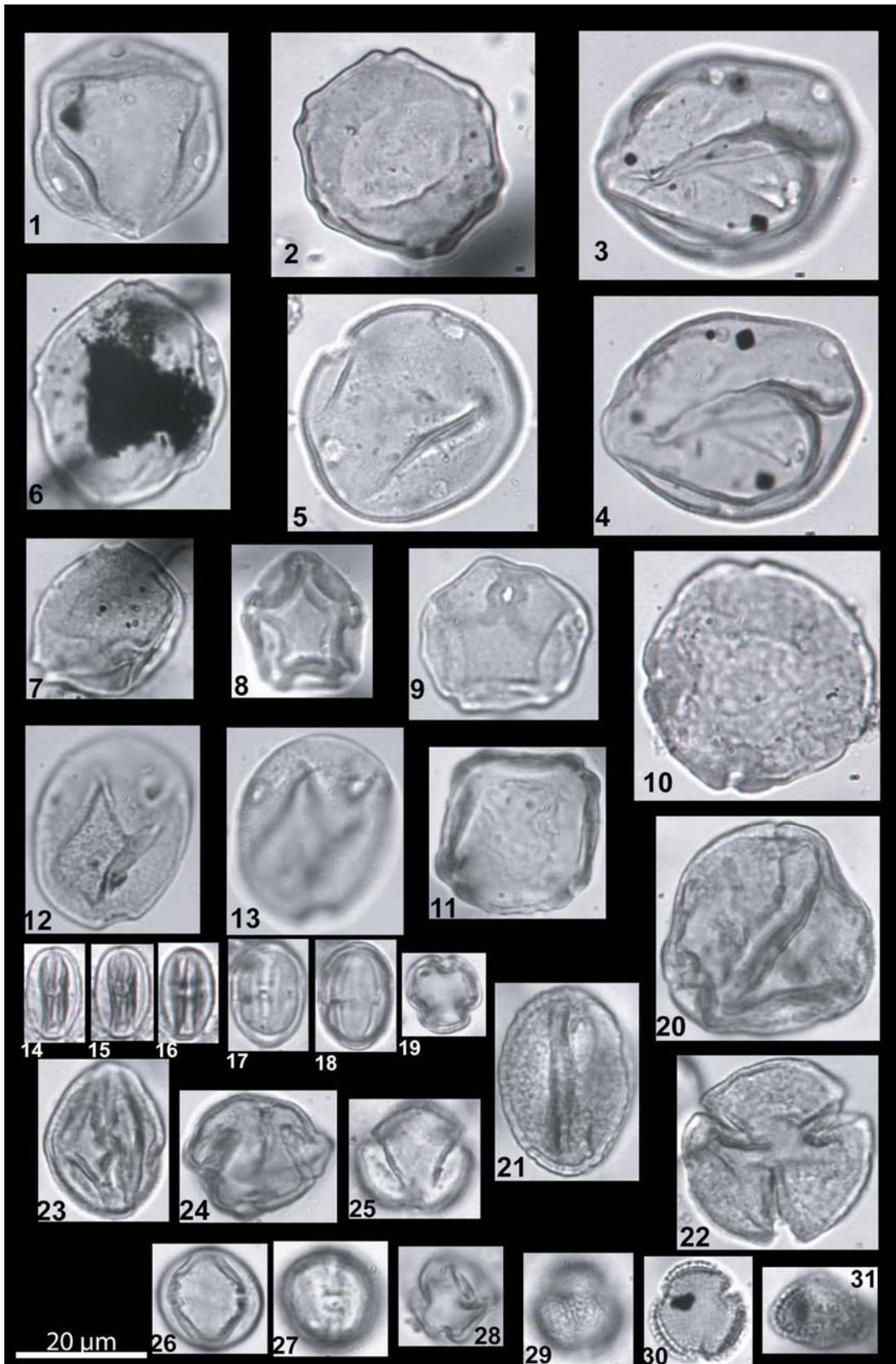


Lámina 5. (1) *Carya* (Rub. de Mora-1); (2) *Pterocarya* (Berzdorf); (3-4) *Juglans* (Ecotet); (5) *Juglans* cf. *cathayensis* (Tengelic-2); (6) *Carpinus* (Tengelic-2); (7) *Carpinus orientalis* (Rub. de Mora.-1); (8-9) *Alnus* (Ruzhintsi); (10-11) *Zelkova* [10 (Tengelic-2), 11 (Rub. de Mora-1)]; (12-13) *Celtis* (Rub. de Mora-1); (14-19) tipo *Castanea-Castanopsis* [Tengelic-2 (14-16), Estagel (17-19)]; (20) *Fagus* (Tengelic-2); (21-22) *Quercus* tipo *caduco* (Ruzhintsi); (23-25) *Quercus* tipo *ilex-coccifera* (Ruzhintsi); (26-28) *Vitis* (Estagel); (29-31) *Anacardiaceae* (Estagel).

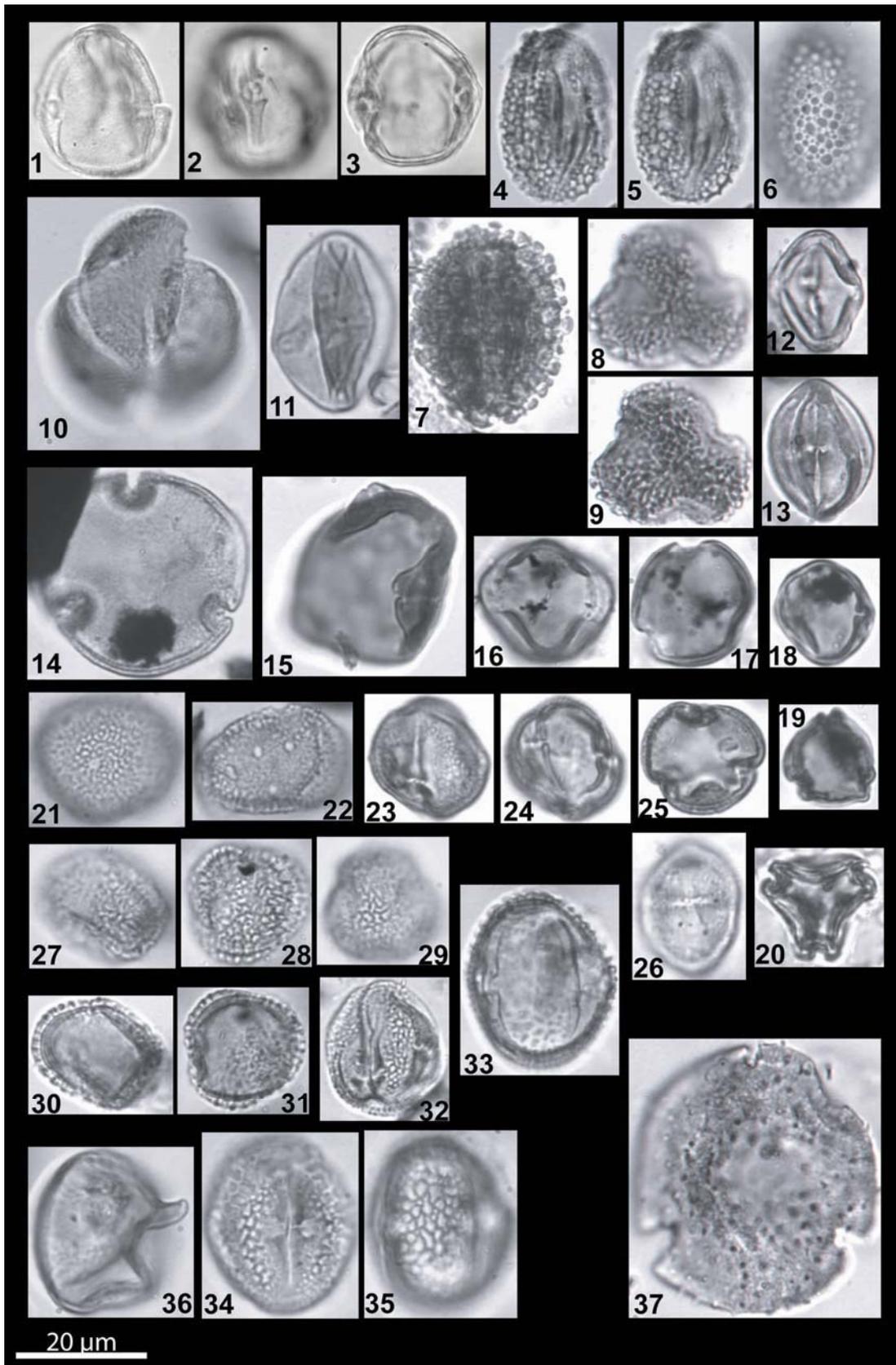


Lámina 6. (1-3) *Nyssa* (Berzdorf); (4-5) *Salix* (Rub. de Mora-1); (6-9) *Ilex* (Tengelic-2); (10) *Acer* (Pfaffenzell-II); (11) *Eucommia* (Pfaffenzell-II); (12-13) Fabaceae Papilionioideae (Rub. de Mora-1); (14) *Tilia* (Tengelic-2); (15) *Elaeagnus* (Baden-Sooss); (16-17) Fabaceae Papilionioideae (Estagel); (18-20) Rhamnaceae [18-19 (Baden-Sooss), 20 (Estagel)]; (21-22) *Buxus sempervirens* (Estagel); (23-26) *Rhus* (Baden-Sooss); (27-31) *Olea* [27-29 (Estagel), 30-31 (St. Margarethen)]; (32-35) *Hedera* (Tengelic-2); (36) tipo *Sequoia* (Estagel); (37) *Lonicera* (Rub. Mora-1).

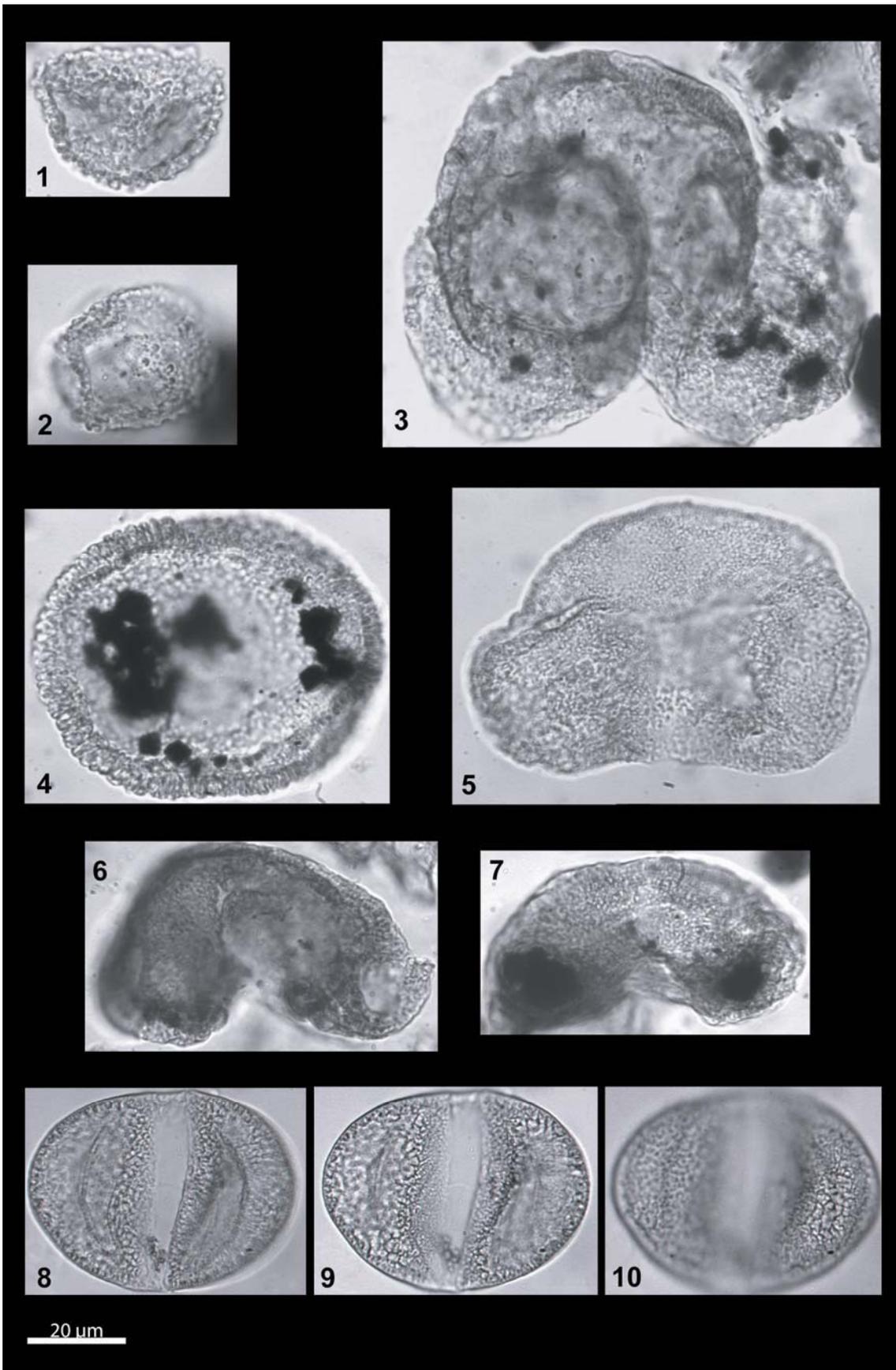


Lámina 7. (1-2) *Sciadopitys* [1 (St. Margarethen), 2 (Hennersdorf)]; (3) *Abies* (Tengelic-2); (4) *Tsuga* (Valea Morilor); (5) *Picea* (Gor); (6-7) *Cedrus* [6 (Tengelic-2), 7 (Hidas-53)]; (8-10) *Cathaya* (Pont-Pourquey).

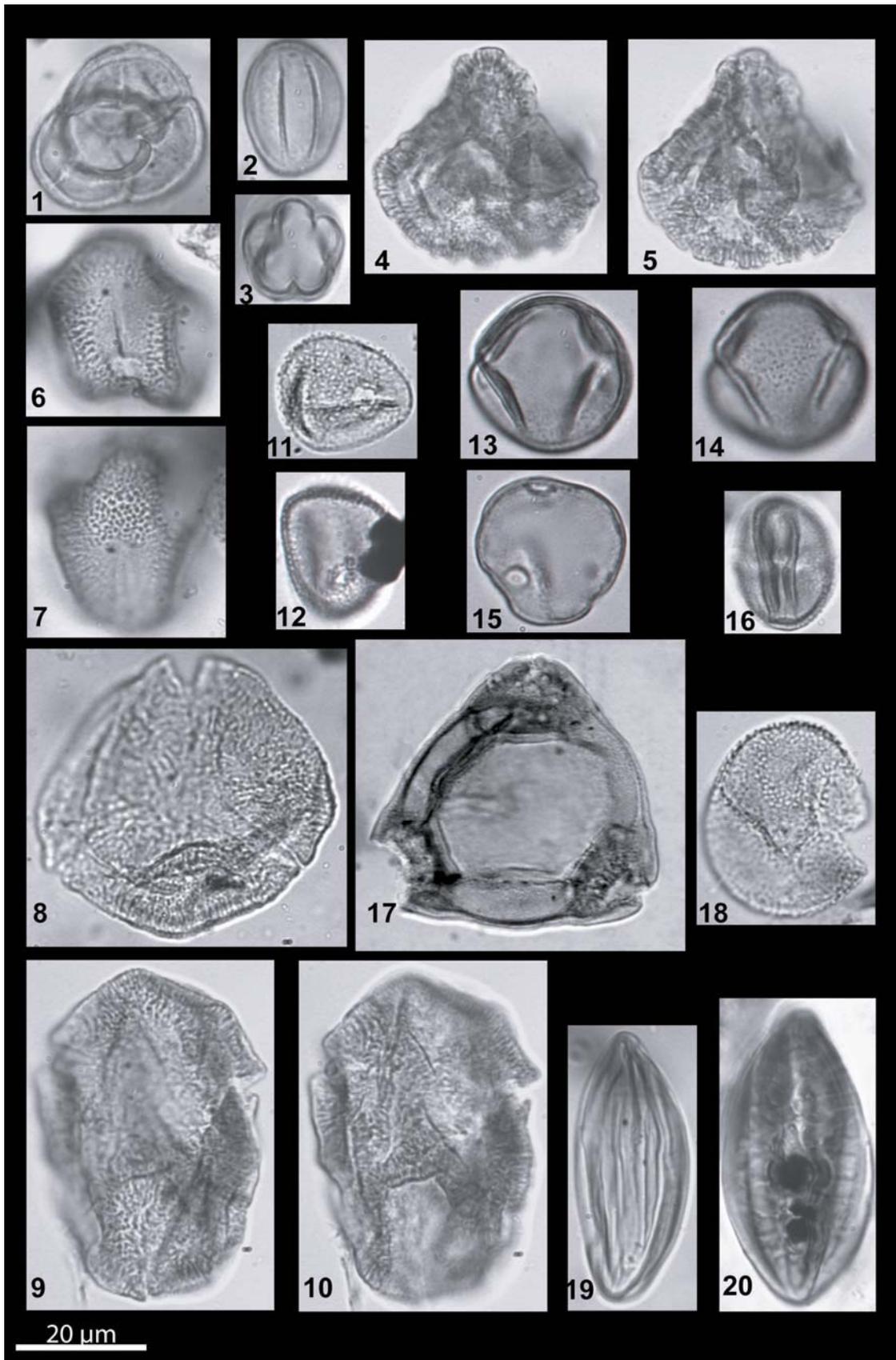


Lámina 8. (1) Ericaceae (Estagel); (2-3) *Galium* (Estagel); (4-5) *Ipomoea* (Paffenzell-II); (6-10) *Tricolporopollenites sibiricum* [6-7 (Estagel), 8-10 (Paffenzell-II)]; (11-12) *Sparganium-Typha* (Rub. Mora-1); (13-14) Ranunculaceae (Rub.Mora-1); (15) Campanulaceae (Pont-Pourquey); (16) *Mercurialis* (Estagel); (17) Onagraceae (Catakbagyaka); (18) *Potamogeton* (Rub. Mora-1); (19-20) *Ephedra* [19 (Gor), 20 (Tengelic-2)].

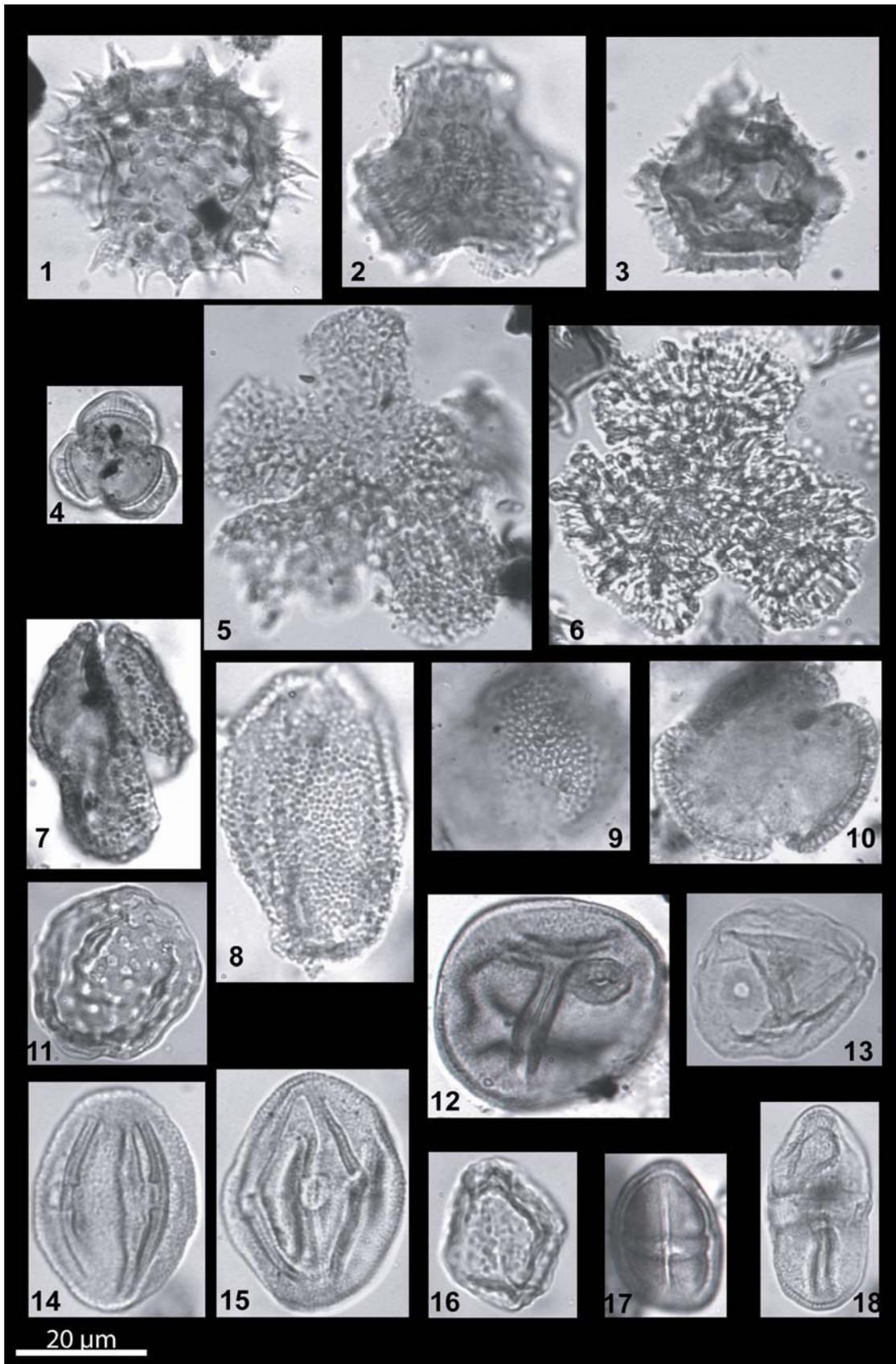


Lámina 9. (1-2) Asteraceae Asteroideae (Andalucía A1); (3) Asteraceae Cichorioideae (Andalucía A1); (4) *Artemisia* (Gor); (5) *Limonium* (Gor); (6) *Armeria* (Estagel); (7-8) *Linum* (La Rierussa); (9-10) Geraniaceae (Bayanne); (11) Amaranthaceae-Chenopodiaceae (Gor); (12-13) Poaceae (Rub. de Mora-1); (14-15) Cistaceae (Gor); (16) *Plantago* (Gor); (17) Polygonaceae (Rub. de Mora-1); (18) Apiaceae (Gor).

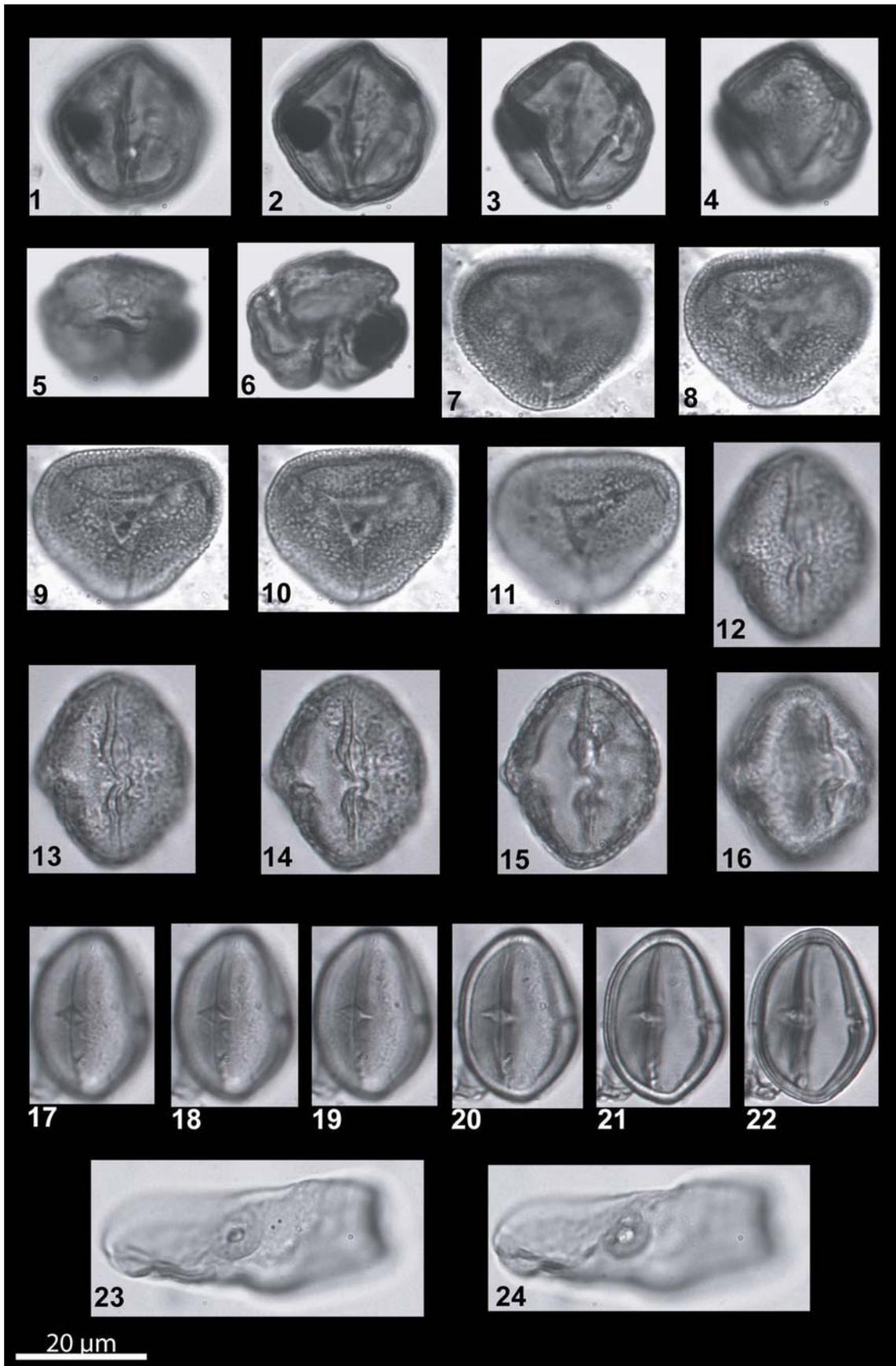


Lámina 10. (1-6) *Prosopis* cf. *farcta* (Andalucía A1); (7-11) *Neurada* (Andalucía A1); (12-16) Caesalpinaceae (Bayanne); (17-22) *Nitraria* (Alborán A1); (23-24) *Lygeum* (Andalucía A1).

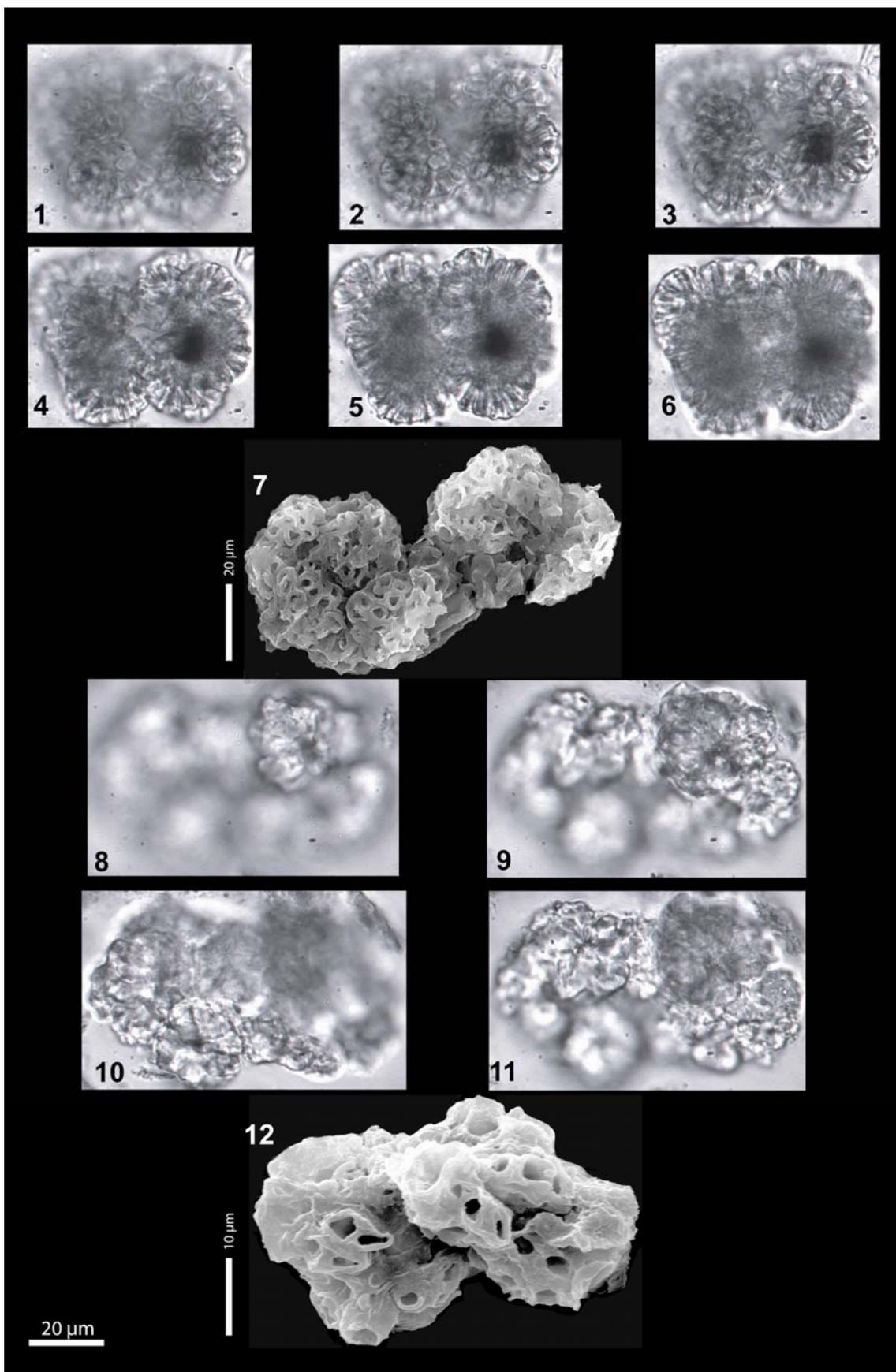


Lámina 11. (1-7) Colonias de *Botryococcus* (Rubielos de Mora-1, 94.0 m), las colonias exhiben una buena conservación de copas y esqueleto (1-6, microscopio óptico; 7, M.E.B.); (8-11) Colonias de *Botryococcus* (Rubielos de Mora-1, 187.95 m), las colonias presentan algunas copas bien formadas pero el resto está compuesta por matriz alterada (8-11, microscopio óptico; 12, M.E.B.).

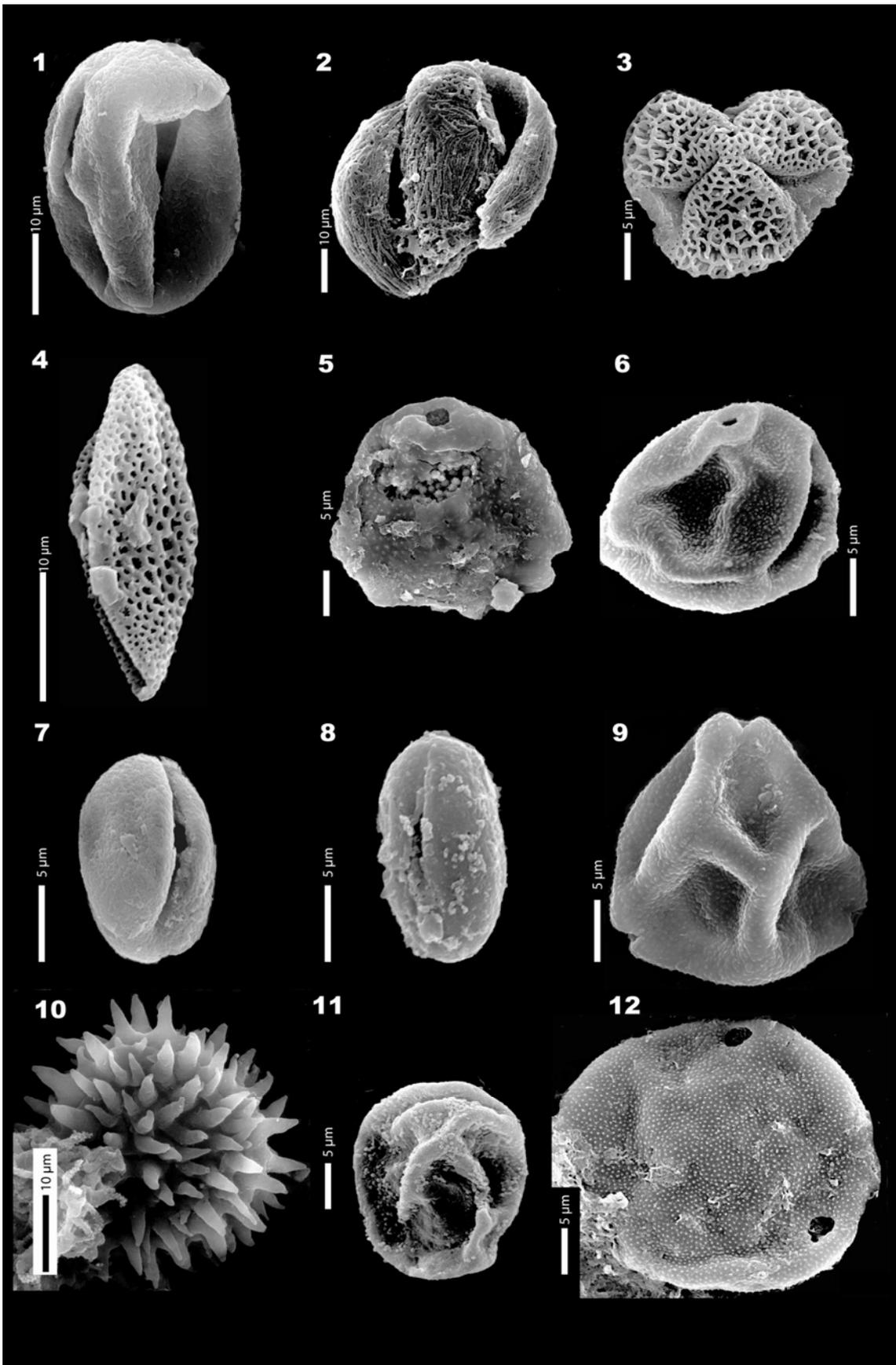


Lámina 12. (1) Caesalpiniaceae (Rubielos de Mora-1); (2) *Acer* (Tengelic-2); (3) Brassicaceae (Rubielos de Mora-1); (4) Arecaceae (Berzdorf); (5) *Engelhardia* (Tengelic-2); (6) *Carpinus orientalis* (Rubielos de Mora-1); (7-8) Tipo *Castanea-Castanopsis* (Berzdorf); (9) *Myrica* (Rubielos de Mora-1); (10) Asteraceae Asteroideae (Tengelic-2); (11) Cupressaceae (Ruzhintsi); (12) *Carya* (Rubielos de Mora-1).

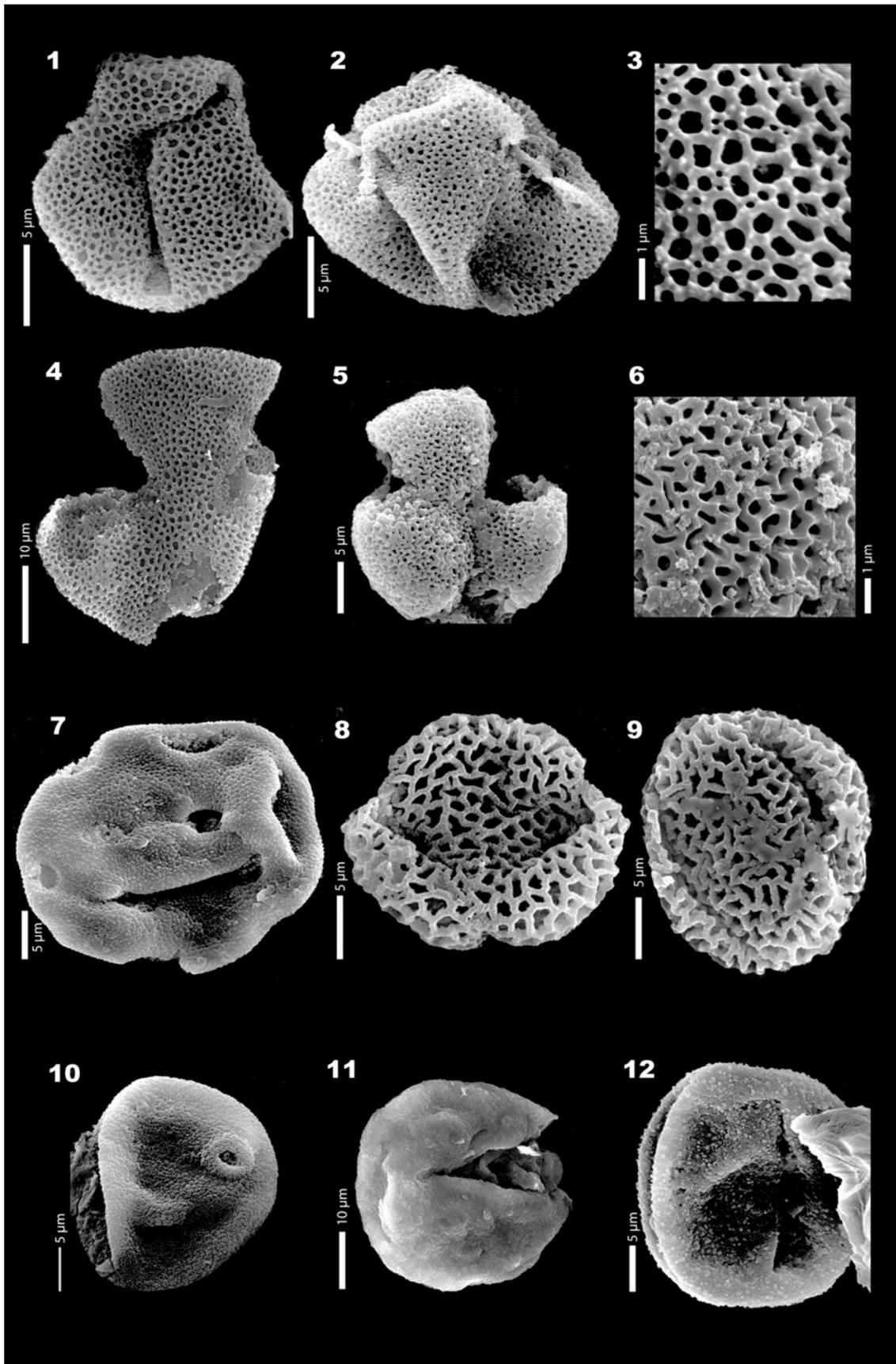


Lámina 13. (1-4) *Parrotia* cf. *persica* (Rub. de Mora-1); (2) vista ecuatorial; (3) detalle ornamentación; (4) vista polar; (5) *Distylium* (Tengelic-2); (6) *Distylium* (Tengelic-2); (7) *Liquidambar* (Pfaffenzell-II); (8) *Olea*, vista polar (Rub. de Mora-1); (9) *Olea*, vista ecuatorial (Rub. de Mora-1); (10) Poaceae (Pfaffenzell-II); (11) tipo *Taxodium* (Tengelic-2); (12) *Quercus* tipo caduco (Rhuzhintsi).

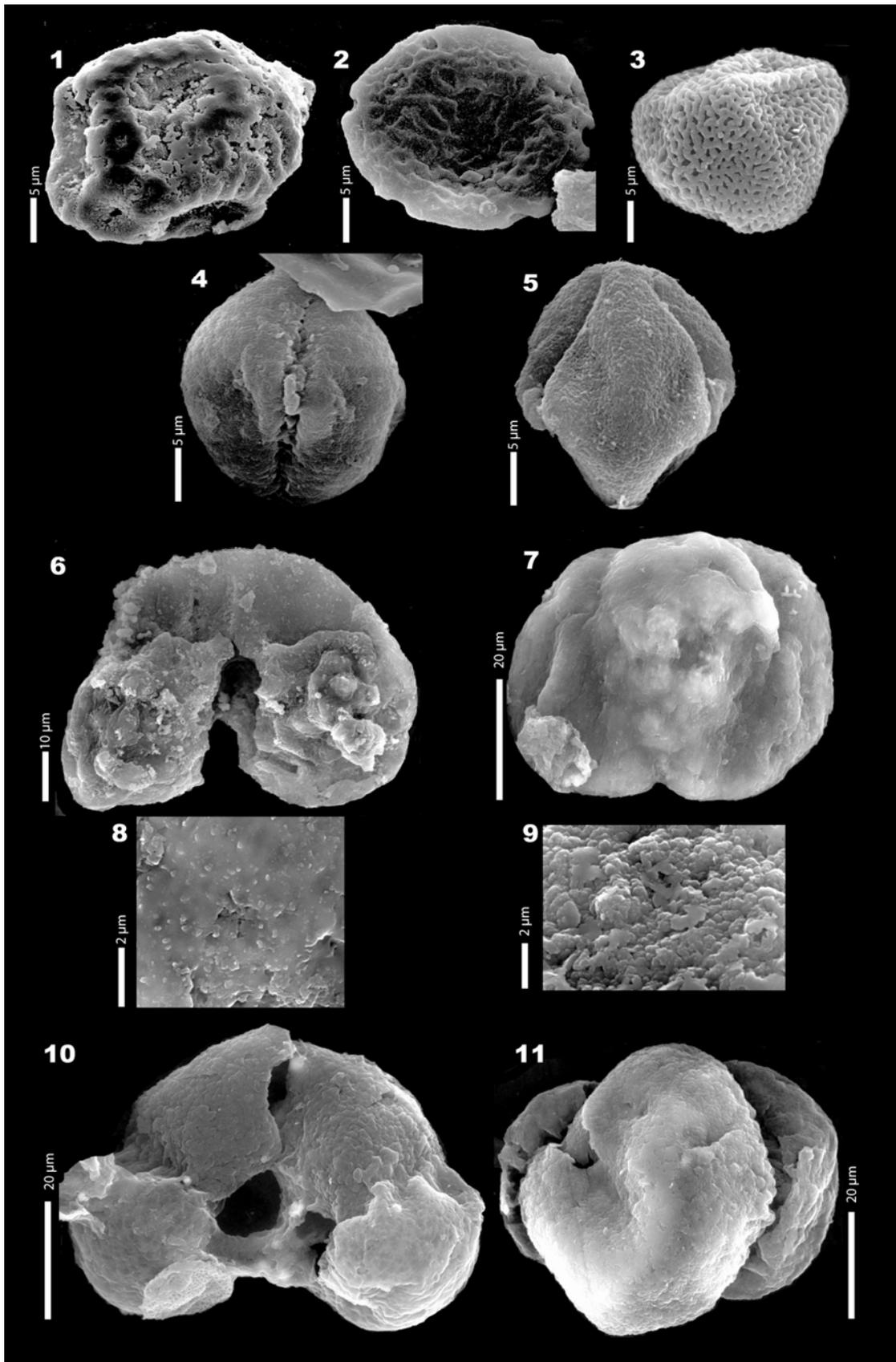


Lámina 14. (1) *Zelkova* (Rub. de Mora-1); (2) *Ulmus* (Rub. de Mora-1); (3) *Sparganium-Typha* (Rub. de Mora-1); (4) Mastixiaceae , vista ecuatorial del colpo y poro (Berzdorf); (5) Mastixiaceae , vista ecuatorial (Berzdorf); (6) *Cathaya* (Tengelic-2); (7) *Cathaya* (Tengelic-2); (8) *Cathaya*, detalle de la ornamentación de la superficie (espinas); (9) *Pinus*, detalle ornamentación de la superficie; (10-11) *Pinus* (Rub. de Mora-1).

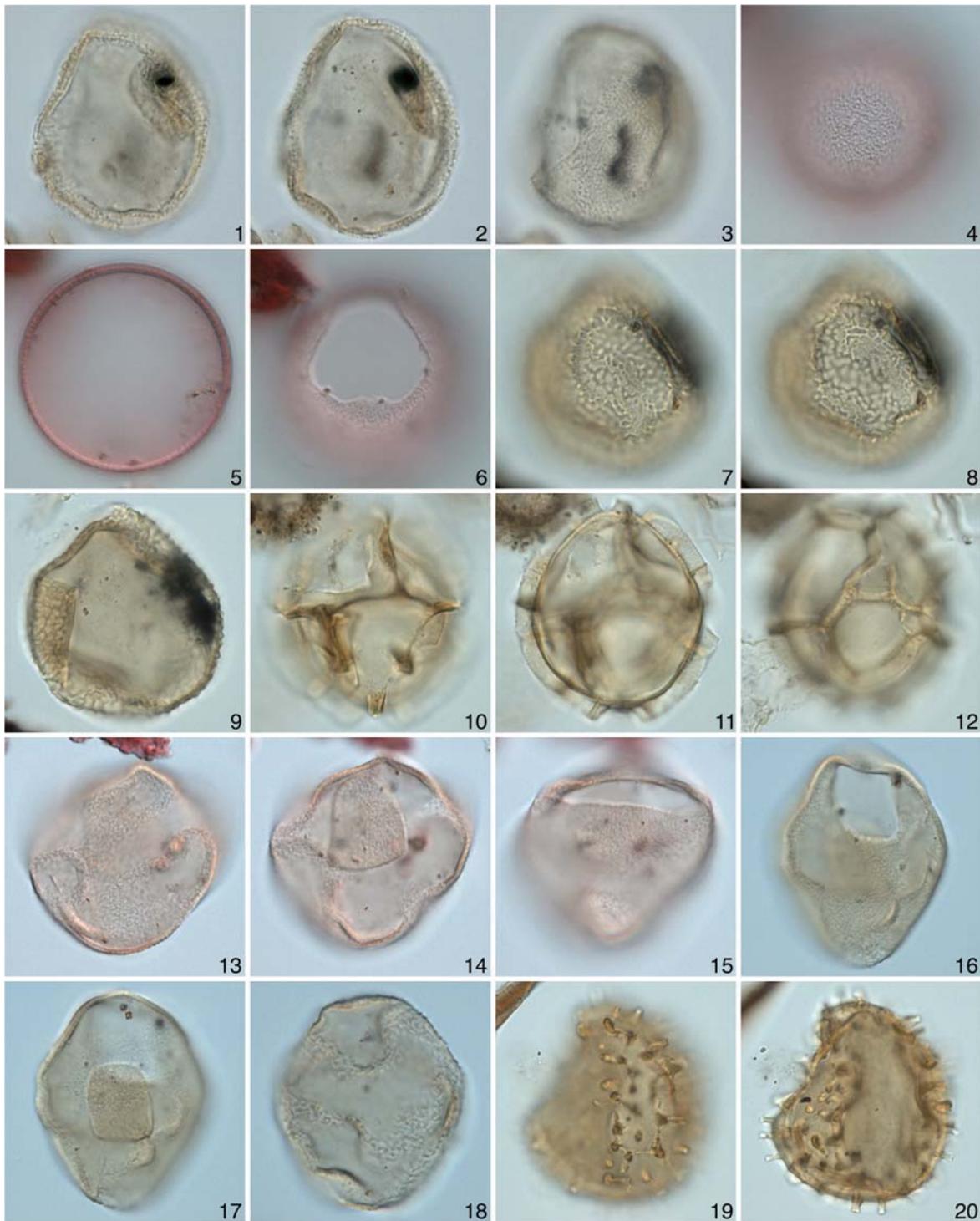


Lámina 15. (1–3) *Habibacysta tectata*; vista lateroventral derecha; longitud 37 μm ; Teng-2, 818.4 m, lámina 1, P10/2. (4–6) *Batiacasphaera sphaerica*; vista antapical; diámetro máximo 33 μm ; Baden Soos #2, lámina 2, K35/3. (7–9) *Cerebrocysta "cassinascensis"*; vista lateral; diámetro máximo 40 μm ; Teng-2, 841.0 m, lámina 1, L22/2. (10–12) *Cerebrocysta poulsenii*; vista laterodorsal derecha; longitud del cuerpo central de 39 μm ; Teng-2, 820.4 m, lámina 2, W18/4. (13–15) *Pyxidinospis* sp. (rombico–cruciforme, ornament. fina); vista ventral; longitud 36 μm ; Baden Soos #4, lámina 2, Y22/2. (16–17) *Pyxidinospis* sp. (rombico–cruciforme, ornament. fina); vista dorsal; longitud 47 μm ; Teng-2, 726.7 m, lámina 2, R34/1. (18) *Pyxidinospis* sp. (rombico–cruciforme, ornament. fina); vista ventral; longitud 34 μm ; Teng-2, 829.3 m, lámina 2, Q18/2. (19, 20) *Operculodinium piaseckii*; vista lateral derecha; longitud del cuerpo central 44 μm ; Teng-2, 835.7 m, lámina 1, W24/2.

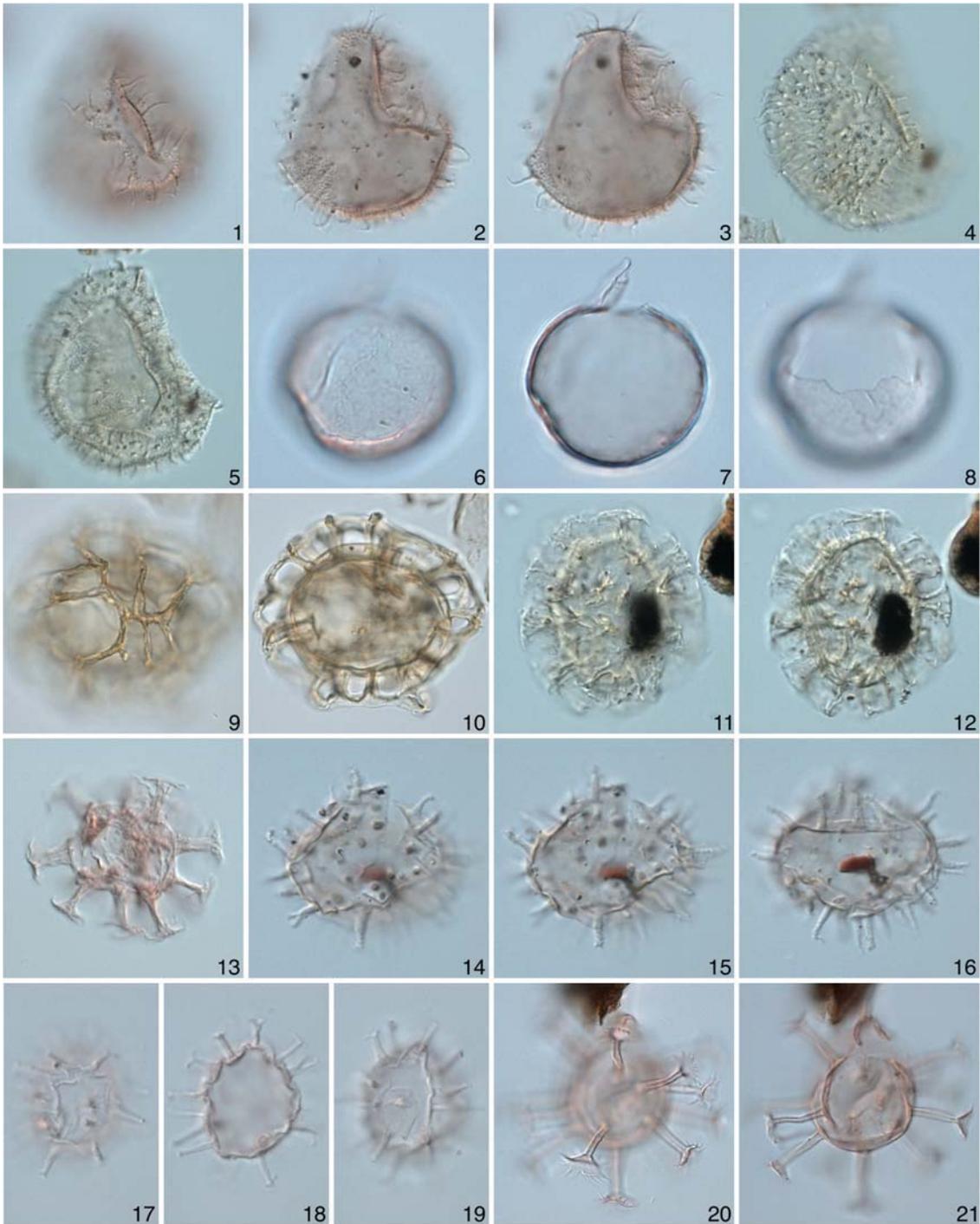


Lámina 16. (1–3) *Operculodinium?* *borgerholtense*; vista lateral derecha; longitud del cuerpo central 39 μm ; Baden Soos #1, lámina 2, E31/1. (4, 5) *Operculodinium?* *borgerholtense*; vista lateral izquierda?; diámetro máximo del cuerpo central 40 μm ; Teng-2, 706.2 m, lámina 2, V38/0. (6–8) Pared orgánica de dinoflagelado calcáreo *Scrippsiella* sp.; vista antapical, mostrando la suave reticulación de la superficie que refleja la posición de los cristales calcáreos (ya disueltos); diámetro máximo 31 μm ; Baden Soos #4, lámina 2, N33/1. (9, 10) *Unipontidinium aquaeductus*; vista apical; diámetro máximo del cuerpo central 38 μm ; Teng-2, 816.4 m, lámina 2, A42/4. (11, 12) *Labyrinthodinium truncatum* subsp. *truncatum*; diámetro máximo incluyendo los procesos 38 μm ; Teng-2, 841.0 m, lámina 1, F39/3. (13) *Cordosphaeridium minimum* sensu Benedek & Sarjeant (1981); diámetro máximo incluyendo los procesos 33 μm ; Baden Soos #4, lámina 2, L43/1. (14–16) *Nannobarbophora gedlii*; se muestra la rotura irregular de la pared; máximo diámetro del cuerpo central 25 μm ; Baden Soos #1, lámina 1, E25/3. (17–19) *Micrhystridium* sp.; diámetro máximo cuerpo central 18 μm ; Baden Soos #4, lámina 2, C22/1. (20, 21) *Melitasphaeridium choanophorum*; vista dorso-antapical; diámetro ecuatorial cuerpo central 31 μm ; Baden Soos #2, lámina 2, B33/3.

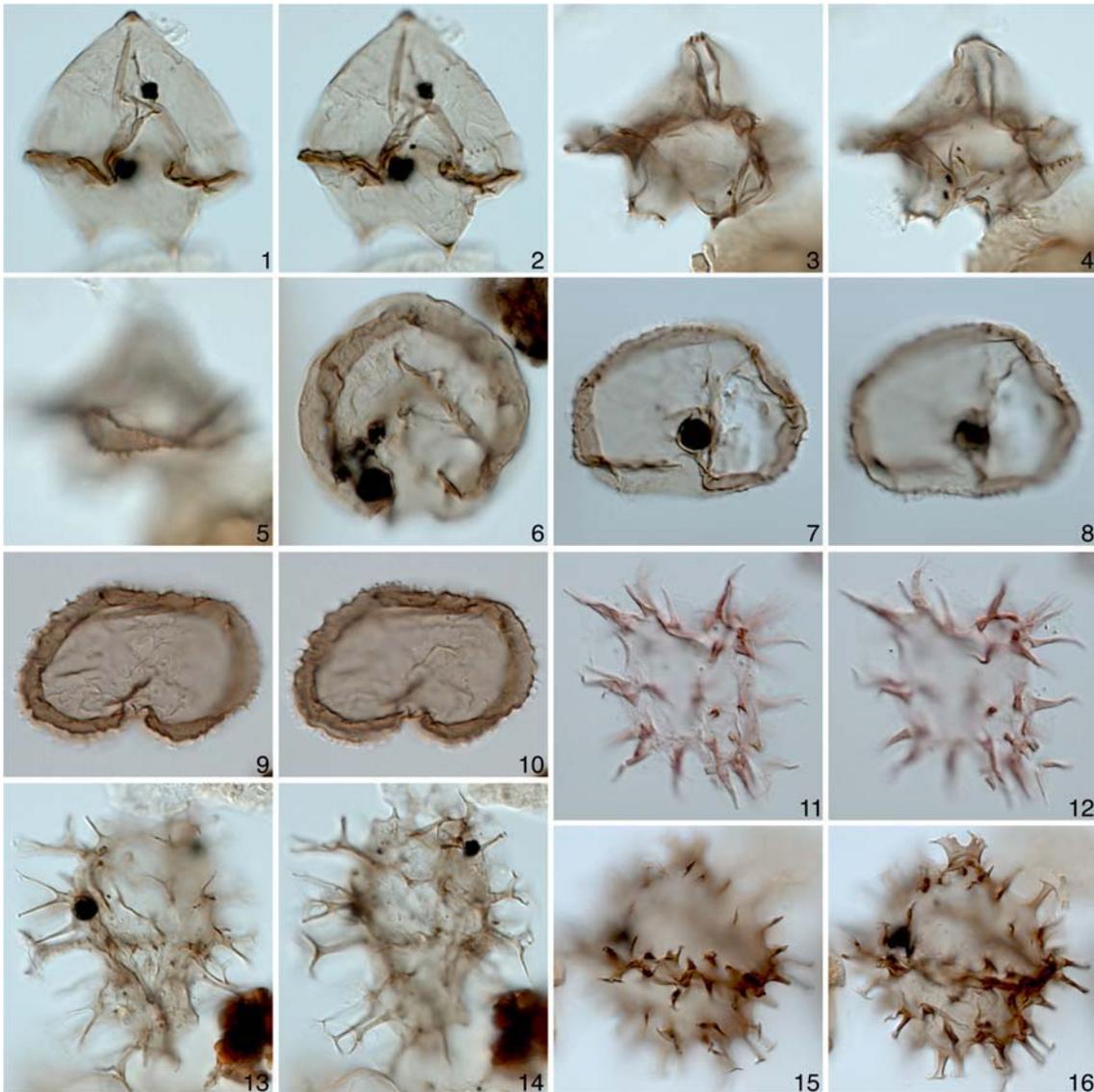


Lámina 17. (1, 2) *Lejeunecysta marieae*; vista ventral; longitud 40 μm ; Teng-2, 768.5 m, lámina 1, S34/1. (3–5) *Lejeunecysta cinctoria*; vista ventral; longitud 38 μm ; Teng-2, 841.0 m, lámina 1, S21/2. (6) *Selenopemphix nephroides*; vista apical; anchura 42 μm ; Teng-2, 816.4 m, lámina 2, L40/3. (7, 8) *Selenopemphix brevispinosa*; vista antapical; anchura excluyendo procesos 38 μm ; Teng-2, 818.4 m, lámina 1, T31/0. (9, 10) *Selenopemphix conspicua*; vista antapical; anchura excluyendo procesos 46 μm ; Teng-2, 820.4 m, lámina 2, F10/1. (11, 12) *Quadrina* cf. *condita*; diámetro máximo cuerpo central 34 μm ; Baden Soos #2, lámina 1, M34/3. (13, 14) *Trinovantedinium?* *xylochoporum*; longitud cuerpo central 53 μm ; Teng-2, 768.5 m, lámina 1, V14/3. (15, 16) *Trinovantedinium harpagonium*; vista ventral; longitud incluyendo procesos 68 μm ; Teng-2, 835.7 m, lámina 2, O40/2.

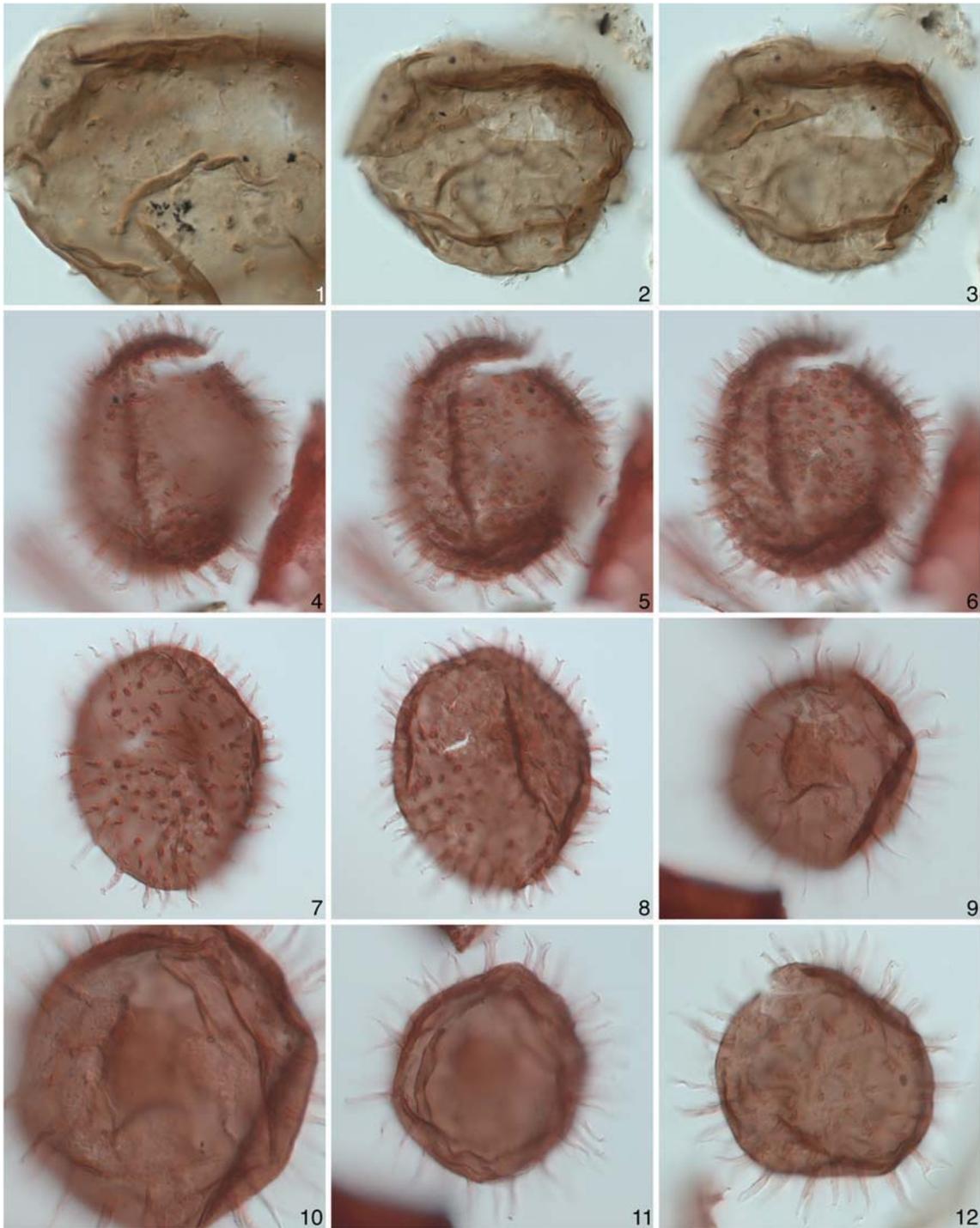


Lámina 18. (1–3) *Barssidinium pliocenicum*; vista ventral mostrando detalle de la superficie (en 1); anchura cuerpo central 73 μm ; Teng-2, 773.5 m, lámina 1, P39/1. (4–6) *Sumatradinium druggii*; se muestra la microreticulación muy suave en superficie; diámetro máximo cuerpo central 82 μm ; Baden Soos #2, lámina 2, R40/4. (7–8) *Sumatradinium druggii*; vista ventral; longitud cuerpo central 90 μm ; Baden Soos #4, lámina 2, P31/0. (9–11) cf. *Sumatradinium soucouantiae*; vista dorsal, en (10) se muestra con más aumentos y se observa la suave microreticulación del cuerpo central; longitud cuerpo central 64 μm ; Baden Soos #4, lámina 2, J22/0. (12) cf. *Sumatradinium soucouantiae*; vista dorsoventral donde se muestra la superficie escábrida del cuerpo central; longitud cuerpo central 60 μm ; Baden Soos #4, lámina 2, F43/3.

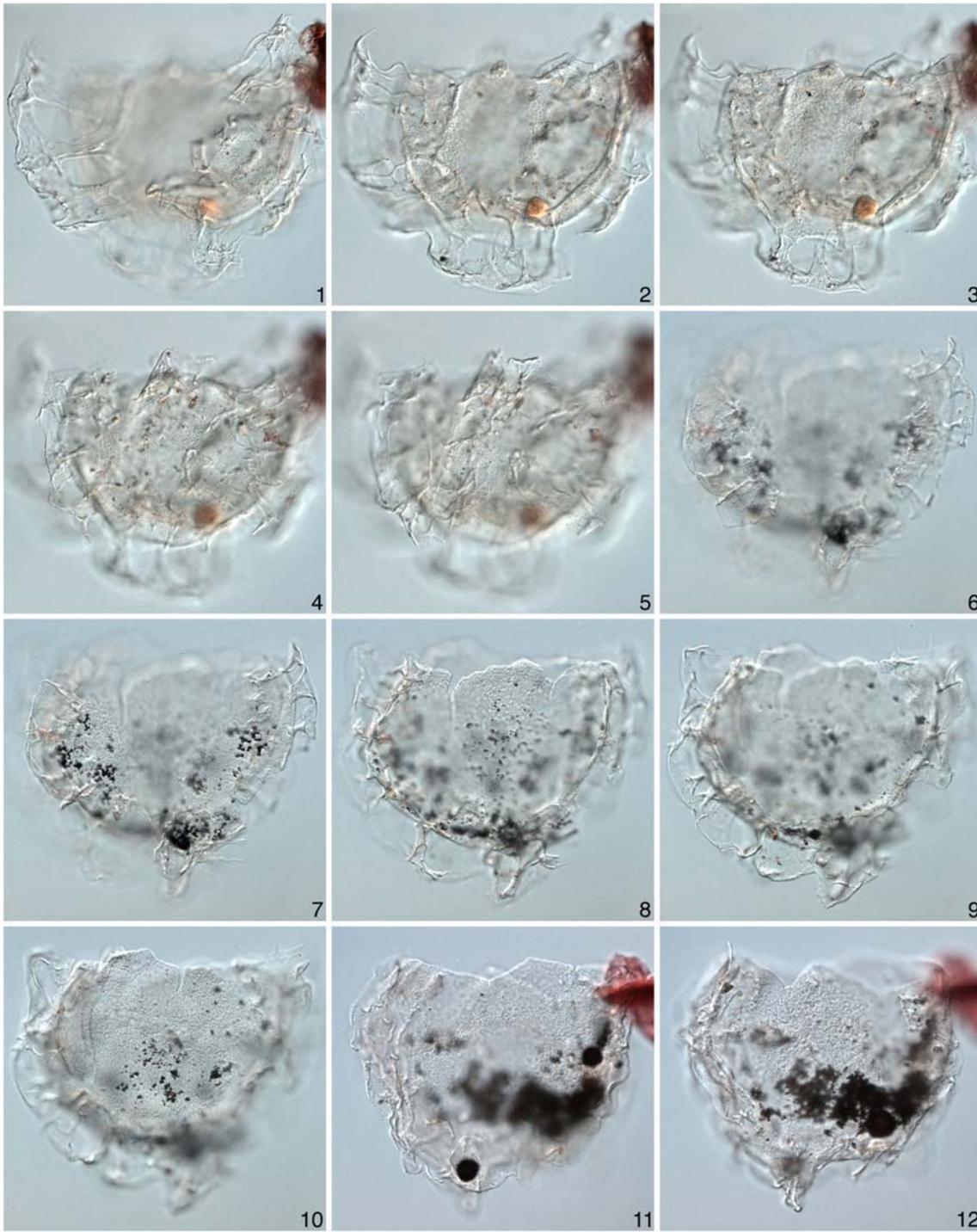


Lámina 19. (1–5) *Glaphyrocysta reticulosa* s.l.; vista ventral; nótese la ornamentación en la superficie media dorsal; anchura cuerpo central 82 μm ; Strauss #3, lámina 1, V41/3. (6–10) *Glaphyrocysta reticulosa* s.l.; vista ventral; anchura cuerpo central 84 μm ; Strauss #3, lámina 1, E38/0. (11–12) *Membranophoridium* sp.; vista dorsal; anchura cuerpo central 73 μm ; Strauss #3, lámina 1, S41/0.

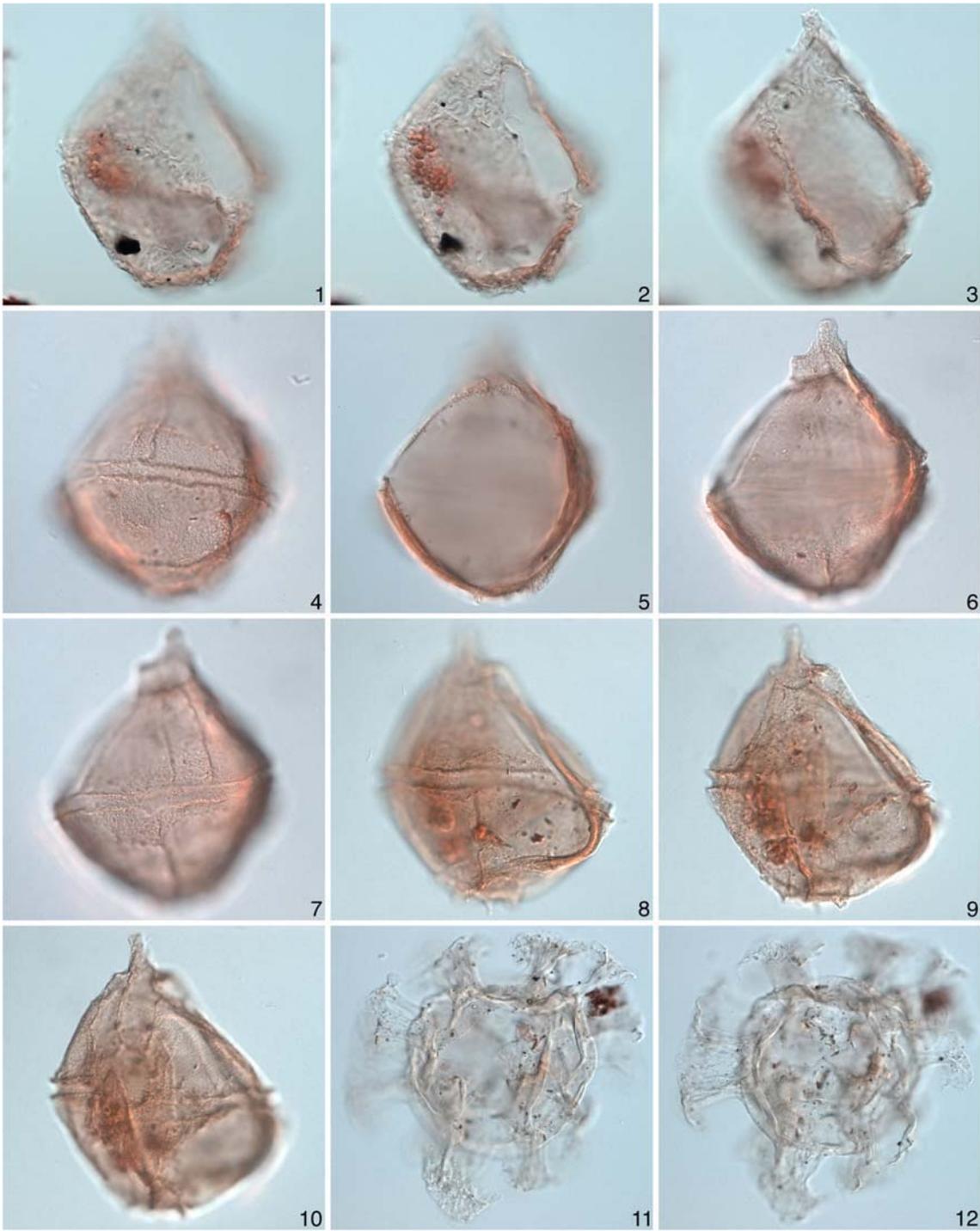


Lámina 20. (1–3) *Apteodinium spiridoides*; vista laterodorsal izquierda; longitud 103 μm ; Strauss #7, lámina 1, F20/3. (4–7) *Cribroperidinium tenuitabulatum*; vista lateral derecha; longitud 96 μm ; Baden Soos #2, lámina 2, D38/0. (8–10) *Cribroperidinium tenuitabulatum*; vista lateral izquierda; longitud 95 μm ; Baden Soos #4, lámina 1, X9/2. (11, 12) *Cordosphaeridium cantharellus*; vista dorsal; máximo diámetro cuerpo central 63 μm ; Strauss #3, lámina 1, C33/1.

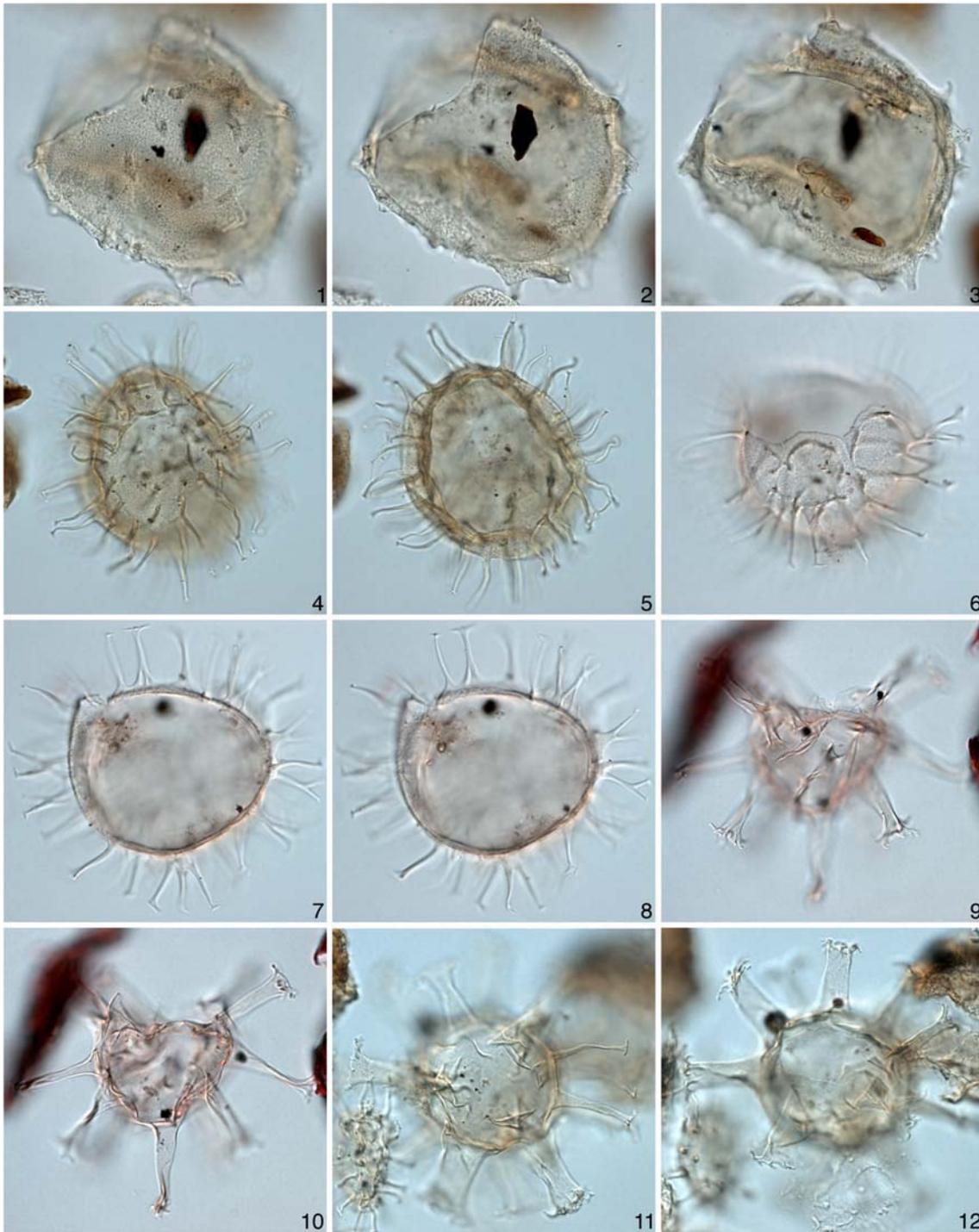


Lámina 21. (1–3) *Exochosphaeridium insigne*; Strauss #1, vista laterodorsal derecha; máximo diámetro cuerpo central 85 μm ; lámina GJM, W9/1. **(4, 5) *Operculodinium centrocarpum* s.s.**; vista ventral; máximo diámetro cuerpo central 61 μm ; Teng-2, 768.5 m, lámina 1, R19/4. **(6–8) *Cleistosphaeridium placacanthum***; vista lateral; anchura cuerpo central 55 μm ; Baden Soos #1, lámina 1, B15/1. **(9, 10) *Hystrichokolpoma* sp. A**; vista lateral; anchura cuerpo central 35 μm ; Baden Soos #4, lámina 2, S14/1. **(11–12) *Hystrichokolpoma* sp. A**; vista antapical; máximo diámetro cuerpo central 38 μm ; Teng-2, 768.5 m, lámina 1, C35/4.

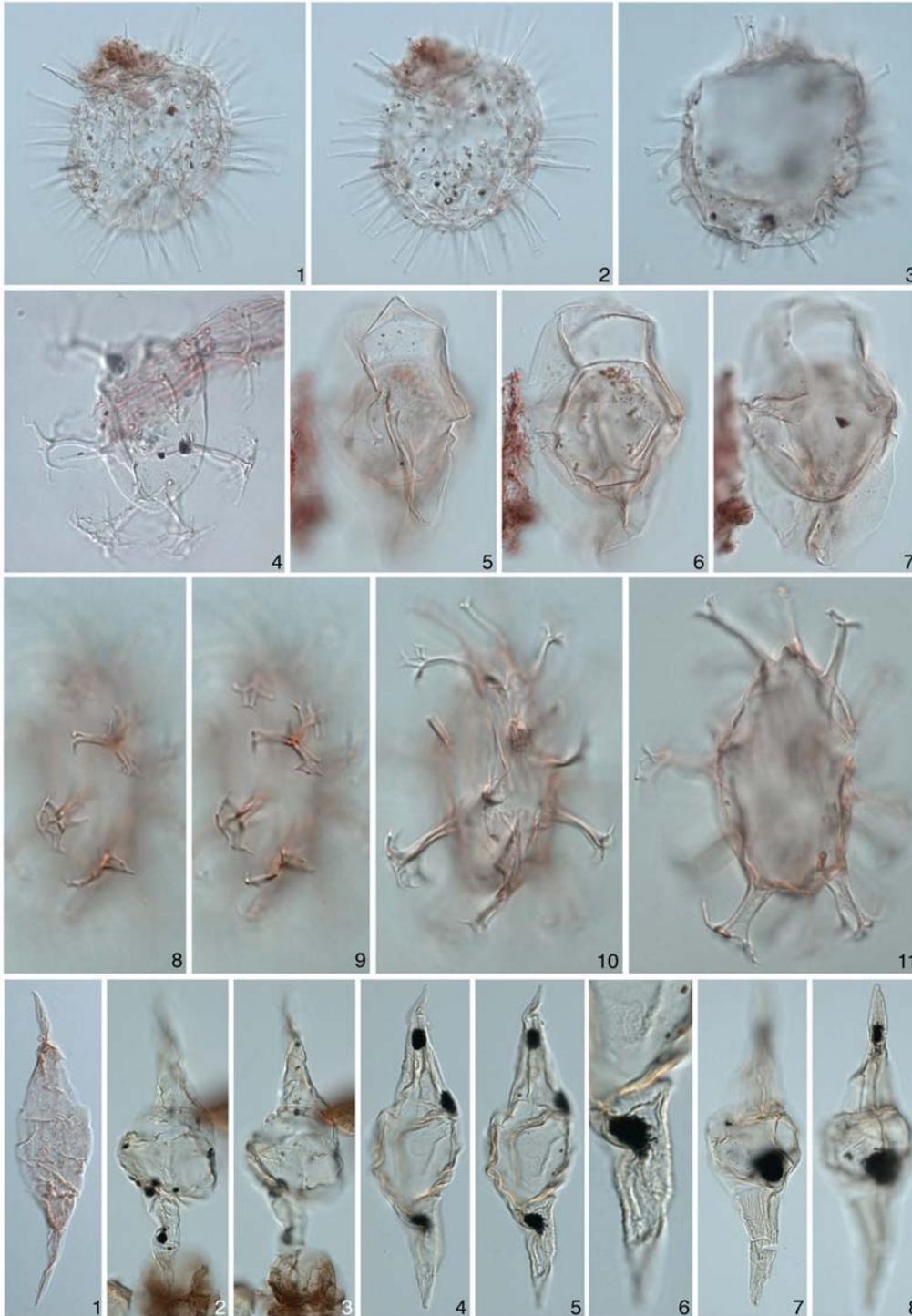


Lámina 22. (1, 2) *Polysphaeridium* sp. A. máximo diámetro cuerpo central 46 μm ; Baden Soos #2, lámina 2, L41/3. (3) *Polysphaeridium zoharyi*; vista antapical; máximo diámetro cuerpo central 47 μm ; Strauss #3, lámina 1, T38/1. (4) *Distatodinium paradoxum*; vista lateral; longitud cuerpo central 51 μm ; Strauss #3, lámina 1, Y17/0. (5–7) *Hystrichosphaeropsis obscura*; vista ventral; longitud 95 μm ; Baden Soos #1, lámina 1, K39/0. (8–11) *Achomosphaera* cf. *andalousiensis* sensu Strauss (1992); vista ecuatorial; longitud cuerpo central 41 μm ; Baden Soos #4, lámina 2, Y26/2.

Lámina 23. (1) *Palaeocystodinium powellii*; vista lateral izquierda; longitud 138 μm ; Strauss #3, lámina 1, Y38/2. (2, 3) *Palaeocystodinium minor*; vista ecuatorial; longitud 101 μm ; Teng-2, 820.4 m, lámina 2, L34/2. (4–6) *Palaeocystodinium miocaenicum*; vista ecuatorial, y a un mayor aumento donde se muestran la fuerte ornamentación granulada-vermiculada en el cuerno y la suave ornamentación en el cuerpo; longitud 103 μm ; Teng-2, 841.0 m, lámina 1, H23/0. (7–8) *Palaeocystodinium miocaenicum*; vista ecuatorial; se muestra la ornamentación en los cuernos aunque el cuerpo es liso; longitud 118 μm ; Teng-2, 841.0 m, lámina 1, V19/1.

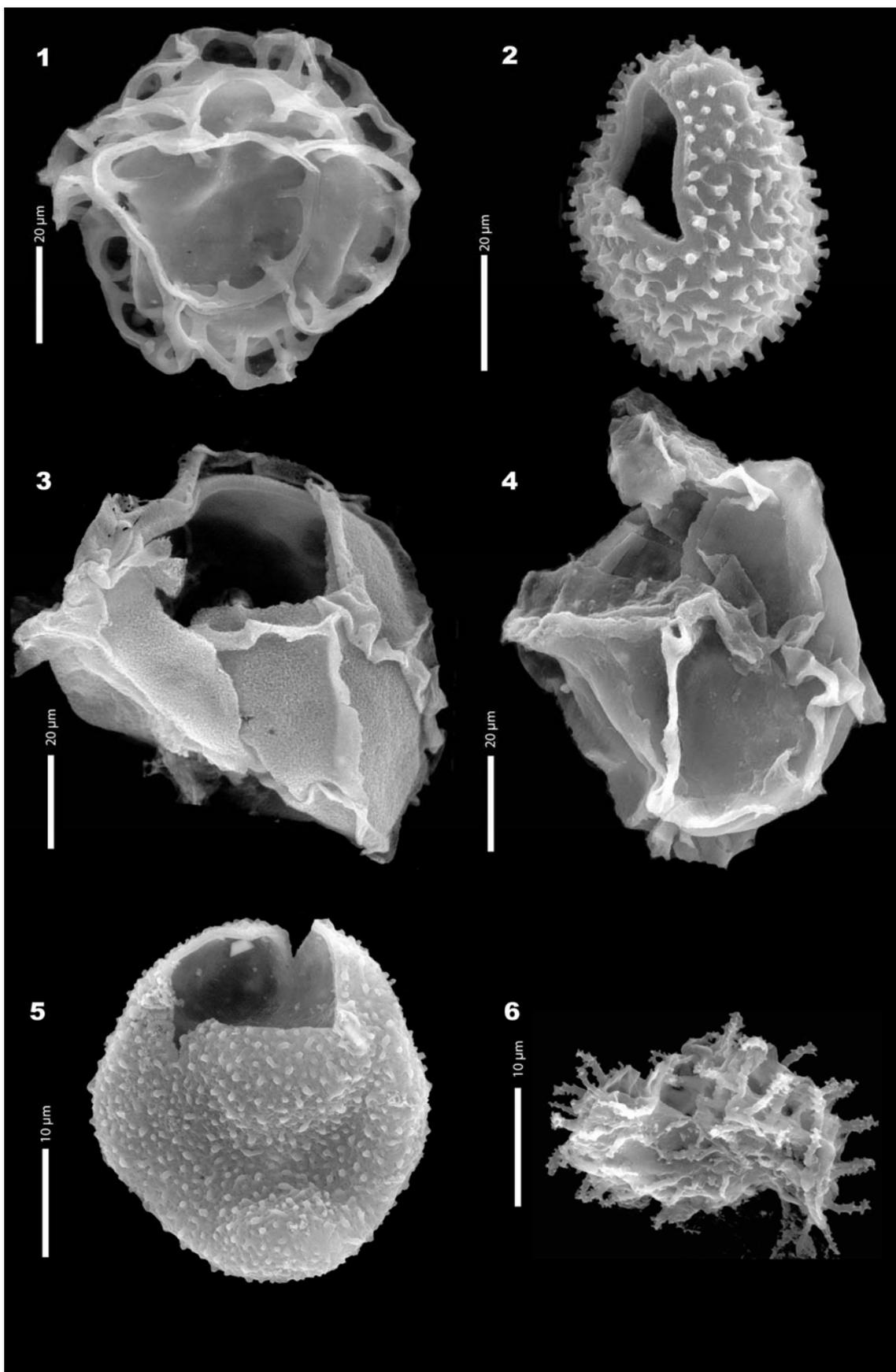


Lámina 24. (1). *Unipontidinium aquaeductus* (Tengelic-2); (2). *Operculodinium piseckii* (Tengelic-2); (3-4). *Pentadinium laticinctum* (Tengelic-2); (5). *Pyxidinopsis* sp. (Tengelic-2); (6). *Nannobarbophora gedlii* (Tengelic-2).

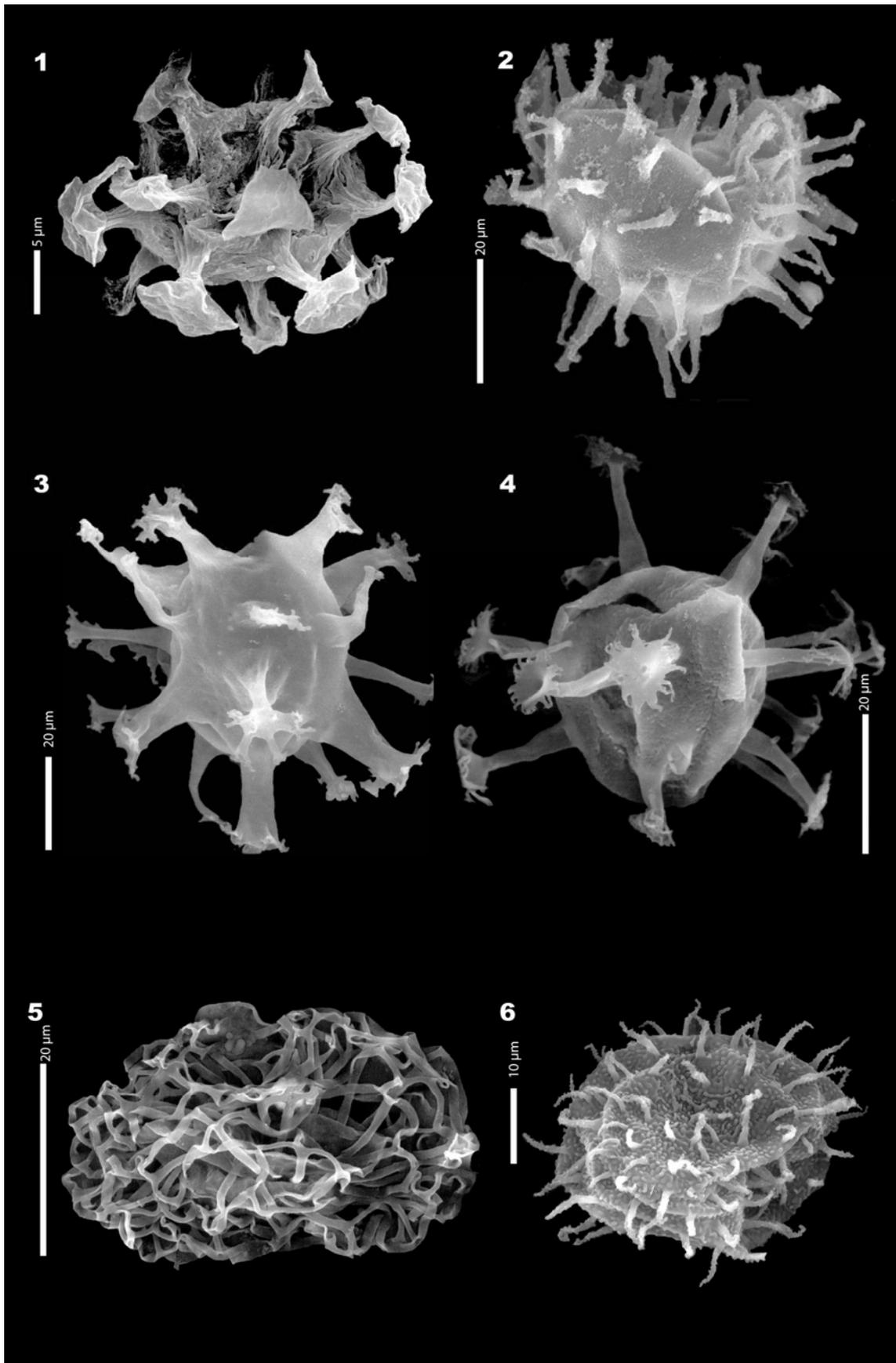


Lámina 25. (1). *Cordosphaeridium minimum* (Tengelic-2); (2). *Dapsilidinium pseudocolligerum* (Tengelic-2); (3). *Homotryblium* sp. (Tengelic-2); (4). *Melitasphaeridium choanophorum* (Tengelic-2); (5). *Nemosphaeropsis labyrinthus* (Tengelic-2); (6). *Operculodinium?* *borgerholtense* (Tengelic-2).

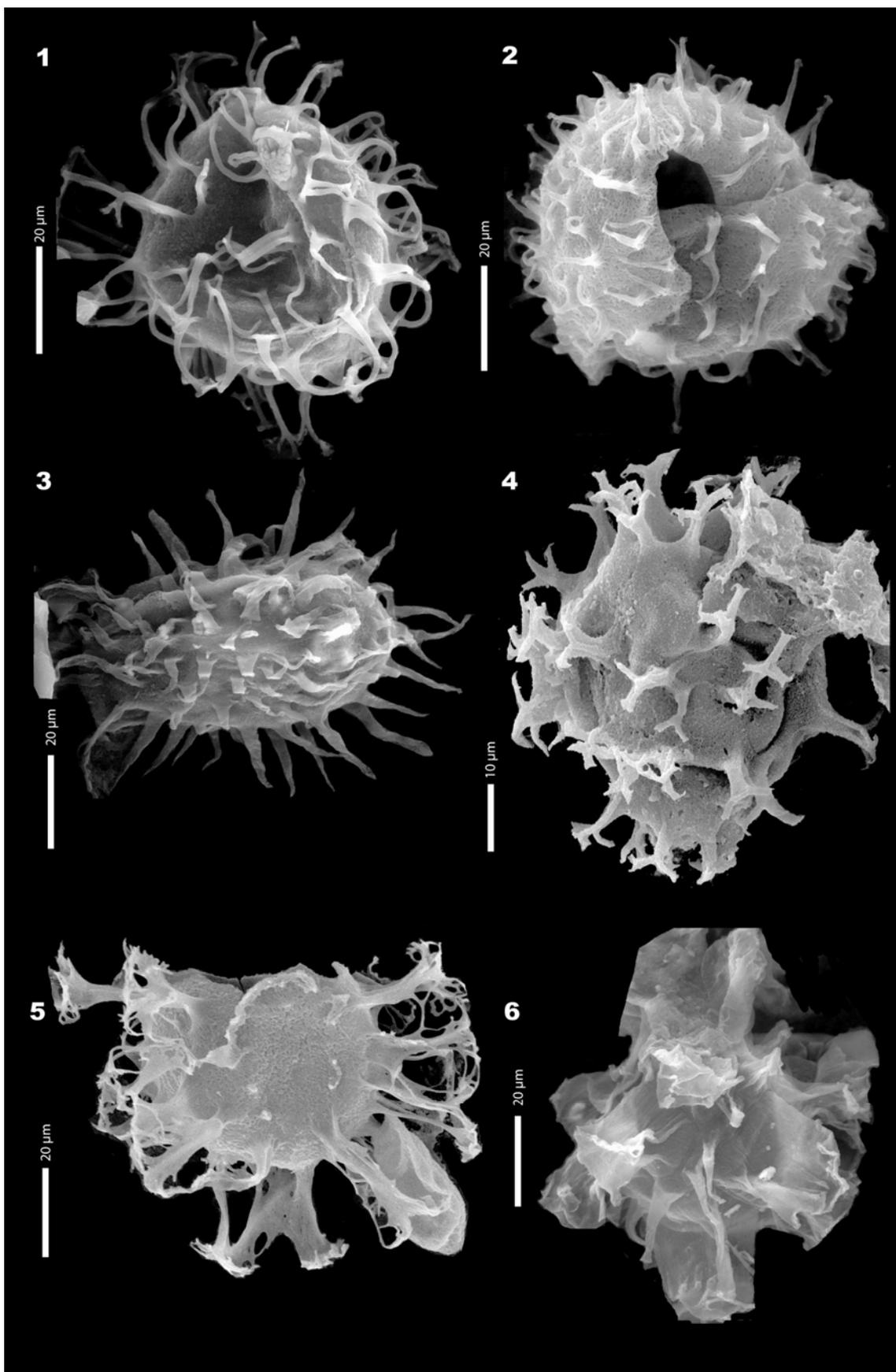


Lámina 26. (1). *Cleistosphaeridium placacanthum* (Tengelic-2); (2). *Operculodinium centrocarpum-israelianum* (Tengelic-2); (3). *Lingulodinium machaerophorum* (Tengelic-2); (4). *Spiniferites* sp. (Tengelic-2); (5). *Glaphyrocysta reticulosa* s.l. (Strass-Eberschwang); (6). *Hystrichokolpoma* sp. (Tengelic-2).

3.5. TRATAMIENTO DE DATOS

Una vez analizadas las muestras al microscopio, clasificados y contados el número necesario de granos, tanto de pólenes (150 sin contar *Pinus* y Pinaceae indeterminables) como de dinoflagelados (200), se procede a tratar estadísticamente los espectros polínicos para poder representarlos en diagramas y así poder visualizar los resultados y obtener la máxima información posible.

3.5.1. Diagramas detallados.

El primer tratamiento estadístico consiste en calcular el porcentaje relativo de cada taxón identificado en cada una de las muestras. Más tarde, se representa la evolución de estos porcentajes a lo largo de las diferentes secciones estudiadas. A estos diagramas se les denominan diagramas detallados. En ellos se representan todos y cada uno de los taxones identificados.

Los diagramas detallados se han realizado a través del programa de libre acceso GpalWin, que puede obtener en la dirección: <http://www.imep-cnrs.com/pages/gpalwin.htm>.

Pinus y Pinaceae indeterminables, como ya se ha indicado, suelen estar sobrerrepresentados en los espectros polínicos debido a su fácil transporte. Esto, a veces, plantea un problema para representar los diagramas polínicos, pues el resto de taxones aparecen “infravalorados” (con porcentajes muy pequeños) en los diagramas (Combourieu-Nebout, 1987; Heusser, 1988; Suc and Drivaliari, 1991; Cambon et al., 1997; Beaudouin, 2003). Por ello, en muchos casos, no se incluyen los porcentajes de *Pinus* y Pinaceae indeterminables en la suma total de los granos en los espectros. En estos casos, a la hora de presentar el diagrama se especificará la presencia o no de *Pinus* y Pinaceae indeterminables en la suma final.

En estos diagramas, la información fundamental es mostrar las apariciones/desapariciones de determinadas especies, o variaciones en la presencia de las mismas a lo largo de cada una de las secciones o en el tiempo.

Los taxones se organizan de izquierda a derecha siguiendo un criterio térmico (Nix, 1982) y ecológico. Este criterio es el mismo que el utilizado para la elaboración de los diagramas sintéticos y que se explicará en el siguiente apartado.

Los taxones con porcentajes menores al 1% se representarán como puntos.

3.5.2. Diagramas sintéticos.

Otra forma de tratar estadísticamente los espectros polínicos y representarlos en diagramas son los diagramas sintéticos (Suc, 1984). Para construirlos, se agrupan los distintos taxones diferenciados en grupos ecológicos (ver apartado 3.4.1), que se elaboran comparando los taxones fósiles con sus parientes actuales, y se representan los porcentajes relativos de cada uno de ellos en el tiempo.

La información que se obtiene no es tan precisa por taxón como en el diagrama detallado, pero se consigue mostrar los resultados de manera simplificada, resaltando el valor ecológico-climático.

El uso de estos digramas facilitará comparar cambios en la vegetación con otros cambios en el tiempo, litológicos, geoquímicos (p.e. curva isotópica del $\delta^{18}\text{O}$), etc., que reflejan cambios climáticos o eustáticos entre otros.

Las categorías utilizadas para los diagramas sintéticos se basa en los criterios de Nix (1982) y son:

	Elementos megatérmicos
	Elementos mega-mesotérmicos
	<i>Cathaya</i>
	Elementos mesotérmicos
	<i>Pinus</i> y Pinaceae indeterminables
	Elementos meso-microtérminos (Árboles de altitud media)
	Elementos microtérminos (Árboles de altitud elevada)
	Elementos sin significación
	Cupressaceae
	Xerófitas mediterráneas
	Hierbas y arbustos
	Elementos subdesérticos
	Halófitas

Al situar los distintos grupos ecológicos en los diagramas sintéticos, los más termófilos estarán siempre a la izquierda (comenzando por los megatérmicos, mega-mesotérmicos, etc.) y así sucesivamente hasta llegar a los elementos microtérminos (árboles de altitud elevada), que viven bajo las temperaturas más frías. El resto de grupos representados, más a la derecha, no tienen tanta significación térmica sino sobre todo ecológica; 1) los elementos sin significación son muy cosmopolitas y/o ubicuistas y no tienen significación climática (familias de Rosaceae y Ranunculaceae principalmente); 2) los Cupressaceae son también árboles o arbustos cosmopolitas, presentes tanto en climas fríos (géneros *Juniperus* o *Sabina* rastreros) como en cálidos (*Chamaecyparis* en Asia subtropical); 3) las xerófitas mediterráneas señalan la presencia de un clima de tipo mediterráneo; 4) las hierbas y arbustos, caracterizan un substrato herbáceo y por tanto, de un medio abierto, con su máxima expresión en la estepa. Su ausencia señala a un bosque muy cerrado sin apenas hierbas; 5) los elementos subdesérticos son indicativos de climas muy secos con una marcada estacionalidad; 6) y la presencia o ausencia de halófitas indican proximidad a un medio costero o con suelos ricos en sales.

El agrupamiento, según afiliación ecológica de los taxones usados, ha sido muy discutido en las últimas décadas. Muchos paleobotánicos, normalmente del norte y este centroeuropeo, no aceptan que *Cathaya* sea un elemento de altitud media pues consideran que la flora fósil del Mioceno no puede ser comparada con la actual (Planderova, 1990; Mai, 1995). En este estudio, al igual que en trabajos previos (Suc, 1980; Bessedik, 1985; Zheng, 1986; Popescu, 2001a), se argumenta que la flora fósil puede ser comparada con la actual y por ello considerar que *Cathaya* está siempre asociado a los elementos de altitud, como en la actualidad, que vive entre los 900 y los 1900 m en el sureste de China (ver apartado 4.1.33).

3.5.3. Análisis cicloestratigráfico.

Aunque los análisis polínicos son indicadores paleoclimáticos muy eficaces, el uso de datos de polen en investigaciones cicloestratigráficas es aún escaso. Algunos trabajos demuestran que el análisis polínico es muy útil para identificar las variaciones climáticas inducidas por ciclos de Milankovitch. Para ello se comparan datos de litologías, diagramas polínicos y curvas de Milankovitch (p.e., Okuda et al., 2002; Nádor et al., 2003), aunque, pocas veces se ha aplicado un análisis espectral a series temporales obtenidas a partir de datos de polen (p.e., Mommersteeg et al., 1995; Popescu, 2001b; Popescu et al., en prensa).

En el análisis espectral se calcula, mediante la transformada de Fourier o de Walsh, la periodicidad de los intervalos de recurrencia o cíclicos a partir de los datos de polen.

Este tipo de análisis solo se puede aplicar cuando existen numerosos espectros polínicos en una sucesión caracterizada por una litología similar y la ausencia de fenómenos sedimentarios (intervalos de condensación, superficies de erosión, etc.) que permitan descartar la existencia de eventos como, fenómenos erosivos, etc., que pudieran alterar el registro de una eventual ciclicidad. Se asume para el intervalo una tasa de sedimentación constante.

El análisis cicloestratigráfico se ha hecho en series temporales de abundancias relativas de dos de los grupos ecológicos diferenciados (ver apartado 3.5.2): el conjunto de elementos termófilos (megatérmicos + mega-mesotérmicos) y el conjunto de elementos de altitud (*Cathaya* + árboles de altitud media + árboles de altitud elevada (Jiménez-Moreno et al., 2005).

De la misma manera, se ha realizado otro análisis cicloestratigráfico a la evolución de porcentajes de *Cathaya*, para el mismo intervalo estratigráfico. Con ello se pretende poder confirmar su comportamiento ecológico, dentro del grupo de los elementos de altitud media.

En Jiménez-Moreno et al. (2005) se utilizaron una parte de los datos polínicos del sondeo Tengelic-2 (el intervalo estratigráfico entre 826.4 y 725.7 m) para el análisis cicloestratigráfico.

Aunque el muestreo no fue llevado a cabo con un objetivo cicloestratigráfico, muchas de las muestras están localizadas a una distancia constante (alrededor de 1-2 m) siendo la potencia total de la sección analizada de 100.7 m.

El análisis cicloestratigráfico se ha realizado en una secuencia con 101 datos obtenida con un muestreo constante de 1 m. Para afinar en el análisis espectral, se utilizaron varios espectros. Como suele ocurrir en cálculos estadísticos, no hay ningún estimador mucho mejor que otro, en particular cuando se usan datos actuales. Por esto, una estrategia general recomendada para un análisis espectral en cicloestratigrafía es la de informar sobre los resultados obtenidos usando varias de las metodologías más usadas en cicloestratigrafía (Schwarzacher, 1975, 1993; Pardo-Igúzquiza et al., 1994, 2000). Siguiendo esta estrategia, los estimadores espectrales seleccionados fueron: a) Blackman-Tukey, b) estimador de máxima entropía, y c) Thomson multitaper. Cuanto más se homogeneicen los resultados, los picos que queden serán estadísticamente más significativos. (a) La técnica Blackman-Tukey se ha aplicado usando 25 valores de intervalos de correlación (M) y con una ventana de intervalo de Tukey. Entonces $M \approx N/4$, siendo N el número de medidas (N=101). Este método presenta el espectro más homogéneo y se muestran picos especialmente significativos, aunque éstos son muy anchos. Para evaluar la significación de los picos que se han registrado, se han añadido en el fondo unos espectros ruido rojo junto al 90 %, 95 % y 99 % de intervalos de

confianza. Se ha usado el mismo valor de intervalo de correlación ($M=25$) con el máximo estimador de entropía. (b) El máximo de entropía mantiene prácticamente la misma situación para los picos, pero su definición y calibración es mejor. (b) La técnica de Thomson multitaper muestra un espectro caracterizado por un gran número de picos, que están especialmente bien definidos. Esta técnica es útil para localizar la frecuencia de los picos espectrales aunque muchos de ellos sean falsos. De acuerdo con esta información, la calibración de la frecuencia de los picos espectrales se obtendrá de la manera más conservadora y objetiva, es decir, cuando un pico espectral no se encuentre bien definido nos referiremos a él con la banda de frecuencia en la cual esté incluida.

3.5.4. Estimación parámetros climáticos: Función de Transferencia Climática.

Mediante esta técnica, se estiman los parámetros climáticos basándonos en los espectros polínicos. Para ello se usa una técnica llamada “Método de Amplitud Climática” (Fauquette et al., 1998a, 1998b), que ya se ha aplicado a una gran cantidad de secuencias polínicas del área occidental del Mediterráneo (Fauquette et al., 1998a, 1999b, en prensa; Fauquette & Bertini, 2003). Su aplicación permitirá obtener estimaciones de valores de:

- temperatura media anual (T_a),
- temperatura media anual del mes más frío (T_c) [que juega un papel importante en el control de la vegetación (Quézel & Médail, 2003)],
- temperatura del mes más cálido (T_w),
- precipitación media anual (P_a)
- y evapo-transpiración o porcentaje de humedad (E/EH).

El clima del pasado se estima transfiriendo los requerimientos climáticos del máximo número de plantas actuales a los datos fósiles. Los taxones de baja altitud y elementos altitudinales son separados de los de alta latitud y elementos altitudinales y son usados en el proceso de reconstrucción. Las estimaciones obtenidas mediante esta técnica corresponden a los valores climáticos de altitud baja a media-baja como se describe en Fauquette et al., (1998a). Los granos de polen de *Pinus* y Pinaceae indeterminables son excluidos de la suma polínica. Como se ha visto anteriormente, los granos de polen de estos vegetales están sobrerrepresentados en los sedimentos marinos costeros debido a la alta producción y eficacia en el transporte tanto en el aire como en el agua (Heusser, 1988; Suc & Drivaliari, 1991; Cambon et al., 1997; Beaudouin, 2003).

En primer lugar, se debe crear una base de datos con la distribución espacial y los valores climáticos en los que viven unos « taxones guías », o sea, la distribución climática de taxones que viven actualmente en condiciones climáticas muy determinadas. El problema de equivalencia ecológica y climática entre los taxones fósiles y los actuales es que la clasificación de los fósiles se hace a nivel de género o familia, por lo que las equivalencias se deben de hacer comparando con todas las especies de un determinado género o familia actuales. Por supuesto, se tiene que suponer previamente que los requerimientos ecológicos de las plantas (a nivel de género o familia) durante el Mioceno son similares a los de sus descendientes en la actualidad, como ya se ha indicado anteriormente.

Más tarde, se procesan estadísticamente los datos sobre los taxones fósiles cuyos representantes actuales se encuentran viviendo en la región del estudio. Esto consiste en el análisis de distribución de los porcentajes polínicos de cada uno de los taxones

representado en los espectros actuales en relación con los valores de los parámetros climáticos correspondientes.

Las amplitudes climáticas toleradas por diversos taxones se determinan basándonos en el análisis de aproximadamente 8000 espectros actuales. Así se determinan los límites climáticos en los que se da la presencia/ausencia y/o abundancia de una determinada planta (Fig. 3.95).

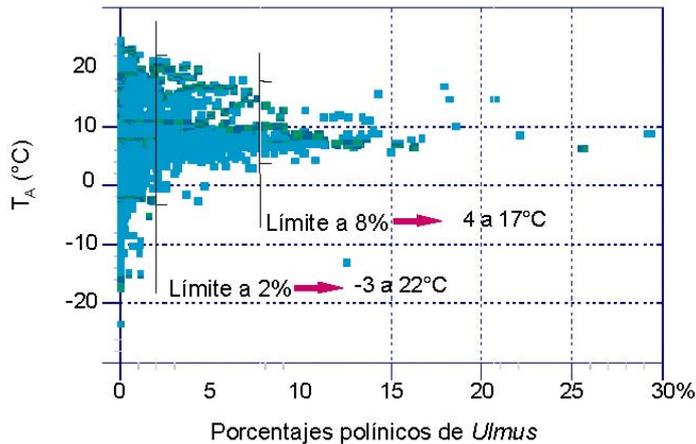


Fig. 3.95. Ejemplo de cálculo de límites de presencia y de abundancia en espectros actuales: ejemplo del *Ulmus* (Olmo). Cada uno de los puntos se refiere al porcentaje de este género en los espectros polínicos actuales (modificado de Fauquette et al., 1998b). Los límites se definen visualmente en las rupturas de la pauta de la curva de porcentajes.

En porcentajes por encima del límite presencia/ausencia, un taxón está presumiblemente presente en las proximidades de la localidad estudiada; por encima del límite de abundancia se interpreta como ampliamente representado en dicha localidad. Si su porcentaje es inferior al del límite presencia/ausencia, no se tomará en cuenta porque esto no supone obligatoriamente la presencia del taxón en la zona pues por la baja representación se puede interpretar como que el transporte pudo traerlo de lejos. Utilizando un espectro polínico fósil, la comparación de las amplitudes climáticas de los taxones presentes permite llegar a obtener estimaciones cada vez más precisas, estimando que el clima reinante más realista vendrá dado por el intervalo más pequeño que tenga en cuenta las amplitudes climáticas del máximo número de taxones (Fig. 3.96).

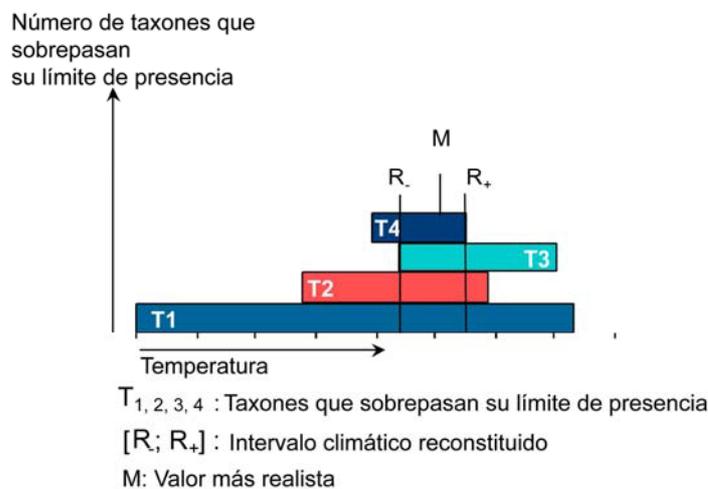


Fig. 3.96. Definición del intervalo climático estimado.

Los taxones guías son taxones que, por sus características ecológicas, son muy sensibles a las variaciones climáticas. Su localización actual está limitada a las regiones tropicales o subtropicales, asiáticas, americanas o incluso africanas (Tabla 3.2). Ciertos taxones, hoy desaparecidos del área europea (*Carya*, *Myrica* o *Acanthaceae*), no se han tenido en cuenta pues su distribución actual es muy amplia para poder constituir un criterio climático fiable. Hay que tener en cuenta también que la acción antrópica ha modificado la distribución de ciertos taxones, por lo que la distribución actual no se corresponde con su distribución potencial. Para *Bombax*, sólo se han considerado las especies asiáticas ya que la morfología de los polenes de esta familia encontrados en los espectros fósiles miocenos es comparable con las especies asiáticas y no con las africanas Bessedik (1985).

Taxones	Ta(°c)	Tc(°c)	Tw(°c)	Pa(mm)
<i>Alchornea</i>	17-32	14-27	22-34	
<i>Avicennia</i>	>22	>14,5	>30,4	
<i>Bombax</i>	17-30	12-27	22-34	
<i>Buxus bahamensis</i>	18-30	15-20	20-30	1000-2500
<i>Cocculus</i> (Menispermaceae)	11,0-25	3,0-20	16,0-31	1000-3000
<i>Juglans cathayensis</i>	11,0-22	2,0-10	23-28	1000-2500
<i>Mussaenda</i>	17-30	12,0-27	24-31	900-4000
<i>Rhodoleia</i>	10,0-23	4,0-16	18-28	1200-2000
<i>Mappianthus</i>	17-25	5,5-20	20,5-30	1200-2200

Tabla. 3.2. Parámetros climáticos de algunos taxones guías. Ta es la temperatura media anual; Tc es la temperatura media del mes más frío; Tw es la temperatura media del mes más cálido; Pa es la precipitación media anual.

3.5.5. Estimación de paleoaltitudes.

La reconstrucción de la paleoaltitud mínima de un relieve montañoso próximo a un depósito sedimentario litoral, rico en granos de polen, es posible gracias a un nuevo método (Fauquette et al., 1999a). Está basada en el hecho de que la vegetación, se organiza, en pisos altitudinales: el piso de mayor altitud es el de *Abies* y *Picea*, que se superpone al de *Cedrus*, *Tsuga* y *Sciadopitys*, que a su vez se sitúa sobre el de *Cathaya*. Los pisos de vegetación se encuentran a altitudes diferentes en latitudes diferentes (Ozenda, 1989) (Fig. 3.97).

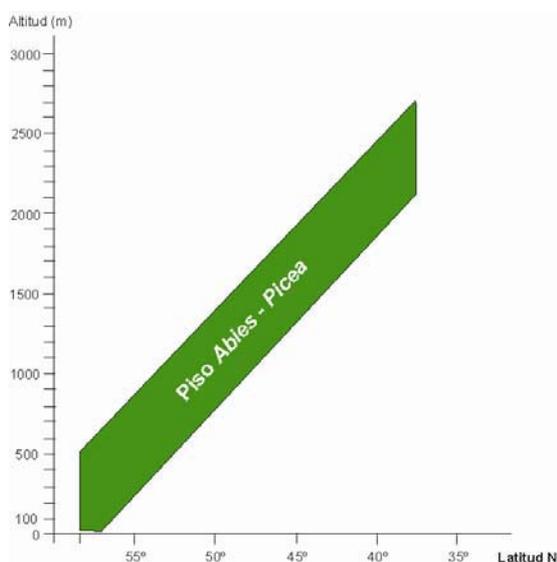


Fig. 3.97. Altitud a la que encontramos el piso de vegetación de *Abies* y *Picea* en relación con la latitud.

Si el análisis polínico de una cuenca sedimentaria, al pie de un macizo, revela la presencia de uno o de varios de estos elementos altitudinales, con porcentajes polínicos significativos, es posible aplicar la relación entre la elevación altitudinal de los vegetales en función de la latitud (110 m de altitud por grado en latitud en actualidad: Ozenda, 1989).

Así, después de estimar los parámetros climáticos en una localidad (ver arriba), que permite la reconstrucción de las paleotemperaturas a baja altitud (los árboles de altitud no se tienen en cuenta) (Fauquette et al., 1998a), se puede determinar a qué latitud se encuentra actualmente la paleotemperatura media anual estimada. Esta latitud « virtual » nos permitirá la transposición en términos de paleoaltitud del piso de vegetación identificado en el yacimiento palinológico.

Si se trata del piso más elevado, con *Abies* y *Picea*, la aproximación de la paleoaltitud del yacimiento sólo puede ser la mínima, ya que en el estudio palinológico no se pueden distinguir las hierbas del piso más elevado o alpino (formaciones herbáceas de alta montaña) de las hierbas de baja altitud; por lo tanto no se podrá identificar un pico superior al último piso con árboles (Fig. 3.98).

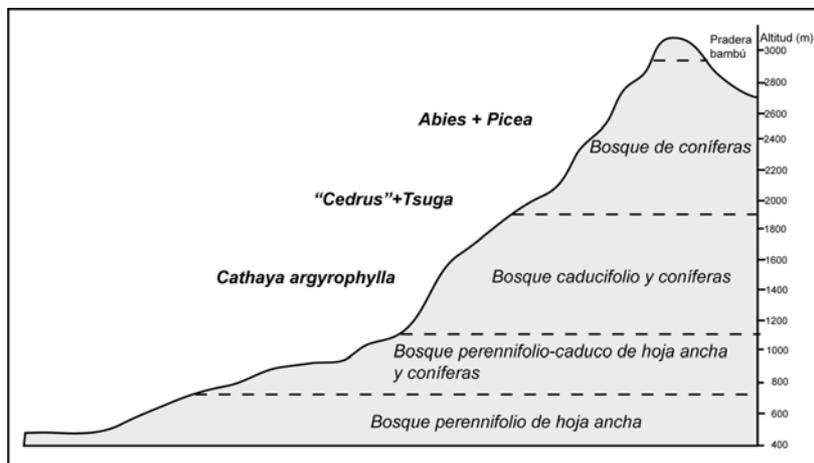


Fig. 3.98. Pisos de vegetación actuales en el sudeste de China a unos 30° de latitud (modificado de Wang, 1961).

Este método ha sido empleado, anteriormente, con éxito, para el Plioceno basal del Macizo del Mercantour (Alpes meridionales) donde se comparan los resultados con los datos geomorfológicos (Fauquette et al., 1999a). Un estudio similar ha sido llevado a cabo en el Macizo del Canigou (Pirineos orientales) (Clauzon et al., 2002).

Otra técnica se utiliza cuando el yacimiento palinológico se encuentra en altitud relativamente elevada. En este caso, se calcula la paleotemperatura media anual como antes y ésta se compara a la de un yacimiento litoral de la misma edad que esté a su misma latitud. Se utiliza entonces el doble gradiente de variación térmica en altitud y en latitud. Este doble gradiente es en la actualidad de 0,6°C por grado de latitud, y 0,55°C cada 100 m de altitud. Gracias a las reconstrucciones climáticas en este estudio se podrá precisar el gradiente climático observado entre las diferentes localidades para el Mioceno. De esta manera es posible de estimar la paleoaltitud de la localidad en el momento de producirse la sedimentación. Este método se ha aplicado para estimar la paleoaltitud de la Cerdaña (Pirineos) hace 10 Ma (~200 m), y hace 6 Ma (~400 m) (altitud media actual: 1.000 m) (Pérez Villa et al., 2001; Suc et al., en preparación).

En este estudio, la mayor parte de los yacimientos estudiados son yacimientos litorales por lo que serán sujeto de la estimación de paleoaltitudes a partir del primer método. Otros yacimientos (Jura suizo, Alpes austriacos) son yacimientos que se encuentran actualmente en altitud y serán objeto del segundo método.

4.- RESULTADOS

4.1. RESULTADOS DE LAS SECCIONES ESTUDIADAS

En este apartado se muestran y describen los resultados palinológicos de cada una de las secciones estudiadas. Se seguirá el mismo orden geográfico que en la descripción de las secciones. Se muestran tanto los diagramas detallados como los sintéticos a partir de los espectros polínicos.

En el caso en el que sólo se disponga de una muestra en una determinada sección, se da la tabla con los “contajes” polínicos.

Cuando los porcentajes de *Pinus* y Pinaceae indeterminables son muy altos se han elaborado dos diagramas sintéticos. En uno de ellos no se incluye *Pinus* y Pinaceae indeterminables para eliminar la sobrerrepresentación de este grupo, que a veces nos impide apreciar la evolución de porcentajes de los otros grupos de taxones.

Como ya se ha indicado anteriormente, en los diagramas detallados, en la mayoría de los casos, no se han incluido los porcentajes de *Pinus* y Pinaceae indeterminables, que vendrán dados en uno de los diagramas sintéticos que acompañan al detallado. En los casos en los que *Pinus* y Pinaceae no estén sobrerrepresentados, sólo se expone un diagrama sintético en el que se incluyen estos pólenes alados.

En cada sección se comentan los resultados aunque en casos resulte un tanto tedioso es, sin embargo, como en el capítulo anterior necesario y útil para resaltar algunos resultados que son significativos en sí mismos y por comparación con el resto.

4.1.1. Sondeos del *offshore* de la cuenca de Alborán (Andalucía G-1, Alborán A-1 y Andalucía A-1).

Se han agrupado los resultados de las muestras analizadas en estos tres sondeos debido a que presentan una flora polínica muy similar de una edad comprendida entre el Langhiense superior (Alborán A-1) a Tortoniense (Andalucía G-1 y Andalucía A-1). No se observan cambios importantes en los espectros polínicos a lo largo del tiempo y en todos la flora se caracteriza por la presencia de una vegetación dominada por el substrato herbáceo llegando a alcanzar más del 80% de hierbas (hierbas y arbustos + halófitas + elementos subdesérticos) en algunas muestras (Fig. 4.1, 4.3 y 4.5).

Dentro de este grupo dominan la familia de las Poaceae, Asteraceae: Asteroideae (o Tubuliflorae) y Cichorioideae (o Liguliflorae), Apiaceae, *Ephedra*, *Plantago*, etc.

El grupo de las halófitas estaría principalmente representado por hierbas de la familia de las Amaranthaceae-Chenopodiaceae además de algunas Plumbaginaceae y *Armeria*.

La presencia de hierbas subdesérticas como *Lygeum* (Poaceae), *Nitraria* (Zygophyllaceae), *Prosopis* cf. *farcta* (Mimosaceae), *Calligonum* (Polygonaceae) o *Neurada* (Neuradaceae) es constante en los tres sondeos, tanto en el Mioceno medio como en el superior (Fig. 4.2, 4.4 y 4.6).

La vegetación arbórea estaría dominada por taxones mega-mesotérmicos (p.e. subtropicales) y mesotérmicos (templadas). Los primeros están representados en su mayoría por la familia de las Arecaceae (palmeras), *Engelhardia* y Sapotaceae además de taxones típicos de zonas pantanosas como tipo *Taxodium*¹ o *Myrica*. Y los

¹ Se incluyen en este tipo polínico los pólenes tanto de *Taxodium* como de *Glyptostrobus*, estos últimos muy abundantes en los estudios de macrofloras fósiles del Neógeno europeo.

mesotérmicos por *Quercus* de tipo caduco, *Acer* y otros taxones de la ripisilva como *Salix*, *Zelkova* o *Carya*.

Dentro de los megatérmicos (tropicales), se ha identificado *Avicennia*, planta que actualmente se encuentra formando manglares en los trópicos y zonas subtropicales. Su presencia no es muy alta. El hecho de que su grano de polen sea de tamaño considerable, que no se transporta fácilmente (Van der Kaars, 2001; Van Campo & Darius Bengo, 2004), nos podría indicar un medio de depósito lejano a la costa en donde se encuentra esta formación vegetal.

Además del manglar de *Avicennia*, entre otras plantas megatérmicas, se han identificado pólenes de Rutaceae, Meliaceae, Rubiaceae, Euphorbiaceae, Icacinaceae, *Alchornea* (Euphorbiaceae), tipo *Mussaenda* (Rubiaceae) y *Buxus* de tipo *bahamensis*, además de *Bombax* (Bombacaceae), *Croton* (Euphorbiaceae), etc.

Los elementos de altitud están pobremente representados en los tres sondeos. *Cathaya*, que indica una altitud mediana (ver apartado 3.5.4) se encuentra de forma moderada (no más del 2%). Los demás elementos de altitud mediana (*Cedrus*) y elevada (*Abies* y *Picea*) sólo se encuentran, en muy pequeños porcentajes, en el sondeo Andalucía A-1.

Pinus y las Pinaceae indeterminables son muy abundantes en todos los espectros polínicos y están claramente sobrerrepresentados.

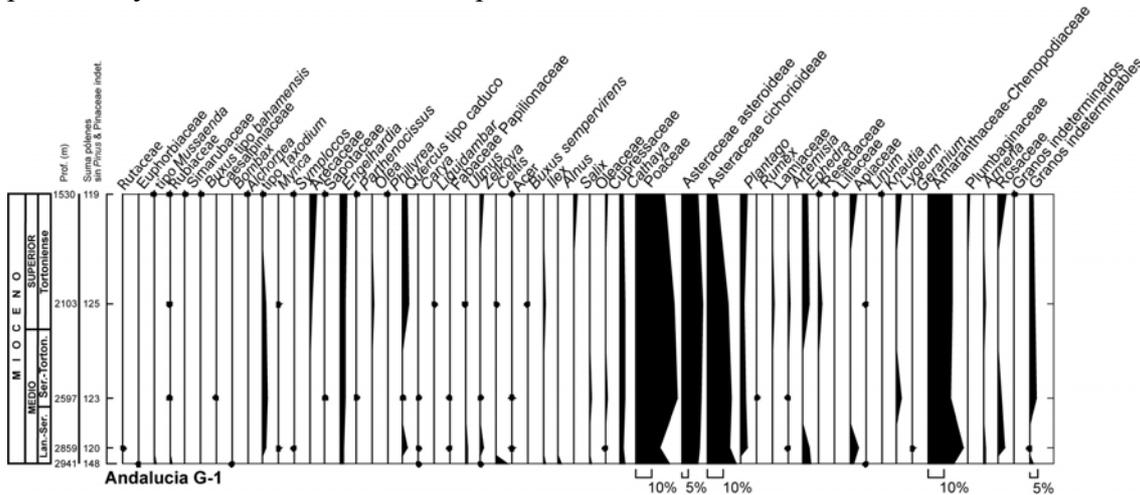


Fig. 4.1. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables del sondeo Andalucía G-1.

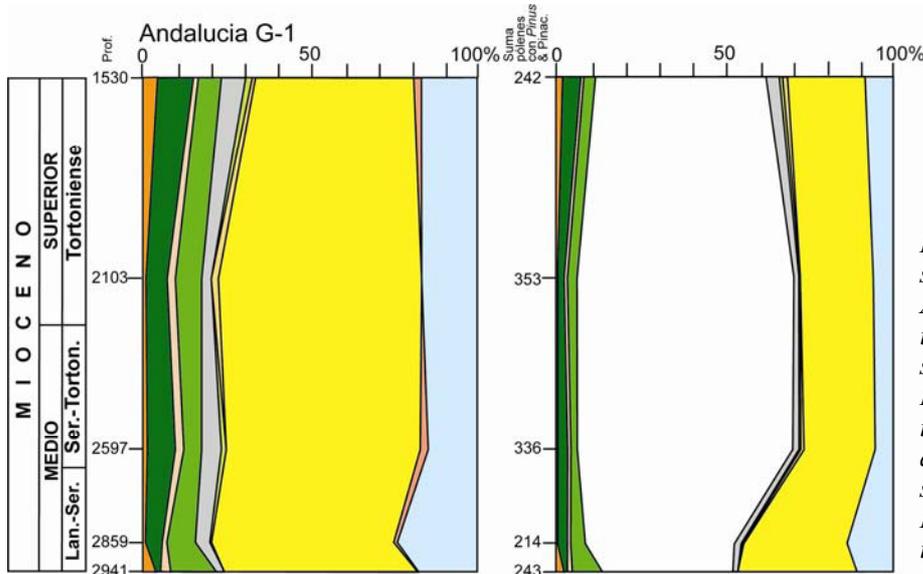


Fig. 4.2. Diagramas sintéticos del sondeo Andalucía G-1. A la izquierda, diagrama sintético sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminable; a la derecha diagrama sintético con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminable.

4.1.1.2. Sondeo Alborán A-1

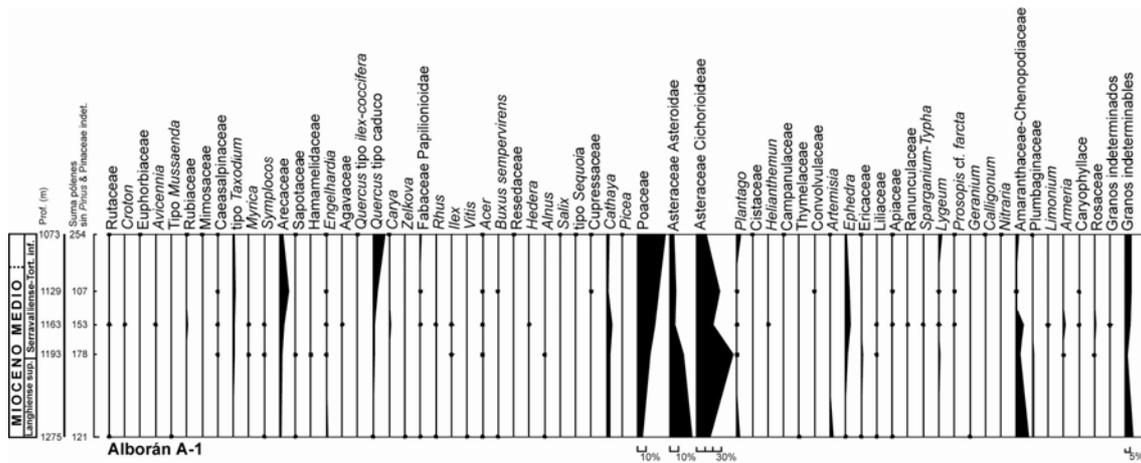


Fig. 4.3. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables del sondeo Alborán A-1.

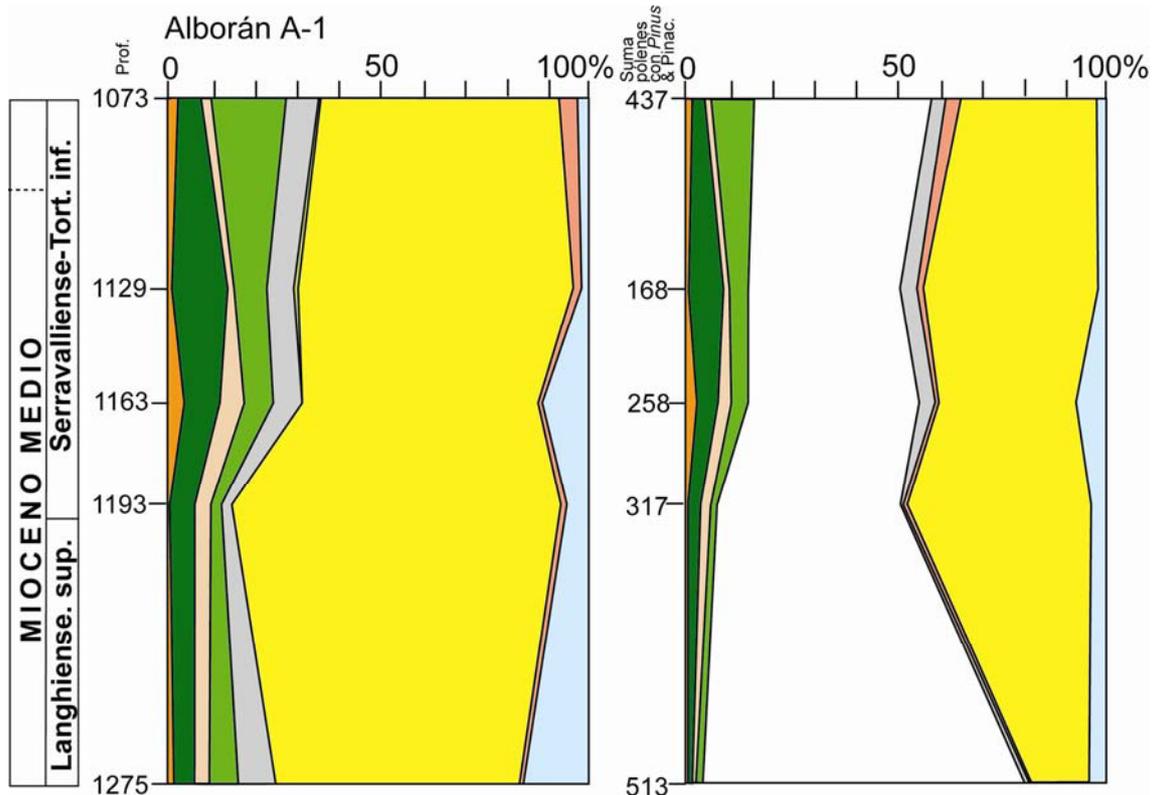


Fig. 4.4. Diagramas sintéticos del sondeo Alborán A-1. A la izquierda, diagrama sintético sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminable; a la derecha diagrama sintético con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminable.

4.1.1.3. Sondeo Andalucía A-1

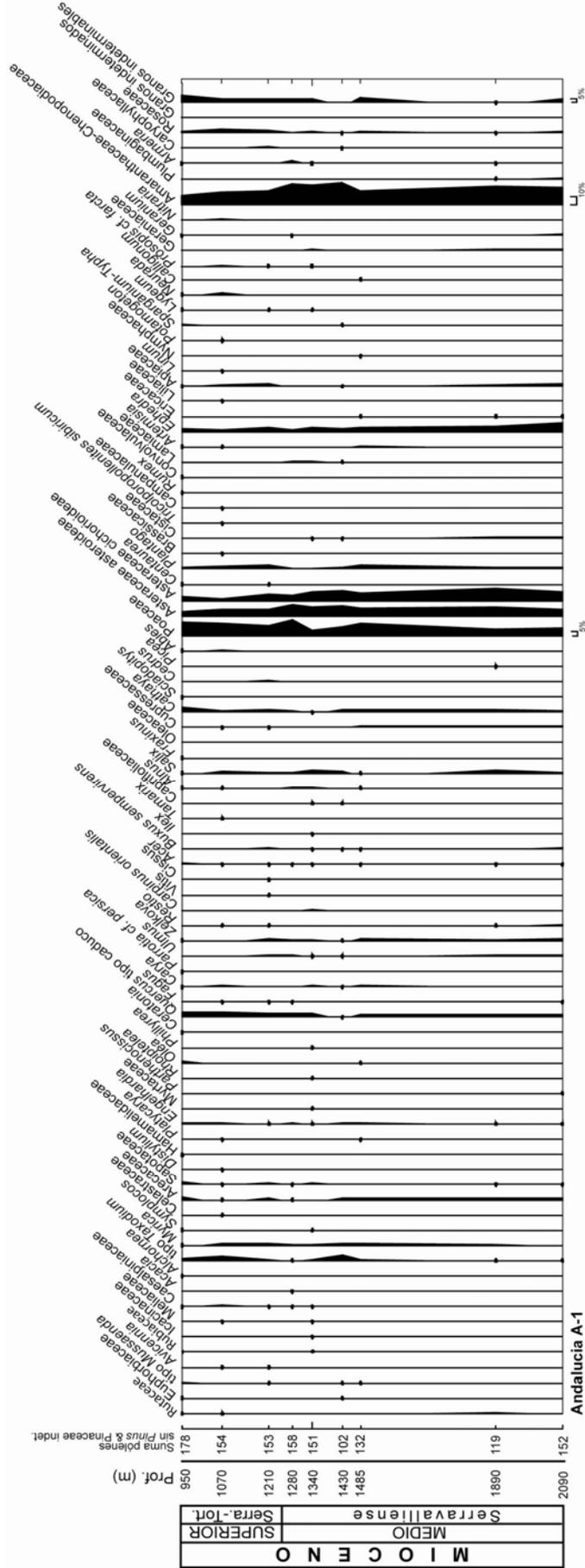


Fig. 4.5. Diagrama detallado sin Pinus y Pinaceae indeterminables del sondeo Andalucía A-1.

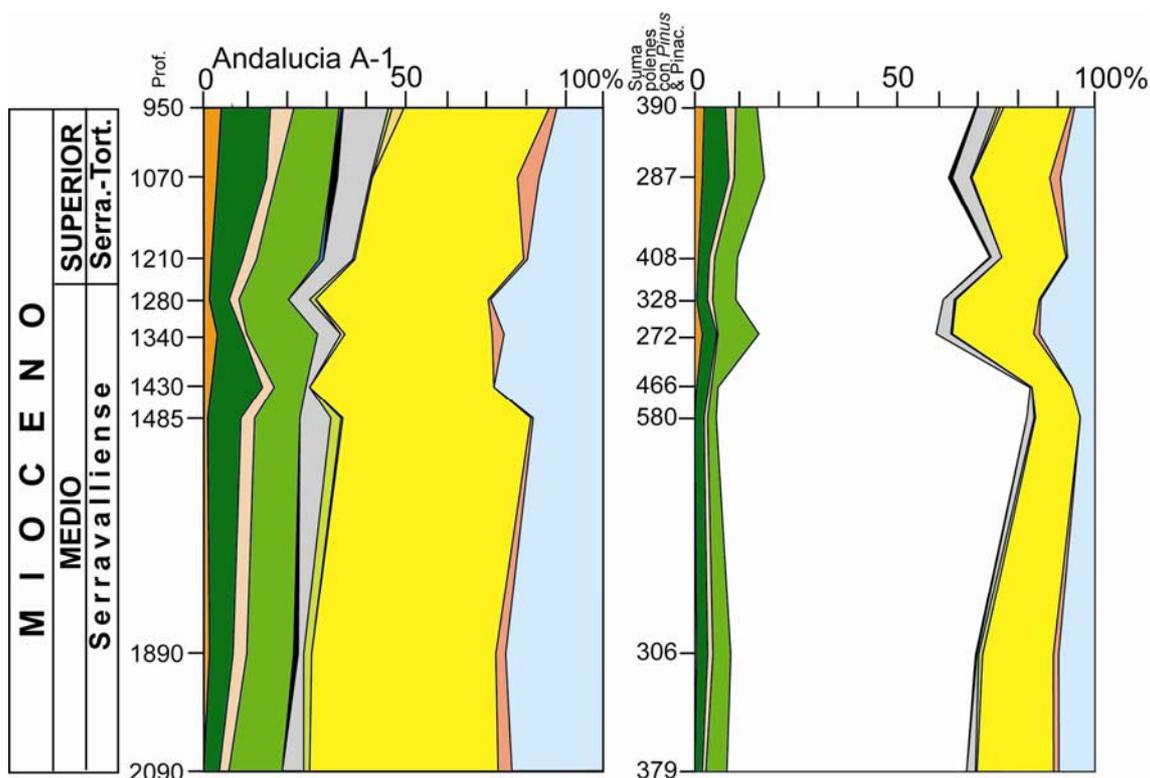


Fig. 4.6. Diagramas sintéticos del sondeo Andalucía A-1. A la izquierda, diagrama sintético sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminable; a la derecha diagrama sintético con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminable.

4.1.2. Sección de Gor.

Está caracterizada, al igual que en los tres sondeos previos, por los altos porcentajes de hierbas en sus espectros (Fig. 4.7 y 4.8).

En este caso, las hierbas están dominadas por taxones como Poaceae, Asteraceae: Asteroideae y Cichorioideae; Amaranthaceae-Chenopodiaceae, *Ephedra*, Cistaceae. La presencia entre éstas de *Lygeum*, una planta subdesértica es, de igual manera, muy importante.

Los elementos mesotérmicos están caracterizados por la abundancia de *Quercus* de tipo caduco, *Acer* y *Rhus*.

Las Cupressaceae se hacen más importantes en la parte alta de la sección (Fig. 4.7).

Y la asociación de elementos más termófilos está caracterizada principalmente por *Engelhardia*, Euphorbiaceae, Rubiaceae, *Distylium* o *Arecaeae* entre otros.

Los elementos de altitud (*Cathaya*, *Cedrus*, *Picea* y *Abies*) están escasamente representados.

Pinus y *Pinaceae* indeterminables son muy abundantes y llegan a alcanzar hasta el 40% de los espectros polínicos.

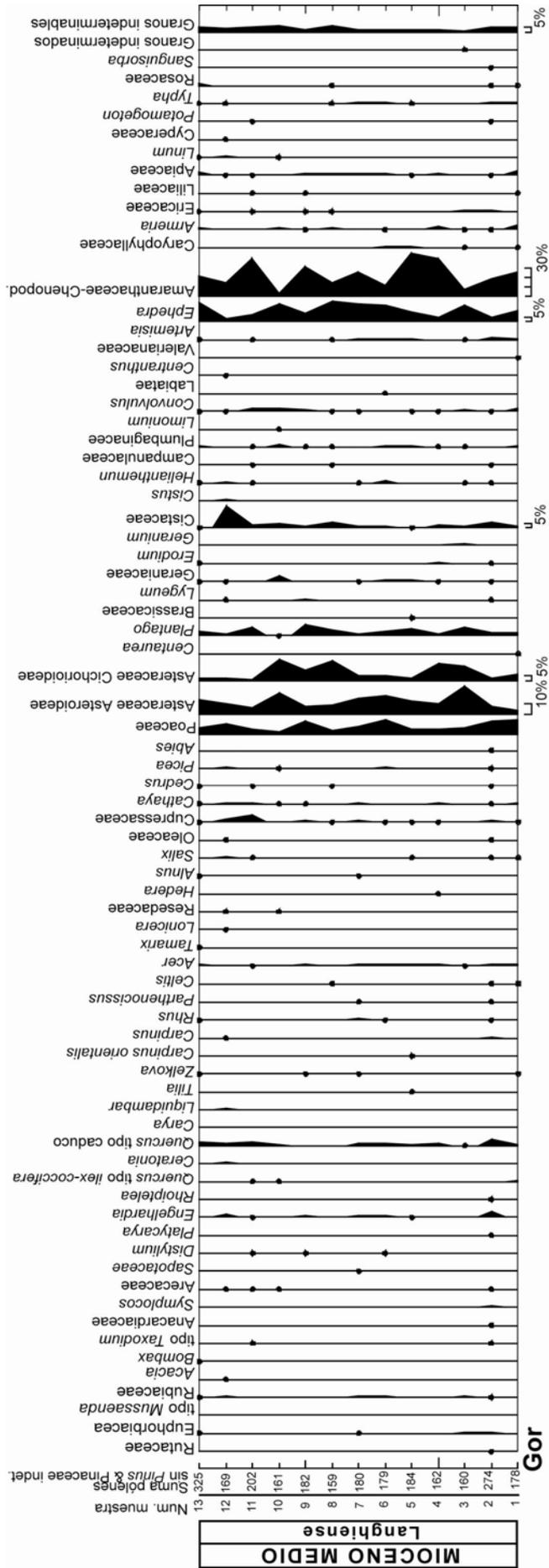


Fig. 4.7. Diagrama detallado sin Pinus y Pinaceae indeterminables de la sección de Gor.

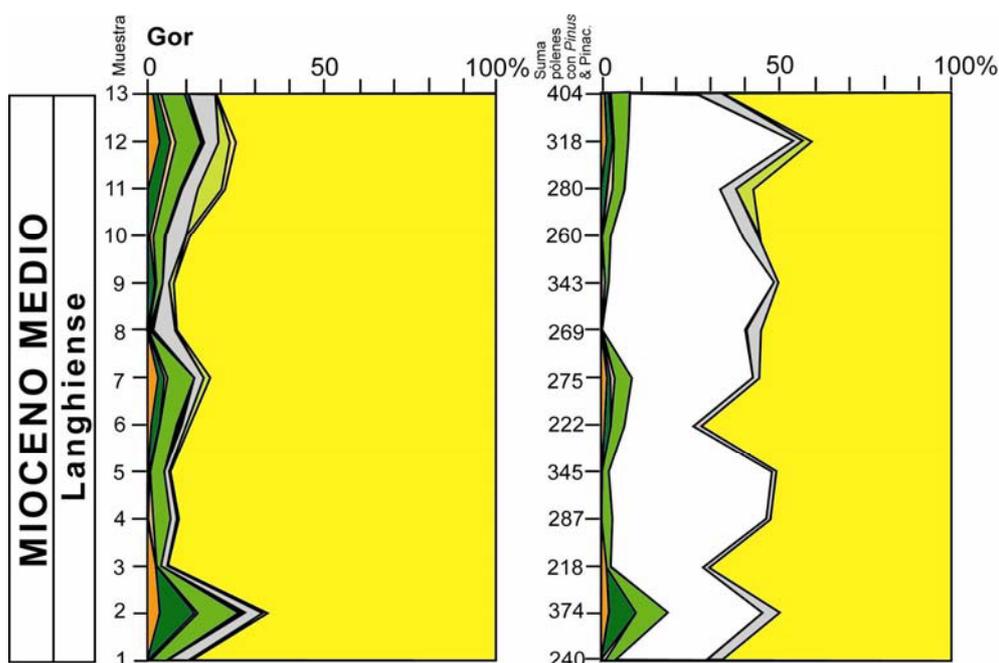


Fig. 4.8. Diagramas sintéticos de la sección de Gor. Izquierda: sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables; derecha: con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables.

4.1.3. Sondeo Rubielos de Mora-1.

La gran cantidad de espectros polínicos analizados en este sondeo indican una flora dominada por plantas ripícolas mesotérmicas entre las que abundan *Carya* y *Zelkova*. Las acompañan, en menores proporciones, otras plantas ripícolas como *Salix*, *Liquidambar*, e higrófilas como *Celtis*, *Carpinus* y *Carpinus orientalis* (Fig. 4.9). *Parrotia cf. persica* y tipo *Castanea-Castanopsis* son frecuentes en muchas muestras.

Las hierbas son relativamente abundantes en los espectros polínicos, están compuestas principalmente por Poaceae, *Plantago*, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Urticaceae y plantas acuáticas como *Typha*, Apiaceae o *Potamogeton*. Destaca la presencia en alguna muestra de *Nitraria*, un taxón subdesértico.

Los elementos termófilos (mega- y mega-mesotérmicos) son también, en ciertas muestras, muy abundantes y están representados fundamentalmente por Juglandaceae como *Engelhardia* y *Platycarya*, tipo *Mussaenda* (Rubiaceae), Hamamelidaceae, y entre estas *Corylopsis* y *Distylium*, Sapotaceae, Arecaceae, Celastraceae, etc. En algunos espectros las Caesalpiniaceae son muy abundantes y también se ha identificado *Acacia* (Mimosaceae).

Los elementos sin significación (principalmente Rosaceae) son, a veces, frecuentes así como las Cupressaceae (Fig. 4.10).

Los elementos de altitud están aquí sólo representados por la presencia de *Cathaya*, *Tsuga* y *Picea* en muy pocas muestras.

Los *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables varían de manera considerable a lo largo del sondeo (Fig. 4.10). Sus porcentajes pasan desde apenas un 1% hasta el 100% de los granos de polen encontrados en alguna de las muestras. Se observa el mismo comportamiento en la presencia del alga *Botryococcus*. Cuando *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables son muy abundantes *Botryococcus* también lo es, y al contrario (Fig. 4.10).

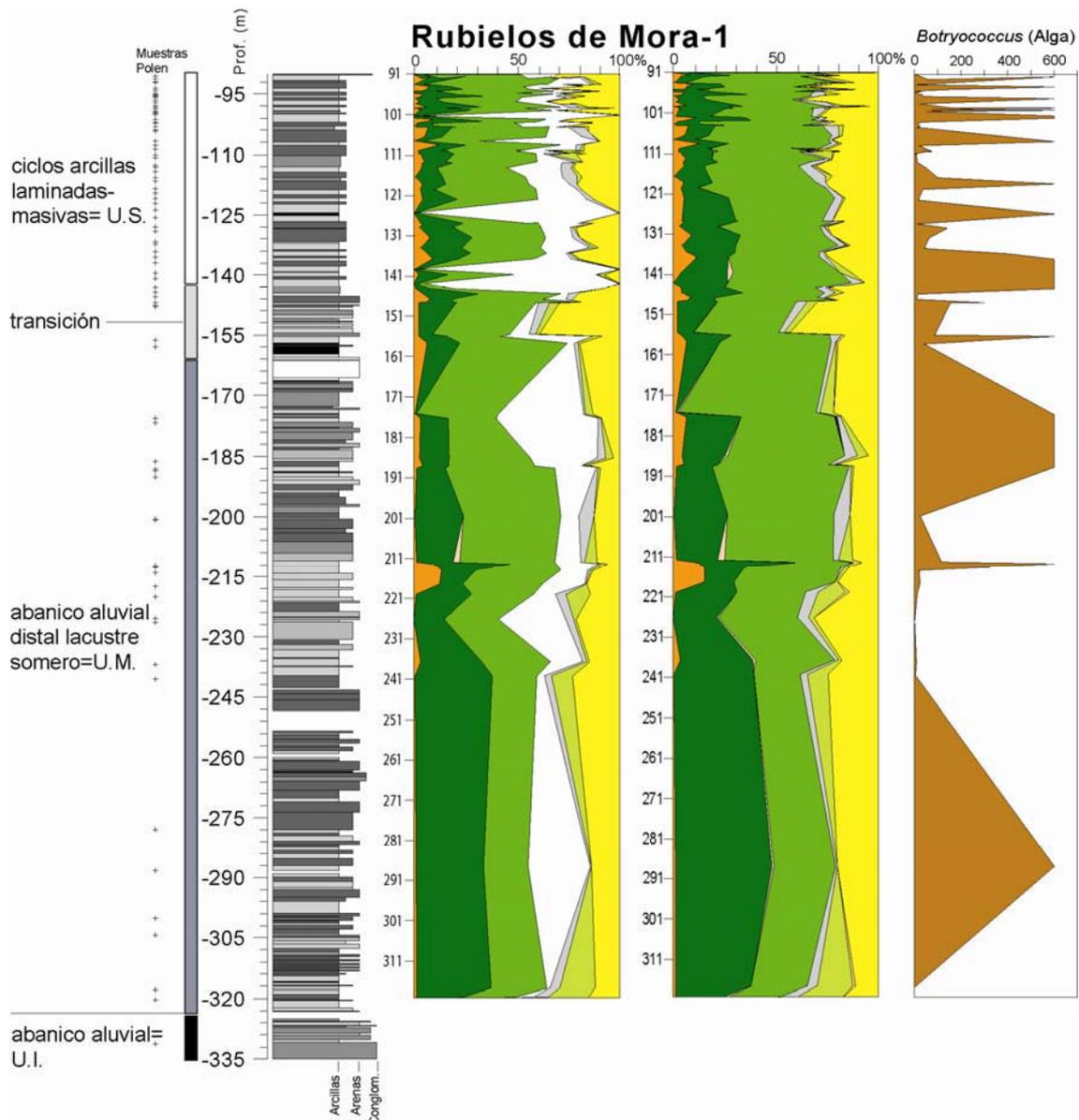


Fig. 4.10. Diagramas sintéticos del sondeo Rubielos de Mora-1 junto con el perfil litológico del mismo. Izquierda: con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables; centro: sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables; derecha: diagrama de abundancia de *Botryococcus* (Algae).

Se han observado dos tipos de cambios en la vegetación a lo largo de este sondeo, de diferente escala y duración temporal:

1) cambio de tipo de vegetación a lo largo del sondeo. Se caracteriza por ser unidireccional e irreversible. Se produce entre la parte más baja del sondeo, en donde dominan los árboles del tipo *Taxodium* (Ciprés de los pantanos), y la parte más alta dominada por una vegetación de tipo ripícola e hígrófila caracterizada principalmente por *Carya* y *Zelkova*, y en menor proporción *Salix*, *Celtis*, *Carpinus*, *Liquidambar*, etc. Se distinguen, por tanto, tres zonas en el diagrama polínico detallado (Fig. 4.9) caracterizadas por asociaciones polínicas diferentes; la parte más baja (A) estaría dominada por una vegetación dominada por *Taxodium*, la media (B), por una de tipo transición: *Taxodium* disminuye su presencia y deja lugar a árboles de tipo ripícolas, principalmente *Carya* y *Zelkova*; la zona más alta (C) está ya caracterizada por una vegetación en la que *Taxodium* es escaso y en su lugar dominan claramente *Carya* y *Zelkova* además de otros elementos ripícolas e hígrófilos (Fig. 4.9).

Este cambio florístico parece estar relacionado con la evolución geomorfológico-tectónica de la cuenca. Durante la fase (A), la cuenca estaría caracterizada por un ambiente fluvio-palustre, somero, en donde se produce una sedimentación típicamente fluvial, que se intercala con niveles de lignitos y arcillosos de tipo palustres. En este tipo de ambientes, tipo *Taxodium* sería muy abundante y se acompañaría de *Myrica*, *Cyrillaceae-Clethraceae*, etc., taxones que hoy día ocupan este tipo de nicho ecológico (p.e. en el SE de los EE.UU.). La fase (B) es una fase de transición. La cuenca se hace tectónicamente activa y comienza a subsidir por lo que el ambiente comienza a ser de tipo lacustre, el nivel del agua aumenta y en este tipo de ambientes más profundos tipo *Taxodium* y demás plantas típicas de pantanos no sobreviven dejando paso a una vegetación propia de borde de lago, ripícola o higrófila (*Salix*, *Zelkova*, *Carya*, *Carpinus*, etc.). La fase (C) está caracterizada por plenas condiciones lacustres en la cuenca por lo que este último tipo de taxones llegan a estar sobrerrepresentados. La vegetación en el borde del lago llegaría a ser muy espesa y formaría un efecto pantalla frente a los pólenes que transportados por el viento vendrían del exterior.

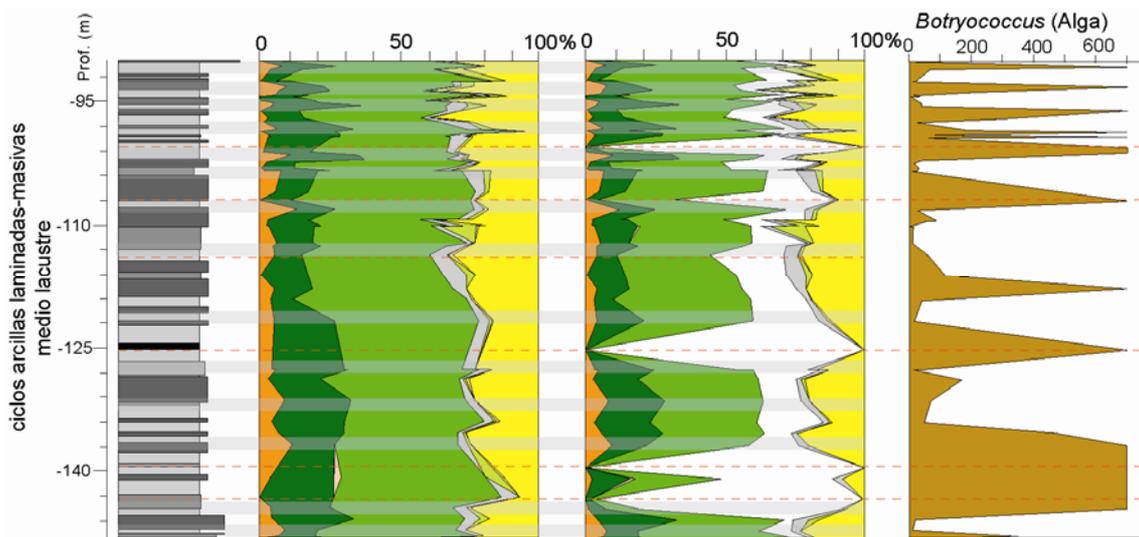


Fig. 4.11. Diagramas sintéticos del sondeo Rubielos de Mora-1 junto con el perfil litológico del mismo para el intervalo de 147.72 m -91 m. Izquierda: sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables; centro: con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables; derecha: diagrama de abundancia de *Botryococcus* (Algae). Las zonas sombreadas indican períodos más ricos en plantas termófilas. Estos períodos son coincidentes con mayores porcentajes en *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables y abundancias del alga *Botryococcus* (líneas rojas discontinuas).

2) Cambios repetitivos en la vegetación a lo largo del sondeo. Estos se encuentran principalmente en la parte más alta del sondeo, en las facies puramente lacustres (ver Fig. 4.10). Se observan dos tipos de cambios repetidos en la vegetación de distinta escala temporal.

a) Ciclicidad de mayor orden:

Existe la alternancia de épocas en las que las plantas termófilas junto con los *Pinus* y Pinaceae indeterminables y *Botryococcus* son más abundantes, con otras en las que lo son los elementos ripícolas mesotérmicos (Fig. 4.11). Se ha observado una coincidencia entre las épocas en las que dominan los elementos termófilos y los niveles que representan fases de alta evaporación-bajo nivel del lago y los sedimentos que indican grandes aportes fluviales hacia el lago que producirían una gran subida del nivel de éste y el comienzo de un nuevo ciclo (Fig. 4.12). Por el contrario, en fases en las que el nivel del lago estaría alto se observa una gran abundancia en los espectros polínicos de plantas ripícolas mesotérmicas.

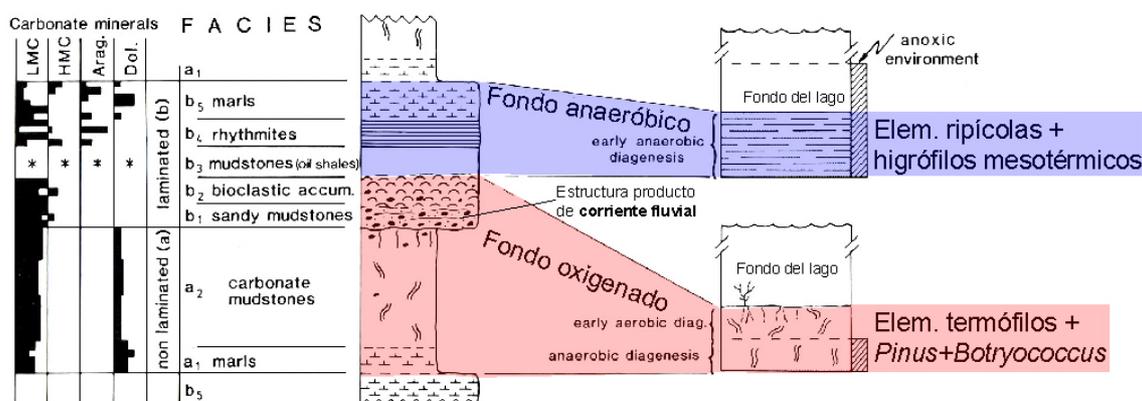


Fig. 4.12. Ciclo ideal de arcillas masivas-laminadas, su interpretación sedimentológica a partir de Anadón et al., (1988b) y resultados palinológicos.

b) Ciclicidad de menor orden:

Esta ciclicidad coincide con la observada previamente por la sedimentología, que aparece en el interior de las facies de arcillas laminadas en las llamadas ritmitas, en la fase de alto nivel lacustre y fondo anóxico (Anadón et al., 1988b). Los espectros polínicos estudiados entre ciertos niveles alternantes de escala centimétrica muestran una clara ciclicidad en la vegetación. Los niveles más claros y ricos en carbonato de naturaleza aragonítica y material detrítico, representando fases de nivel del lago más bajo y alta evaporación seguido de pequeños aportes fluviales (con material detrítico) son más ricos en *Pinus* y Pinaceae y *Botryococcus* que en los niveles más oscuros y ricos en materia orgánica que indicarían fases de más alto nivel del lago y anoxia en el fondo (para más información sedimentológica ver apartado 3.1.3.1 o Anadón et al., 1988b) (Fig. 4.13).

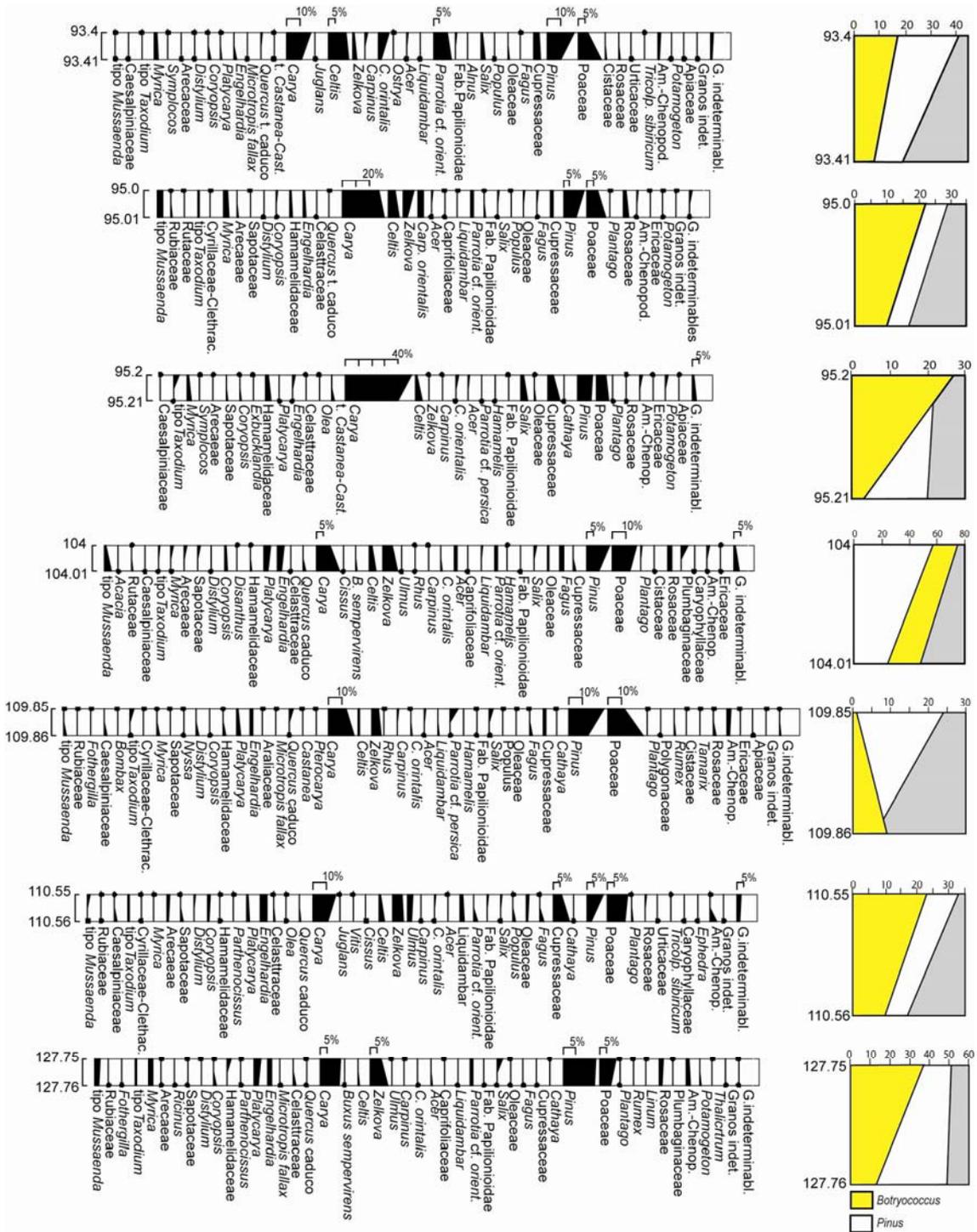


Fig. 4.13. Diagramas detallados de algunos niveles alternantes de ritmitas de escala centimétrica. A la derecha se muestran la variación de abundancia (en %) de *Pinus* y Pinaceae indeterminables (Blanco) y del alga *Botryococcus* (en amarillo).

4.1.4. Sección de Orera.

Los espectros polínicos están caracterizados por una abundancia de hierbas y fundamentalmente de Poaceae. Asteraceae, tipo Asteroideae y Cichorioideae, *Plantago*, Amaranthaceae-Chenopodiaceae y Ericaceae son también frecuentes en las muestras (Fig. 4.14).

Cathaya, al igual que el Pino, tiene una gran facilidad para el transporte y se encuentra en grandes porcentajes.

La presencia de *Cathaya* y de *Tsuga* y *Sciadopitys*, aunque en muy pequeños porcentajes indica la existencia de un relieve de mediana altitud próximo a nuestra localidad.

Los elementos mesotérmicos están principalmente representados por *Alnus*, *Ulmus* y *Parrotia*. Los más termófilos por tipo *Taxodium*, *Myrica*, *Distylium* y *Engelhardia* (Fig. 4.14).

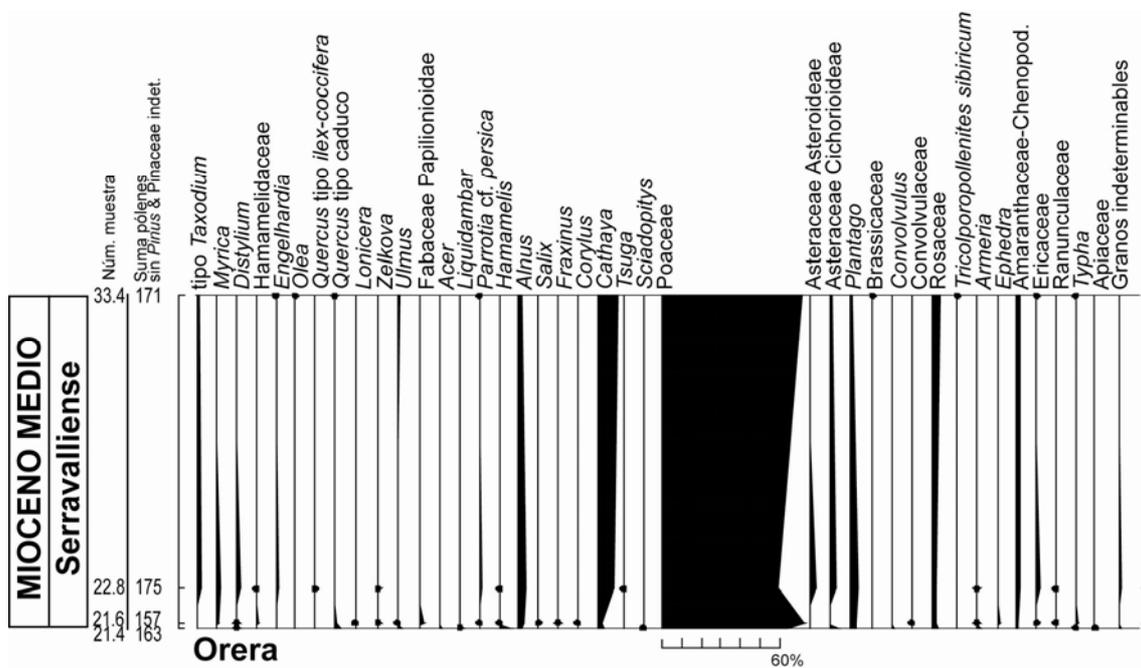


Fig. 4.14. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Orera.

Hay que hacer notar la gran sobrerrepresentación de *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables en todos los espectros (Fig. 4.15).

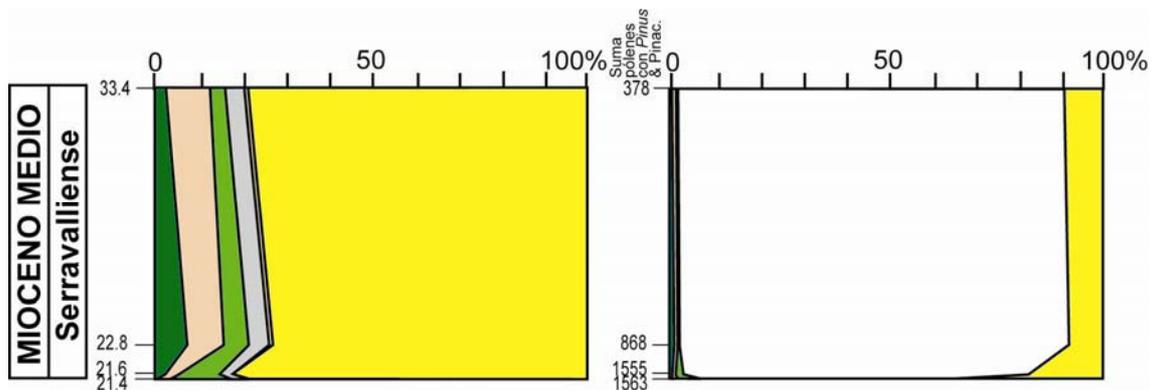


Fig. 4.15. Diagramas sintéticos de la sección de Orera. A la izquierda sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables. A la derecha con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables.

4.1.5. Sección de La Rierussa (Barcelona).

Los resultados polínicos procedentes de esta sección son muy parecidos a los que obtuvo previamente Bessedik (1985). En esta Tesis se completa el estudio previo con siete muestras más analizadas.

Los espectros polínicos se caracterizan por la abundancia de las hierbas (hierbas y arbustos + halófitas) que alcanzan valores de más del 70% de la suma total de granos, sin contar *Pinus* y Pinaceae indeterminables (Fig. 4.16).

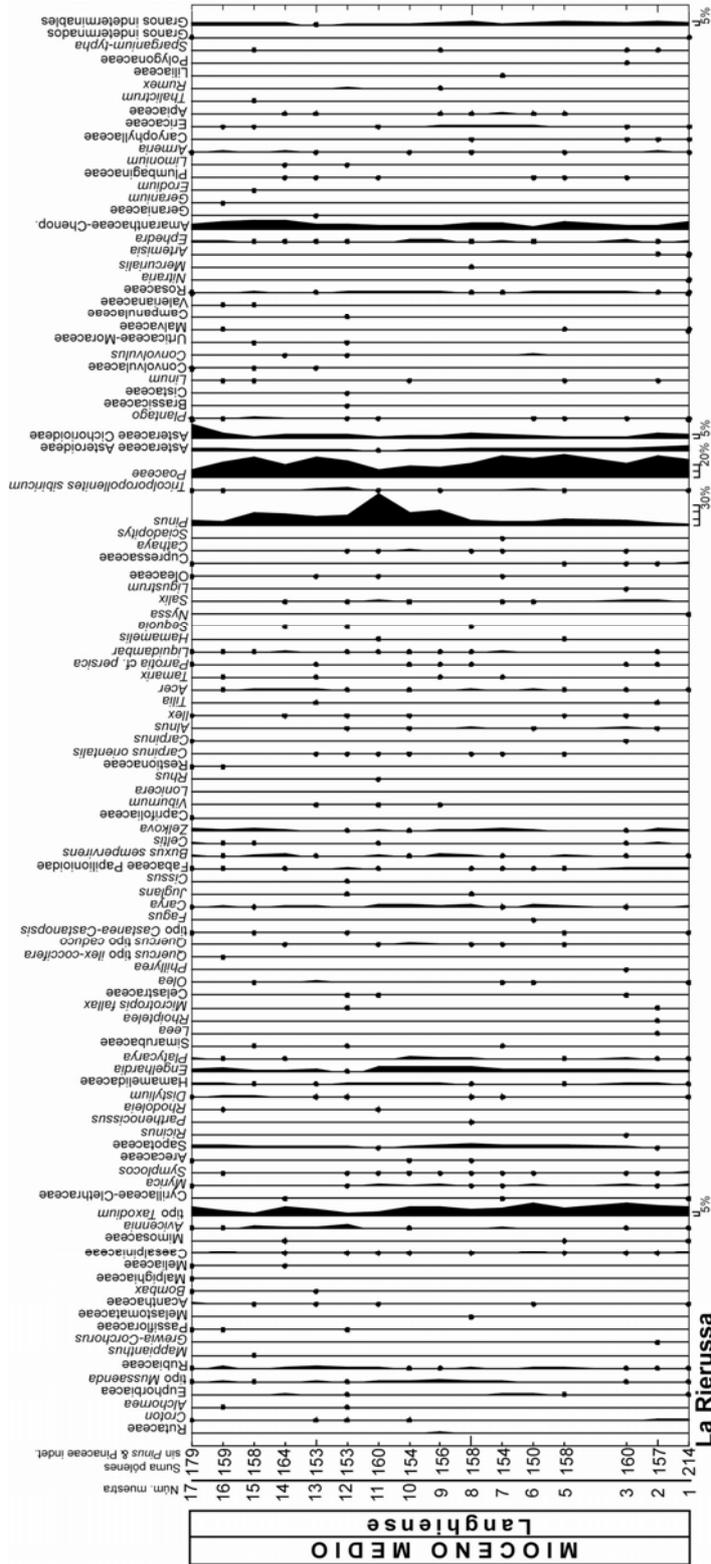


Fig. 4.16. Diagrama detallado de la sección de La Rierussa.

Los elementos termófilos son muy abundantes en esta sección. Los megamesotérmicos están dominados principalmente por pólenes de tipo *Taxodium*, *Myrica*, Sapotaceae, *Engelhardia* y *Platycarya*. Entre los megatérmicos, menos abundantes, se encuentra *Avicennia* (manglar), que en algunos casos se hallan en gran número, y además Rubiaceae, tipo *Mussaenda*, Euphorbiaceae, *Croton*, *Bombax*, etc. (Fig. 4.16 y 4.17).

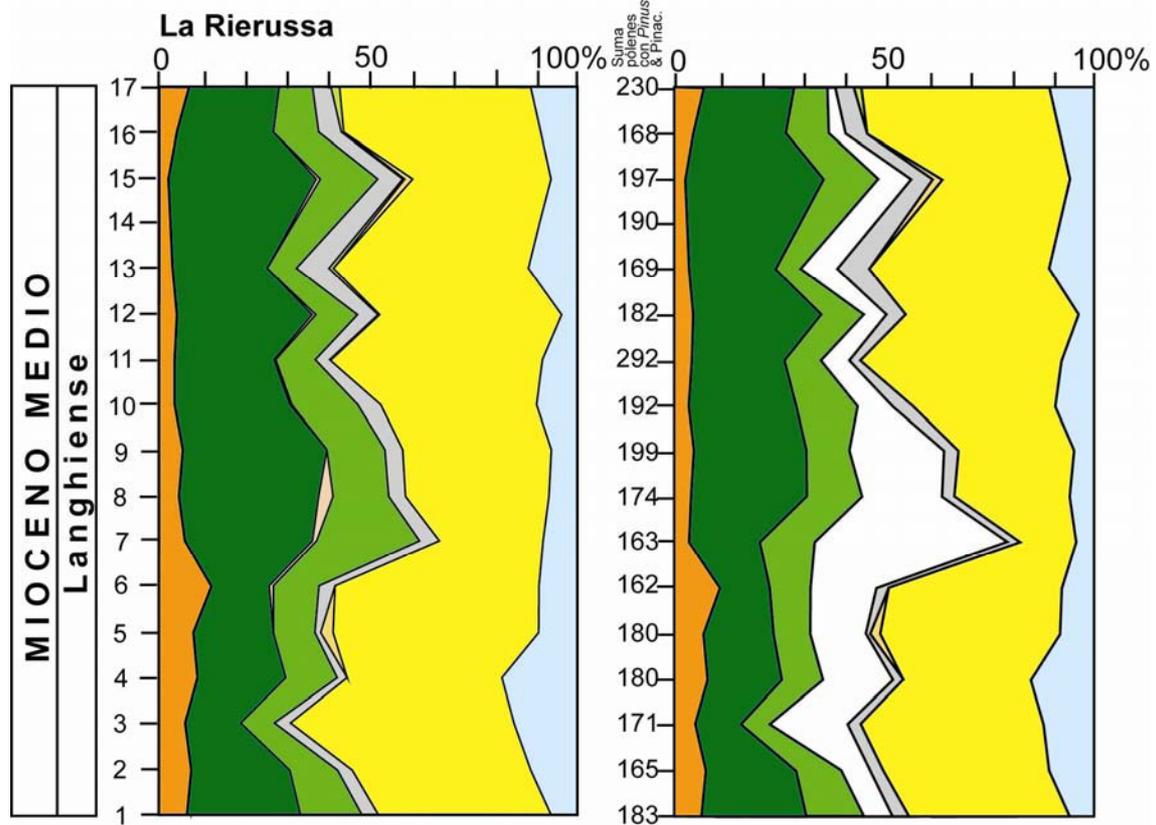


Fig. 4.17. Diagramas sintéticos de la sección de La Rierussa. Sin *Pinus* y *pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

Los elementos mesotérmicos están aquí representados por *Carya*, *Quercus* de tipo caduco, Fabaceae Papilionioideae, *Zelkova*, *Acer*, *Salix*, *Liquidambar*, etc.

Los elementos de altitud son muy poco abundantes y sólo representados por *Cathaya* y *Sciadopitys*.

4.1.6. Sección de Farinole (Cuenca de Saint-Florent, Córcega).

La flora polínica en esta sección está caracterizada por la abundancia de hierbas, principalmente representadas por la familia de las Poaceae y de las Asteraceae, fundamentalmente Cichorioideae, además de *Plantago* y Ericaceae (Fig. 4.18).

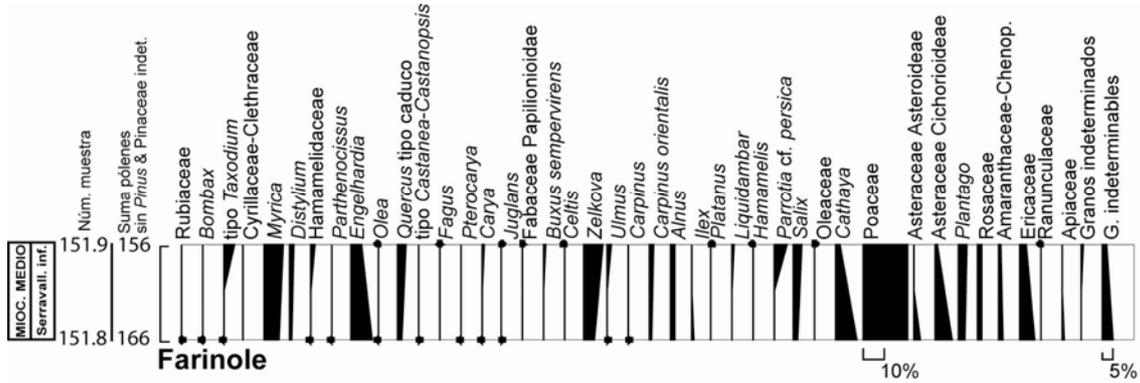


Fig. 4.18. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Farinole.

Los elementos mesotérmicos son también muy abundantes (Fig. 4.19) y están representados mayoritariamente por *Zelkova*, *Quercus* de tipo caduco, *Carpinus orientalis*, *Alnus*, *Parrotia* y *Salix*.

Entre los termófilos dominan los pólenes de *Myrica*, *Engelhardia*, tipo *Taxodium*, *Distylium* y Hamamelidaceae (Fig. 4.18).

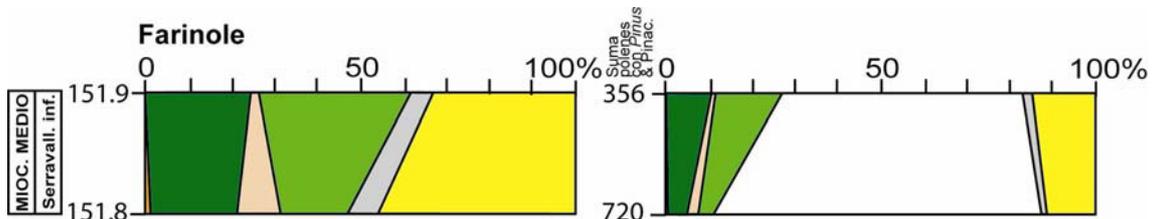


Fig. 4.19. Diagramas sintéticos de la sección de Farinole. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *pinaceae* indeterminables (derecha).

4.1.7. Sección de Montréal (Gers, Francia).

El único espectro polínico en esta sección nos informa sobre una vegetación formada principalmente por hierbas de tipo de las Poaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, *Plantago*, Asteraceae, *Rumex* y plantas acuáticas como Cyperaceae o Ranunculaceae (Tabla 4.1; Fig. 4.20).

Montreal-1			
		<i>Pinus</i>	4
tipo <i>Mussaenda</i>	2	Poaceae	36
Passifloraceae	1	Asteraceae Asteroideae	12
tipo <i>Taxodium</i>	8	Asteraceae Cichorioideae	9
Cyrillaceae-Clethraceae	2	<i>Plantago</i>	15
<i>Myrica</i>	5	<i>Geranium</i>	2
<i>Aesculus</i>	1	Geraniaceae	1
Sapotaceae	2	Rosaceae	11
<i>Distylium</i>	1	<i>Rumex</i>	6
<i>Engelhardia</i>	5	Labiatae	4
<i>Olea</i>	2	<i>Ribes</i>	2
<i>Quercus</i> tipo caduco	1	Caryophyllaceae	3
<i>Vitis</i>	1	Liliaceae	1
<i>Zelkova</i>	2	Thymelaceae	1
<i>Ulmus</i>	3	Plumbaginaceae	1
<i>Rhus</i>	1	<i>Ephedra</i>	1
Resedaceae	1	Amaranthaceae-Chenop.	22
Rhamnaceae	2	Ericaceae	1
<i>Acer</i>	2	Ranunculaceae	3
<i>Liquidambar</i>	1	Cyperaceae	8
<i>Populus</i>	3	Apiaceae	9
Oleaceae	1	Polygonaceae	2
Cupressaceae	3	<i>Polygonum</i>	3
<i>Cathaya</i>	2	Granos indeterminados	6
Pinaceae indeterminables	1	Granos indeterminables	14

Tabla 4.1. Espectro polínico de la sección de Montréal.

Los elementos sin significación son abundantes debido a los altos porcentajes de Rosaceae y Ranunculaceae en la muestra.

La asociación de elementos termófilos está caracterizada por tipo *Taxodium*, *Myrica*, *Engelhardia* y otras plantas como tipo *Mussaenda* y Cyrillaceae-Clethraceae, menos abundantes. Los mesotérmicos están representados por *Ulmus*, Rhamnaceae, *Acer*, *Zelkova*, *Quercus* tipo caduco, etc.

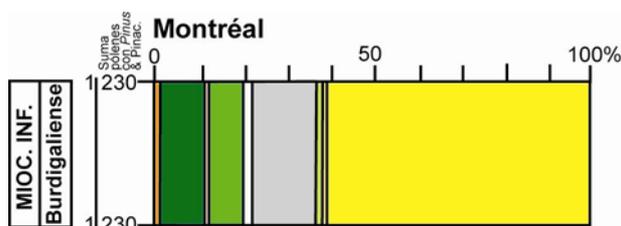


Fig. 4.20. Diagrama sintético con *Pinus* y Pinaceae indeterminables del espectro polínico de la sección de Montréal.

4.1.8. Area de Burdeos. Sección de Pont-Pourquey + Moulin de Lalande.

Hay un cambio en la vegetación entre las dos secciones de esta zona.

Los espectros polínicos de la sección de Pont-Pourquey (Burdigaliense) son más ricos en elementos megatérmicos que los de la sección de Moulin de Lalande (Serravalliense) (Fig. 4.21). Uno de estos elementos que desaparecen en Moulin de Lalande es *Avicennia*, además de Acanthaceae, tipo *Mussaenda*, Rubiaceae, etc (Fig. 4.22).

Se ha observado, al contrario, que algunos elementos mesotérmicos se hacen más abundantes en Moulin de Lalande. Es el caso de *Quercus* de tipo caduco, *Fagus*, *Juglans* o *Fraxinus*.

Los elementos mega-mesotérmicos que abundan en ambas secciones son tipo *Taxodium*, *Myrica*, *Engelhardia*, *Distylium* y Hamamelidaceae.

Con respecto a las hierbas, que no superan más del 25% de los granos en los espectros polínicos, están principalmente compuestas por Poaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae y Ericaceae.

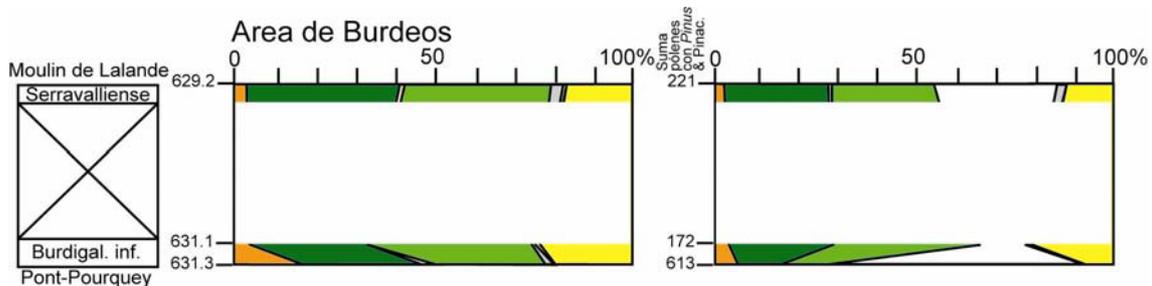


Fig. 4.21. Diagramas sintéticos del área de Burdeos (Pont-Pourquey + Moulin de Lalande). Sin Pinus y Pinaceae indeterminables (izquierda) y con Pinus y Pinaceae indeterminables (derecha).

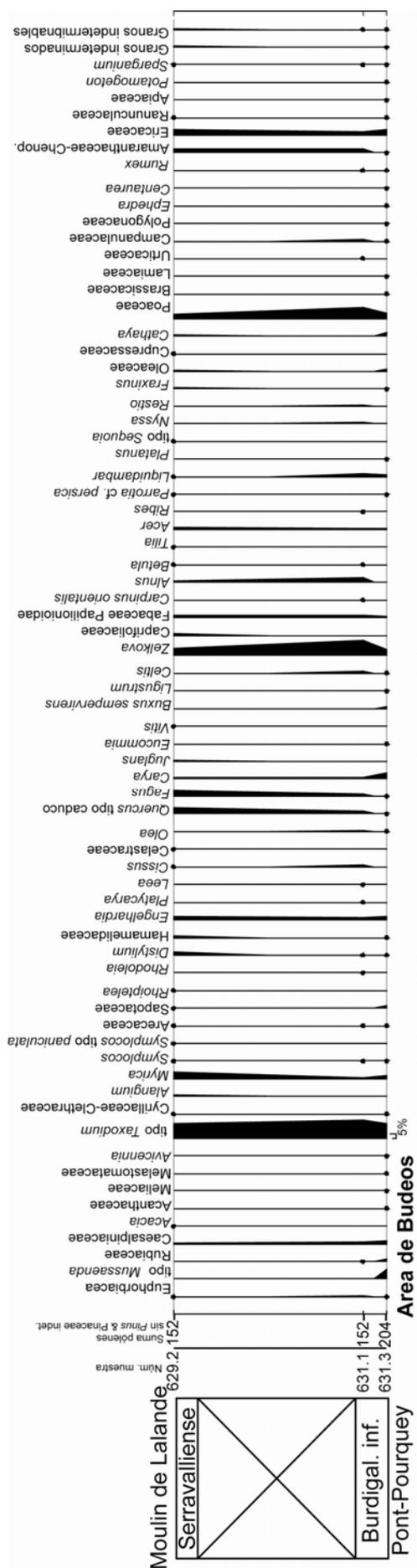


Fig. 4.22. Diagrama detallado sin Pinus y Pinaceae indeterminables del área de Budeos (Pont-Pourquey + Moulin de Lalande).

4.1.9. Valle Ceppi (Italia).

El único espectro polínico analizado procedente de Italia es de edad Burdigaliense y nos proporciona una flora muy rica en elementos termófilos (Fig. 4.23), entre los que domina tipo *Taxodium*, al que le acompaña *Myrica*, *Engelhardia* y en menores porcentajes Sapotaceae, *Distylium*, Rutaceae, Rubiaceae, etc (Tabla 4.2).

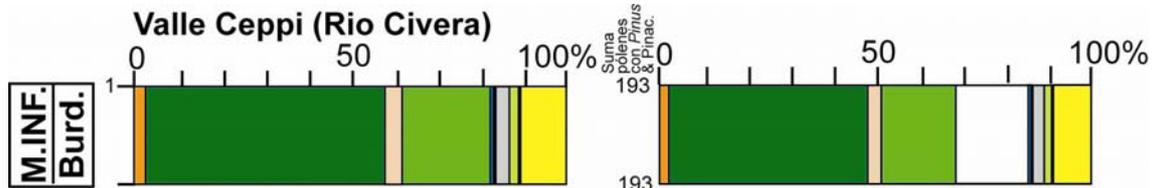


Fig. 4.23. Diagramas sintéticos de Valle Ceppi (Rio Civera). Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

El conjunto de elementos mesotérmicos se compone principalmente de *Carya*, *Quercus* tipo caduco y *Alnus*, *Salix*, *Buxus sempervirens*, tipo *Sequoia*, etc.

Los elementos de altitud estarían caracterizados por *Cathaya* así como por la presencia de *Abies* y de *Cedrus*.

Las hierbas aquí están generalmente representadas por Poaceae.

Rio Civera			
Rubiaceae	2	<i>Acer</i>	1
Rutaceae	2	<i>Liquidambar</i>	1
tipo <i>Taxodium</i>	40	<i>Nyssa</i>	1
<i>Myrica</i>	10	<i>Alnus</i>	3
Caesalpinaceae	1	<i>Salix</i>	2
Sapotaceae	4	Oleaceae	2
<i>Distylium</i>	3	tipo <i>Sequoia</i>	3
<i>Rhodoleia</i>	2	Cupressaceae	3
Hamamelidaceae	1	<i>Cathaya</i>	6
<i>Engelhardia</i>	26	<i>Cedrus</i>	1
Celastraceae	2	<i>Abies</i>	1
<i>Olea</i>	1	<i>Pinus</i>	33
<i>Quercus</i> tipo caduco	3	Poaceae	12
<i>Carya</i>	11	Asteraceae Asteroideae	1
<i>Buxus sempervirens</i>	2	Asteraceae Cichorioideae	2
<i>Celtis</i>	1	<i>Ephedra</i>	1
<i>Zelkova</i>	2	Amaranth.-Chenopodiaceae	1
Rhamnaceae	1	Granos indeterminables	5

Tabla 4.2. Espectro polínico de Valle Ceppi (Rio Civera).

4.1.10. Secciones de Estagel y Bayanne.

La flora polínica en estas dos secciones está dominada por plantas termófilas. Entre las megatérmicas predomina *Avicennia*, tipo *Musaenda*, Rubiaceae y *Buxus* tipo *bahamensis*, así como Meliaceae, Euphorbiaceae, *Croton*, etc. Estas desaparecerán más tarde, en la sección de Bayanne, después del periodo regresivo de la secuencia eustática S3 (Fig. 4.24 y 4.25).

Con respecto a las plantas mega-mesotérmicas la asociación se caracteriza por la abundancia de *Engelhardia*, tipo *Taxodium*, *Microtropis fallax*, Sapotaceae, Arecaceae, *Myrica*, Chloranthaceae, *Dodonaea*, Menispermaceae, etc. (Fig. 4.24).

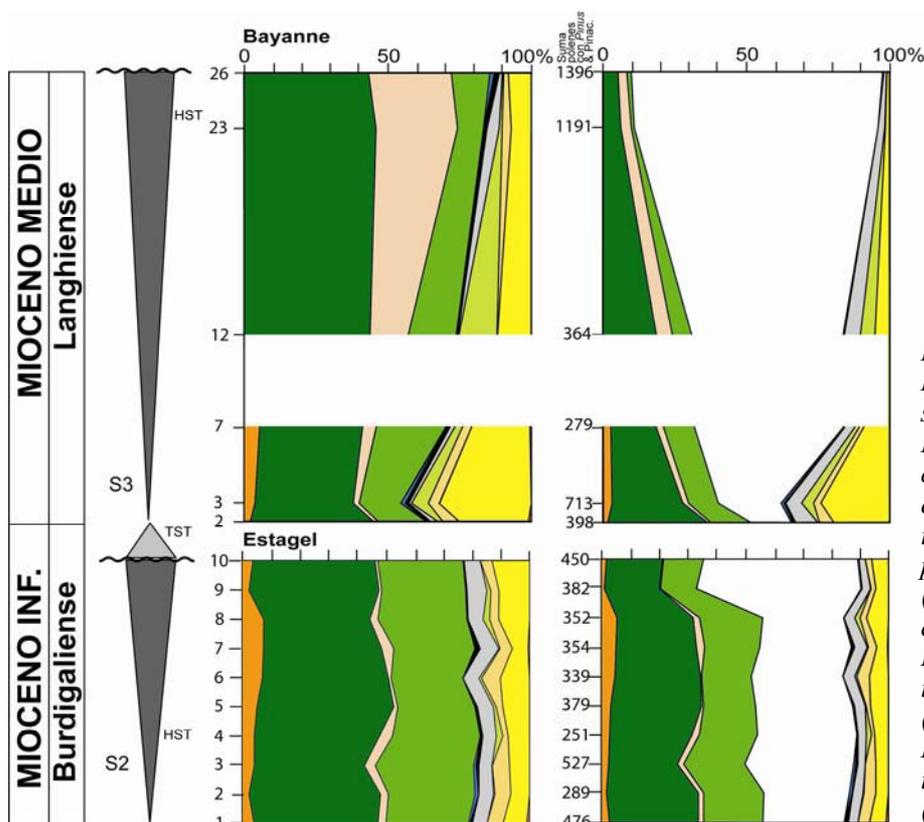


Fig. 4.25. Diagramas sintéticos de Estagel-Bayanne con secuencias eustáticas identificadas previamente (Besson et al., enviado). Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

Los elementos mesotérmicos están aquí caracterizados por el predominio de *Carya*, *Buxus sempervirens*, *Quercus* de tipo caduco, *Zelkova*, *Salix*, *Acer*, etc.

Cathaya, presente en todos los espectros en esta área, incrementa sus porcentajes fuertemente en la sección de Bayanne. Los demás elementos de altitud (*Cedrus*, *Tsuga*, *Sciadopitys*, *Picea* y *Abies*) están todos representados aunque en muy pequeños porcentajes (Fig. 4.24).

Las hierbas, que no alcanzan más del 30% en los espectros, son principalmente de las familias Poaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Ericaceae, *Plantago*, etc.

Las xerófitas mediterráneas llegan a alcanzar importantes porcentajes en algunos espectros y están compuestas generalmente por *Olea*, *Ceratonia* y *Phillyrea*.

Cupressaceae se hace más abundante en la parte alta de la sección de Bayanne. *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables, con elevados porcentajes en todas los espectros, son más abundantes en los cortejos de alto nivel marino (HST) de cada una de las secuencias eustáticas. Su sobrerrepresentación es muy evidente en la parte más alta de la última secuencia eustática en la sección de Bayanne (Fig. 4.24).

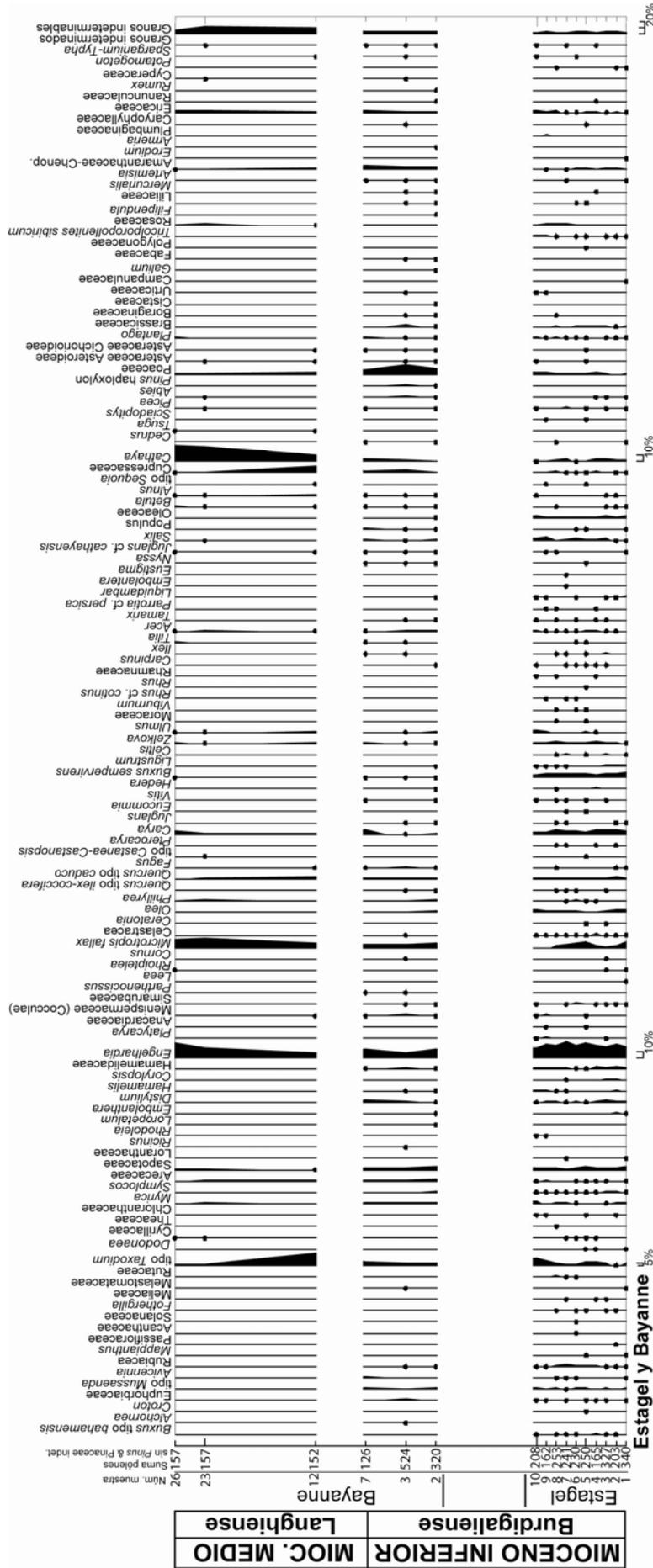


Fig. 4.24. Diagrama detallado sin Pinus y Pinaceae indeterminables de las secciones de Estagel-Bayanne.

4.1.11. Sondeo de Les Mées-1 (Alpes-de-Haute-Provence, Francia).

Los sedimentos de este sondeo han proporcionado una flora rica en elementos termófilos y en su mayoría mega-mesotérmicos. Entre estos predominan la juglandaceas *Engelhardia* y *Platycarya*, tipo *Taxodium*, *Myrica*, *Arecaceae*, *Sapotaceae*, etc., (Fig. 4.26).

Entre los megatérmicos se encuentra *Avicennia*, sólo presente en una de las muestras (a 1140m). Este grupo disminuye a lo largo del sondeo, y no se encuentran representantes en la muestra más alta, la 990m (Fig. 4.27).

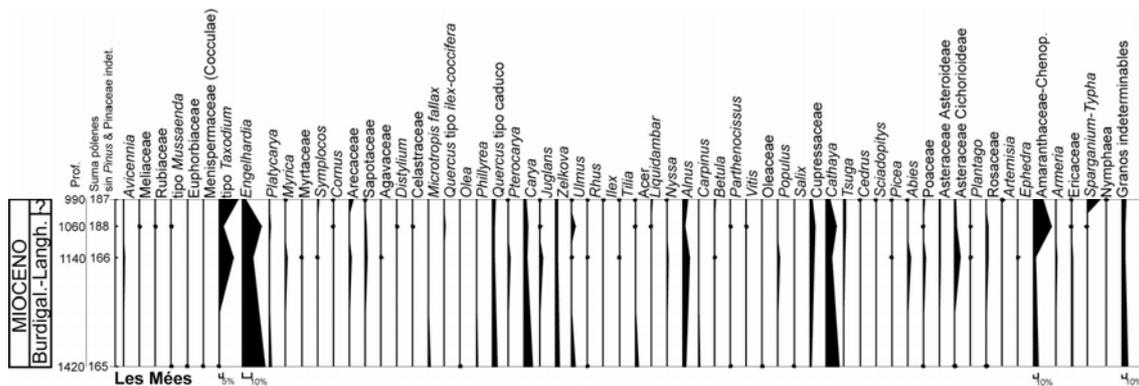


Fig. 4.26. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de Les Mées.

La flora mesotérmica está compuesta de *Carya*, *Zelkova*, *Alnus*, *Salix*, *Quercus* tipo caduco, *Juglans*, *Acer*, etc. *Cathaya* abunda en los espectros y va a compañada de otros elementos de altitud, cuantiosos en el caso de *Tsuga* y *Abies* (Fig. 4.26 y 4.27).

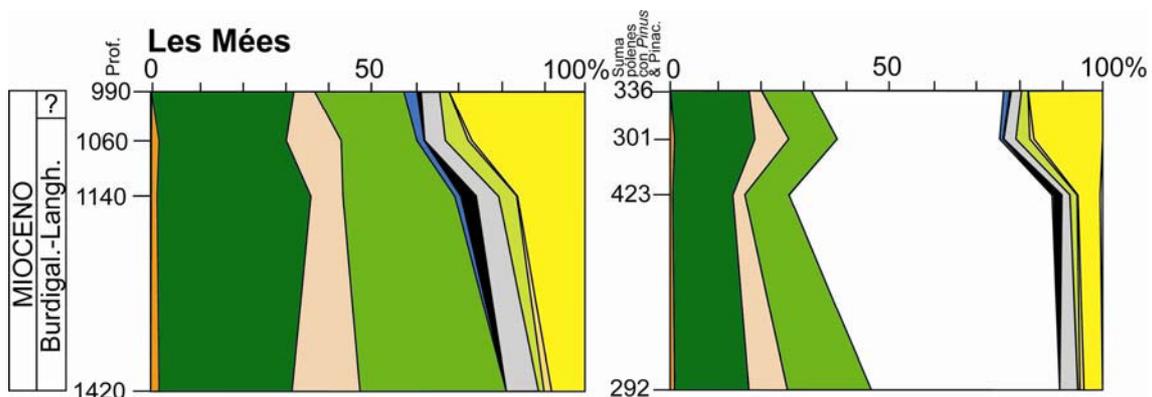


Fig. 4.27. Diagramas sintéticos de Les Mées. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

Las hierbas están representadas principalmente por *Asteraceae* *Cichorioideae*, *Amaranthaceae*-*Chenopodiaceae* y *Sparganium*-*Typha*.

4.1.12. Sección de La Rosée (Francia).

Los dos espectros polínicos estudiados en la sección de La Rosée muestran una flora polínica rica en elementos termófilos, entre los que se encuentra *Avicennia*, Rutaceae, *Buxus* tipo *bahamensis* y Euphorbiaceae entre otros. De los elementos termófilos los más abundantes son el tipo *Taxodium*, *Myrica*, *Engelhardia*, Sapotaceae, Hamamelidaceae y *Distylium* (Fig. 4.28).

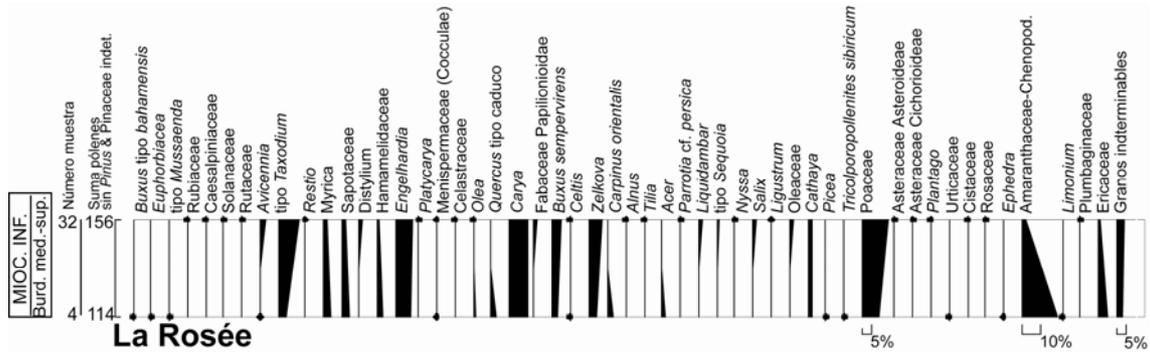


Fig. 4.28. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de La Rosée.

Los elementos mesotérmicos son, de igual manera, abundantes en los espectros y están compuestos fundamentalmente por *Carya*, *Zelkova*, *Buxus sempervirens*, *Salix*, *Carpinus orientalis*, *Acer* y *Liquidambar*.

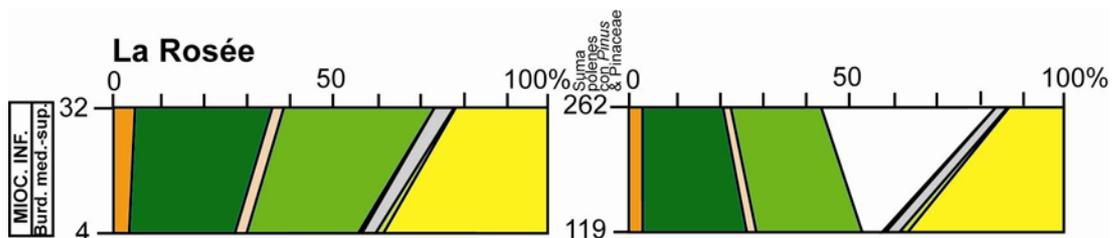


Fig. 4.29. Diagramas sintéticos de La Rosée. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

Cathaya, aunque presente en los espectros, no es frecuente. De los demás elementos de altitud sólo está representado *Picea*, en muy pequeños porcentajes (Fig. 4.29).

Las hierbas están compuestas por Poaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae y Ericaceae fundamentalmente.

4.1.13. Sección de Châteauredon (Alpes-de-Haute-Provence, Francia).

El espectro polínico en esta sección se caracteriza por la abundancia de elementos termófilos y en particular de *Avicennia* (Tabla 4.3). Otros taxones megatérmicos presentes son Caesalpiniaceae, *Buxus* tipo *bahamensis*, Rubiaceae, Passifloraceae, etc.

Los elementos mega-mesotérmicos son también abundantes (Fig. 4.30), entre los que se encuentran tipo *Taxodium*, Sapotaceae, *Engelhardia*, etc.

Châteauredon 03/02/2008			
<i>Buxus</i> tipo <i>bahamensis</i>	1	<i>Pterocarya</i>	1
Rubiaceae	1	<i>Carya</i>	5
Passifloraceae	1	<i>Buxus sempervirens</i>	2
<i>Acacia</i>	1	<i>Zelkova</i>	6
Meliaceae	1	<i>Liquidambar</i>	2
Caesalpiniaceae	4	<i>Salix</i>	1
<i>Avicennia</i>	10	Oleaceae	2
tipo <i>Taxodium</i>	12	<i>Cathaya</i>	1
<i>Myrica</i>	1	<i>Pinus</i>	23
<i>Symplocos</i>	1	Poaceae	21
Arecaceae	1	Plantago	2
Sapotaceae	10	<i>Ephedra</i>	1
Hamamelidaceae	1	Urticaceae	1
<i>Engelhardia</i>	11	Rosaceae	1
Menispermaceae (Cocculae)	1	Amaranthaceae-Chenopodiaceae.	52
<i>Olea</i>	1	Caryophyllaceae	3
<i>Quercus</i> tipo caduco	2	Ericaceae	1

Tabla 4.3. Espectro polínico de Châteauredon.

Los elementos mesotérmicos están poco presentes y entre ellos destacan *Zelkova*, *Carya*, *Quercus* tipo caduco, *Liquidambar*, etc (Fig. 4.30; Tabla 4.3).

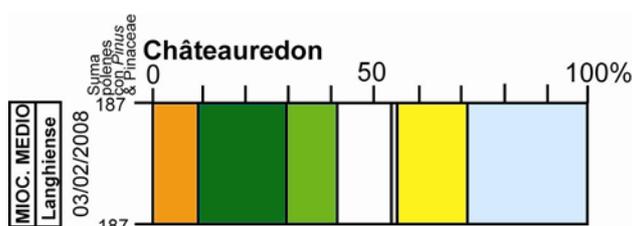


Fig. 4.30. Diagrama sintético de Châteauredon con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables.

Las hierbas son abundantes, con más del 40% del total de pólenes contados, en donde la mayoría son pólenes de Amaranthaceae-Chenopodiaceae (halófito) y el resto está formado casi en su totalidad por Poaceae (Tabla 4.3).

4.1.14. Sección de Ecotet (Ain, Francia).

Los espectros polínicos están fundamentalmente compuestos de elementos mesotérmicos como *Quercus* tipo caduco, *Fagus*, *Carya*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Parrotia* cf. *persica* y tipo *Sequoia* (Fig. 4.31).

En este sector, durante el Serravallense, no se encuentran elementos megatérmicos (Fig. 4.32).

Entre los mega-mesotérmicos, menos abundantes que los mesotérmicos, se encuentran tipo *Taxodium*, *Engelhardia*, *Myrica* o *Distylium*.

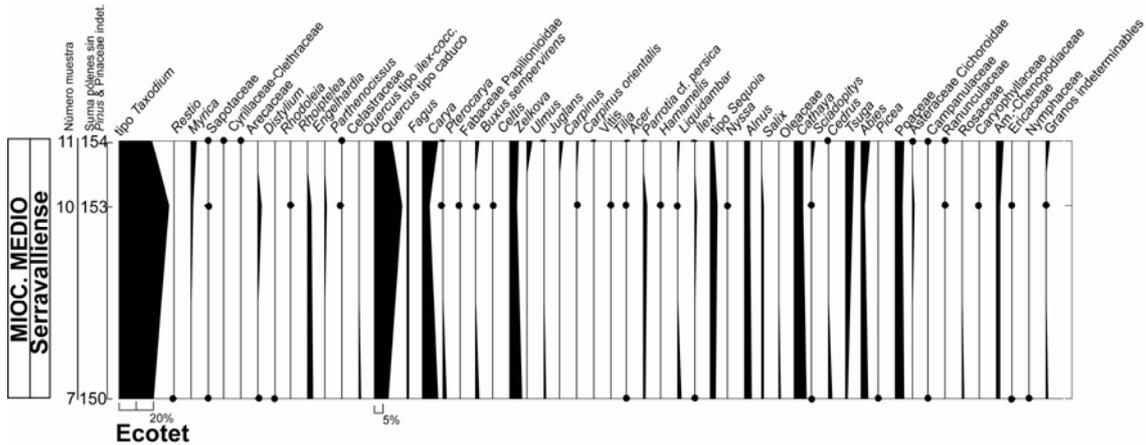


Fig. 4.31. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Ecotet.

Cathaya y otros elementos de mediana (*Sciadopitys*, *Cedrus* y *Tsuga*) y elevada altitud (*Abies* y *Picea*) están bien representados (Fig. 4.31). Las hierbas, siempre en menor porcentaje del 15%, están compuestas principalmente por Poaceae y Amaranthaceae-Chenopodiaceae.

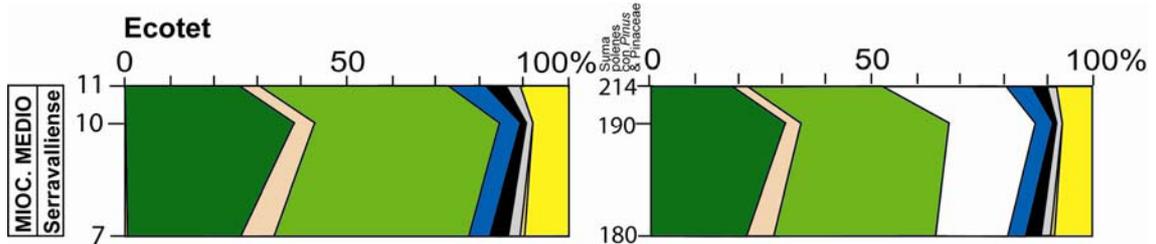


Fig. 4.32. Diagramas sintéticos de la sección de Ecotet. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

4.1.15. Sección de la Nèphe (Saboya, Francia).

Esta sección, de edad Burdigaliense, ha proporcionado unos espectros polínicos muy ricos en plantas termófilas. Los elementos mega-mesotérmicos son los más abundantes y están principalmente representados por el tipo *Taxodium* y, en menores porcentajes, por *Engelhardia* (Fig. 4.33 y 4.34).

Tipo *Mussaenda* es el polen más abundante entre los megatérmicos, aunque también hay presencias de Acanthaceae, Rubiaceae o Euphorbiaceae.

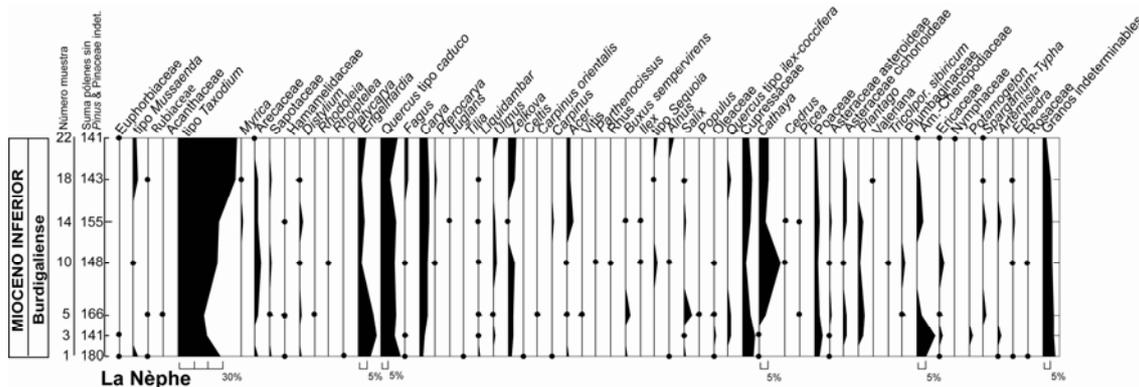


Fig. 4.33. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de La Nèphe.

Quercus de tipo caduco, junto con *Carya*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Acer*, *Alnus*, *Salix*, tipo *Sequoia*, etc., forman la asociación de elementos mesotérmicos.

Cathaya (con más del 10% en la muestra 8) es abundante, sin embargo el resto de elementos de altitud están muy poco representados y sólo *Cedrus* y *Picea* hacen su aparición en algunas muestras (Fig. 4.33).

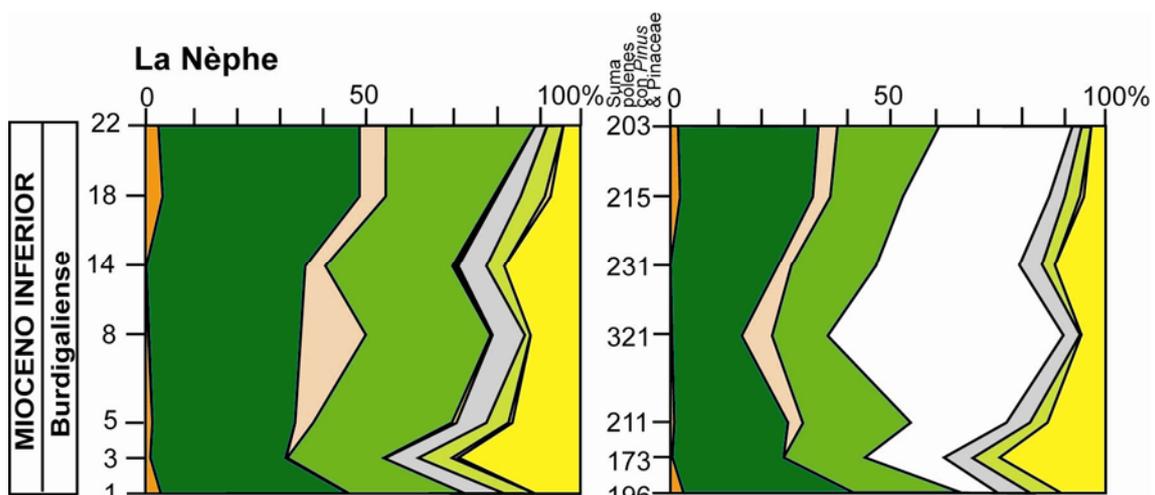


Fig. 4.34. Diagramas sintéticos de la sección de La Nèphe. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

Las hierbas como Poaceae, Asteraceae Cichorioideae, Plantago, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Ericaceae, etc., y plantas acuáticas como *Sparganium-Typha* *Potamogeton* constituyen el grupo de las hierbas y arbustos en esta sección.

Las Cupressaceae están presentes a lo largo de toda la sección y parecen mantener porcentajes similares a lo largo de ella.

4.1.16. Yacimiento de Soblay (Ain, Francia).

De este yacimiento de mamíferos, de edad Vallesiense (Tortonense), se ha estudiado un solo espectro polínico que nos informa sobre una flora en la que el grupo de hierbas y arbustos es el dominante con más del 30% de los granos identificados. Dentro de este grupo destacan las Poaceae, Liliaceae, Apiaceae, *Potamogeton* y *Plantago*. (Tabla 4.4 y Fig. 3.35)

Soblay-6		
Rubiaceae	1 <i>Acer</i>	8
Rutaceae	1 <i>Alnus</i>	3
tipo <i>Taxodium</i>	11 <i>Salix</i>	7
Arecaceae	8 <i>Ligustrum</i>	1
Sapotaceae	1 tipo <i>Sequoia</i>	1
Hamamelidaceae	1 Cupressaceae	29
<i>Engelhardia</i>	1 <i>Pinus</i>	2
Celastraceae	1 Poaceae	12
<i>Olea</i>	2 Asteraceae Asteroideae	2
<i>Phillyrea</i>	1 Asteraceae Cichorioideae	1
<i>Quercus</i> tipo <i>ilex-coccifera</i>	3 <i>Plantago</i>	4
<i>Quercus</i> tipo caduco	11 Liliaceae	16
<i>Fagus</i>	1 <i>Ephedra</i>	2
<i>Buxus sempervirens</i>	1 Amaranthaceae-Chenop.	1
<i>Ulmus</i>	9 Ericaceae	1
<i>Rhus</i>	2 <i>Typha</i>	2
<i>Carpinus</i>	1 <i>Potamogeton</i>	5
<i>Ilex</i>	2 Apiaceae	22
<i>Tilia</i>	1 Granos indeterminables	14

Tabla 4.4. Espectro polínico del yacimiento de Soblay.

Los elementos mesotérmicos, los siguientes en abundancia, están representados por *Quercus* de tipo caduco, *Ulmus*, *Acer*, *Salix*, etc. Las Cupressaceae son, en esta sección, especialmente abundantes con más del 10% de los granos clasificados.

Los elementos termófilos están compuestos principalmente por tipo *Taxodium* y Arecaceae. Además, de presencias de *Engelhardia*, Sapotaceae, etc (Tabla 4.4).

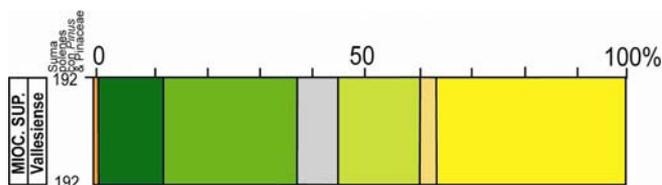


Fig. 4.35. Diagrama sintético con *Pinus* y Pinaceae indeterminables del yacimiento de Soblay.

Las xerófitas mediterráneas están también presentes en este espectro por *Quercus* del tipo *ilex-coccifera*, *Olea* y *Phillyrea*.

4.1.17. Sección de Combe Girard (Le Locle, Suiza).

El espectro polínico de la sección de Combe Girard (Le Locle), de edad Serravalliense, nos informa sobre una vegetación formada casi exclusivamente por un sustrato arbóreo, dominado, casi al 50%, por los elementos mega-mesotérmicos y mesotérmicos entre los que se encuentran *Engelhardia*, *Myrica*, Hamamelidaceae y *Distylium* (Tabla 4.5 y Fig. 4.36). Hay que remarcar la ausencia de elementos megatérmicos.

Combe Girard (Le Locle)			
tipo <i>Taxodium</i>	1	<i>Tilia</i>	1
Arecaceae	3	<i>Parthenocissus</i>	1
<i>Myrica</i>	52	<i>Acer</i>	7
<i>Distylium</i>	7	<i>Tamarix</i>	3
<i>Hamamelis</i>	1	<i>Liquidambar</i>	8
Hamamelidaceae	7	<i>Salix</i>	21
<i>Platycarya</i>	1	<i>Ligustrum</i>	1
<i>Engelhardia</i>	140	Oleaceae	4
<i>Olea</i>	7	Cupressaceae	4
<i>Quercus</i> tipo <i>ilex-coccifera</i>	1	<i>Cathaya</i>	1
<i>Quercus</i> tipo caduco	8	<i>Picea</i>	2
<i>Carya</i>	14	<i>Abies</i>	1
<i>Pterocarya</i>	4	Pinaceae indeterminables	13
<i>Juglans</i>	5	<i>Pinus</i>	22
<i>Juglans</i> cf. <i>cathayensis</i>	25	Poaceae	7
<i>Carpinus orientalis</i>	47	<i>Plantago</i>	4
<i>Buxus sempervirens</i>	1	Geraniaceae	1
<i>Zelkova</i>	3	Fabaceae Papilionioidae	2
<i>Ulmus</i>	2	Ericaceae	1
<i>Celtis</i>	1	<i>Potamogeton</i>	2
<i>Carpinus</i>	6	Rosaceae	3
<i>Alnus</i>	7	Granos indeterminables	12

Tabla 4.45. Espectro polínico del yacimiento de la sección de Combe Girard (Le Locle).

Carpinus orientalis, *Juglans* cf. *cathayensis*, *Salix*, *Carya*, *Liquidambar*, *Acer*, *Carpinus* y *Alnus* caracterizan, casi por completo, la asociación de elementos mesotérmicos.

Olea y *Quercus* tipo *ilex-coccifera* forman parte de las xerófitas mediterráneas.

Las hierbas son muy poco abundantes y principalmente constituidas por Poaceae y *Plantago*.

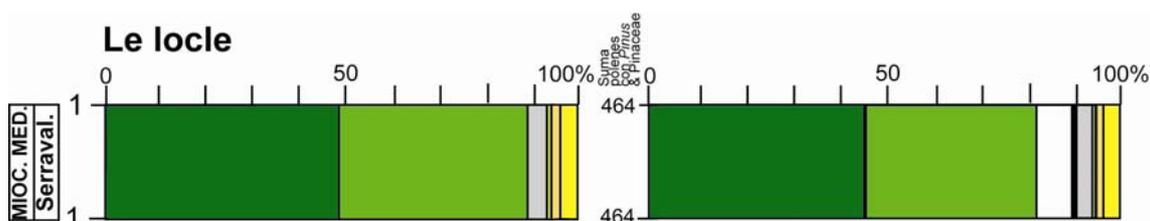


Fig. 4.36. Diagramas sintéticos de la sección de Combe Girard (Le Locle). Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

4.1.18. Sección de Montevraz (Suiza).

Los espectros polínicos de esta sección de edad Burdigaliense se caracterizan por la abundancia de *Engelhardia* y tipo *Taxodium*, que forman la mayor parte del grupo de elementos mega-mesotérmicos (Fig. 4.37).

Quercus del tipo caduco, *Carya*, *Zelkova*, *Salix*, *Carpinus*, *Acer*, *Buxus sempervirens* y *Fagus*, pertenecientes al grupo de elementos mesotérmicos, son también abundantes (Fig. 4.38).

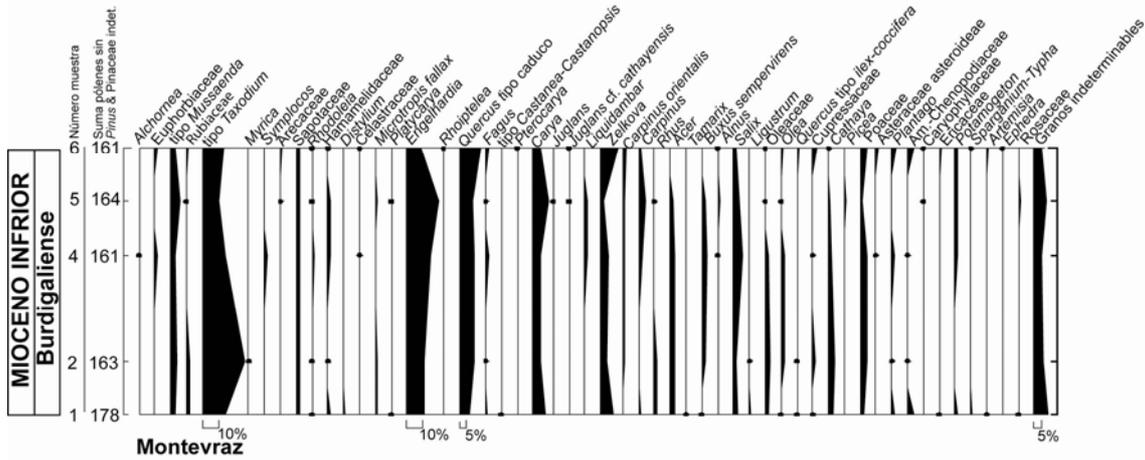


Fig. 4.37. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Montevraz.

El grupo de los elementos megatérmicos está representado por el tipo *Mussaenda*, Rubiaceae, Euphorbiaceae y *Alchornea*.

Las hierbas son poco abundantes y están constituidas por Poaceae, Asteraceae, Asteroideae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Potamogeton y *Plantago* (Fig. 4.37).

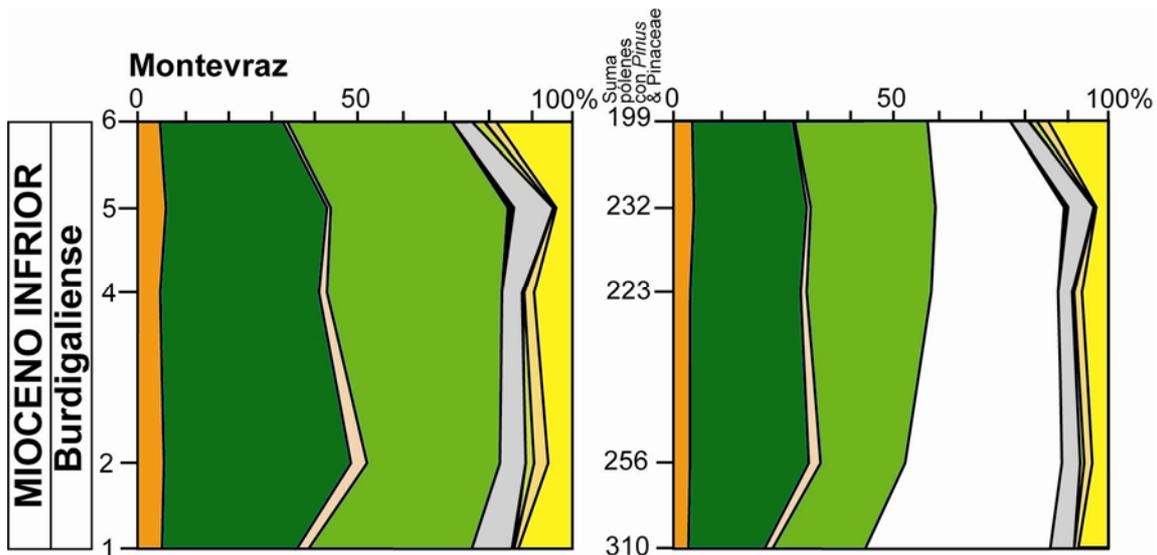


Fig. 4.38. Diagramas sintéticos de la sección de Montevraz. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

4.1.19. Sección de Häutligen (Cantón de Berna, Suiza).

Los cuatro espectros polínicos obtenidos en la sección de Häutligen son muy ricos en elementos megatérmicos y se distinguen por contener una gran cantidad de pólenes del tipo *Mussaenda* y *Avicennia* (Fig. 4.39 y 4.40).

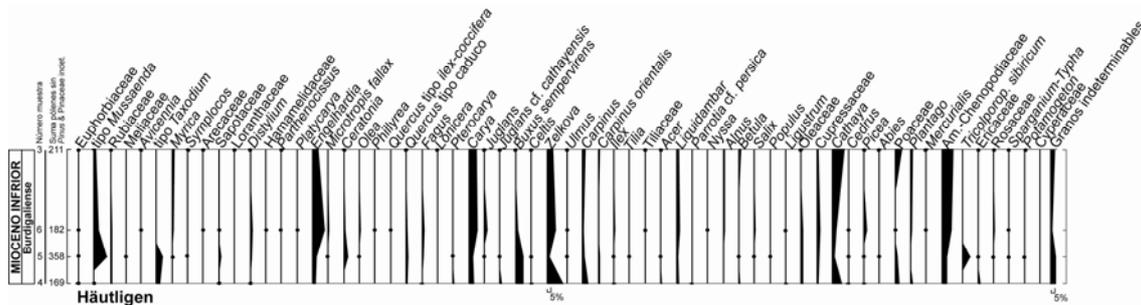


Fig. 4.39. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Häutligen.

Los elementos mega-mesotérmicos se caracterizan por la presencia de *Engelhardia*, tipo *Taxodium* y *Myrica*.

Carya, *Zelkova*, *Carpinus*, *Buxus sempervirens*, *Liquidambar* y *Quercus* tipo caduco son los pólenes más abundantes del grupo de las plantas mesotérmicas, que están bien representadas en los cuatro espectros.

Cathaya es abundante en todas las muestras y está acompañada por pequeños porcentajes de otros elementos de altitud como *Cedrus*, *Picea* y *Abies* (Fig. 4.39).

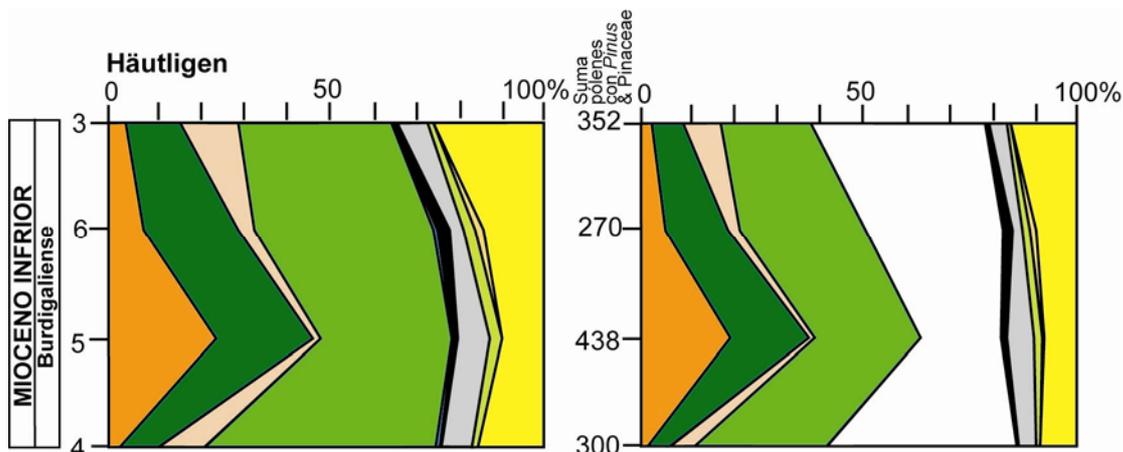


Fig. 4.40. Diagramas sintéticos de la sección de Montevraz. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

Como en todos los espectros de esta área, las hierbas están pobremente representadas y sólo por Poaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae o *Plantago*. Hay que resaltar la presencia de *Tricolporopollenites sibiricum*, planta de la que se desconoce su pariente actual, que es abundante en una de las muestras (nº 5) (Fig. 4.39).

4.1.20. Sección de Nebelberg (Cantón de Solothurn, Suiza).

La flora polínica, de edad Vallesiense (Tortonense), es rica en el grupo de las hierbas y elementos mesotérmicos. (Fig. 4.41 y 4.42).

El substrato herbáceo está dominado por Amaranthaceae-Chenopodiaceae, *Plantago*, Urticaceae y Poaceae (Fig. 4.41).

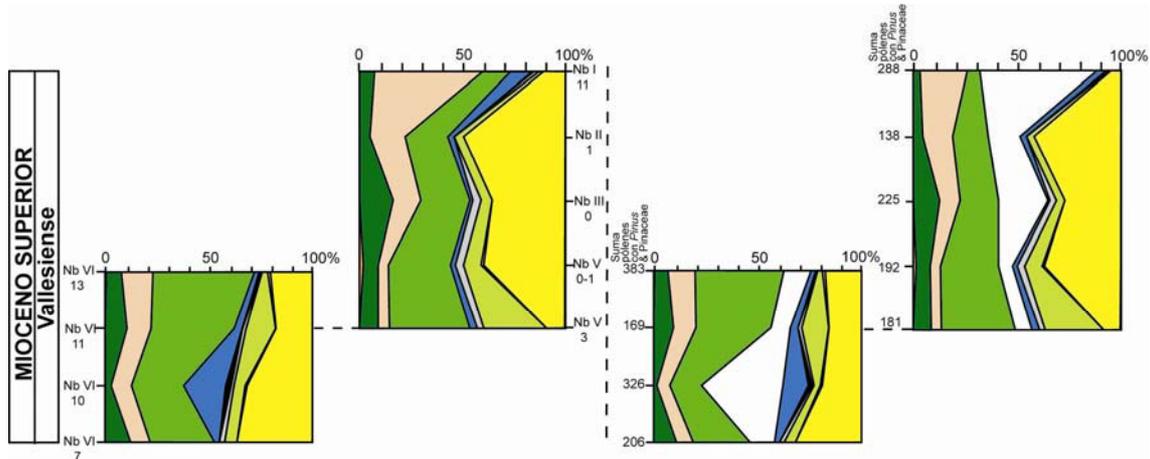


Fig. 4.42. Diagramas sintéticos de la sección de Nebelberg. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

Quercus de tipo caduco, *Carya*, *Zelkova*, *Ulmus* y *Pterocarya* son los árboles que caracterizan el grupo de mesotérmicos.

Cathaya es muy abundante en todos los espectros. Del mismo modo que *Tsuga*, *Sciadopitys* y *Cedrus*. Los elementos de altitud elevada (*Abies* y *Picea*) no son tan abundantes aunque están también presentes. Las Cupressaceae se encuentran en altos porcentajes.

Los elementos mega-mesotérmicos no son muy abundantes y están fundamentalmente representados por tipo *Taxodium* y *Engelhardia* (Fig. 4.41).

4.1.21. Sección de Breitenmatt (Cantón de Zürich, Suiza).

El único espectro estudiado de esta sección, de edad Serravalliense, nos indica una vegetación de tipo forestal. Las hierbas son, en este caso, muy escasas (Tabla 4.6 y Fig. 4.43). Se observa que la diversidad es bastante baja: se encuentran pocos taxones y algunos son muy abundantes.

La flora de tipo mesotérmica domina sobre la termófila estando principalmente caracterizada por *Alnus*, *Zelkova*, *Quercus* de tipo caduco y *Carya* (Tabla 4.6).

Breitenmatt-5		
tipo <i>Mussaenda</i>	2 <i>Ulmus</i>	1
Rutaceae	1 <i>Ilex</i>	1
tipo <i>Taxodium</i>	40 <i>Tilia</i>	1
<i>Myrica</i>	7 <i>Acer</i>	3
Sapotaceae	2 <i>Alnus</i>	26
<i>Distylium</i>	1 <i>Salix</i>	2
<i>Parthenocissus</i>	1 Cupressaceae	1
<i>Engelhardia</i>	9 <i>Cathaya</i>	3
<i>Quercus</i> tipo caduco	12 <i>Pinus</i>	13
<i>Fagus</i>	2 Poaceae	1
<i>Carya</i>	11 Rosaceae	2
<i>Celtis</i>	1 Ericaceae	1
<i>Zelkova</i>	15 Granos indeterminables	7

Tabla 4.6. Espectro polínico de la sección de Breitenmatt.

Entre los elementos termófilos se encuentran fundamentalmente tipo *Taxodium*, *Engelhardia*, *Myrica*, tipo *Mussaenda* y Sapotaceae (Tabla 4.6).

Cathaya está presente en un pequeño porcentaje y los elementos de altitud están aquí ausentes.

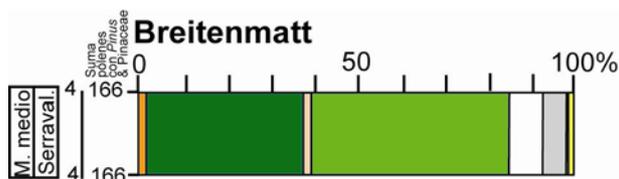


Fig. 4.43. Diagrama sintético con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Breitenmatt.

4.1.22. Sección de Pfaffenzell-II (molasa bávara, Alemania).

La flora polínica está caracterizada por la gran abundancia de elementos mesotérmicos como *Zelkova*, *Liquidambar*, *Celtis*, *Salix*, *Carya*, etc. (Fig. 4.44 y 4.45).

Los elementos mega-mesotérmicos, como tipo *Taxodium*, *Myrica*, *Engelhardia*, Hamamelidaceae, *Parthenocissus*, *Distylium*, Sapotaceae, etc., son también abundantes. *Cathaya*, está también presente generalmente en altos porcentajes.

Los elementos megatérmicos, por el contrario, están sólo representados por Rubiaceae, *Croton*, Euphorbiaceae y Icacinaceae en pequeñas cantidades (Fig. 4.44).

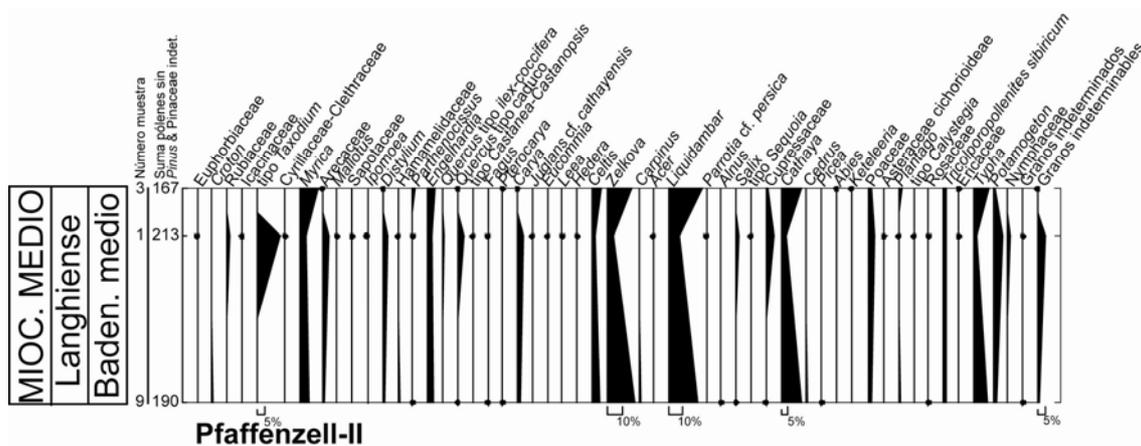


Fig. 4.44. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Pfaffenzell-II.

Las hierbas, con abundancias del orden de un 20%, están dominadas por *Typha*, *Potamogeton*, *Nymphaceae*, Poaceae y *Plantago*.

Se encuentran varios granos de Cupressaceae en la muestra 1.

Los elementos de altitud, como *Cedrus*, *Picea* y *Abies*, están presentes pero en muy pequeños porcentajes (Fig. 4.44 y 4.45).

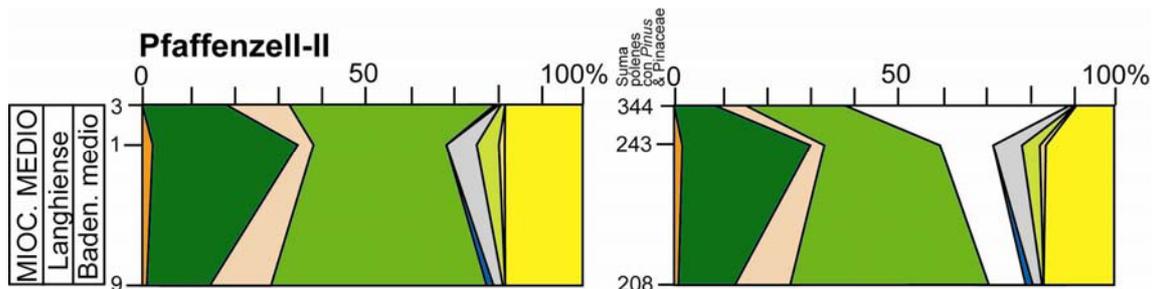


Fig. 4.45 Diagramas sintéticos de la sección de Pfaffenzell-II. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

Se han observado cambios en la flora polínica entre la muestra 9 y las 1 y 3. La 1 está caracterizada por la mayor abundancia de tipo *Taxodium*, *Arecaceae*, *Distylium*, *Quercus* tipo caduco, *Carya* y Cupressaceae, mientras que las muestras 9 y 3, son más ricas en *Zelkova*, *Liquidambar*, *Cathaya*, *Typha*, *Myrica* y *Celtis*.

4.1.23. Sección de Strass-Eberschwang (Austria).

Los espectros polínicos en la parte de edad Ottnangiense (Burdigaliense) de la sección nos muestran una vegetación boscosa dominada por los elementos termófilos (Fig. 4.46 y 4.47).

Los elementos mega-mesotérmicos se caracterizan por la alta presencia de tipo *Taxodium*, *Engelhardia*, *Distylium*, *Myrica*, *Arecaceae* y *Rhodoleia*.

Entre los elementos megatérmicos se encuentran tipo *Mussaenda*, *Avicennia*, *Acanthaceae*, *Buxus* tipo *bahamensis*, *Euphorbiaceae*, *Rubiaceae*, *Rutaceae* y *Acacia*.

Carya, *Zelkova*, *Carpinus*, *Buxus sempervirens*, *Liquidambar* y *Quercus* tipo caduco son los pólenes más abundantes del grupo de las plantas mesotérmicas, que están bien representadas en los espectros.

Cathaya es abundante en todas las muestras y viene acompañada por pequeños porcentajes de otros elementos de altitud como *Cedrus*, *Sciadopitys*, *Picea* y *Abies* (Fig. 4.46).

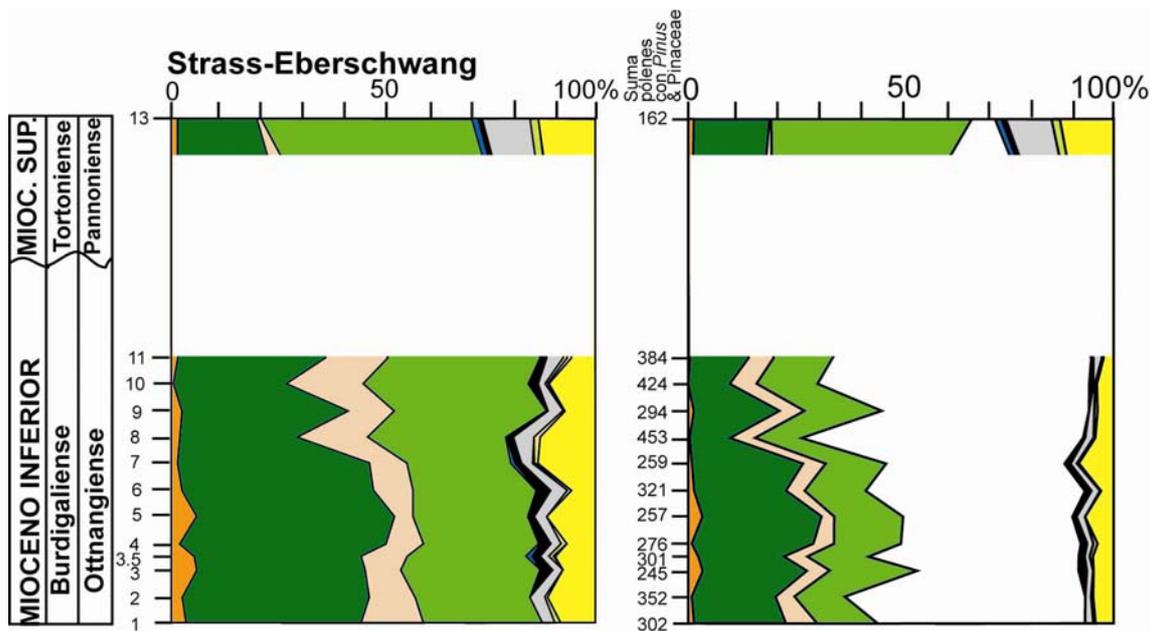


Fig. 4.47. Diagramas sintéticos de la sección de Strass-Eberschwang. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

Las hierbas, que no superan el 20% de porcentaje, se componen principalmente de *Poaceae*, *Amarantaceae-Chenopodiaceae* y *Ericaceae*.

La flora polínica en la parte más alta de la sección, de edad Pannoniense (Tortonense), es muy diferente a la anterior. Los elementos termófilos disminuyen considerablemente y por el contrario, los mesotérmicos se hacen los más abundantes (Fig. 4.47). La mayoría de taxones megatérmicos desaparecen y los mega-mesotérmicos disminuyen en más del 50% en su presencia.

Los elementos mesotérmicos aumentan extensamente y en particular *Quercus* de tipo caduco, *Fagus*, *Nyssa*, *Ilex*, *Acer*, tipo *Castanea-Castanopsis* (Fig. 4.46).

Cupressaceae también incrementa su número en este espectro y *Tsuga*, un elemento de altitud media hace su aparición.

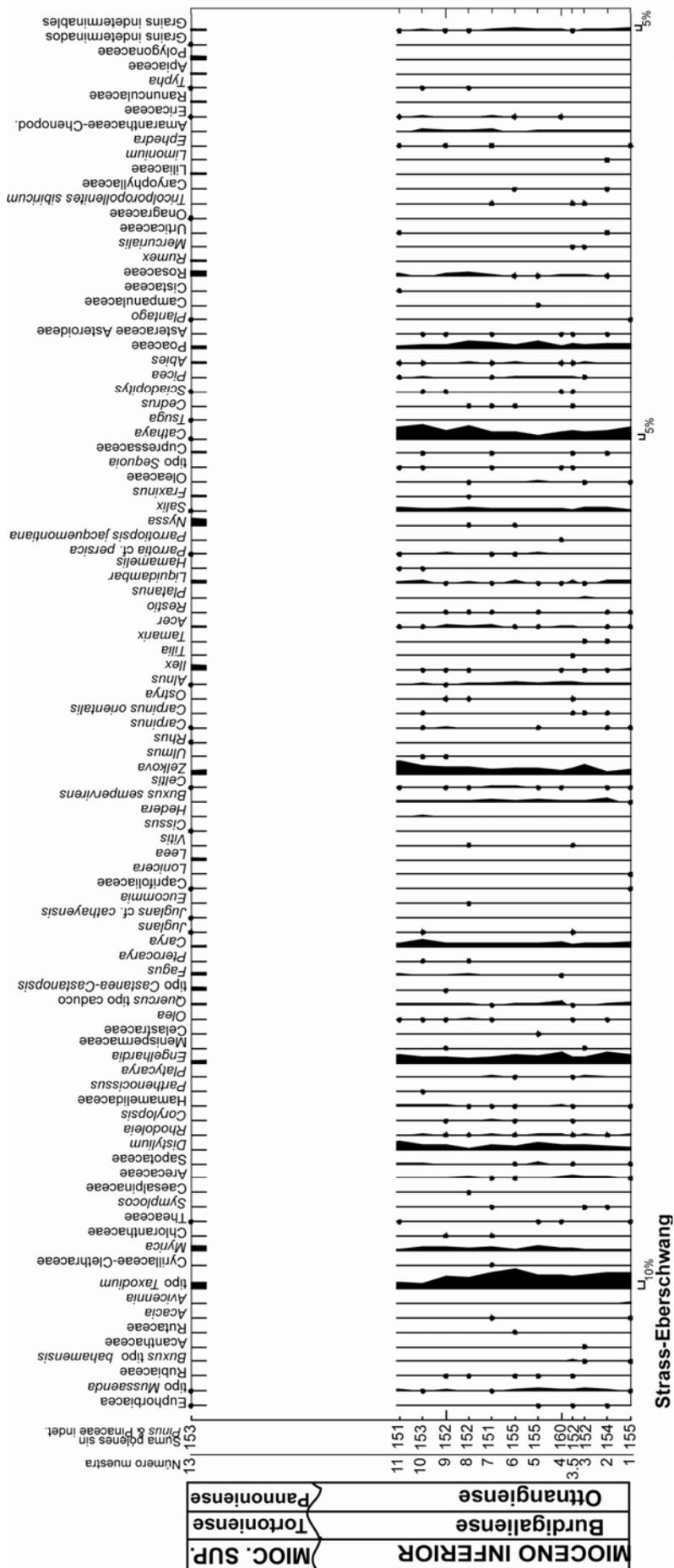


Fig. 4.46. Diagrama detallado sin Pinus y Pinaceae indeterminables de la sección de Strass-Eberschwang.

4.1.24. Sección de Göllersdorf (Austria).

Los elementos mesotérmicos dominan la flora polínica en esta sección, entre ellos se encuentran fundamentalmente *Carya*, *Quercus* de tipo caduco, *Alnus*, *Zelkova*, *Liquidambar*, *Tilia*, *Acer* y *Salix* (Fig. 4.48 y 4.49).

Tipo *Taxodium*, *Engelhardia*, *Myrica* y, en menor porcentajes Sapotaceae y Hamamelidaceae, forman gran parte de los elementos mega-mesotérmicos (Fig. 4.48).

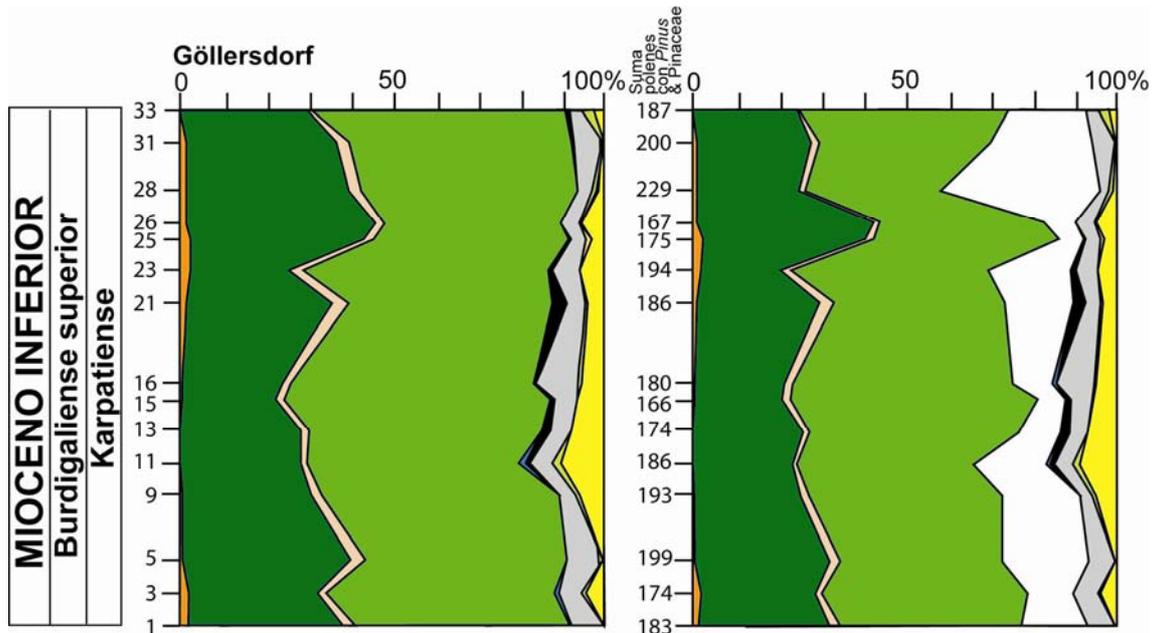


Fig. 4.49. Diagramas sintéticos de la sección de Göllersdorf. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

Los elementos megatérmicos, aunque presentes, no son abundantes y en su mayoría representados por tipo *Mussenda*.

Cathaya es constante en todos los espectros con pequeños porcentajes. Otros elementos de altitud, como *Tsuga* y *Sciadopitys* (altitud media) y *Abies* y *Picea* (altitud elevada) se encuentran presentes pero con una pequeña representación (Fig. 4.48).

Las hierbas son poco abundantes y dominadas por Poacee.

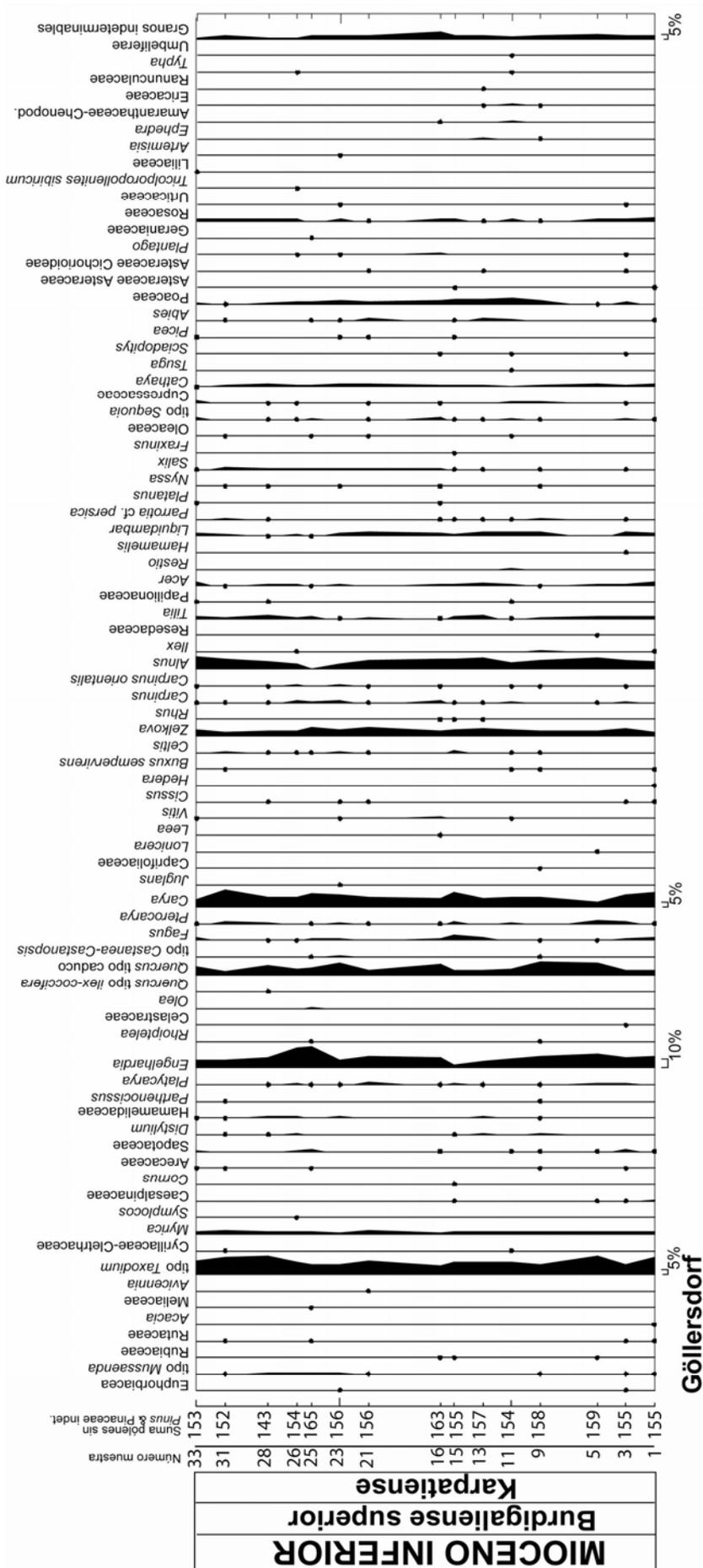


Fig. 4.48. Diagrama detallado sin Pinus y Pinaceae indeterminables de la sección de Göllersdorf.

4.1.25. Sección de Brünnerhütte (Austria).

El espectro polínico nos informa de una vegetación de tipo forestal dominada casi a partes iguales por elementos termófilos y mesotérmicos (Tabla 4.7; Fig. 4.50).

Los primeros, principalmente elementos mega-mesotérmicos, están compuestos en gran parte por *Engelhardia*, tipo *Taxodium*, *Distylium*, *Parthenocissus* y *Myrica*. Entre los mesotérmicos, se encuentran frecuentemente *Zelkova*, *Quercus* de tipo caduco, *Alnus*, *Carya* y *Tilia* (Tabla 4.7).

Brünnerhütte-4

tipo <i>Mussaenda</i>	1	<i>Hedera</i>	1
Acanthaceae	1	<i>Zelkova</i>	19
tipo <i>Taxodium</i>	20	<i>Tilia</i>	7
<i>Myrica</i>	5	<i>Liquidambar</i>	1
<i>Symplocos</i>	1	<i>Alnus</i>	13
<i>Distylium</i>	15	<i>Fagus</i>	1
<i>Rhodoleia</i>	1	<i>Cathaya</i>	4
<i>Parthenocissus</i>	6	Pinaceae indeterminables	11
<i>Engelhardia</i>	24	<i>Pinus</i>	6
<i>Quercus</i> tipo caduco	17	Poaceae	4
tipo <i>Castanea-Castanopsis</i>	2	<i>Plantago</i>	1
<i>Pterocarya</i>	2	Granos indeterminados	3
<i>Carya</i>	9	Granos indeterminables	15
<i>Leea</i>	3		

Fig. 4.7. Espectro polínico de la sección de Brünnerhütte.

Cathaya se encuentra representada por sólo 4 granos, y no se ha encontrado ningún elemento de altitud.

Las hierbas se encuentran muy poco representadas.

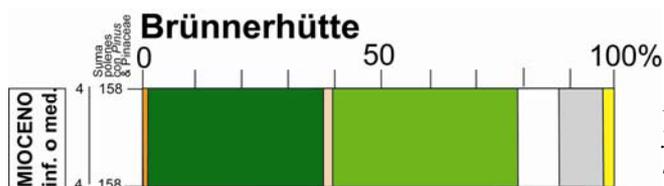


Fig. 4.50. Diagrama sintético con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Brünnerhütte.

4.1.26. Sección de Berzdorf (Sajonia, Alemania).

Los tres espectros, de diferente edad, de esta mina de lignitos, dan lugar a espectros polínicos muy diferentes.

El primero, de edad Aquitaniense, es el más rico en plantas termófilas y en particular en plantas megatérmicas y sobre todo en la familia Mastixiaceae, que llega a ser muy abundante (Fig. 4.51 y 4.52).

El resto de elementos termófilos están dominados por *Engelhardia*, tipo *Taxodium*, *Myrica*, *Platycarya* y *Symplocos*.

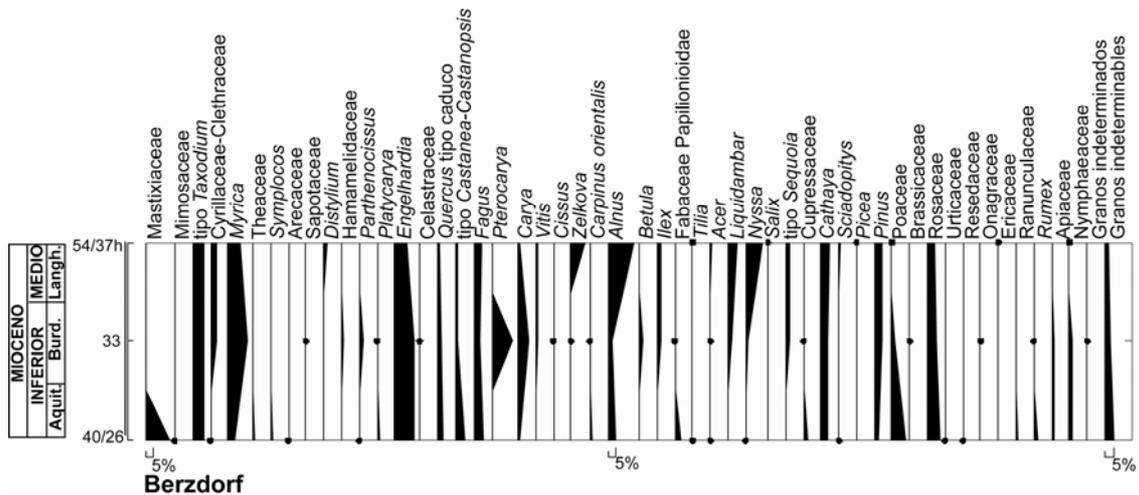


Fig. 4.51. Diagrama detallado con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la mina de lignito de Berzdorf.

Los elementos mesotérmicos aumentan considerablemente su presencia en el espectro de edad Burdigaliense y más tarde en el de edad Langhiense (Fig. 4.52). Ejemplo de ello son *Alnus*, *Nyssa*, *Liquidambar*, tipo *Sequoia* y *Zelkova* (Fig. 4.51).

Pterocarya, árbol de la familia de las Juglandaceas y de carácter mesotérmico, sólo se encuentra, y en grandes cantidades, en la muestra de edad Burdigaliense (Fig. 4.51). *Carya* asimismo está mejor representada en este espectro.

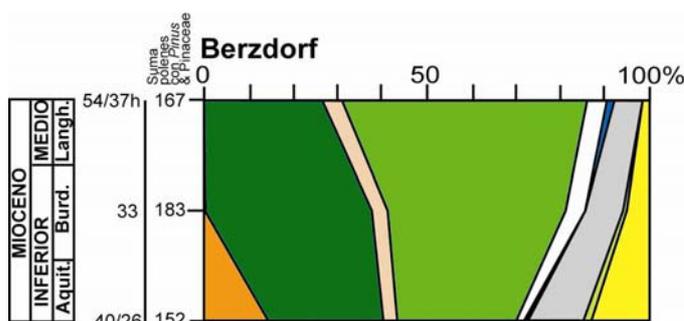


Fig. 4.52. Diagrama sintético con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la mina de lignito de Berzdorf.

La proporción de *Cathaya* no varía de manera considerable en los tres espectros y no es muy abundante. *Sciadopitys*, que representa a los elementos de altitud mediana, y *Picea*, a los de altitud elevada, incrementan sus porcentajes en la muestra de edad Langhiense.

Las hierbas, por el contrario, disminuyen considerablemente desde la muestra inferior hasta la superior con *Poaceae*, *Rumex*, *Apiaceae* y *Nymphaeaceae* como máximos representantes (Fig. 4.51 y 4.52).

4.1.27. Sección de Baden-Sooss (Austria).

Todos los espectros polínicos estudiados en esta sección nos informan de una vegetación boscosa.

Es en la composición del bosque en lo que difieren los cuatro espectros de edad Badeniense inferior de los tres restantes de edad Sarmatiense superior.

En todos ellos la vegetación parece estar dominada por los elementos mesotérmicos y principalmente por *Carya*, *Zelkova*, *Alnus*, *Quercus* de tipo caduco y *Acer*. *Zelkova*, *Alnus* y *Acer* aumentan sus porcentajes en los espectros del Sarmatiense (Fig. 4.53 y 4.54).

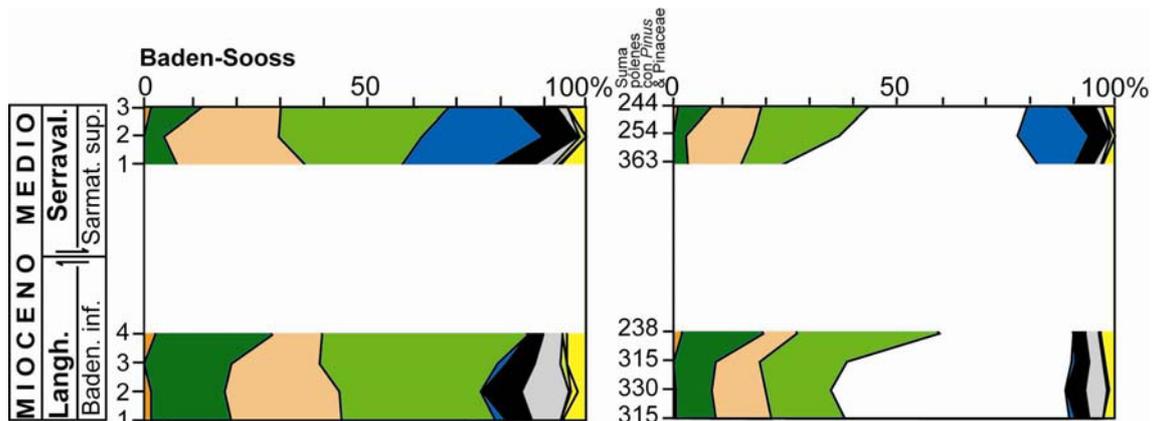


Fig. 4.54. Diagramas sintéticos de la sección de Baden-Sooss. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

Cathaya se encuentra en grandes porcentajes en todos los espectros y no se observan importantes cambios entre los del Badeniense y Sarmatiense.

Los elementos termófilos, compuestos principalmente por tipo *Taxodium*, *Myrica* y *Engelhardia* disminuyen considerablemente en el Sarmatiense.

Por el contrario, los elementos de altitud en los que se encuentra *Tsuga*, *Sciadopitys* y *Picea* aumentan fuertemente en el Sarmatiense.

Las hierbas están poco representadas y no varían en el tiempo.

4.1.28. Sección de St. Margarethen (Austria).

La flora polínica está caracterizada por la predominancia del grupo de los elementos mega-mesotérmicos con tipo *Taxodium*, *Engelhardia*, *Myrica* y *Distylium* como los más abundantes (Fig. 4.55 y 4.56). Estos son los únicos representantes de los elementos termófilos, ya que los megatérmicos no se encuentran presentes.

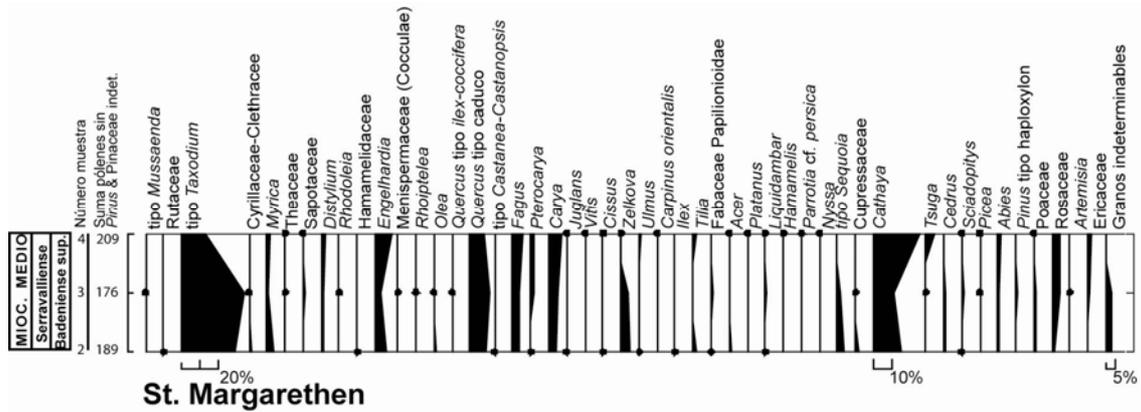


Fig. 4.55. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de St. Margarethen.

Los mesotérmicos se componen principalmente de *Quercus* tipo caduco, *Fagus*, *Carya*, *Zelkova*, *Pterocarya* y tipo *Sequoia* (Fig. 4.55).

Cathaya es abundante a lo largo de toda la sección y se acompaña de otros elementos de altitud como *Tsuga*, *Cedrus*, *Sciadopitys*, *Picea* y *Abies* que son constantes en todos los espectros.

Las hierbas, así como el resto de grupos están representados en porcentajes muy bajos.

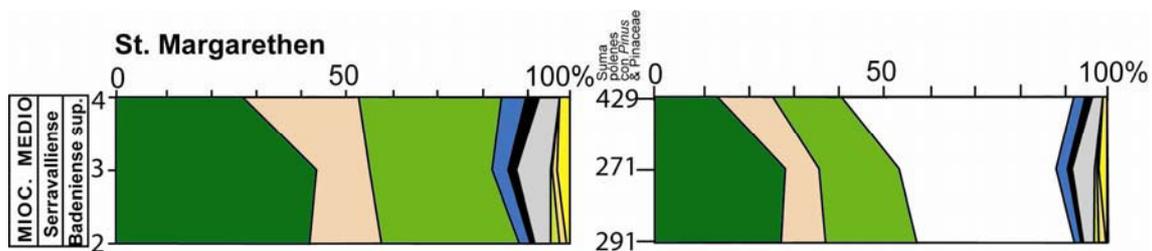


Fig. 4.56. Diagramas sintéticos de la sección de St. Margarethen. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

4.1.29. Sección de Siebenhirten (Austria).

Los cinco espectros polínicos están dominados por taxones de tipo mesotérmico entre los que se encuentran *Quercus* tipo caduco, *Carya*, *Zelkova*, *Fagus* y *Pterocarya* (Fig. 4.57 y 4.58).

El tipo *Taxodium* y *Engelhardia* son los principales componentes del gupo de las plantas termófilas aquí sólo representadas por el grupo de elementos mega-mesotérmicos.

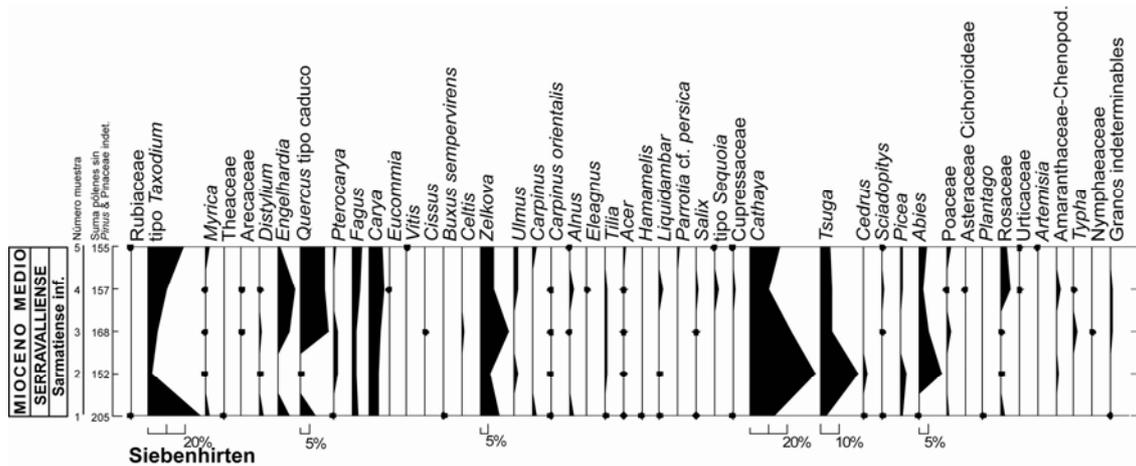


Fig. 4.57. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Siebenhirten.

Cathaya es muy abundante en las todas las muestras.

Entre los elementos de altitud, también muy cuantiosos, destacan *Tsuga* y *Abies* (Fig. 4.57).

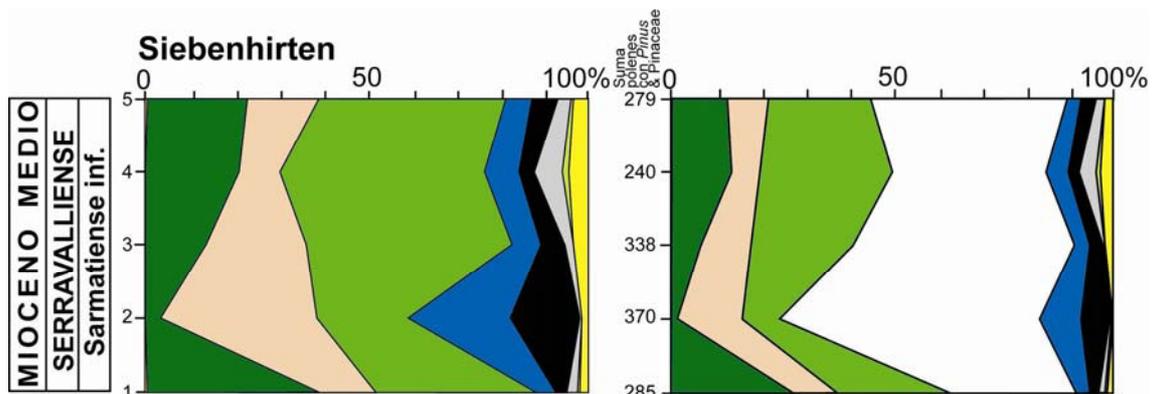


Fig. 4.58. Diagramas sintéticos de la sección de Siebenhirten. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

4.1.30. Sección de Hennersdorf (Austria).

La flora polínica está principalmente caracterizada por la predominancia del grupo de los elementos mesotérmicos con *Quercus* tipo caduco, *Carya*, *Zelkova*, *Fagus*, tipo *Sequoia*, *Alnus* y *Acer* como los taxones más abundantes (Fig. 4.59 y 4.60).

Los elementos termófilos se encuentran mayoritariamente constituidos por elementos de tipo mega-mesotérmico, pues los megatérmicos son muy poco abundantes (Fig. 4.60) y constituidos casi exclusivamente por tipo *Taxodium*, *Engelhardia* y *Myrica*.

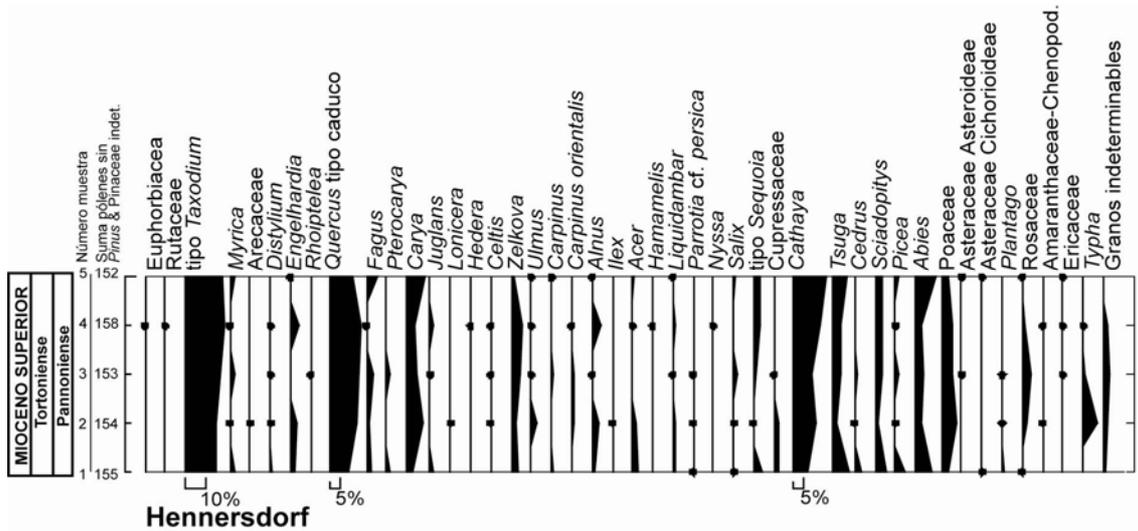


Fig. 4.59. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Hennersdorf.

Los elementos de altitud entre los que se encuentran *Tsuga*, *Cedrus*, *Sciadopitys*, *Picea* y *Abies*, al igual que *Cathaya*, están muy bien representados (Fig. 4.59 y 4.60).

Las hierbas, constituidas mayoritariamente por *Poaceae* y la planta acuática *Typha*, no alcanzan porcentajes superiores al 15%.

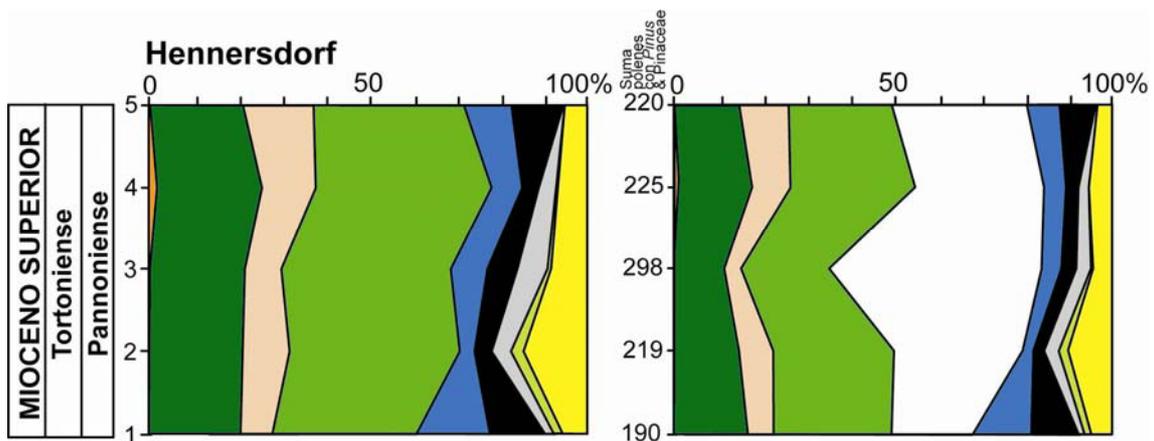


Fig. 4.60 Diagramas sintéticos de la sección de Hennersdorf. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

4.1.31. Sondeo Moravský Ján-3 (Eslovaquia).

La vegetación durante el Badeniense inferior y medio parece estar dominada por los elementos termófilos, fundamentalmente mega-mesotérmicos, como tipo *Taxodium*, *Engelhardia*, *Myrica*, etc (Fig. 4.61). El porcentaje de estos elementos, sin embargo, disminuye considerablemente durante el Badeniense superior y Sarmatiense. (Fig. 4.62).

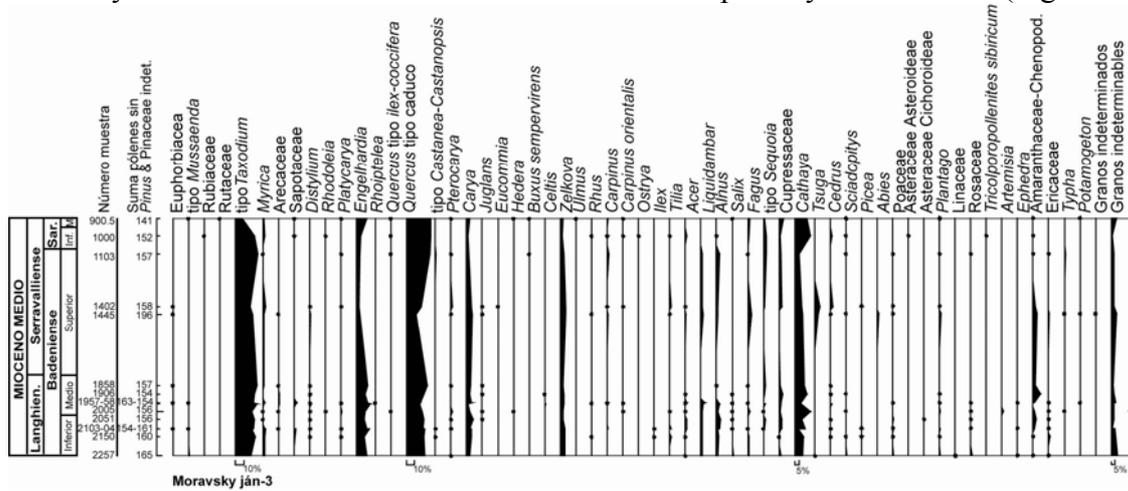


Fig. 4.61. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables del sondeo Moravský-Ján-3.

Quercus tipo caduco, *Carya*, *Zelkova*, *Alnus* y *Liquidambar* son los pólenes más abundantes del grupo de las plantas mesotérmicas, que están bien representadas en los espectros. En particular se ha observado que *Quercus* tipo caduco aumenta su presencia en el Badeniense superior y Sarmatiense (Fig. 4.61).

Cathaya es abundante en todas las muestras y aumenta su representación en el Sarmatiense inferior.

El resto de elementos de altitud incrementa sus porcentajes en el Badeniense superior (Fig. 4.62). Sobre todo el de los elementos de altitud media como *Tsuga*, *Cedrus* y *Sciadopitys* (Fig. 4.61).

Cupressaceae también amplía su número en los espectros del Badeniense superior y Sarmatiense.

Pinus y *Pinaceae* indeterminables están sobrerrepresentados en todas las muestras e incrementan considerablemente en el Badeniense superior, para disminuir fuertemente poco después.

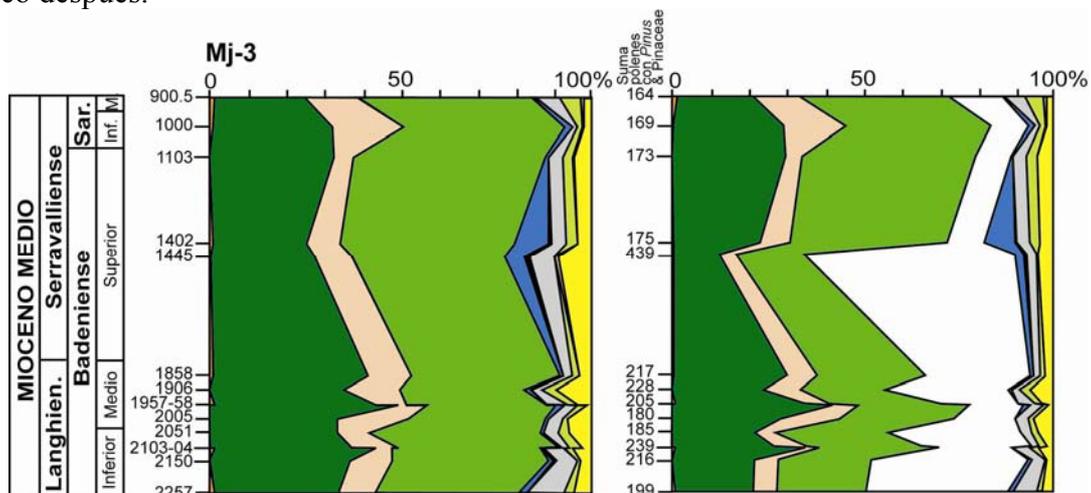


Fig. 4.62. Diagramas sintéticos del sondeo Moravský Ján-3. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

4.1.32. Sondeo Závod-72 (Eslovaquia).

Los siete espectros polínicos analizados reflejan una vegetación de tipo forestal dominada por los elementos mesotérmicos de los que destacan *Quercus tico caduco*, *Fagus*, *Carya* y *Liquidambar* (Fig. 4.63 y 4.64).

El tipo *Taxodium* y *Engelhardia* completan la mayor parte del grupo de elementos termófilos (mega- y mega-mesotérmicos), que también es muy abundante.

Estos últimos disminuyen sustancialmente a lo largo del Badeniense inferior y medio (Fig. 4.63 y 4.64).

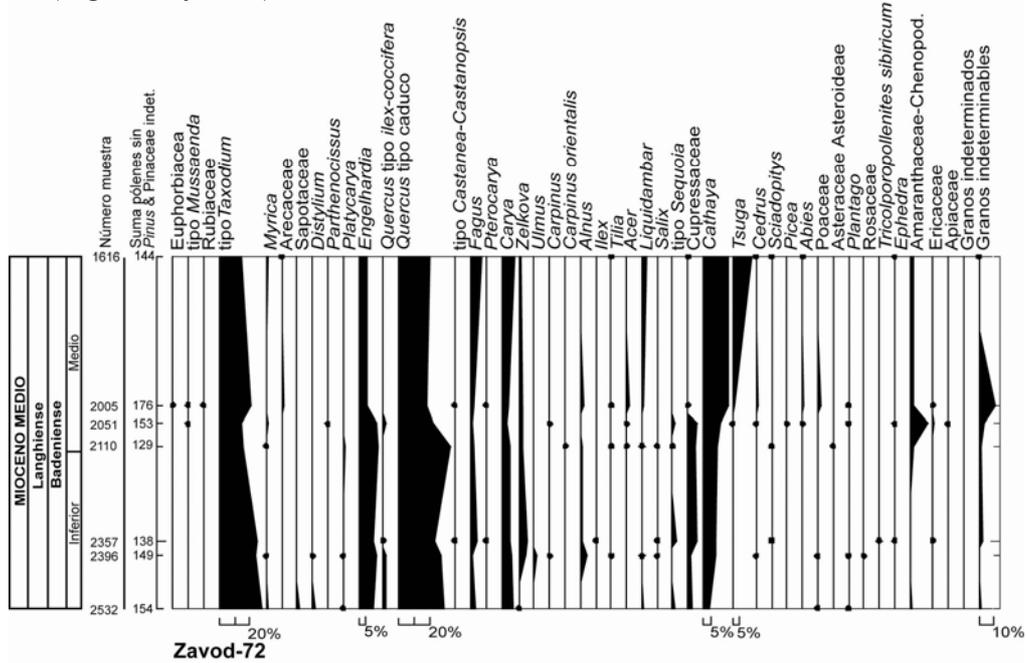


Fig. 4.63. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables del sondeo Závod-72.

Cathaya, muy abundante, aumenta de forma considerable en el Badeniense medio (Fig. 4.63). Del mismo modo, los elementos de altitud media, sobre todo *Tsuga*, incrementan fuertemente su número a partir de este momento (Fig. 4.63 y 4.64).

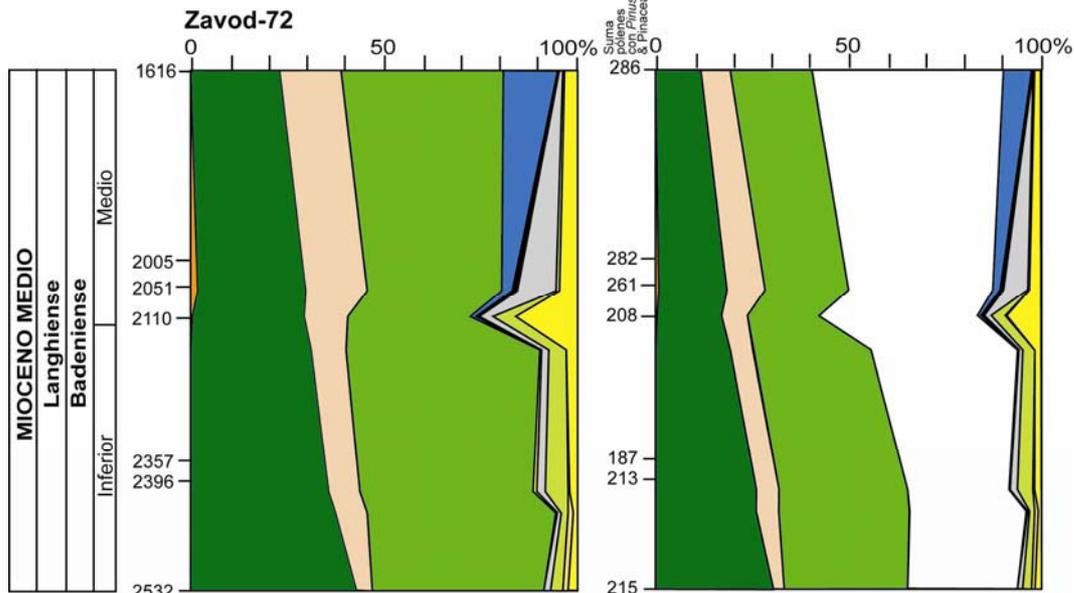


Fig. 4.64. Diagramas sintéticos del sondeo Závod-72. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

4.1.33. Sondeo Tengelic-2.

Aparte de que *Pinus* y Pinaceae indeterminables dominen los espectros polínicos, los elementos mega-mesotérmicos (principalmente tipo *Taxodium*, *Engelhardia*, Sapotaceae y *Myrica*) y los elementos mesotérmicos (como *Quercus* tipo caduco, *Carya*, etc.) son los más abundantes (Fig. 4.65 y 4.66). *Cathaya* está también representado extensamente. Los elementos de altitud media y elevada como *Cedrus*, *Tsuga*, *Abies* y *Picea*, se encuentran en gran número.

Se hallan también, aunque en pequeñas cantidades, elementos megatérmicos, caracterizados principalmente por Euphorbiaceae, Rubiaceae, tipo *Mussaenda*, *Alchornea*, Melastomataceae, *Acacia*, *Sindora* o Rutaceae (Fig. 4.65 y 4.66).

Los porcentajes del resto de los grupos no son significativos.

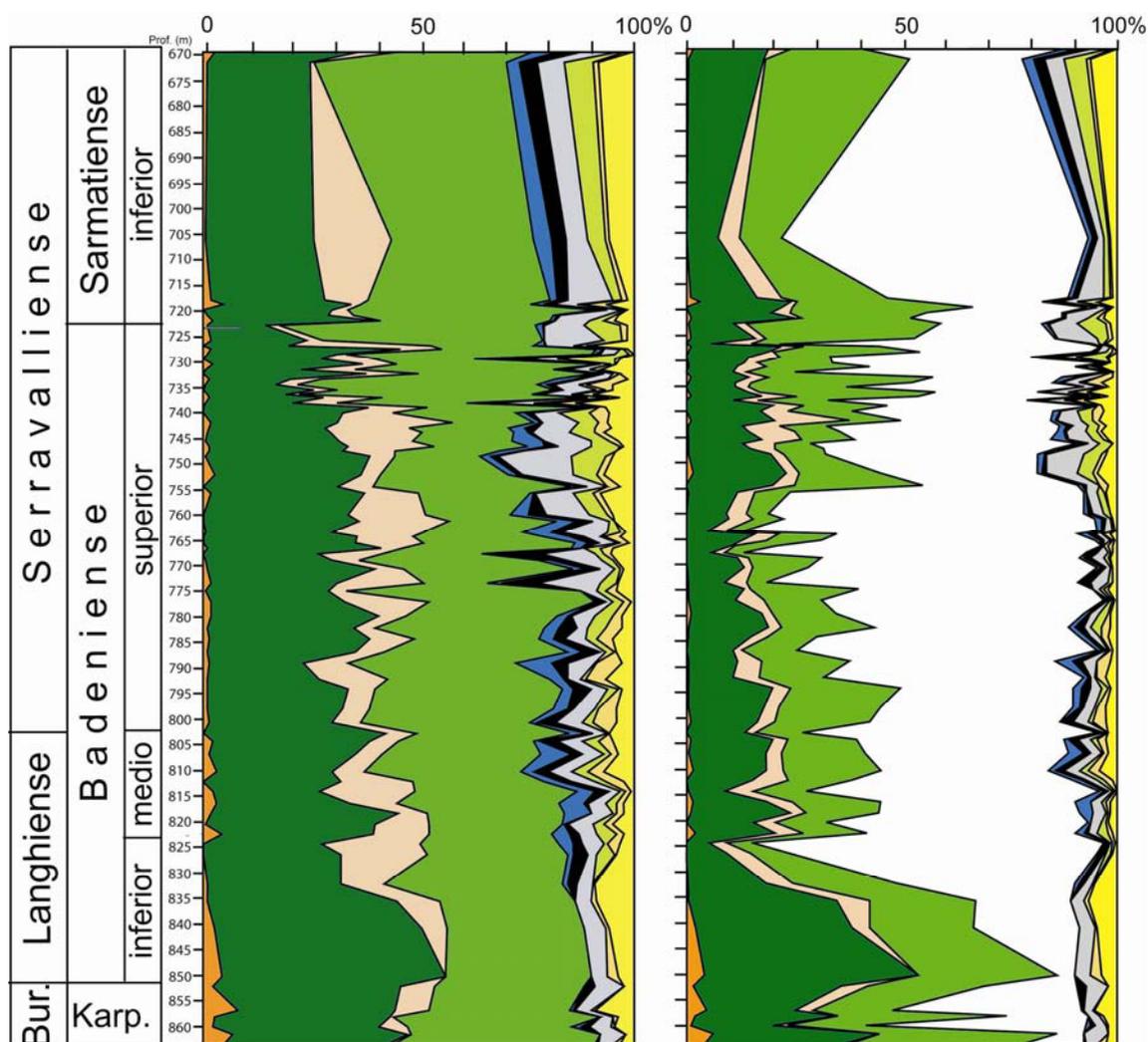


Fig. 4.66 Diagramas sintéticos del sondeo Tengelic-2. Sin *Pinus* y Pinaceae indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y Pinaceae indeterminables (derecha). No se indica la suma del número de pólenes contados con *Pinus* y Pinaceae indeterminables debido a que no pueden ser visibles en la figura.

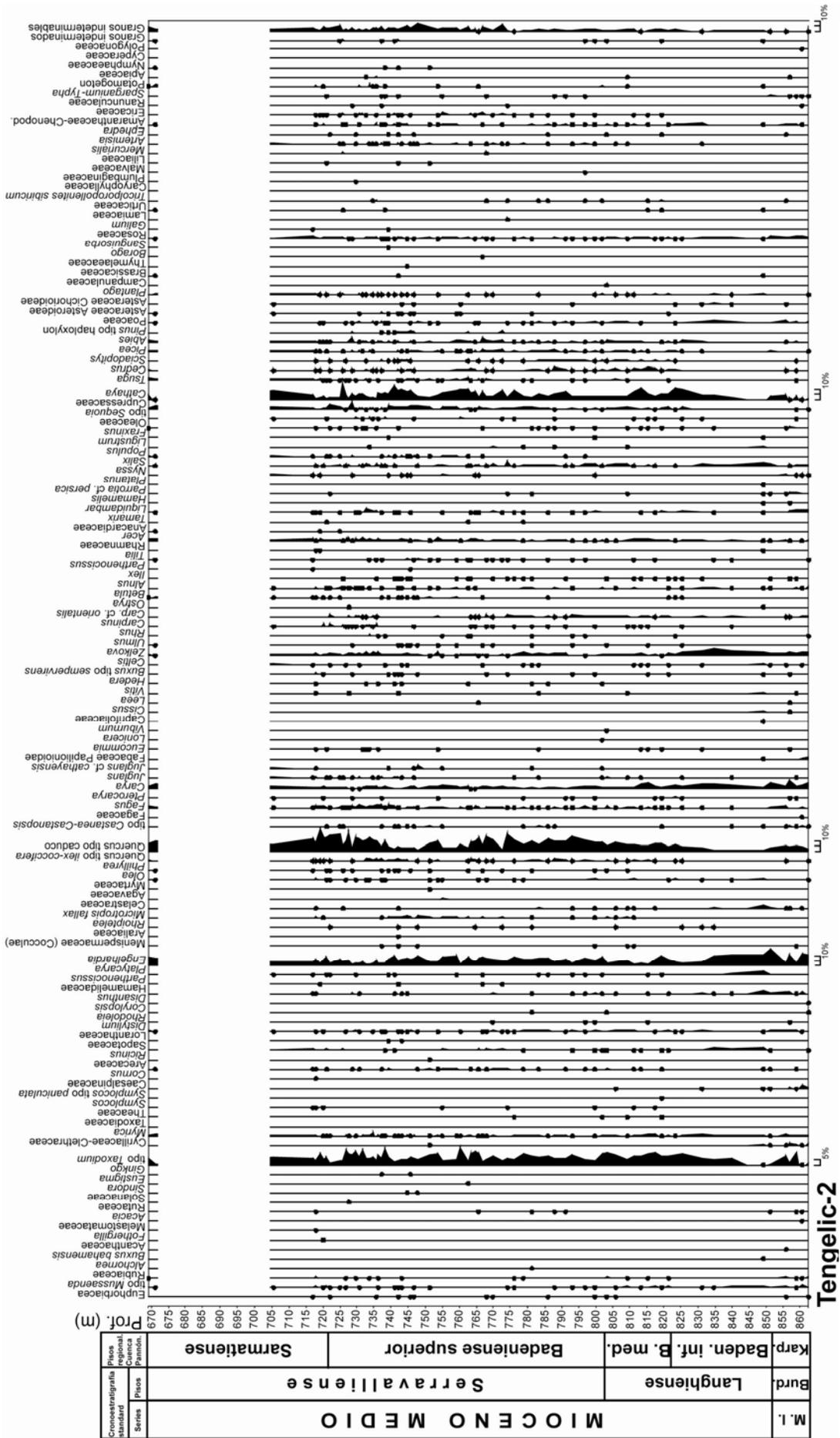


Fig. 4.65. Diagrama detallado sin Pinus y Pinaceae indeterminables del sondeo Tengelic-2. No se indica la suma del número de pólenes contados sin Pinus y Pinaceae indeterminables debido a que no pueden ser visibles en la figura.

Se han observado cambios de diferente escala en la flora polínica a lo largo del sondeo (Fig. 4.65 y 4.66):

1) El cambio principal es el empobrecimiento en la diversidad florística producida por la desaparición de gran parte de las plantas termófilas (*Acacia*, *Buxus* tipo *bahamensis*, Chloranthaceae, Acanthaceae, etc.) y el consiguiente enriquecimiento en plantas mesotérmicas (principalmente *Quercus* tipo caduco, *Alnus*, etc.), desde el Badeniense al Sarmatiense (Fig. 4.66).

La evolución de la abundancia de dos taxones de ecología muy diferente, *Quercus* tipo caduco y *Engelhardia*, es muy significativa. El *Quercus* tipo caduco es un árbol caducifolio de tipo mesotérmico y *Engelhardia* es un árbol de hoja semiperenne y de carácter mega-mesotérmico. Ambos taxones están muy bien representados en todos los espectros polínicos a lo largo del sondeo: *Quercus* tipo caduco llega a alcanzar porcentajes de más del 40% y *Engelhardia* de más del 30%, sin contar *Pinus* y Pinaceae indeterminables. La presencia de *Quercus* tipo caduco a lo largo del sondeo se incrementa considerablemente desde el Karpatiense hasta el Sarmatiense. Por el contrario, *Engelhardia* tiende a disminuir (Fig. 4.67). El comportamiento de estos dos taxones es opuesto.

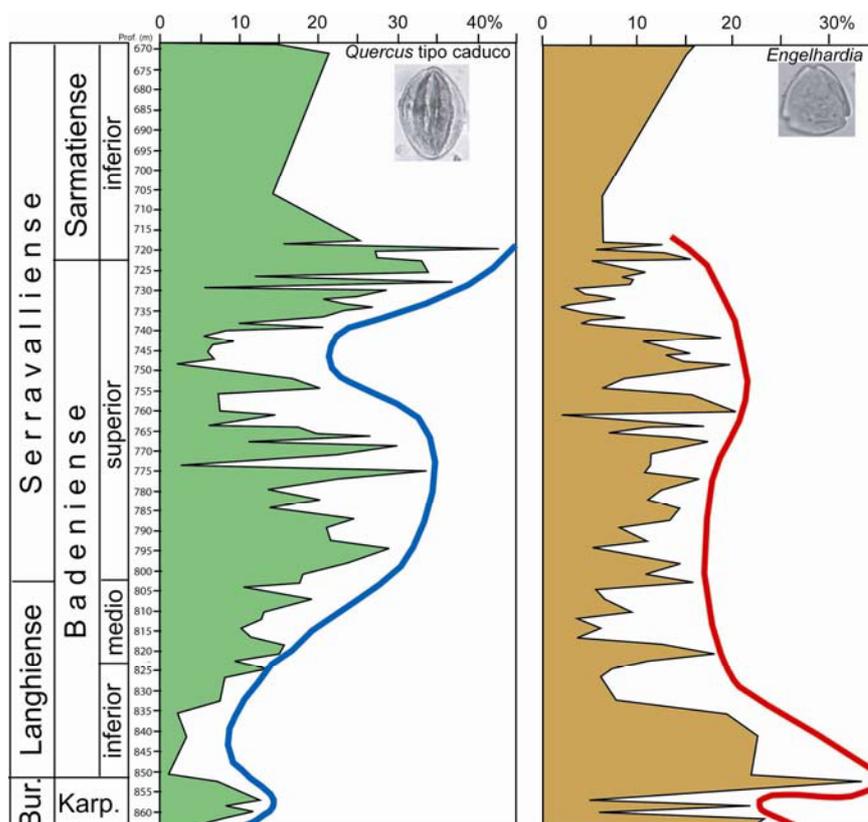


Fig. 4.67. Evolución de los porcentajes de *Quercus* tipo caduco y de *Engelhardia* a lo largo del sondeo Tengelic-2.

2) Los cambios secundarios son de menor escala y están producidos por la alternancia de periodos en los cuales las plantas termófilas (megatérmicas y mega-mesotérmicas) están bien representadas y otros periodos en los que los elementos altitudinales son más abundantes (Fig. 4.68).

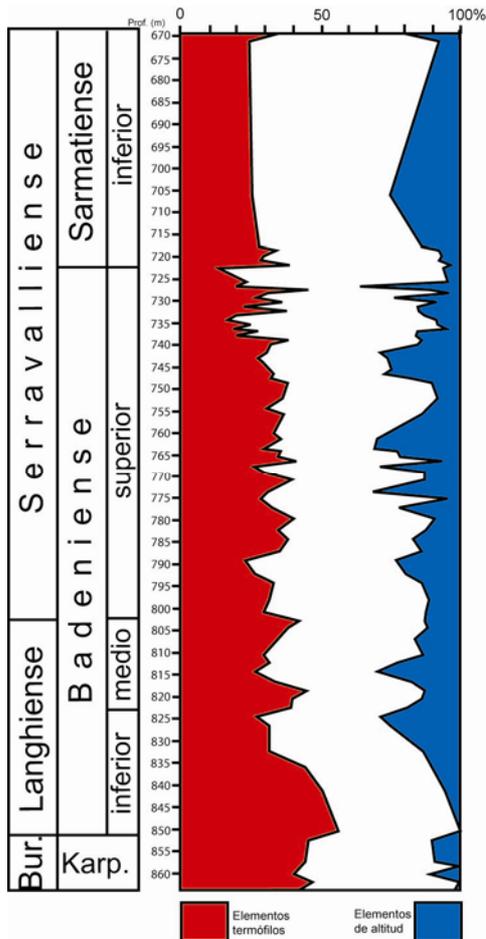


Fig. 4.68. Evolución de los porcentajes de taxones termófilos, mega- y mega-mesotérmicos (en rojo), y elementos altitudinales, elementos de altitud y *Cathaya* (en azul), a lo largo del sondeo Tengelic-2.

4.1.33.1. Análisis espectral de los datos de polen.

El hecho de que se observaran cambios cíclicos (ver más arriba y apartado 3.5.3) entre los elementos termófilos y elementos de altitud animó a realizar un análisis espectral a ambos grupos, en el intervalo estratigráfico entre 826.4 y 725.7 m, para observar si la ciclicidad es real, y en caso afirmativo, intentar deducir cual es la causa de la misma (Jiménez-Moreno et al., 2005).

Hay que inicialmente delimitar temporalmente el intervalo estratigráfico para calcular la tasa de sedimentación, que, como ya se ha mencionado, se supone constante. La parte del sondeo analizada, pertenece al Mioceno medio y comienza aproximadamente en el límite Badeniense inferior-medio. En Jiménez-Moreno et al. (2005), donde se utiliza la escala de Berggren et al. (1995), se correlaciona el límite Badeniense inferior-medio con el límite de secuencia Lan-2/Ser-1 y se data en unos 14,8 Ma. El techo de la parte seleccionada para este análisis, se correlaciona con el límite de secuencia Ser-3 diferenciado por Vakarcs et al. (1998) y datado en 13,6 Ma. Por lo tanto, esta parte del sondeo se extendería desde 14,8 Ma hasta aproximadamente 13,6 Ma, representando un periodo de tiempo de alrededor de 1,2 Ma. Asumiendo una sedimentación constante para los 100.7 m de potencia de la sección estudiada, se obtiene una tasa de sedimentación de 1 m/12.000 años.

Antes del análisis de los picos espectrales, es necesario considerar el rango de frecuencia que probablemente tiene más posibilidades de quedar registrado. De acuerdo con la distancia de muestreo (normalmente entre 1-2 m), aquellos picos correspondientes a potencias menores de 2 m, es decir, aquellos del rango de alta frecuencia, tienen menos posibilidades de quedar registrados. Por otro lado, aquellos ciclos en el límite de las frecuencias bajas, cerca del eje vertical, deben ser tomadas con

cautela: por ello los picos con frecuencias más bajas de 0.0293 (correspondiendo a aproximadamente 34.13 m) no se han considerado. El rango de frecuencias de interés se sitúa entre 0.0293 y 0.495, correspondiéndose a ciclos con una potencia entre 34.13 m y 2.02 m.

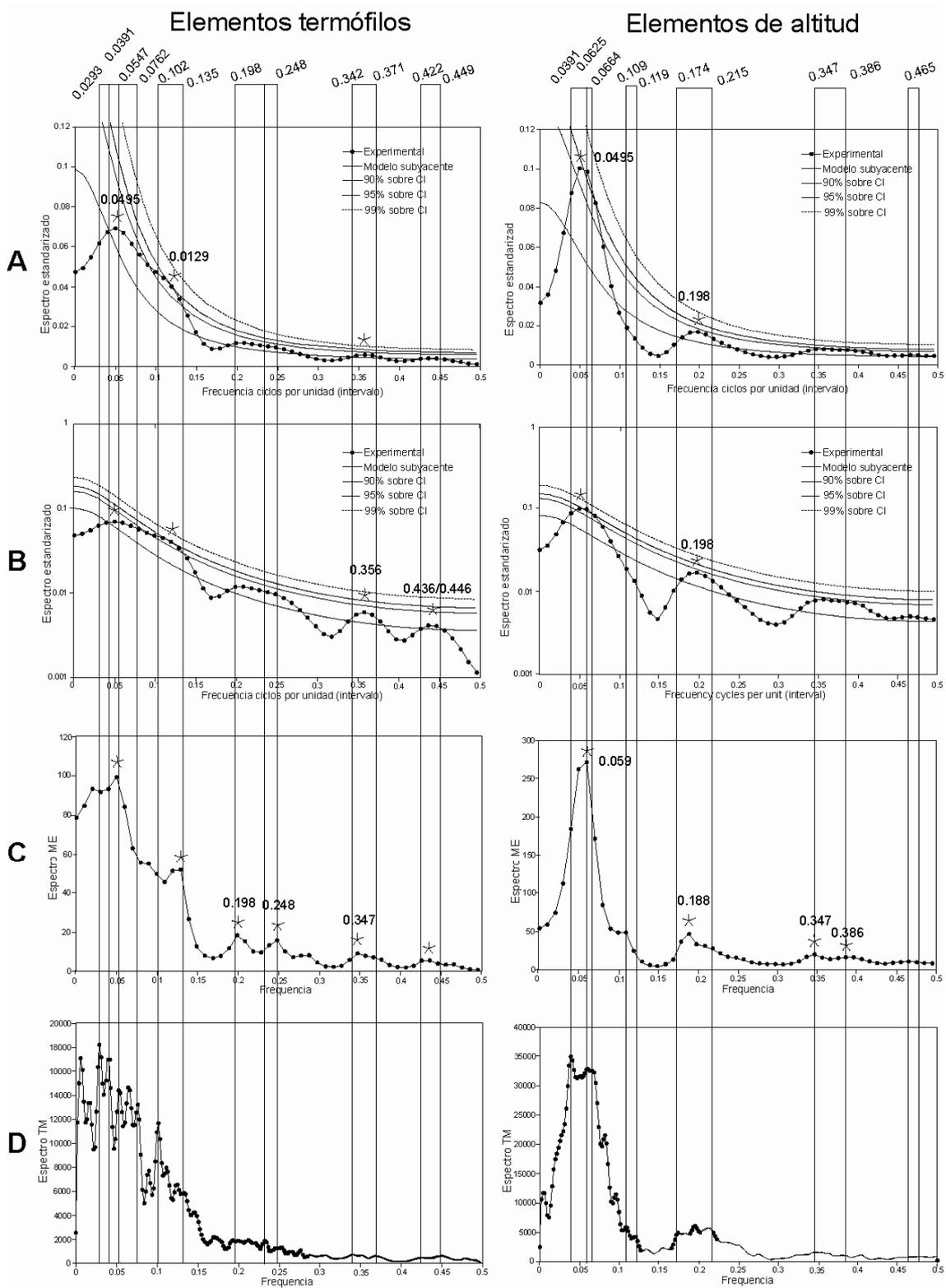
4.1.33.1.1. Análisis espectral de los elementos termófilos.

Se han registrado varios picos con valores de frecuencia similar (ciclos por intervalo de muestreo) con su correspondiente longitud de onda (potencia) (Fig. 4.69, Tabla 4.8), así como 4 bandas de frecuencias baja, media y alta mediante la técnica Blackman-Tukey (ver apartado 3.5.3 para explicación). En el rango de las frecuencias bajas, hay una banda ancha con dos picos prominentes, que corresponden a frecuencias de 0.0495 (20.20 m) y 0.129 (7.77 m), estando el último sobre el 95% de CI. En las frecuencias medias, se registra una banda ancha alrededor del 90% de CI, entre 0.198 (5.05 m) y 0.248 (4.04 m). Aparecen también dos picos suaves, sobre el fondo, a alrededor de 0.356 (2.81 m) y 0.436-0.446 (2.30-2.24 m).

En el espectro de Máxima Entropía, los picos se encuentran a frecuencias similares que en los de la técnica Blackman-Tukey. En bajas frecuencias los dos picos se disponen separados, a 0.0495 (20.20 m) y 0.119-0.129 (8.42-7.77 m). En las frecuencias medias, se registran dos picos bien definidos a 0.198 (5.05 m) y 0.248 (4.04 m). Menos significativos y definidos son los picos a frecuencias más altas a 0.347 (2.89 m) y 0.426-0.436 (2.35-2.30 m).

En el análisis Thomson Multitaper, los numerosos picos se localizan principalmente en algunas bandas de frecuencias. En las frecuencias bajas, se registran varios picos a 0.0293-0.0391 (34.13-25.6 m) y 0.0547-0.0762 (18.29-13.13 m). Un pico llamativo se sitúa a 0.102 (9.85 m). En las frecuencias más altas la diferenciación se hace más difícil, aunque se registran tres grupos de picos menores a 0.197-0.248 (5.07-4.04 m), 0.342-0.371 (2.93-2.69 m), y 0.422-0.449 (2.37-2.23 m).

El análisis comparativo entre los tres métodos nos permite diferenciar 5 bandas de frecuencias en las cuales han sido registrados varios picos de diferente significación (Tabla 4.8): a) 0.0293-0.0547 (34.13-18.29 m) y 0.0495-0.0762 (20.20-13.13 m), con especial relevancia para el intervalo a 0.0293-0.0495 (34.13-20.20 m); b) 0.102-0.129 (9.85-7.77 m); c) 0.198-0.248 (5.05-4.04 m), siendo una banda ancha o dos picos significativos; d) 0.342-0.371 (2.93-2.69 m), especialmente a 0.347-0.356 (2.89-2.81 m), y e) 0.422-0.449 (2.37-2.23 m). De todos estos picos, los más significativos se encuentran a frecuencias más bajas mientras que los que se sitúan a frecuencias más altas son comparativamente menos evidentes.



4.1.33.1.2. Análisis espectral de los elementos de altitud.

Mediante la técnica Blackman-Tukey (Fig. 4.69, Tabla 4.8.), se diferencian muy bien dos picos, sobre el 95% CI, a 0.0495-0.0594 (20.20-16.83 m) y 0.198-0.208 (5.05-4.81 m) (90% CI), y existe la presencia también de una banda ancha suavizada a 0.347-0.386 (2.89-2.59 m) (90% CI). Se produce un pico mucho más suave a 0.465-0.475 (2.15-2.10 m).

Mediante el espectro de Máxima Entropía, se diferencian mejor los picos a 0.0495-0.0594 (20.20-16.83 m) y 0.188 (5.32 m). En las frecuencias más altas, se registran dos picos pequeños a 0.347 (2.89 m) y 0.386 (2.59 m).

En el análisis Thomson Multitaper, se registran varios picos importantes en las frecuencias más bajas, a 0.0391-0.0605 (25.6-16.52 m). En las frecuencias intermedias, se caracteriza una banda a 0.178-0.197-0.215 (5.63-5.07-4.65 m), mientras que en las frecuencias más altas no hay una diferenciación clara.

El análisis comparativo nos permite diferenciar lo siguiente (Tabla 4.9): a) picos importantes a 0.0391-0.0594 (25.6-16.83 m); b) un pico suave a 0.178-0.197-0.215 (5.63-5.07-4.65 m), especialmente a 0.188-0.198 (5.32-5.05 m), y c) una banda ancha, o dos picos separados a 0.347-0.386 (2.89-2.59 m).

Frecuencia	Potencia	Term.	Term.	Term.	Alti.	Alti.	Alti.
		BT	ME	TM	BT	ME	TM
0.0293	34.13			X			
0.0391	25.6	x		X			X
0.0396	25.2	x	x				
0.0495	20.20	X	X		X	x	
0.0547	18.29	x		X			
0.0594	16.83				x	X	X
0.0605	16.52						X
0.0664	15.06			X			
0.0762	13.13			X			
0.1016	9.85			X			
0.1188	8.42		x				
0.1288	7.77	X	X				
0.1777	5.63						X
0.1881	5.32				x	X	
0.1973	5.07			X			X
0.1980	5.05	x	X	X	X		
0.2079	4.81	x		X	x		
0.2148	4.65	x		X			X
0.2475	4.04	x	X	X			
0.3418	2.93			X			
0.3465	2.89	x	X	X	x	X	
0.3564	2.81	X	x	X	x		
0.3663	2.73	x					
0.3711	2.69	x		X	x		
0.3762	2.66				x		
0.3861	2.59				x	X	
0.4219	2.37			X			
0.4258	2.35		x	X			
0.4355	2.30	x	x	X			
0.4455	2.24	x		X			
0.4492	2.23			X			
0.4648	2.15				x		
0.4752	2.10				x		

Tabla 4.8. Frecuencia y potencia (m) de los picos registrados en el análisis espectral (BT = Blackman-Tukey; ME = Máxima Entropía; TM = Thomson Multitaper) de los dos grupos de elementos seleccionados (Term. = Termófilos; Alti. = Altitudinales). La talla de la cruz está e relación con la importancia del pico registrado.

4.1.33.1.3. Elementos termófilos vs. Elementos de altitud.

Una comparación preliminar nos permite reconocer un patrón diferente en el análisis espectral, con algunos picos a frecuencias similares. Mientras que los picos que pertenecen a las frecuencias más bajas están mejor diferenciados en el grupo de elementos de altitud, los de frecuencias más altas están comparativamente mejor expresados en el grupo de elementos termófilos.

Los dos grupos muestran algunos picos registrados en bandas similares; a) se registra una banda más o menos ancha entre las frecuencias más bajas a 0.0293-0.0495 (34.13-20.20 m) en los elementos termófilos y a 0.0391-0.0594 (25.6-16.83 m) en los altitudinales; b) se registra una banda ancha o dos picos a frecuencias intermedias a 0.198-0.248 (5.05-4.04 m) en los termófilos, y un pico a 0.174-0.215 (5.63-4.65 m) en los elementos altitudinales, con un pico de especial significación a 0.188-0.198 (5.32-5.05 m) en ambos grupos, y c) un pico suave a 0.342-0.356 (2.93-2.89 m) en los elementos termófilos o una banda ancha/dos picos a 0.347-0.386 (2.89-2.59 m) en los elementos altitudinales.

Frecuencia	Potencia	Ter. BT	Ter. ME	Ter. TM	Alti. BT	Alti. ME	Alti. TM
0.0293	34.13			X			
0.0495	20.20	X	X		X	x	
0.0594	16.83				x	X	X
0.1016	9.85			X			
0.1288	7.77	x	X				
0.1881	5.32				x	X	
0.1980	5.05	x	X	X	X		
0.3465	2.89	x	X	X	x	X	
0.3861	2.59				x	X	
0.4219	2.37			X			
0.4492	2.23			X			

Tabla 4.9. Frecuencia y potencia (m) de los picos seleccionados (de acuerdo con su significación) registrados en el análisis espectral de los dos grupos de elementos analizados. Leyenda similar a la Tabla 4.8.

Los demás, sólo se registran en algunos de los grupos independientemente. En el caso de frecuencias más altas, hay picos en los elementos termófilos a frecuencias de 0.422-0.449 (2.37-2.23 m). Los picos que se registran a frecuencias de alrededor de 0.102-0.129 (9.85-7.77 m) son de menor importancia y se encuentran principalmente el grupo de los elementos termófilos.

4.1.34. Sondeo Hidas-53 (Hungría).

Los resultados polínicos procedentes de este sondeo son similares a los obtenidos en el sondeo anterior, aunque con pequeñas diferencias.

La flora polínica muestra que los elementos mesotérmicos, como *Quercus* tipo caduco, *Carya*, *Zelkova*, *Acer*, *Salix*, *Fagus*, etc., son los más abundantes (Fig. 4.70 y 4.71).

Los elementos mega-mesotérmicos, fundamentalmente representados por tipo tipo *Taxodium*, *Engelhardia*, *Myrica* y *Distylium*, son también muy abundantes.

Cathaya está también representado extensamente, así como los elementos de altitud media y elevada como *Cedrus*, *Tsuga*, *Sciadopitys*, *Abies* y *Picea*, se encuentran en gran número.

Los elementos megatérmicos, poco abundantes, están caracterizados por tipo *Mussaenda*, Rubiaceae y Rutaceae (Fig. 4.70 y 4.71).

Los elementos sin significación están bien representados gracias a la abundancia de granos de polen de la familia de las Rosaceae.

Los porcentajes del resto de los grupos son muy pequeños.

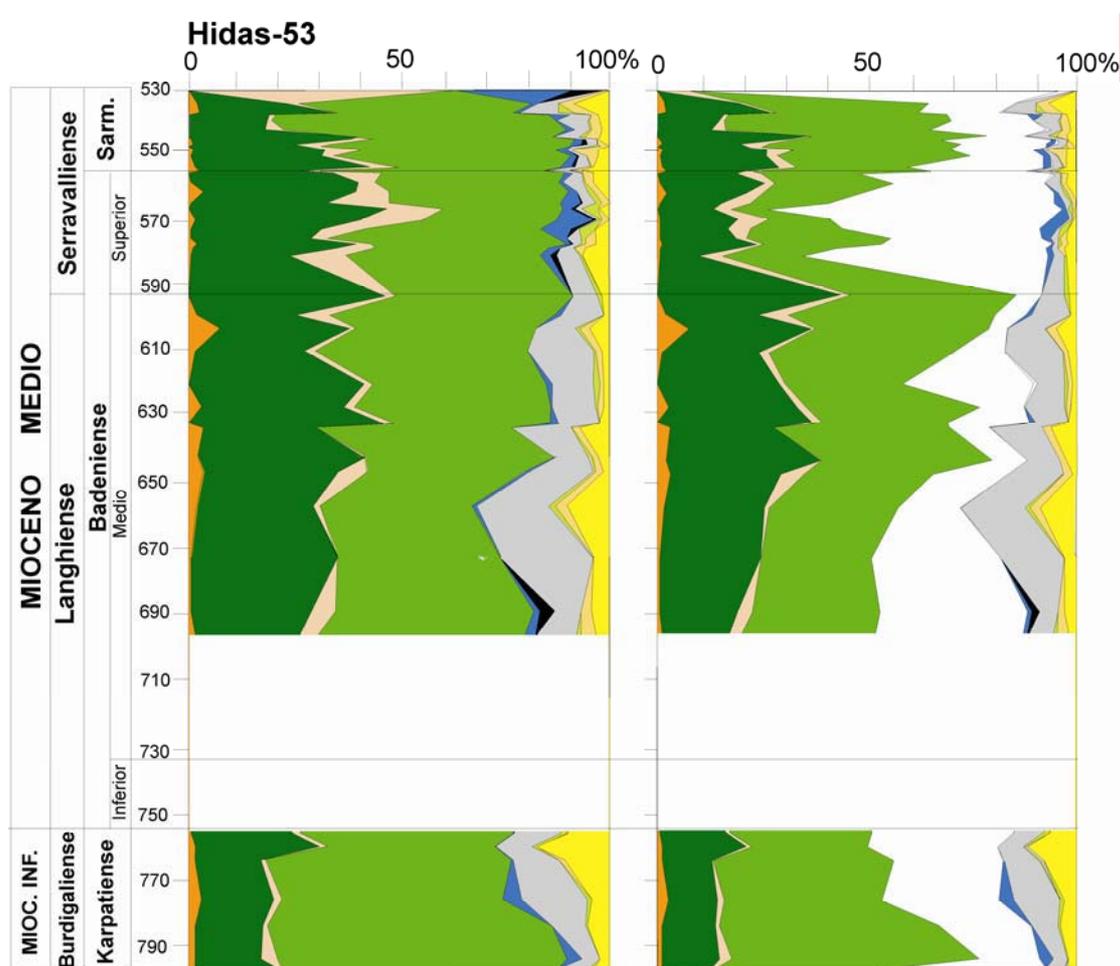


Fig. 4.71. Diagramas sintéticos del sondeo Hidas-53. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha). No se indica la suma del número de pólenes contados con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables debido a que no pueden ser visibles en la figura.

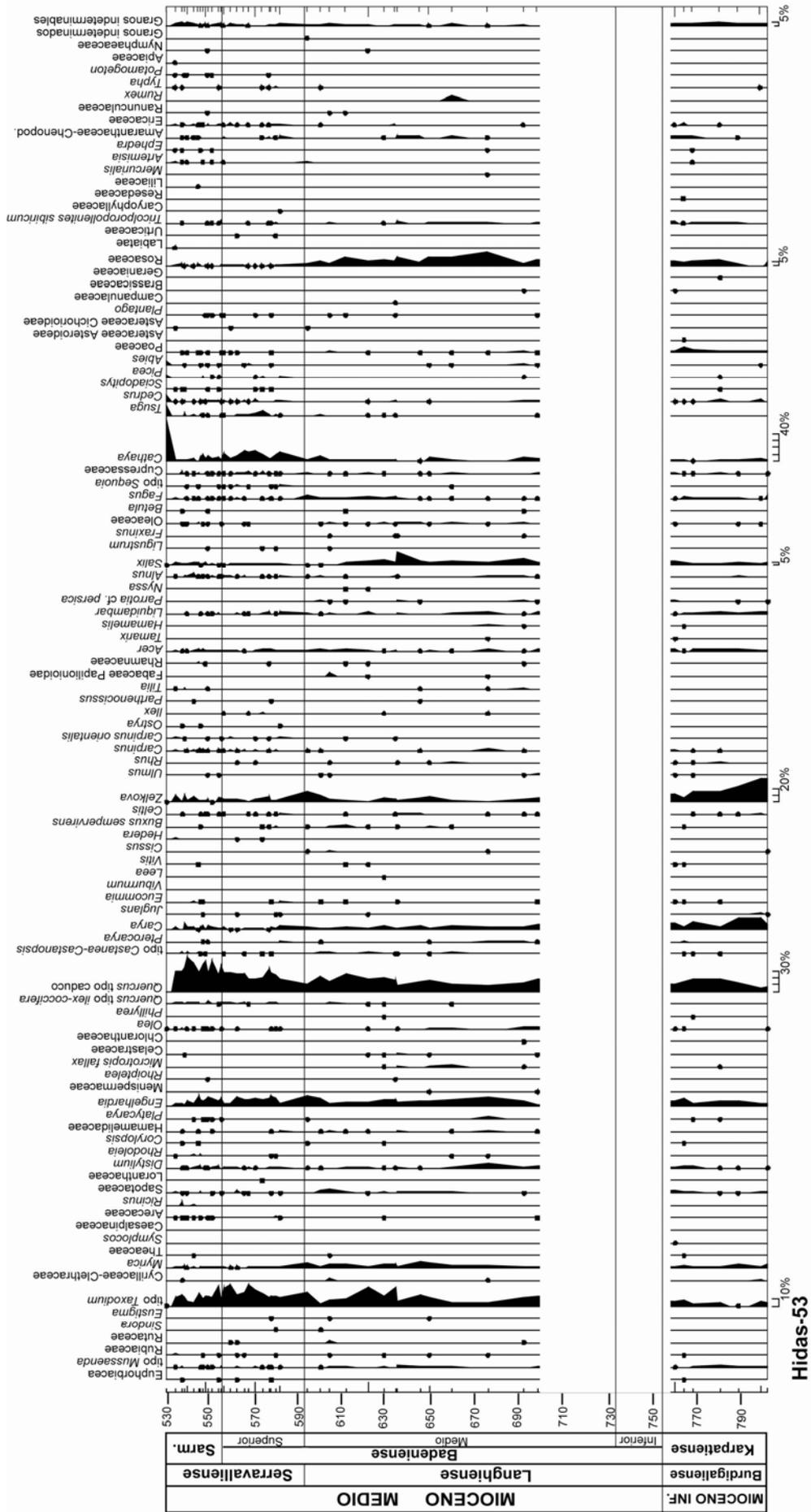


Fig. 4.70. Diagrama detallado sin Pinus y Pinaceae indeterminables del sondeo Hidas-53. No se indica la suma del número de pólenes contados sin Pinus y Pinaceae indeterminables debido a que no pueden ser visibles en la figura.

En los espectros analizados a lo largo de este sondeo se observan cambios en la presencia de varios de los grupos polínicos. El cambio principal se produce en la parte más alta de la secuencia, en el tránsito Badeniense-Sarmatiense, y consiste en el aumento sustancial de elementos mesotérmicos (entre ellos *Alnus*) y los elementos de altitud (sobre todo de *Tsuga* y *Cedrus*) así como de *Cathaya* en los espectros. Al mismo tiempo, se produce una disminución considerable en los porcentajes del grupo de elementos termófilos (Fig. 4.70). Del grupo de las hierbas, hay que destacar el aumento de Ericaceae.

Más en detalle, del mismo modo que en el sondeo Tengelic-2, se observa un fuerte incremento en la presencia de *Quercus* tipo caduco, un elemento mesotérmico, en los espectros. Por el contrario, dos de los elementos termófilos más frecuentes, tipo *Taxodium* y *Engelhardia* disminuyen fuertemente en el tránsito Badeniense superior-Sarmatiense (Fig. 4.72). Estos tres taxones son muy frecuentes y suman una gran parte del total de pólenes en cada espectro.

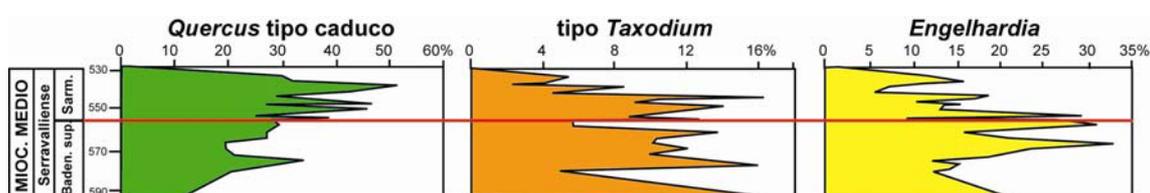


Fig. 4.72. Evolución de los porcentajes de *Quercus* tipo caduco, tipo *Taxodium-Glyptostrobus* y *Engelhardia* en el tránsito Badeniense-Sarmatiense en el sondeo Hidas-53.

El hecho de que la presencia de *Pinus* y Pinaceae indeterminables sea más baja que en el sondeo Tengelic-2 hace que interpretemos un ambiente marino más cercano a la costa. Esto hace que la información que aquí se recibe sea más dependiente de variaciones locales y algunas veces más relacionadas con cambios de facies que con cambios climáticos, etc.

4.1.35. Sección de Valea Morilor (Rumanía).

Los tres espectros polínicos procedentes de esta sección muestran una flora polínica, en la que no se aprecian grandes cambios, dominada por elementos mesotérmicos como *Quercus* tipo caduco, *Carya*, *Fagus*, *Zelkova*, *Alnus*, etc (Fig. 4.73 y 4.74).

Los elementos termófilos están casi enteramente constituidos por tipo *Taxodium*, *Engelhardia* y *Myrica*.

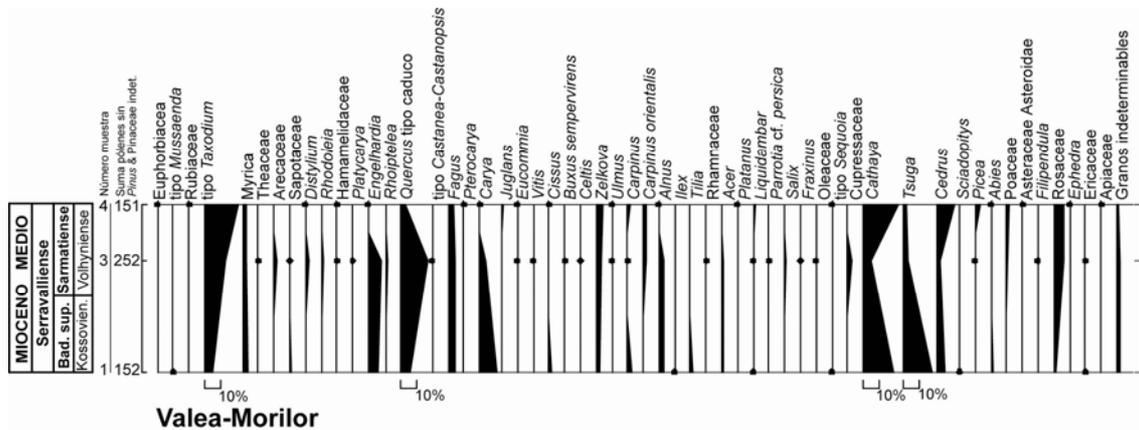


Fig. 4.73. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Valea Morilor.

Cathaya es abundante en todos los espectros y, los demás elementos de altitud, en su mayoría los de altitud media, como *Tsuga*, *Cedrus* y *Sciadopitys*, son muy frecuentes.

Las hierbas son muy escasas al igual que el resto de los demás grupos.

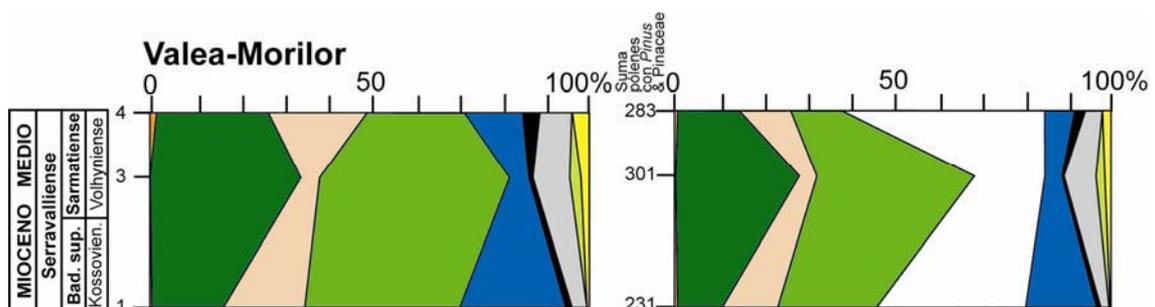


Fig. 4.74. Diagramas sintéticos de la sección de Valea Morilor. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

4.1.36. Sección de Ruzhintsi (Bulgaria).

La flora polínica se caracteriza en los cuatro espectros por la abundancia de elementos mesotérmicos. Entre estos abundan *Quercus* de tipo caduco, *Carya*, *Fagus*, *Alnus*, *Pterocarya*, etc (Fig. 4.75 y 4.76).

Entre los termófilos, los megatérmicos son muy escasos, y los megamesotérmicos están fundamentalmente representados por *Engelhardia*, tipo *Taxodium* y *Myrica* (Fig. 4.75).

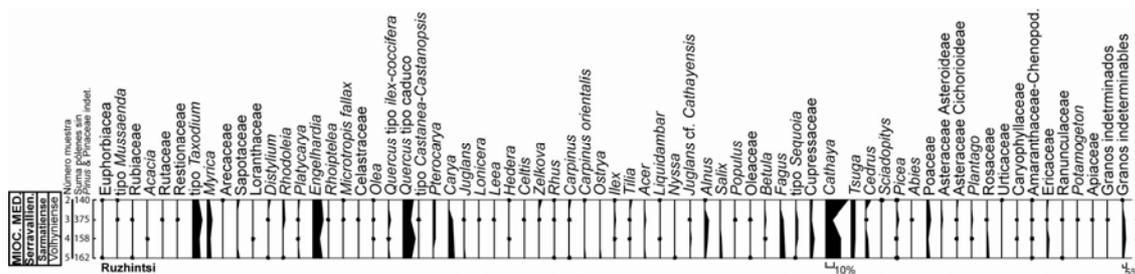


Fig. 4.75. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Ruzhintsi.

Cathaya y los elementos de altitud, sobre todo los de altitud media, *Tsuga* y *Cedrus*, son bastante abundantes.

Las hierbas y arbustos, compuestas principalmente por Poaceae y, en menor cantidad Ericaceae y Asteraceae, no varían significativamente y sus porcentajes no superan el 10%.

Cupressaceae y xerófitas mediterráneas están presentes en todos los espectros con pequeños porcentajes (Fig. 4.76).

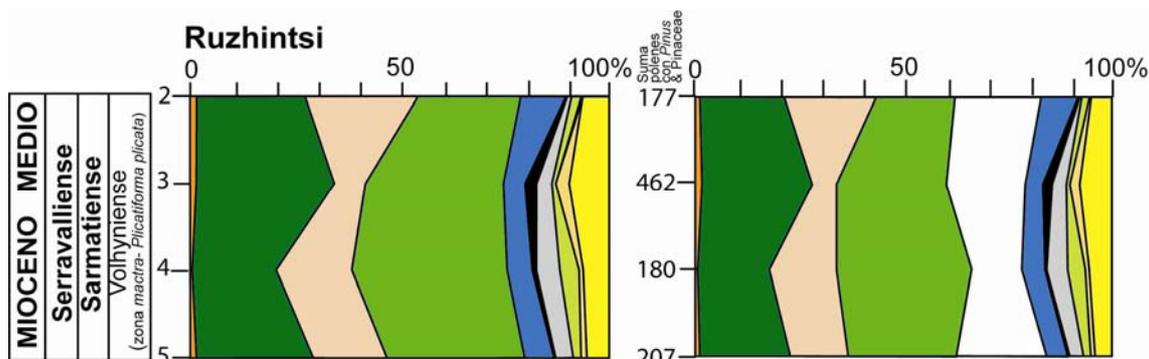


Fig. 4.76. Diagramas sintéticos de la sección de Ruzhintsi. Sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (izquierda) y con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables (derecha).

4.1.37. Sección de Catakbağyaka (Turquía).

Los tres únicos espectros polínicos procedentes de Turquía nos informan sobre una flora constituida principalmente por elementos mesotérmicos entre los que se encuentran *Quercus* tipo caduco, *Acer*, *Alnus*, *Carya*, *Carpinus*, etc (Fig. 4.77 y 4.78).

El grupo de hierbas y arbustos se encuentra, en este caso, bien representado principalmente por Asteraceae asteroideae, Poaceae, *Plantago*, *Amaranthaceae-Chenopodiaceae*, *Ephedra*, *Apiaceae*, *Potamogeton* y *Typha*.

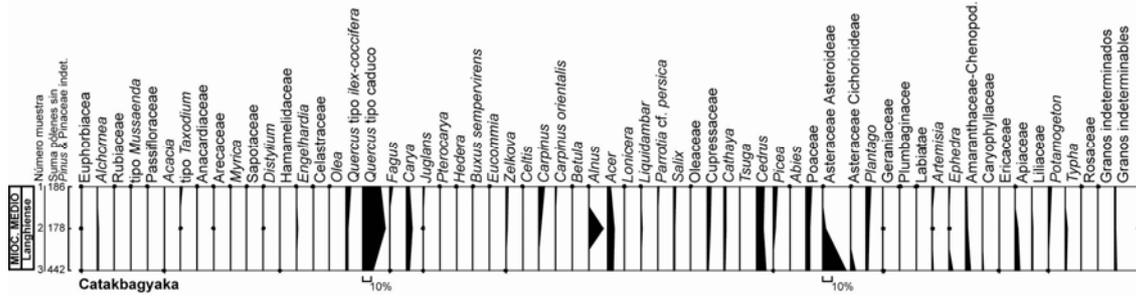


Fig. 4.77. Diagrama detallado sin *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Catakbağyaka.

Los elementos termófilos no son abundantes y no llegan al 10% de los pólenes identificados en los espectros.

Los elementos de altitud media, fundamentalmente *Cedrus*, llegan a alcanzar porcentajes de casi un 10% y, *Picea*, representando a los de altitud elevada se encuentra bien representado en la muestra 1.

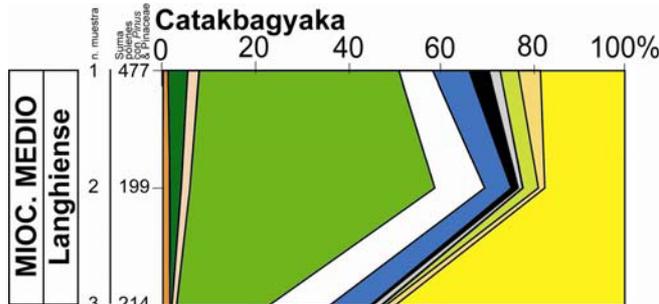


Fig. 4.78. Diagrama sintético con *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables de la sección de Catakbağyaka.

4.2. FLORA Y VEGETACIÓN

4.2.1. Análisis florístico.

Dado que la lista de taxones identificados en este estudio ya se ha sido expuesto paso (Tabla 3.1) directamente a su análisis.

Durante el Mioceno inferior y parte baja del medio (fundamentalmente Burdigaliense y Langhiense) la flora europea es muy diversificada y rica en elementos termófilos (Fig. 4.79, 4.80, 4.81, 4.82, 4.83). Algunos de los taxones identificados más abundantes, además de las gimnospermas *Abies*, *Cathaya*, *Cedrus*, *Picea*, *Pinus*, *Tsuga*, Cupressaceae y Taxodiaceae (tipo *Taxodium*, *Sequoia* y *Sciadopitys*), son: Acanthaceae, Sapotaceae, Hamamelidaceae (*Hamamelis*, *Eustigma*, *Exbucklandia*, *Embolanthera*, *Fothergilla*, *Distylium*, *Parrotia* cf. *persica*, *Corylopsis*, *Liquidambar*, *Rhodoleia* y *Parrotiopsis jacquemontiana*), Meliaceae, *Myrica*, *Nyssa*, Juglandaceae (*Engelhardia*, *Platycarya*, *Juglans*, *Juglans* cf. *cathayensis*, *Carya* y *Pterocarya*), Ulmaceae (*Ulmus*, *Zelkova*, *Celtis*), Fagaceae (*Quercus* tipo caduco, *Quercus* tipo *ilex-coccifera*, *Fagus*, tipo *Castanea-Castanopsis* y *Cyclobalanopsis*), *Acer*, *Salix*, Rubiaceae (tipo *Mussaenda*), Celastraceae (*Microtopis fallax*, etc.), Euphorbiaceae (*Croton*, tipo *Phyllanthus*, *Alchornea*, *Ricinus*, *Mercurialis*), Rutaceae, *Avicennia*, Simarubaceae, Icacinaceae, *Symplocos*, Buxaceae (*Buxus sempervirens* y *Buxus* tipo *bahamensis*), Oleaceae (*Olea*, *Ligustrum*, *Phillyrea* y *Fraxinus*), Mimosaceae (*Acacia* y *Prosopis*), Betulaceae (*Betula*, *Ostrya*, *Carpinus*, y *Carpinus orientalis*), Menispermaceae, Vitaceae (*Vitis*, *Cissus*, *Leea* y *Parthenocissus*), Arecaceae, etc.

En el Serravalliense y Tortoniense (Mioceno medio alto y superior) la flora se hace más pobre y disminuye, por tanto, la diversidad (Fig. 4.79, 4.80, 4.81, 4.82, 4.83). Muchos taxones termófilos reducen su presencia en los espectros polínicos como *Engelhardia*, *Platycarya*, *Avicennia*, Acanthaceae, *Bombax*, *Acacia*, Caesalpiniaceae, Malpighiaceae, Simarubaceae, *Buxus* tipo *bahamensis*, Mastixiaceae, Melastomataceae, etc. Este cambio florístico es de gran importancia, ya que algunos de estos taxones desaparecerán completamente de la región europea a excepción de en las regiones más meridionales (p.e. *Avicennia*, *Bombax*, *Buxus* tipo *bahamensis*, Chloranthaceae, etc.). Por el contrario, otros aumentan considerablemente su presencia como *Quercus* tipo caduco, *Acer*, *Alnus*, *Cathaya*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Picea*, *Abies*, Cupressaceae, etc.

Por tanto, la historia de la flora en Europa a lo largo del Mioceno se presenta como un progresivo empobrecimiento con la desaparición de algunos taxones y el incremento correlativo en porcentaje de otros pocos.

Para un mismo tiempo, a pesar de las similitudes, hay diferencias significativas en la composición de la flora en áreas de diferentes latitudes y longitudes. Por ello se muestra a continuación la repartición cronoestratigráfica de la flora en las cinco áreas principales estudiadas, en las cuales se han estudiado localidades que se encuentran próximas entre sí (Fig. 4.79, 4.80, 4.81, 4.82, 4.83). Estas diferencias se desarrollarán más extensamente en el apartado 4.2.2.3.

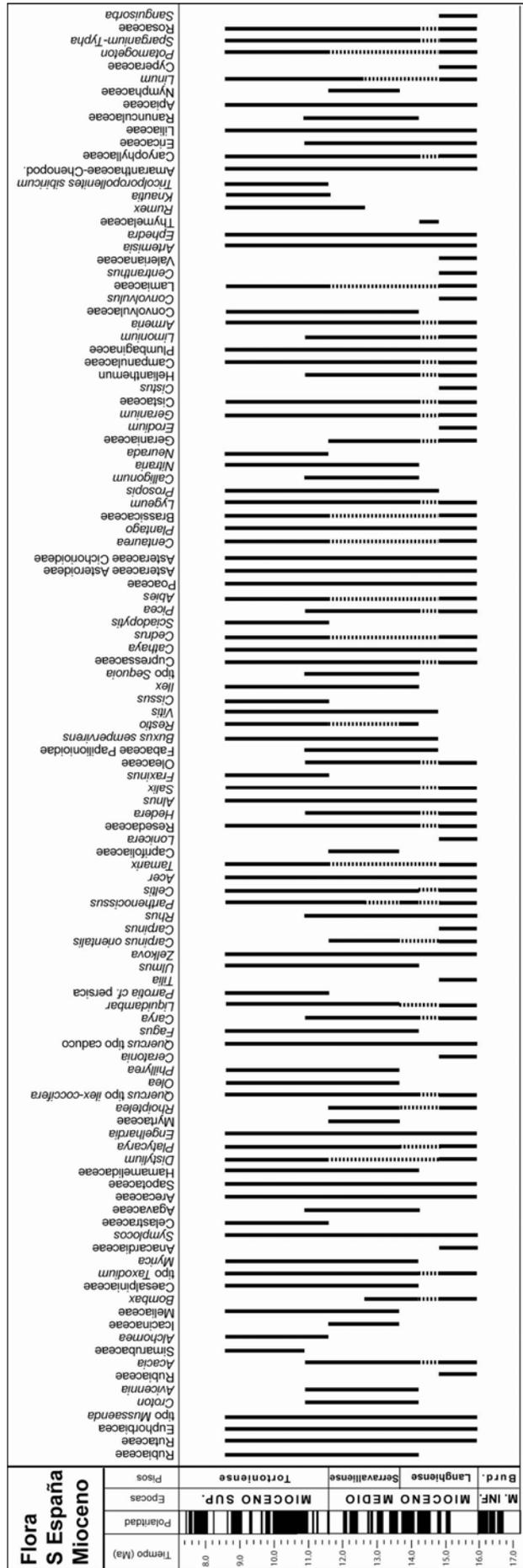


Fig. 4.79. Repartición cronoestratigráfica de los taxones identificados en las muestras procedentes del sur de España. Se incluyen datos de las secciones de Andalucía GI, Alborán AI, Andalucía AI y Gor.

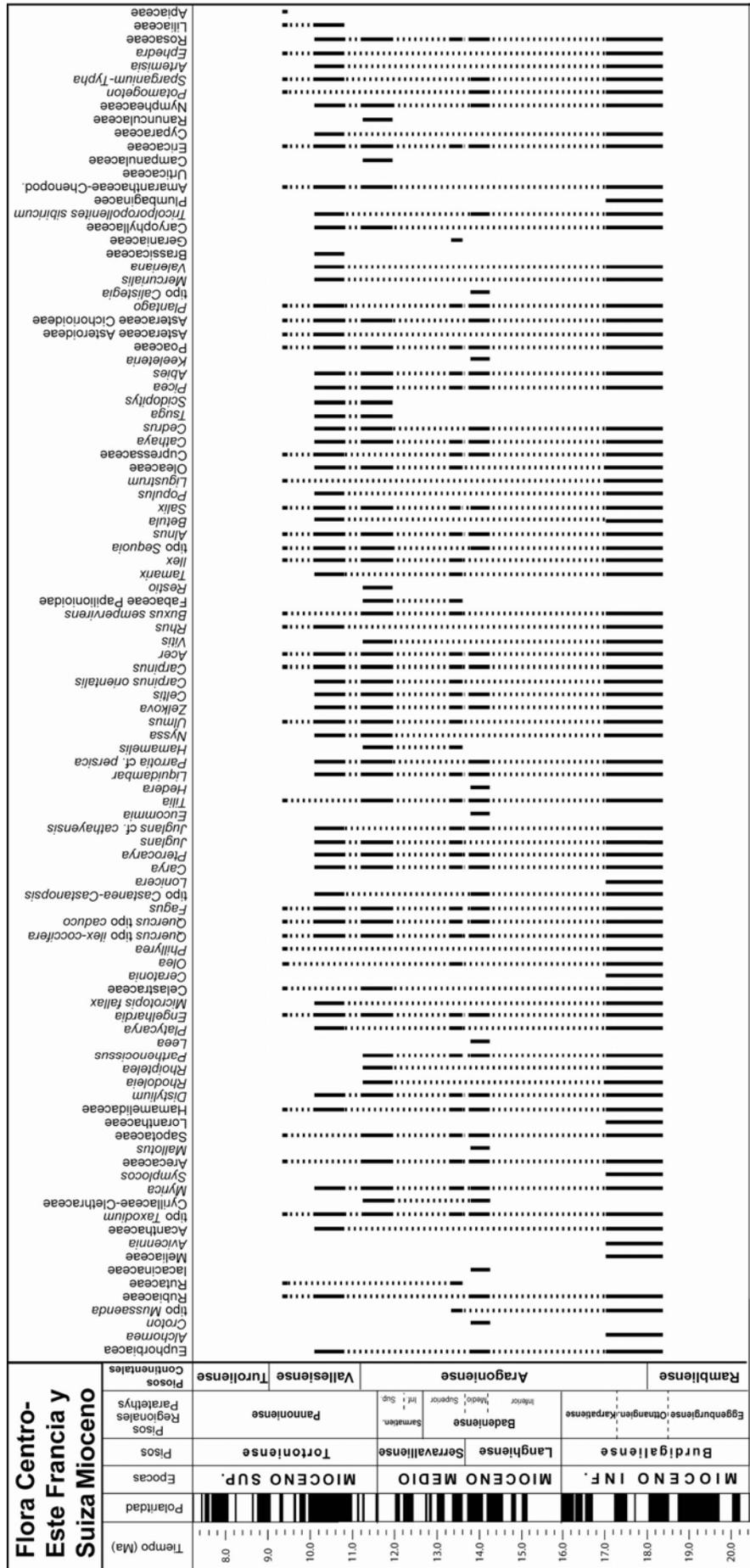


Fig. 4.82. Repartición cronoestratigráfica de los taxones identificados en las muestras procedentes del centro-este de Francia y Suiza. Se incluyen datos de las secciones de La Nèphe, Häutligen, Montevraz, Breitenmatt, Le Locle (Combe Girard), Ecotet, Nebelberg, Soblay y Pfaffenzell-II.

Como ya se ha indicado, muchos de los taxones identificados en los sedimentos del Mioceno viven actualmente en el sureste asiático (*Distylium*, *Engelhardia*, *Platycarya*, *Cathaya*, *Eucommia*, etc.), América central (*Engelhardia*, *Symplocos*, etc.), los Trópicos de Asia, África y América (*Alchornea*, *Bombax*, Celastraceae, Meliaceae, Iacacinaceae, Arecaceae, etc.), el Golfo Pérsico y el Mar Rojo (*Avicennia marina*, *Neurada*, *Prosopis*, etc.), o la región mediterránea (*Zelkova*, *Cedrus*, *Platanus*, *Nerium*, *Phillyrea*, *Olea*) (Fig. 4.84). La presencia de ciertos taxones afines (p.e. *Engelhardia*, *Carya*, *Hamamelis*, *Acer*, *Betula*, *Alnus*, *Populus*, etc.) tanto en el continente americano como en el euroasiático se debe a su extensa distribución durante la separación de ambos continentes (desde el Cretácico).

Muchos de los taxones que poblaron la región europea durante el Mioceno viven actualmente en latitudes bajas (*Alchornea*, Arecaceae, *Avicennia*, *Bombax*, Mimosaceae, *Mussaenda*, Sapotaceae, etc.) (ver Fig. 4.84), por lo que su distribución durante el Mioceno se supone más amplia que la actual.

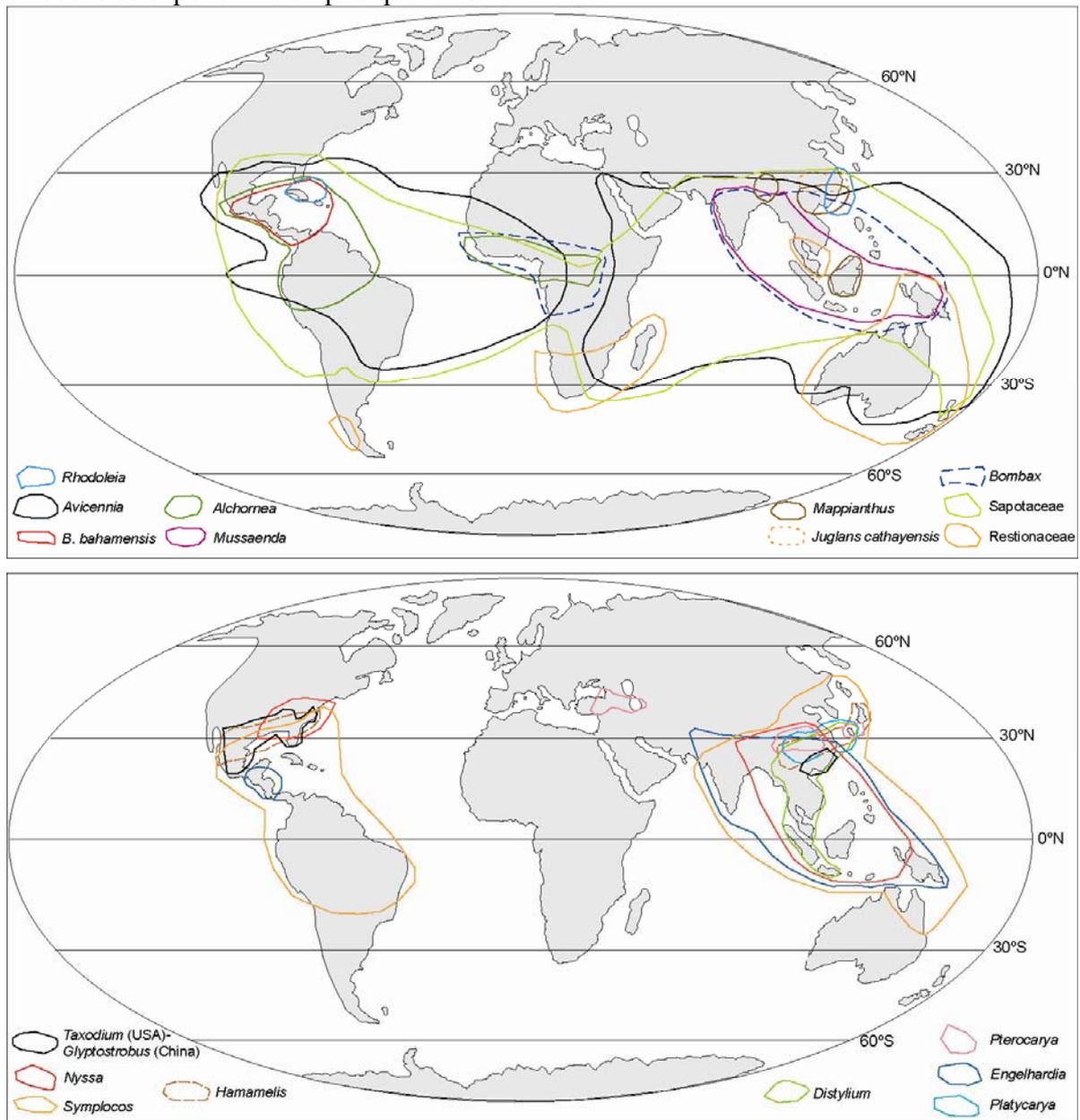


Fig. 4.84. Mapamundi con la distribución geográfica actual de algunos de los géneros de taxones guías identificados en esta Tesis.

Otros grupos son cosmopolitas y viven hoy día distribuidos por todo el globo (Poaceae, *Plantago*, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, *Potamogeton*, Asteraceae, Ranunculaceae, etc.) o en latitudes altas y medias (*Quercus*, *Fagus*, *Alnus*, *Carpinus*, *Populus*, *Salix*, *Acer*, *Betula*, *Ulmus*, etc.).

Nuestra flora está caracterizada por una gran diversidad, con taxones que actualmente viven en áreas muy distintas incluida nuestra región mediterránea (*Olea*, *Quercus ilex-coccifera*, *Ceratonia*, *Phillyrea*, etc.).

Es muy similar a la obtenida en estudios previos llevados a cabo en sedimentos del Mioceno de la región europea de:

a) microflora (Bessedik, 1984, Solé de Porta & Porta, 1984; Bessedik, 1985; Pais, 1986; Suc, 1986; Zheng, 1986; Gregor et al., 1989; Van Campo, 1989; Planderova, 1990; Zheng, 1990; Nagy, 1991; Nagy & Kókay, 1991; Rivas-Carballo, 1991; Nagy, 1992; Valle et al., 1995; Ashraf & Mosbrugger, 1996; Zetter, 1998; Barrón & Sansisteban, 1999; Roiron et al., 1999; Ivanov et al., 2002; Fernández-Marrón, et al., 2004; Jiménez-Moreno et al., 2005), y de

b) macroflora (Gregor, 1990; Sanz de Siria, 1993; Ferguson et al., 1998; Figueiral et al., 1999; Meller et al., 1999; Kovar-Eder & Wojcicki, 2001; Sachse, 2001; Kovar-Eder et al., 2002; Kvacek et al., 2002; Kovar-Eder et al., 2003; Kovar-Eder & Meller, 2003; Kvacek, 2003; Roth-Nebelsick et al., 2004).

4.2.2. Vegetación.

Las mayores similitudes florísticas de nuestras floras fósiles son con los bosques entre subtropicales y templados del sureste de China (Wang, 1961; Suc 1984; Bessedik, 1985; Suc, 1989; Suc et al., 1999; Zheng, 1986; Axelrod et al. 1996, Jiménez-Moreno et al., 2005).

En esa región, los elementos vegetales se organizan en pisos altitudinales. Por lo tanto, los taxones identificados en este estudio se podrán comparar con los vegetales, organizados según la altitud, que crecen actualmente en esa área.

También, y debido a la presencia de numerosos taxones xerófilos, se puede comparar con plantas que crecen actualmente en los alrededores del Mar Rojo (presencia del manglar de *Avicennia marina*) y en las Islas Canarias, California y México. La flora presente actualmente en estas tres últimas regiones juega un papel muy importante en la reconstrucción florística que se lleva a cabo en esta Tesis, sobre todo el ejemplo de las Islas Canarias (debido a la mayor proximidad geográfica con Europa), debido a la proximidad del piso del bosque perennifolio, el xérico y por su flora relictas (Rivas-Martínez, 1987; Quézel & Médail, 2003) (Fig. 4.85).

Las plantas identificadas, por comparación con las floras actuales, pueden ser agrupadas en medios ecológicamente desde el costero hasta el de alto relieve. Asimismo, la cantidad de agua disponible en el suelo, la orientación de las vertientes y la naturaleza del suelo van a controlar la presencia de unos u otros vegetales. Dependiendo de la flora polínica se encontrarán representados todos o sólo algunos de estos medios (Fig. 4.86):

1. Ambiente marino costero constituido por un manglar empobrecido de *Avicennia*, formado por esta sólo especie, y por plantas halófitas como Amaranthaceae-Chenopodiaceae, *Ephedra*, Plumbaginaceae, Asteraceae, *Plantago* y *Tamarix*. En la actualidad, este tipo de manglar representa el límite más septentrional del manglar y puede desarrollarse tanto en climas húmedos (sureste asiático) como en climas de tipo

árido a semiárido como en el Mar Rojo o Golfo Pérsico (White, 1983; Audru et al., 1987).

2a. Vegetación subdesértica constituida principalmente por *Nitraria*, *Neurada*, *Ephedra*, *Convolvulus*, *Lygeum*, *Prosopis*, *Caesalpiaceae*, *Acacia*, etc., propias de una vegetación esteparia, caracterizando las tierras bajas. Asociaciones vegetales similares se encuentran hoy día en las costas del Mar Rojo y en la Península Arábiga, norte de Africa, etc (Quézel, 1965; White, 1983; Audru et al., 1987; Quézel & Médail, 2003).

2b. Bosque lluvioso y perennifolio de hoja ancha que se caracteriza por la presencia de tipo *Taxodium*, *Rhus*, Theaceae, Clethraceae, *Bombax*, Euphorbiaceae, *Castanopsis*, Sapotaceae, Rutaceae, Moraceae, Icacinaceae, Simarubaceae, Meliaceae, Melastomataceae, *Mussaenda*, *Arecaceae*, *Ilex*, *Hedera*, *Olea*, *Ligustrum*, *Jasminum*, Hamamelidaceae, *Corylopsis*, *Engelhardia*, *Rhoiptelea*, etc. Este bosque se conoce como el bosque “Oak-Laurel” (Roble-Laurel) en el este asiático (Wang, 1961) y es el “paleo-origen” de la laurisilva en las Islas Canarias (Rivas-Martínez, 1987; Quézel & Médail, 2003; Fig. 4.86).

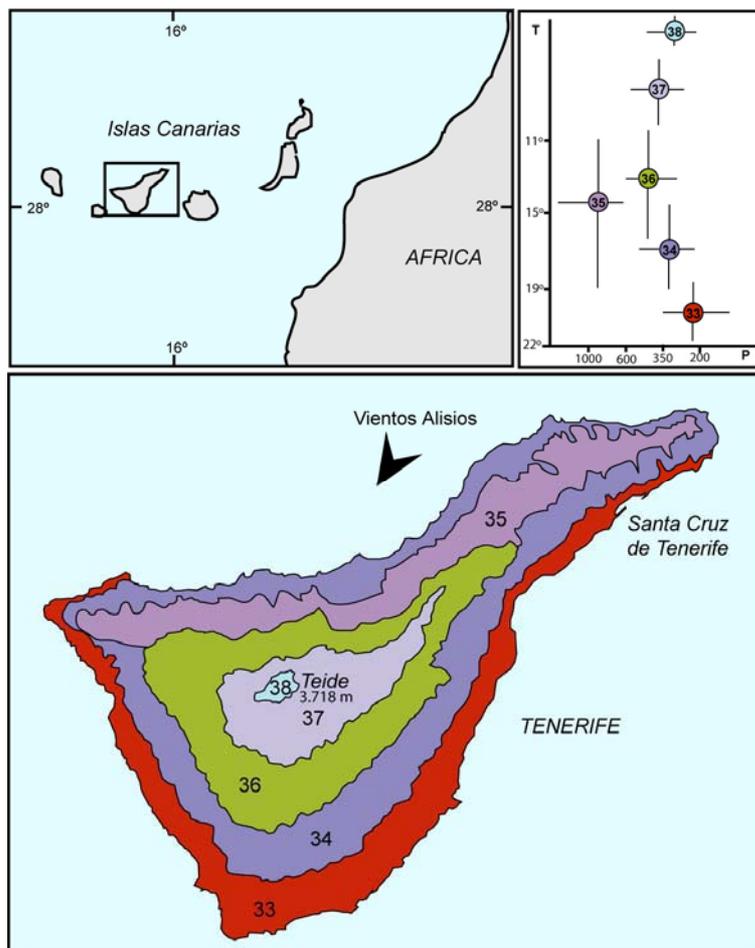


Fig. 4.85. Pisos bioclimáticos y gráfica en donde se representan los parámetros climáticos que los determinan en la isla de Tenerife (Islas Canarias) (modificado de Rivas-Martínez, 1987). (33) Piso infracanario: semejante al piso inframediterráneo de las costas costeras del Sáhara caracterizado por una vegetación arida-semiárida con *Euphorbia canariensis*; (34) Piso termocanario semiárido-seco: caracterizado por una vegetación dominada por *Juniperus phoenicea* y *Maytenus canariensis*; (35) Piso termocanario subhúmedo-húmedo de la laurisilva *Laurus azorica*: caracterizado por bosque perennifolio con *Laurus*, *Persea*, *Ocotea*, *Myrica*, *Ilex*, *Erica*, etc.; (36) Piso mesocanario: caracterizado por una vegetación seca del pino canario *Pinus canariensis*; (37) Piso supracanario: caracterizado por una vegetación seca de la retama *Spartocytisus supranubis*; (38) Piso orocanario: se encuentra a una altitud superior a los 3.100 m y se caracteriza por temperaturas y precipitaciones medias anuales muy bajas.

3. Bosque mixto perennifolio y caduco desarrollado a altitudes más elevadas compuesto fundamentalmente por *Quercus* tipo caduco, *Engelhardia*, *Platycarya*, *Carya*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Distylium*, *Liquidambar*, *Parrotia*, Hamamelidaceae, *Carpinus*, *Celtis* y *Acer*. Dentro de este piso de vegetación, se ha diferenciado una asociación ripícola e higrófila formada por *Salix*, *Alnus*, *Carya*, *Carpinus*, *Zelkova*, *Ulmus*, etc. El sustrato arbustivo está dominado por Ericaceae, *Ilex*, Caprifoliaceae, Rhamnaceae, etc. Este bosque mesofítico aparece sobre los 700-800 m de altitud en el este de China (a 30° de latitud) (Wang, 1961).

4. Bosque de coníferas de mediana a alta altitud representado por coníferas como *Cathaya*, *Sciadopitys*, *Cedrus* y *Tsuga* (mediana altitud) y *Abies* y *Picea* (altitud elevada). *Cathaya* aparece a partir de los 900 m en el sur de China (Wang, 1961)

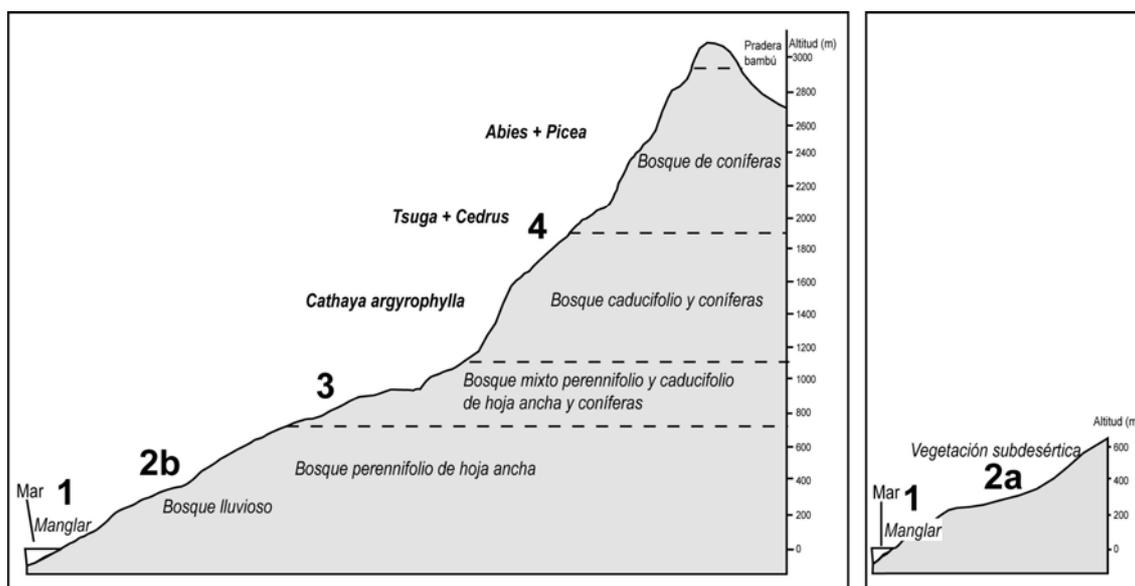


Fig. 4.86. Organización en altitud de la vegetación en el sureste de China (aprox. 25-30° de latitud) (izquierda) (a partir de Wang, 1961) y organización de la vegetación a baja altitud en el Mar Rojo o Península Arábiga (derecha) (a partir de White, 1983; Audru et al., 1987). Mediante números se señalan los pisos altitudinales han sido distinguidos en las floras polínicas de este estudio.

4.2.2.1. ¿*Cathaya* un elemento de altitud también en el Mioceno?

Como ya se ha indicado, la afiliación ecológica de *Cathaya* ha sido muy discutida en las últimas décadas, pues tradicionalmente los paleobotánicos del norte de Europa han considerado que vivía a baja altitud y asociada a elementos termófilos durante el terciario (Mai, 1995).

Esto no concuerda con el comportamiento observado en los espectros polínicos desde el Oligoceno, en los que siempre muestra una clara afiliación con los elementos de altitud (fríos) y no con los termófilos (Suc et al., 1999; Drivaliari et al., 1999; Popescu, 2001b; este estudio).

El hecho de que este taxón se encuentre en abundancia en la mayoría de los espectros polínicos en el sondeo Tengelic-2 (apartado 4.1.33) nos ofreció la posibilidad de estudiarlo en detalle.

En este sondeo se ha comparado la evolución de los porcentajes de *Cathaya*, de los elementos termófilos y del grupo de elementos de altitud. Los datos de porcentajes de polen pertenecientes a los tres componentes se estandarizaron a media cero y varianza uno para así poder compararlos (Fig. 4.87). La evolución de los porcentajes observados y los estandarizados nos informan sobre dos hechos importantes: a) la evolución opuesta entre *Cathaya* y el grupo de elementos termófilos, con una correspondencia muy buena entre los picos máximos de los elementos termófilos y los mínimos de *Cathaya*, y b) un comportamiento similar entre *Cathaya* y el grupo de los elementos altitudinales, con los picos máximos y mínimos, no exactamente en la misma posición, pero muy próximos (Fig. 4.87).

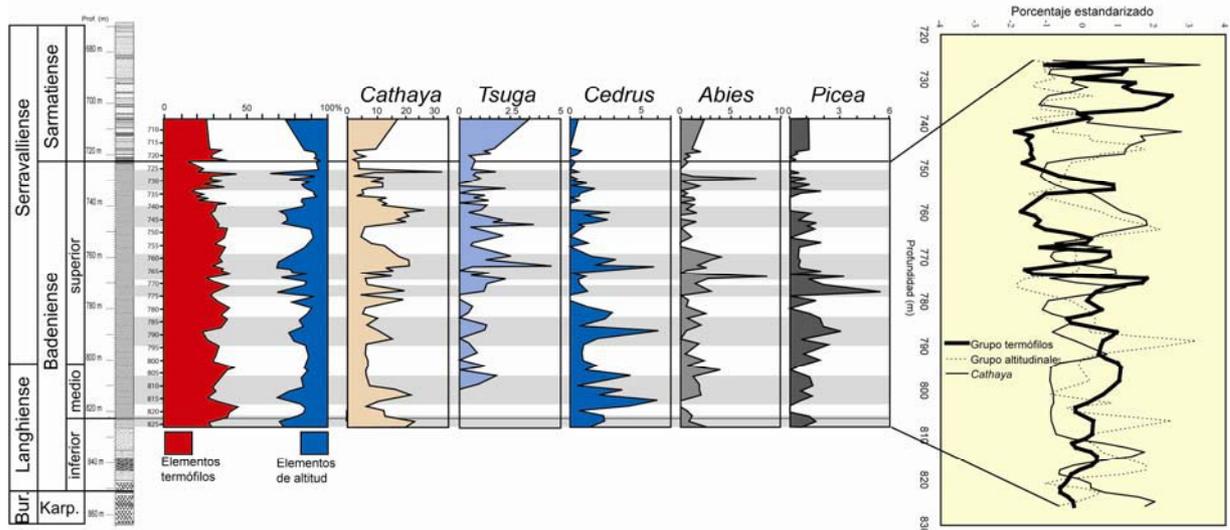


Fig. 4.91. Comparación de la evolución de los porcentajes de taxones termófilos y elementos altitudinales (izquierda) con los de *Cathaya* y otros elementos de altitud (centro) y los porcentajes estandarizados (derecha) a lo largo del sondeo Tengelic-2.

Se ha aplicado un análisis de correlación cruzada para evaluar el comportamiento diferencial de *Cathaya* y las series temporales de los elementos termófilos y altitudinales (Fig. 4.88). Para ello se calcularon dos correlogramas; *Cathaya* vs. termófilos y *Cathaya* vs. elementos de altitud, que más tarde fueron comparados. El rango de los datos varía de -1 a 1, y cuanto más cercano esté el valor a 1 (valores positivos), más similar es la evolución de las series temporales. Este análisis revela (Fig. 4.88): a) el máximo de correlación negativa para *Cathaya* y los termófilos se produce en el mínimo, por lo que no hay un cambio entre estas dos series temporales y solo una relación recíproca; cuando uno alcanza el máximo el otro alcanza el mínimo, y b) existe una correlación positiva entre *Cathaya* y el grupo de elementos de altitud, pero el máximo de la correlación cruzada no coincide con el origen, indicando que, aunque ambas series temporales evolucionan de manera similar, entre ellas hay pequeñas variaciones.

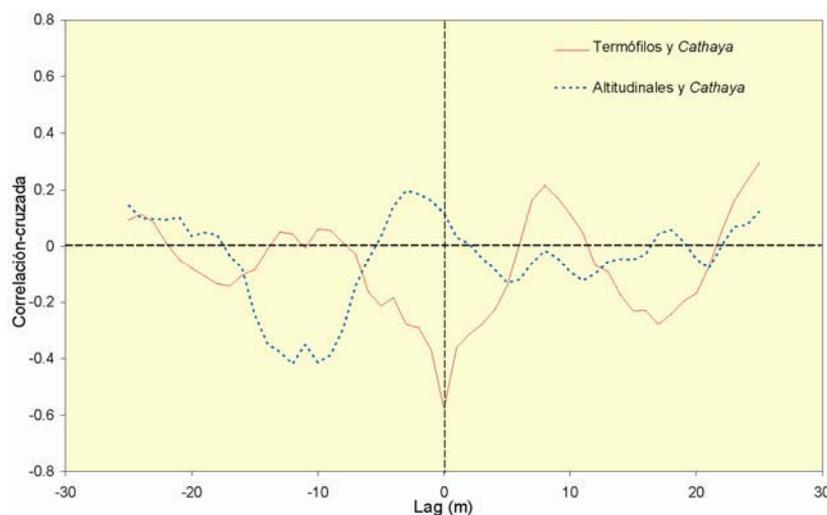


Fig. 4.88. Análisis de correlación cruzada entre *Cathaya* y el grupo de elementos termófilos y *Cathaya* y el grupo de elementos de altitud.

4.2.2.1.1. Análisis cicloestratigráfico de *Cathaya*.

Se ha realizado un estudio cicloestratigráfico utilizando los porcentajes de *Cathaya* a lo largo del tiempo. Se seleccionó una parte del sondeo, como anteriormente, entre 826.4 and 725.7 m; con una potencia total de 100.7 m, considerado apropiado para este tipo de análisis (ver estudio cicloestratigráfico previo).

El análisis cicloestratigráfico fue llevado a cabo siguiendo la metodología que se explica en el apartado 3.5.3.

4.2.2.1.2. Resultados cicloestratigráficos de los datos de *Cathaya*.

El análisis se enfocó en el rango de frecuencias entre 0.0293 y 0.495, correspondiendo a ciclos con una potencia entre 34.13 m y 2.02 m (Fig. 4.89). De acuerdo con el intervalo de muestreo, aquellos picos que correspondan a potencias menores de 2 m (rango de las altas frecuencias) tienen menor posibilidad de quedar registrados. Sin embargo, los ciclos en el borde de las frecuencias más bajas, cerca del eje vertical, deben ser artificialmente creados.

Se diferencian muchos picos, bien definidos, mediante la técnica Blackman-Tukey: a) se registran dos picos por encima del 95% CI en las frecuencias más bajas, a 0.0594-0.0693 (16.83-14.43 m), b) se registra un pico suave cerca al 90% CI a 0.198 (5.05), en las frecuencias intermedias, con una terminación suave a 0.257 (3.88 m), y c) en la banda de frecuencias más altas, cercanos al 90% CI, se registran dos picos separados pertenecientes a una banda suave a 0.347 (2.89 m) y 0.406 (2.46 m).

En el espectro de Máxima Entropía, los picos se diferencian mejor a 0.0594 (16.83 m), 0.188-0.198 (5.32-5.05 m), 0.337-0.347 (2.97-2.89 m), y 0.406 (2.46 m). Otros picos aparentemente menos significativos aparecen a 0.089 (11.22 m) y 0.257 (3.88 m).

En el análisis Thomson Multitaper, se registran numerosos picos a baja frecuencia en 0.0391-0.0605-0.0684 (25.6-16.52-14.62 m), se caracteriza una banda a frecuencias intermedias entre 0.172-0.193-0.215 (5.81-5.17-4.65 m), mientras que a frecuencias más altas, entre 0.342 (2.92 m) y 0.404 (2.47 m), se registran finales muy suaves.

El análisis integrado de las diferentes metodologías aplicadas nos permiten diferenciar los siguientes picos más significativos (Tabla 2): a) mediante BT y ME se registra un pico importante en las frecuencias bajas a 0.0594 (16.83 m), mientras que en la técnica TM se registran muchos picos en el intervalo entre 0.391-0.684 (25.6-14.62 m); b) mediante BT y ME se registra un pico suave en la banda de frecuencias intermedias a 0.198 (5.05 m), mientras que mediante la TM los espectros reflejan

muchos picos siendo el más importante a 0.193 (5.17 m), y c) en las frecuencias más altas, se diferencia una banda ancha, o dos picos separados en todos los espectros representados a 0.347 (2.89 m) y 0.406 (2.59 m).

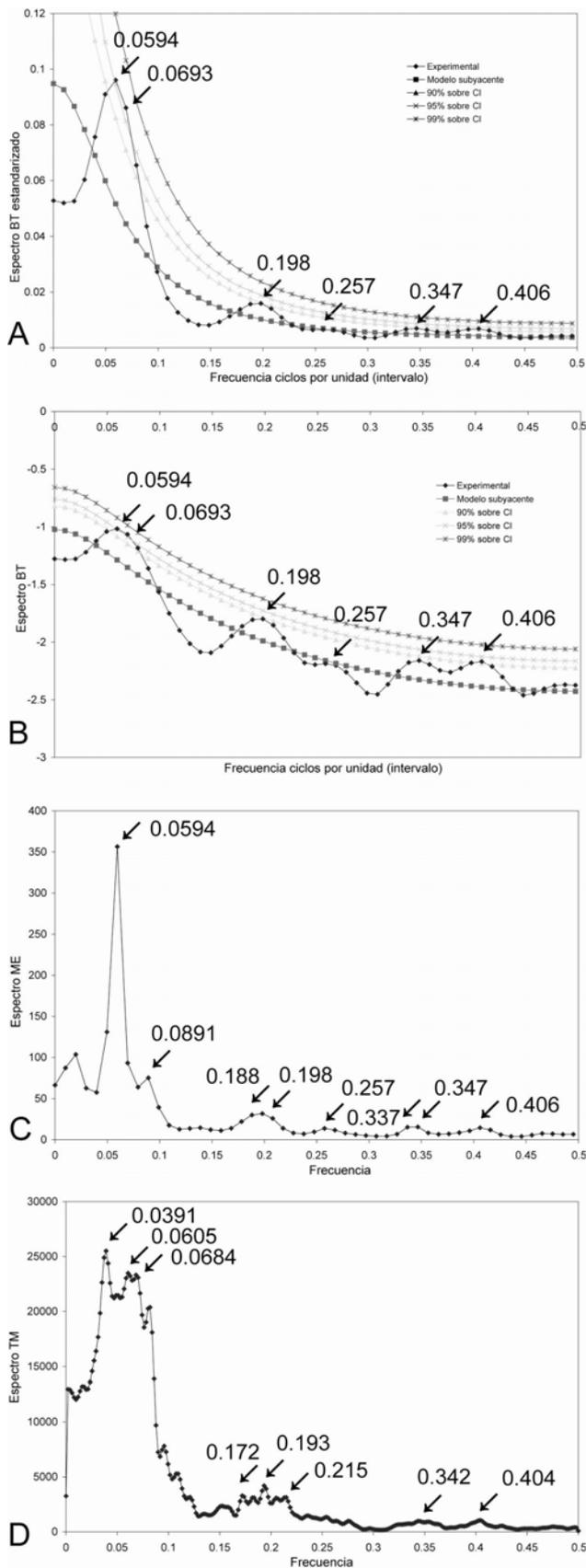


Fig. 4.89. Análisis espectral de los datos de pollen del sondeo Tengelic-2 para Cathaya. A, B) técnica Blackman-Tukey con ventana de Tukey y $M = 25$. C) Máxima Entropía con $M = 25$. D) Técnica de Thomson multitaper. Se señalan los picos más significativos mediante flechas y se muestran los valores de frecuencia a la que han sido registrados.

4.2.2.1.3. *Cathaya* vs. elementos termófilos y *Cathaya* vs. elementos de altitud.

Se puede evaluar una posible relación entre *Cathaya* y el grupo de los elementos termófilos o de altitud comparando los ciclos de los espectros obtenidos de los datos de polen de *Cathaya* con los obtenidos previamente de los dos grupos (ver más arriba), siguiendo la misma metodología espectral (Jiménez-Moreno et al., 2005).

La comparación entre el análisis espectral llevado a cabo entre los datos de polen de *Cathaya* con los del grupo de elementos termófilos y de altitud es muy ilustrativa (Tabla 4.10):

Los picos registrados a frecuencias similares son los siguientes:

- En las frecuencias más bajas se registra en *Cathaya* un pico muy importante a 0.0594 (16.83 m), aislado o incluido en el intervalo 0.391-0.684 (25.6-14.62 m), que concuerda muy bien con los registrados en el grupo de los elementos termófilos a 0.0293-0.0495 (34.13-20.20 m) y especialmente con los elementos de altitud a 0.0391-0.0594 (25.6-16.83 m).

Frecuencia	Potencia	Ter. BT	Ter. ME	Ter. TM	Alti. BT	Alti. ME	Alti. TM	Cath. BT	Cath. ME	Cath. TM
0.0293	34.13			X						
0.0391	25.6						X			X
0.0495	20.20	X	X		X	x				
0.0594	16.83				x	X	X	X	X	
0.0605	16.52									X
0.0684	14.62									X
0.0693	14.43							X		
0.089	11.22								x	
0.102	9.85			X						
0.129	7.77	x	X							
0.172	5.81									x
0.188	5.32				x	X		x	x	
0.193	5.17									X
0.198	5.05	x	X	X	X			X	X	
0.215	4.65									x
0.257	3.88							x	x	
0.337	2.97								x	
0.342	2.92									x
0.347	2.89	x	X	X	x	X		X	X	
0.386	2.59				x	X				
0.406	2.46							X	X	x
0.422	2.37			X						
0.449	2.23			X						

Tabla 4.10. Frecuencia y potencia (m) de los picos seleccionados (de acuerdo con su importancia) previamente registrados en los grupos de elementos Termófilos (Ter.) y los elementos de altitud (Alti.) (Jiménez-Moreno et al., 2005) y en el análisis espectral llevado a cabo en *Cathaya* (Cath.). BT= Blackman-Tukey, ME= Máxima Entropía, TM= Thomson multitaper.

- En las frecuencias intermedias se registra un pico suave en *Cathaya* alrededor de 0.198-0.193 (5.05-5.17 m), correlacionado con un pico importante registrado tanto en los elementos termófilos como en los de altitud a 0.188-0.198 (5.32-5.05 m).

- En la banda de frecuencias más altas, existe un pico alrededor de 0.347 (2.89 m) correlacionado con el pico suave a 0.342-0.356 (2.93-2.89 m) en los elementos termófilos o la banda ancha/dos picos a 0.347-0.386 (2.89-2.59 m) en los de altitud.

Picos solo reconocidos en uno de los tres componentes analizados:

- En las frecuencias intermedias, los picos a alrededor de 0.102-0.129 (9.85-7.77 m) se registran principalmente en los termófilos.

- En las frecuencias más altas, en *Cathaya* se reconoce un pico a 0.406 (2.59 m), y en los elementos termófilos se reconocen picos a frecuencias entre 0.422-0.449 (2.37-2.23 m).

Como ya hemos visto, el porcentaje de pólenes bisacados incrementa con la distancia a la línea de costa debido a su alta producción y la alta abundancia en el aire y agua durante el transporte (Turon, 1984; Heusser, 1988; Suc and Drivaliari, 1991; Cambon et al., 1997; Beaudouin, 2003).

El hecho de que *Cathaya* y otros pólenes bisacados se encuentren en altos porcentajes y asociados como grupo se podría explicar como producido por diferencias en el transporte y no debido a cambios en la vegetación producidos por el clima o por una elevación de las montañas que rodean la localidad estudiada, que produciría el incremento en la presencia de elementos de altitud media y elevada en los espectros polínicos. Aquí se muestra que otro tipo de taxones, como *Acer* y *Alnus*, siguen el mismo comportamiento que *Cathaya* (Fig. 4.90). Estos dos taxones, que no son bisacados y por tanto son independientes del transporte polínico, indican una vegetación de tipo mesotérmica y se encuentran también a mediana altitud. Por lo tanto, la hipótesis climática explica mejor el comportamiento de *Cathaya* y confirma que fue un elemento de altitud y que asociado junto al resto de las Abietaceae (*Cedrus*, *Sciadopitys*, *Tsuga*, *Abies* y *Picea*) desarrollaron un piso de coníferas altitudinales como actualmente en el sur de China (Wang, 1961).

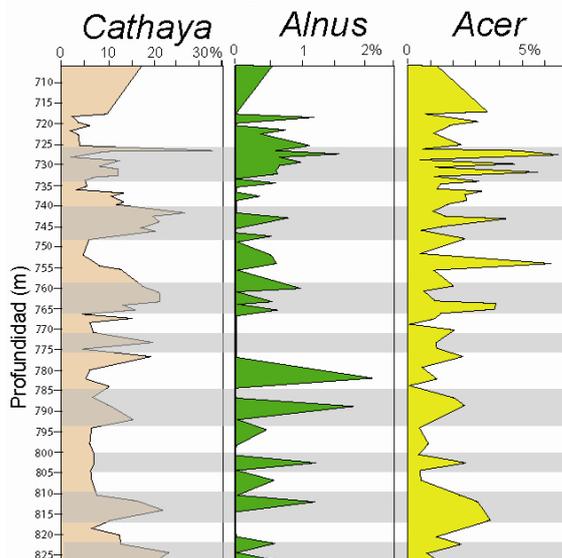


Fig. 4.90. Comparación de la evolución de porcentajes de *Cathaya*, *Alnus* y *Acer* a lo largo del sondeo Tengelic-2.

Todos estos análisis indican que *Cathaya* tiene un comportamiento claro de afiliación a los elementos de altitud durante el Mioceno. Por tanto, ocuparía en el pasado el mismo nicho ecológico que hoy día, que aunque es un endemismo y su distribución está muy reducida a causa de la acción antrópica, crece en altitudes medias (900-1900 m de altitud) en el sur de China bajo condiciones subtropicales (Wang, 1961).

4.2.2.2. Historia de la vegetación.

En este apartado se describen todos los cambios que han sido observados en la vegetación en este estudio a lo largo del Mioceno. Los datos de polen obtenidos se compararán con datos de estudios paleobotánicos de la misma edad, tanto de polen como de macrorestos, llevados a cabo en áreas cercanas a nuestras localidades.

La disposición de datos de vegetación de una sola muestra de edad Aquitaniense procedente de la localidad de Berzdorf (Alemania) no permite describir ampliamente la vegetación durante esta época en el área europea. Es por esto que se ha preferido comenzar la historia de la vegetación a partir del piso Burdigaliense.

El hecho de que se posean numerosos datos de diferentes edades distribuidos a lo largo del arco alpino hace que se expongan, de igual manera que a la hora de describir las localidades, por regiones y de oeste a este (desde España hasta Turquía).

La historia de la vegetación se puede dividir sintéticamente en tres periodos de tiempo, en los cuales la vegetación presenta características similares.

● Burdigaliense inferior-medio.

En la mayoría de las localidades de esta edad están representados vegetales procedentes de todos los cinturones de vegetación altitudinales anteriormente descritos.

El manglar de *Avicennia* ocupaba gran parte de las costas del Mar Mediterráneo [La Rosée (Francia), Häutligen (Suiza)] así como de las del Paratethys (Strass-Eberschwang, Austria). Esta hipótesis se corrobora, además, por varios estudios previos que describen este manglar en esta época en diversas localidades del Mediterráneo (Bessedik, 1985). Por primera vez, se describe su presencia en las costas Atlánticas francesas (sección de Pont Pourquey; apartado 4.1.8). Acompañando al manglar y en zonas salobres se encuentran principalmente Amaranthaceae-Chenopodiaceae, *Tamarix*, Plumbagiaceae, *Armeria*, etc.

Las llanuras costeras del noreste de la Península Ibérica (sondeo de Rubielos de Mora-1) y sur de Francia (Pont Pourquey) estaban pobladas por una vegetación abierta y de carácter semiárida caracterizada por Arecaceae, Caesalpiniaceae, *Nitraria*, *Acacia*, Sapotaceae, Poaceae, *Ephedra*, Convolvulaceae, Resedaceae, Cistaceae, *Linum*, etc. Estas conclusiones son similares a las de estudios previos de macrofloras llevados a cabo en la cuenca del Vallès-Penedès, en donde se registran la presencia de numerosas especies de la familia Caesalpiniaceae (*Banksia*, *Caesalpinia*, *Cassia*), Mimosaceae (*Acacia*, *Mimosa*) y Proteaceae (*Grevillea*, *Protea*) de fuerte carácter xerofítico (Sanz de Siria Catalán, 1993).

Esta formación vegetal es menos abundante conforme nos desplazamos hacia el norte y oriente y nos adentramos en el dominio del Paratethys (secciones de La Rosée, La Nèphe, Häutligen, Montevraz, Berzdorf y Strass). Allí las llanuras costeras eran ocupadas principalmente por el bosque lluvioso (*Rain-forest*) y perennifolio de hoja ancha caracterizado fundamentalmente por la presencia de *Bombax*, Sapotaceae, *Olea*, tipo *Mussaenda*, *Alchornea*, *Rhus*, Theaceae, *Castanea-Castanopsis*, Hamamelidaceae, Rutaceae, Moraceae, Arecaceae, Icacinaceae, *Mappianthus*, Simarubaceae, Meliaceae, Melastomataceae, Arecaceae, *Ilex*, *Hedera*, *Ligustrum*, *Rhoiptelea*, etc.

En el área europea, en estas zonas llanas con acumulo de agua, se desarrollarían grandes áreas pantanosas, caracterizadas por la presencia de plantas como tipo *Taxodium*, *Nyssa*, *Myrica* y Cyrillaceae-Clethraceae.

Justo por encima de las formaciones vegetales de llanuras de baja altitud se desarrollaría un bosque mixto perennifolio y caducifolio compuesto fundamentalmente por *Quercus* tipo caduco, *Fagus*, *Engelhardia*, *Platycarya*, *Carya*, *Pterocarya*,

Distylium, *Liquidambar*, *Parrotia*, Hamamelidaceae, *Carpinus*, *Celtis*, *Acer*, Ericaceae e *Ilex*. A lo largo de cursos de ríos o bordes de lagos, se diferenciaría una asociación ripícola o higrófila formada por *Salix*, *Alnus*, *Carya*, *Liquidambar*, *Carpinus*, *Zelkova*, *Ulmus*, etc. Este tipo de formación vegetal, azonal y de carácter mesotérmico está, a veces (como en el caso de Rubielos de Mora), sobrerrepresentada en los espectros polínicos y ha dado lugar a algunas interpretaciones climáticas con las que no se coincide (Alvarez Ramis & Fernández Marrón, 1994; Barrón & Sansisteban, 1999; Roiron et al., 1999).

La escasa presencia de árboles de altitud en los espectros (*Cathaya* sobre todo y en menor lugar *Cedrus*, *Sciadopitys*, *Picea* y *Abies*) parece indicar el escaso desarrollo del correspondiente bosque.

• Burdigaliense superior-Langhiense.

No se observan grandes cambios respecto a la vegetación del Burdigaliense inferior y medio.

Como antes, se registra la presencia del manglar de *Avicennia*. Este taxón está muy bien representado, lo que indica, además de un buen desarrollo de esta formación vegetal, la proximidad al medio costero, donde se desarrollan estas plantas, pues sus granos de polen no se suelen desplazar grandes distancias (Bessedik, 1985; Van der Kaars, 2001; Van Campo & Darius Bengo, 2004). De igual manera, la distribución del manglar parece ser muy amplia en toda el área europea: España (La Rierusa en este estudio. Sant Pau d'Ordal y Vilovi en Bessedik, 1985), Francia (Estagel-Bayanne, Les Mées, La Rosée y Châteauredon en este estudio. Issanka, Poussan, Pont-Gayé, Les Tamaris en Bessedik, 1985), Suiza (Häutligen), llegando hasta Austria [Karpatiense (Burdigaliense superior) de la Cuenca de Korneuburg, Austria; Harzhauser et al., 2002b] y Hungría (Nagy & Kókay, 1991).

Cercano al manglar y a lo largo de las costas marinas crecían halófitas: Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Plumbaginaceae (*Armeria* y *Limonium*), *Tamarix*, etc.

La vegetación que ocupaba las tierras bajas era de dos tipos:

a) muy abierta y de tipo esteparia dominada por hierbas y arbustos como Poaceae, Asteraceae, *Ephedra*, *Lygeum*, Sapotaceae, Euphorbiaceae, *Dodonaea*, *Acacia*, Caesalpiniaceae, Convolvulaceae, Cistaceae, *Helianthemum*, *Artemisia* en España y sur de Francia;

b) boscosa de hoja perenne con *Buxus* tipo *bahamensis*, *Myrica*, Sapotaceae, Oleaceae, tipo *Mussaenda*, *Rhus*, *Alchornea*, Theaceae, *Castanea-Castanopsis*, Hamamelidaceae, Rutaceae, Moraceae, Arecaceae, Chloranthaceae, Iacacinaceae, *Malphigiaceae*, Simarubaceae, Meliaceae, Melastomataceae, Arecaceae, *Ilex*, *Hedera*, *Ligustrum*, *Rhoiptelea*, etc., en el resto de localidades europeas más nororientales.

Tipo *Taxodium*, *Nyssa*, *Myrica* y Cyrillaceae-Clethraceae son también muy abundantes en toda el área europea durante este periodo de tiempo y crecerían en zonas pantanosas, lo que indica su amplitud.

Ascendiendo en altitud el bosque estaría formado por plantas de tipo mixto perennifolio y caducifolio en donde dominarían *Quercus* tipo caduco, *Fagus*, *Engelhardia*, *Platycarya*, *Carya*, *Pterocarya*, *Distylium*, *Liquidambar*, *Parrotia* cf. *persica*, Hamamelidaceae, *Carpinus*, *Celtis*, *Acer*, Ericaceae e *Ilex*. Dentro de este bosque, se diferenciaría la correspondiente asociación de plantas más higrófilas y ripícolas formada por *Salix*, *Alnus*, *Carya*, *Liquidambar*, *Carpinus*, *Zelkova*, *Ulmus*, etc.

Cathaya es la única conífera de montaña bien representada en las muestras durante este periodo de tiempo. Se ha observado que *Cathaya*, junto con el resto de árboles de altitud (*Cedrus*, *Tsuga*, *Picea* y *Abies*) son más abundantes en las localidades más orientales (Paratethys Central y Turquía).

En trabajos previos se encuentran interpretaciones similares. Sanz de Siria (1993) y Fernández-Marrón et al. (2004), por el estudio de macro- y microfloras identifican una vegetación muy abierta y semiárida en el NE y centro de España (Martorell, Rubí, Sant Sadurní d'Anoia y Cuenca de Madrid) dominada por las Caesalpiniaceae (*Banksia*, *Caesalpinia*, *Cassia* y *Podogonium*), Mimosaceae (*Acacia*, *Mimosa*) Proteaceae (*Grevillea*), *Celastrus*, etc., junto con plantas más higrófilas (*Glyptostrobus*, *Myrica*, Lauraceae, *Quercus*, *Rhamnus*, *Populus*, *Zelkova*, *Carya*, *Alnus*, *Salix*, etc.) formando una vegetación de tipo mosaico y muy controlada por los recursos hídricos. La vegetación en Europa Central (Gregor et al., 1989; Ferguson et al., 1998; Meller et al., 1999; Kovar-Eder et al., 2001; Ivanov et al., 2002; Kovar-Eder & Meller, 2003, Jiménez-Moreno et al., 2005) parece estar principalmente compuesta por un bosque de tipo mixto, en el que dominan *Engelhardia*, *Quercus* tipo caduco, Hamamelidaceae, *Pterocarya*, *Zelkova*, *Carya*, etc., y grandes áreas palustres en donde crecen tipo *Taxodium*, *Myrica*, Cyrillaceae-Chletraceae, etc. Los elementos xerófilos (*Acacia*, Sapindaceae, Caesalpiniaceae, etc.) son muy poco abundantes.

• Serravaliense-Tortonense.

Hay un cambio progresivo en la vegetación durante el Serravaliense y Tortonense (Badeniense superior, Sarmatiense y Pannoniense en el Paratethys).

El manglar de *Avicennia* sufre un fuerte deterioro y desaparece de gran parte de las costas del continente europeo. Sólo se conserva en las latitudes más bajas, como en el sur de España (sondeos Andalucía A1 y Alborán A1) donde se mantiene hasta el Tortonense, o en las costas de Sicilia (Capodarso y Eraclea Minoa) (Suc & Bessais, 1990), en las cuales se refugia y queda registro hasta el Messiniense (Fig. 4.91).

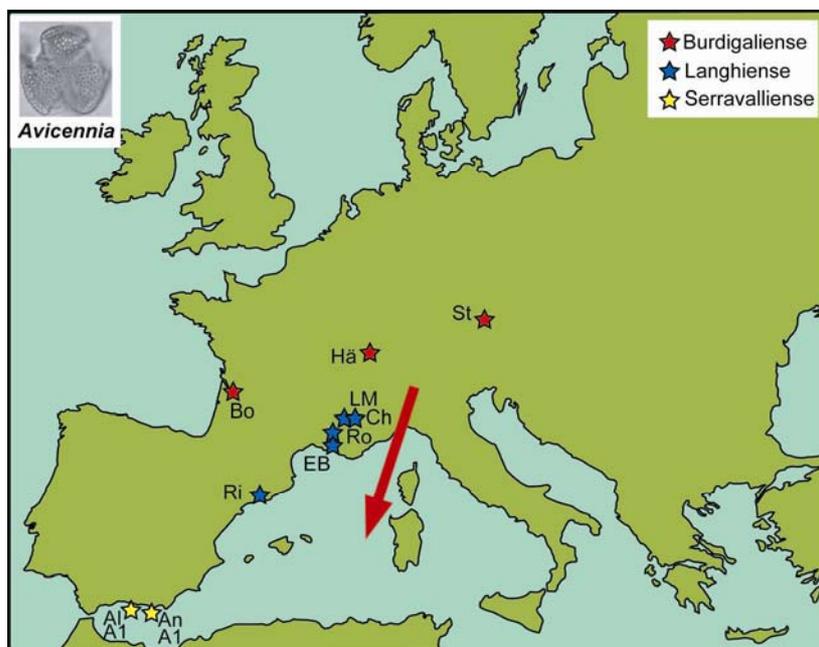


Fig. 4.91. Localidades en las que se registra la presencia de *Avicennia* en este estudio. Los distintos colores indican su distribución cronoestratigráfica más alta en dichas localidades. La flecha indica la posible dirección de reducción del área de manglar y de otros elementos termófilos durante el Mioceno.

Al igual que *Avicennia*, otros elementos megatérmicos de la vegetación esteparia y del bosque lluvioso que formaban parte de las tierras bajas, como *Buxus* tipo *bahamensis*, *Alchornea*, *Bombax*, *Dodonaea*, Icacinaceae, *Croton*, Melastomataceae,

Grewia-Corchorus, etc., desaparecen durante este periodo de tiempo de nuestras latitudes. Estas plantas quedarán restringidas, como ocurre con el manglar, a las zonas más meridionales de Europa (sur de España, Sicilia, Mar Negro, etc.) y norte de Africa (Suc, 1989; Suc & Bessais, 1990; Bertini et al., 1998; Chikhi, 1992; Bachiri Taoufiq et al., 2001; Popescu, 2001a; este estudio). Algunas de las plantas de la zona semiárida con menor exigencias térmicas sobreviven a este cambio y representan probablemente los predecesores de la vegetación mediterránea actual (*Olea*, *Quercus* tipo *ilex-coccifera*, *Buxus*, *Ceratonia*, *Phyllirea*, etc.).

El bosque lluvioso, perennifolio y mixto, sufrieron una gran transformación a causa de la pérdida de gran cantidad de elementos de hoja perenne (p.e. *Engelhardia*). Esta vegetación es progresivamente substituida por elementos caducifolios de carácter mesotérmico como *Quercus* tipo caduco, y en menor grado *Fagus*, *Alnus*, *Acer*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Zelkova*, etc. Este fenómeno se pone de manifiesto claramente a lo largo del sondeo Tengelic-2 e Hidas-53 (ver apartados 4.1.32 y 4.1.33; Jiménez-Moreno et al., 2005) y en cada una de las regiones estudiadas (NE de España, S de Francia, centro-este de Francia y Suiza y Europa Central). Hay estudios previos de estos cambios (Bessedik, 1985; Sanz de Siria Catalán, 1993; Agustí et al., 2003) y vienen confirmados por numerosos datos de micro- y macrofloras (Naud & Suc, 1975; Pais, 1986; Van Campo, 1989; Zheng, 1990; Rivas-Carballo, 1991; Rivas-Carballo et al., 1994; Akgün & Akyol, 1999; Kovar-Eder & Wójcicki, 2001; Ivanov et al., 2002; Kovar-Eder et al., 2002; Harzhauser et al., 2003b). Esto lleva a caracterizar la época por las formaciones boscosas de hoja caduca.

De la misma manera, las coníferas de montaña de mediana (*Cathaya*, *Cedrus* y *Tsuga*) y de altitud elevada (*Picea* y *Abies*) alcanzaron un mayor desarrollo (secciones y sondeos de Ecotet, Nebelberg, Strass-Pannoniense, Baden-Sooss-Sarmatiense, Hennersdorf, St. Margarethen, Siebenhirten, Moravský Ján-3, Zavod-72, Hidas-53 y Valea-Morilor). Hecho, que ha sido también observado en trabajos anteriores (Naud & Suc, 1975; Bessedik, 1985; Suc, 1989; Zheng, 1990).

4.2.2.3. Cambios repetitivos en la vegetación

Se han observado cambios repetitivos en la vegetación en las secciones con registro sedimentario continuo y con gran número de muestras. Es el caso del sondeo Rubielos de Mora-1 (Burdigaliense; apartado 4.1.3) y Tengelic-2 (parte Serravalliense; apartado 4.1.33). En ambos, los cambios repetitivos están relacionados con procesos cíclicos ya descritos que hay que analizar.

-Sondeo Rubielos de Mora-1.

En la parte lacustre, se han observado dos cambios de diferente escala:

1) Se producen cambios repetitivos a escala métrica entre (1a) una vegetación rica en elementos termófilos, higrófilos (*Engelhardia*, *Platycarya*, Sapotaceae, *Myrica*, tipo *Taxodium*, etc.) y xerófilos propios de ambientes esteparios (Caesalpiniaceae, *Acacia*, *Bombax*, *Nitraria*, etc.), que viene acompañada de grandes porcentajes de *Pinus* y *Botryococcus* y (1b) una vegetación dominada por árboles ripícolas e higrófilos mesotérmicos (*Carya*, *Zelkova*, *Celtis*, *Salix*, etc.) que caracterizaría el borde del lago. Apenas se registran *Pinus* o *Botryococcus* (ver Fig. 4.11).

La vegetación de tipo (1a) se corresponde con los niveles de arcillas masivas, depositadas cuando el nivel del lago está muy bajo y hay una evaporación alta, y con los niveles de sedimentos fluviales, que son el registro de la llegada de agua al lago que produce el llenado (Fig. 4.12).

La vegetación de tipo (1b) se corresponde con los niveles de arcillas laminadas y oscuras, ricas en materia orgánica, que caracteriza las fases de alto nivel del lago y produce la anóxia del fondo (Fig. 4.12).

2) Cambios repetitivos de vegetación a escala centimétrica

Son los observados en el interior de las facies de arcillas laminadas y en concreto dentro de las ritmitas depositadas en las fases de alto nivel del lago. En ellas se observa la alternancia entre (2a) una vegetación principalmente ripícola de carácter mesotérmico con presencia de *Pinus* y *Botryococcus* y (2b) el mismo tipo de vegetación con muy escasa presencia de *Pinus* y *Botryococcus* (ver Fig. 4.13).

Pinus y *Botryococcus* se encuentran en mayor abundancia en los niveles de colores más claros, más ricos en detríticos y carbonatos de naturaleza aragonítica. Éstos representarían cortas fases de alta evaporación seguidas de aportes fluviales que producirían, de nuevo, el relleno del lago. Una vez se lleno, la sedimentación se vuelve más rica en materia orgánica y sin apenas material detrítico. En estos pequeños niveles más oscuros, *Pinus* y *Botryococcus* son muy escasos.

Como se ha visto, la vegetación característica de las tierras bajas del NE de España durante el Burdigaliense era muy abierta, termófila y de tipo xerofítica (apartado 4.2.1). La presencia de un lago permanente (Anadón et al., 1988b), hace que se encuentre una vegetación muy variopinta. En el borde del lago hay taxones ripícolas, muchos de ellos azonales y de carácter mesotérmico (*Carya*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Celtis*, *Liquidambar*, etc.). Conforme nos alejamos del borde del lago son substituidos por formas, tanto perennifolias como caducifolias, de menores requerimientos hídricos, pero con necesidades de agua constantes durante todo el año como *Engelhardia*, *Platycarya*, Hamamelidaceae, Acanthaceae, Sapotaceae, Menispermaceae, *Myrica*, *Cissus*, *Parthenocissus*, etc. Más lejos aún, con menores recursos hídricos, la vegetación se hace progresivamente menos abundante y más abierta hasta llegar a ser esteparia, que es la representativa de la región (como ocurre en la vegetación que bordea el lago Tanganyika, Africa; Castroviejo, 2004).

Los cambios en la vegetación correspondientes a la ciclicidad de orden métrico podrían ser debidos a los efectos de las oscilaciones cíclicas del nivel del lago sobre la vegetación y la sedimentación del polen.

(1b) Cuando el nivel del lago estaba alto, la sedimentación era lenta y el fondo anóxico. No habían apenas aportes externos y la vegetación es fundamentalmente ripícola mesotérmica, rica en *Carya*, *Zelkova*, *Salix*, *Celtis*, etc., correspondiente a la inmediata al borde del lago, que al estar en su nivel más alto, hace que sea muy exuberante y extensa. En estas condiciones, el polen sólo llegaría al lago a través del aire, pues no hay grandes aportes fluviales. Como se refleja en muchos estudios, la distancia de dispersión del polen en un lago es muy pequeña y el polen de la vegetación abierta no suele llegar al lago (Faegri & Iversen, 1989). A esto se une que la producción polínica de estos taxones ripícolas es muy elevada (son todos anemófilos). Durante esta fase de alto nivel del lago, existen pequeñas fases más secas, que se intercalan con otras más húmedas (pequeños aportes fluviales), que generan la segunda ciclicidad de orden centimétrico (2).

(2a) Los pequeños aportes fluviales “importan” polenes de *Pinus* (formas no higrófilas) del exterior, probablemente de pequeños relieves a poca altitud (no se registran apenas *Cathaya*, *Cedrus* o *Tsuga*). Estos pequeños aportes producirían una cierta oxigenación del agua, que aprovecharían las algas de *Botryococcus* para desarrollarse durante un corto periodo (Guy-Ohlson, 1992; Guy-Ohlson, 1998; Rodríguez Amenabar & Ottone, 2003) (Fig. 92). Las colonias de *Botryococcus* que se encuentran en estos niveles, aunque llegaran a desarrollarse, lo harían bajo condiciones

estresantes (bajos niveles en el contenido de oxígeno). Esto se deduce de la morfología de las colonias (Guy-Ohlson, 1992; Guy-Ohlson, 1998; Rodríguez Amenabar & Ottone, 2003), en su mayoría malformadas (Lam. 11).

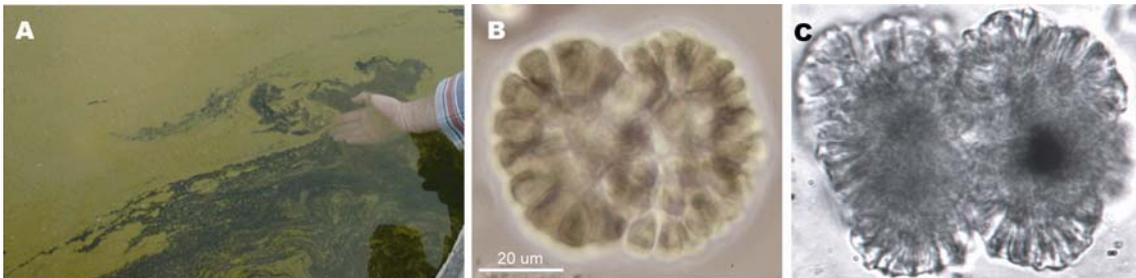


Fig. 4.92. (A) Bloom del alga *Botryococcus braunii* en un lago; (B) colonia viva de *Botryococcus braunii*; (C) colonia de *Botryococcus* fósil (misma escala que en B; Rubielos de Mora-1, 94.0 m).

(2b) En las fases estables del nivel alto del lago, la oxigenación es menor y las colonias de *Botryococcus* no se desarrollan, por lo que son muy escasas. *Pinus*, al no existir aportes fluviales, no llega al lago y su registro es menor.

(1a) Con el nivel del lago bajo (evaporación intensa), la vegetación de tipo ripícola estaba mermada, con menor extensión. Por el contrario, las plantas termófilas de aureolas más externas al lago tendrían mayor representación. Este fenómeno se potenciaría cuando, justo más tarde, un gran aporte fluvial produciría el llenado de la cuenca lacustre transportando una gran cantidad de polenes “externos” al lago entre los cuales se encontraría *Pinus* (muy abundante en estos sedimentos) y una gran cantidad de elementos termófilos y xerófilos propios de ambientes esteparios (*Caesalpiniaceae*, *Acacia*, *Bombax*, *Nitraria*, etc.). Con el nivel del lago bajo, y durante el aporte fluvial, las aguas estaban muy oxigenadas (Anadón et al., 1988b), permitiendo blooms de *Botryococcus*, muy abundante en estos sedimentos, que además, presenta un desarrollo sin malformaciones, corroborando una alta oxigenación del medio lacustre (Guy-Ohlson, 1992; Guy-Ohlson, 1998; Rodríguez Amenabar & Ottone, 2003) (Lam. 11).

En resumen, la causa de los cambios repetitivos en la vegetación de mayor y menor escala se interpreta como producto de variaciones cíclicas en el nivel del lago que estarían en relación con variaciones climáticas (Fig. 4.93).

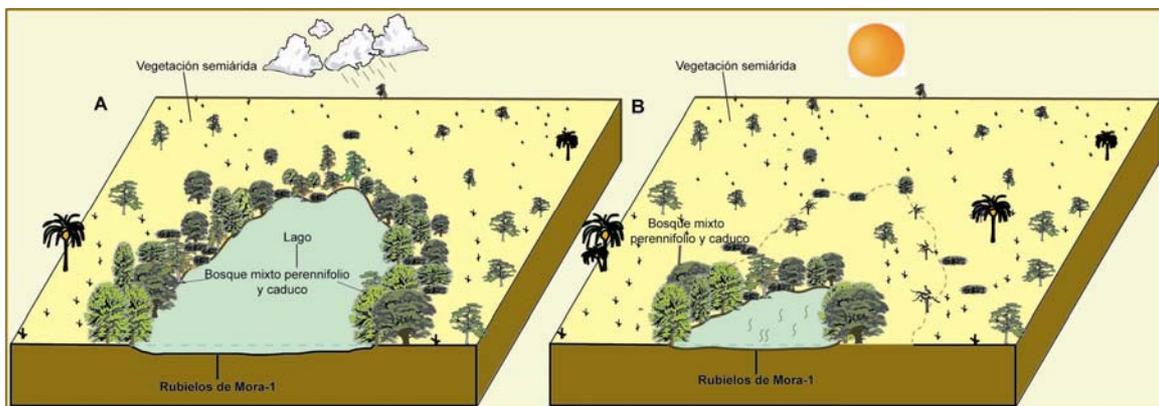


Fig. 4.93. (A) Periodo de alto nivel del lago. La vegetación higrófila es muy abundante y ocupa amplias superficies. El lago es profundo y sus aguas están estratificadas (fondo anóxico). (B) Periodo de bajo nivel del lago. La superficie del lago disminuye considerablemente y por tanto las plantas higrófilas. La evaporación es muy elevada y el lago es muy somero. Las aguas están bien oxigenadas. Mayor influencia de la vegetación subdesértica.

- Sondeo Tengelic-2.

Aparte del cambio de la flora y vegetación a lo largo del sondeo descrito previamente (apartados 4.1.32 y 4.2.1), se han observado otros cambios secundarios de carácter cíclico.

Se han puesto en evidencia periodos con una vegetación dominante formada por plantas termófilas (principalmente mega-mesotérmicas como *Engelhardia*, *Platycarya*, Sapotaceae, etc., y típicas de pantanos como tipo *Taxodium* y *Myrica*) y otros en los que la vegetación contiene un gran número de coníferas de montaña (elementos de altitudinales como *Cathaya*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Picea* y *Abies*) (ver Fig. 4.68).

La alternancia entre la vegetación rica en elementos termófilos, propia del bosque lluvioso-mixto (en el que se incluyen zonas pantanosas) que se sitúa a baja altitud (periodo cálido), y otra rica en elementos de altitud (periodo frío) podría atribuirse a cambios climáticos cíclicos, que producirían un movimiento de los pisos de vegetación hacia altitudes más elevadas (clima más cálido) o hacia altitudes más bajas (clima más frío). En este último caso, los cinturones de vegetación más bajos (bosque lluvioso-mixto con zonas pantanosas) reducirían su extensión y serían ocupados por una vegetación procedente de pisos más elevados entre los que se incluyen los elementos de altitud (Fig. 4.94).

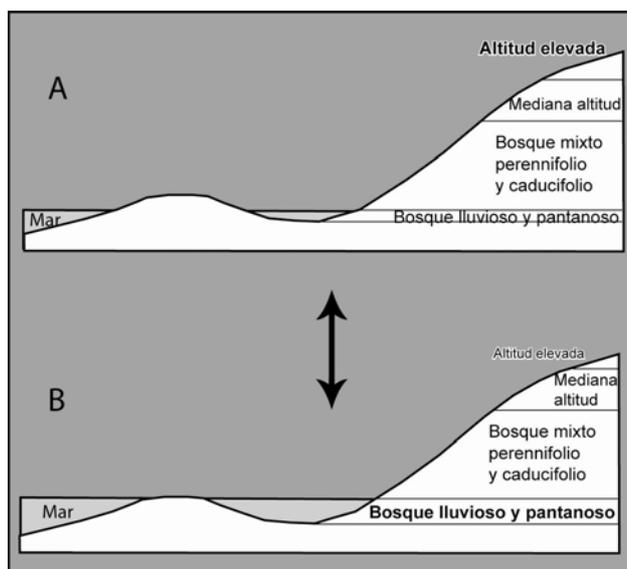


Fig. 4.94. Esquema de la organización de la vegetación en piso altitudinales durante el Badenense-Sarmatiense en la Cuenca Panónica. A) Periodo frío y seco: alta presencia del bosque mixto de hoja perenne y caduca y elementos de altitud. B) Periodo cálido y húmedo: con un fuerte desarrollo de la vegetación pantanosa y del bosque lluvioso y menor influencia de las coníferas de montaña.

Durante periodos fríos y secos, el bosque lluvioso y la vegetación propia de zonas pantanosas se reducen y son invadidos por una vegetación principalmente caduca. En este caso la influencia del bosque de coníferas de montaña es mayor (Fig. 4.94A). Durante periodos más cálidos y húmedos, la zona pantanosa y el bosque lluvioso desplazan al bosque de tipo mixto y al bosque de coníferas hacia altitudes más elevadas; lo que se traduce en una mayor representación de plantas termófilas y una menor representación del bosque de tipo mixto y del bosque de coníferas de montaña (Fig. 4.94B).

4.2.2.4. Cambios espaciales: gradiente latitudinal.

De las secuencias estudiadas, algunas aparecen ordenadas latitudinalmente de forma similar a como debían estar en el Mioceno. Algunas de ellas, además, se encuentran aproximadamente alineadas N-S y localizadas en la región SW del Mediterráneo. Se han observado notables diferencias entre la composición de la vegetación que poblaba los ecosistemas continentales del Mioceno medio (tanto en el Langhiense como en el Serravalliense) en las localidades del (1) sur de España, (2) noreste de España, (3) sur de Francia, (4) centro-este de Francia y Suiza. De la misma manera, también se ha notado una notable diferencia entre la vegetación que crecía en Europa occidental y Europa Central (Austria, Hungría, etc.).

Para poner en evidencia estas diferencias se compararon los resultados palinológicos procedentes de 13 secciones y sondeos separados entre sí 11° de latitud (España, Francia y Suiza) de edad Mioceno medio (Langhiense y Serravalliense).

De estas secciones, las 9 primeras (Fig. 4.95) han sido analizadas para este estudio. Estas son (de sur a norte): Andalucía G1, Alborán A1, Andalucía A1, Gor, La Rierussa, Farinole, Estagel and Bayanne, Les Mées, Le Locle (Combe Girard).

El resto de las secciones (10 a 13: Fig. 4.95) fueron estudiadas por Bessedik (1985) y se usaron para refinar las interpretaciones: Sant Pau d'Ordal, Montady, Issanka y Poussan (Fig. 4.96).

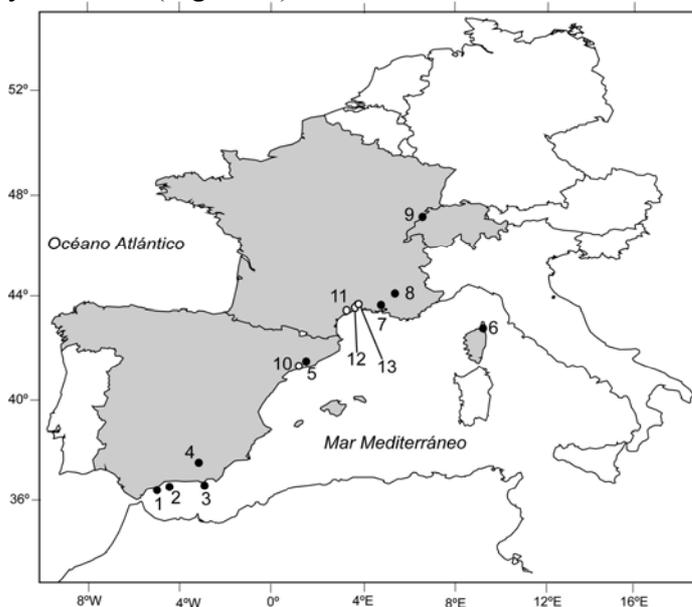


Fig. 4.95. Posición geográfica de las localidades consideradas. Puntos negros: localidades estudiadas en esta Tesis; puntos blancos: espectros de polen a partir de Bessedik, 1984 and 1985. (1) Andalucía G1; (2) Alborán A1; (3) Andalucía A1; (4) Gor; (5) La Rierussa; (6) Farinole; (7) Estagel-Bayanne; (8) Les Mées; (9) Le Locle (Combe Girard); (10) Sant Pau d'Ordal; (11) Montady; (12) Poussan; (13) Issanka.

La paleogeografía europea está siendo ultimamente bien estudiada y era relativamente similar a la actual a pesar del acortamiento en latitud debido a la subducción de la placa Africana. El rango latitudinal entre las dos localidades más lejanas (que es actualmente de 11°) sería de 12-13° durante el Mioceno medio (Rögl, 1998; Goncharova et al., 2004; Ilyina et al., 2004; Harzhauser & Piller, enviado).

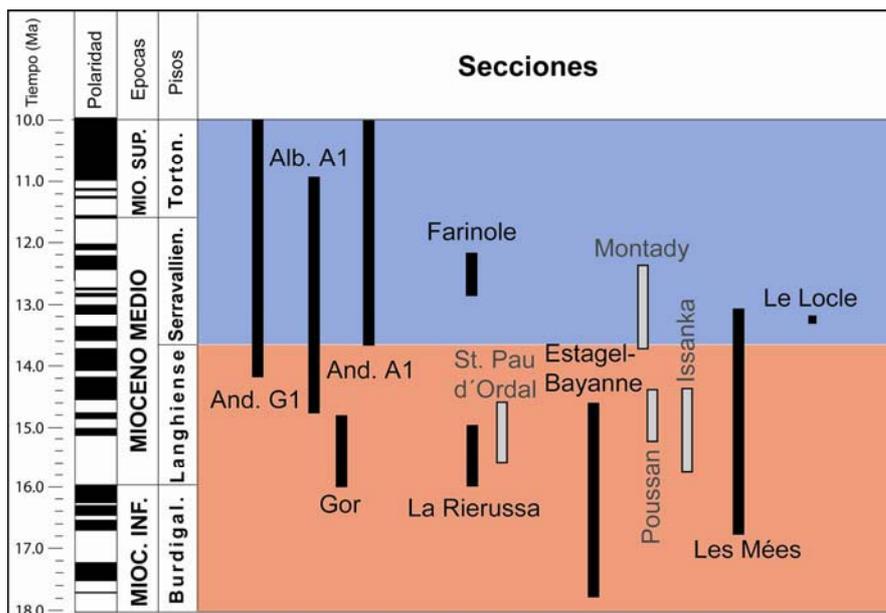


Fig. 4.96. Situación cronoestratigráfica de las secciones consideradas, de acuerdo con la escala temporal de Gradstein et al., 2004. Las secciones están organizadas de de sur (izquierda) a norte (derecha). Columnas negras: análisis de pollen realizados en este estudio; columnas grises: análisis palinológico llevado a cabo por M. Bessedik (1984 y 1985).

El contenido polínico de estas localidades permite subdividir esta área en cuatro dominios respecto a la flora y vegetación de sur a norte. Las mismas características generales se repiten tanto durante el Langhiense como durante el Serravalliense, incluso si la vegetación evolucionó (ver apartado 4.2.2.1).

A) Sur de España. (Localidades: Andalucía G1, Alborán A1, Andalucía A1, Gor; Fig. 4.97).

Las hierbas y arbustos dominan claramente la vegetación que estaría caracterizada por la abundancia de plantas subdesérticas desde el Langhiense, como *Nitraria*, *Lygeum*, *Prosopis*, *Neurada*, y *Calligonum* (ver Lámina 10) aparte de la redundante alta presencia de Poaceae, y halófitas como Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Plumbaginaceae, etc.

Las plantas mega-mesotérmicas (o subtropicales) (principalmente tipo *Taxodium*, *Engelhardia*, Sapotaceae y *Myrica*) y mesotérmicas (como *Quercus* tipo caduco, *Carya*, *Zelkova*, etc.) contribuyen al conjunto de la flora. *Cathaya*, está también presente pero generalmente en muy bajos porcentajes. Las coníferas de montaña de mediana (*Cedrus*, *Tsuga*,) y elevada altitud (*Abies*, *Picea*) tendrían una representación muy escasa, ya que sólo se encuentran en muy pequeños porcentajes en muestras muy escasas. El manglar, representado por *Avicennia* y otras plantas de carácter megatérmico (o tropical) como Acanthaceae, Euphorbiaceae, *Alchornea*, Caesalpiniaceae, Rubiaceae, tipo *Mussaenda*, Melastomataceae, *Sindora* o Rutaceae se encuentran frecuentemente.

La vegetación, por tanto, sería la característica de un ambiente muy abierto y estepario. Los árboles estarían probablemente restringidos a ambientes de altitud media y elevada.

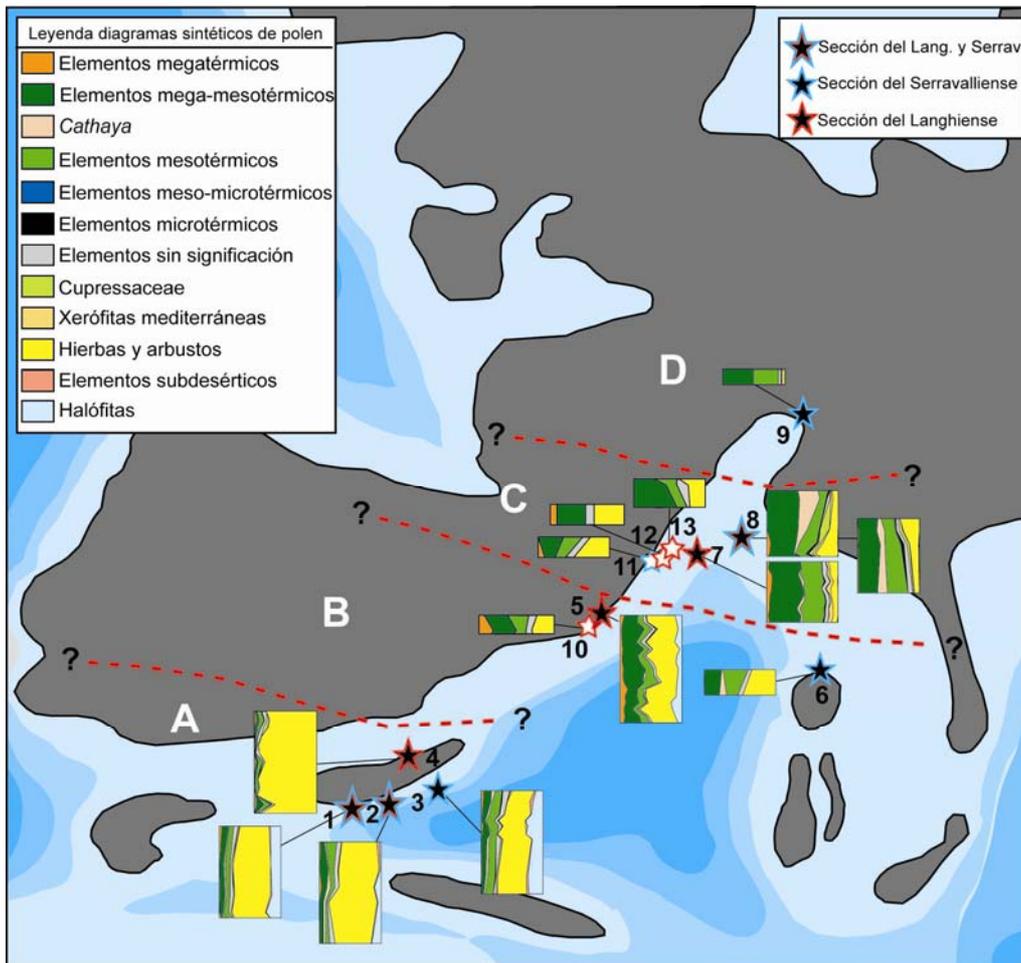


Fig. 4.97. Diagramas sintéticos de polen de las secciones estudiadas en este trabajo (localidades 1 a 9; ver Fig. 4.94) y las localidades estudiadas previamente por Bessedik (1984 y 1985) (localidades 10 a 13; ver Fig. 4.94), de acuerdo con su distribución geográfica sobre el mapa palinpástico de Harzhauser & Piller (enviado) para el Mioceno medio. Se han identificado cuatro dominios con respecto a la flora y la vegetación, de sur a norte:

- Dominio A, con dominancia de hierbas y arbustos, elementos subdesérticos como *Nitraria*, *Calligonum*, *Lygeum*, *Prosopis*, *Neurada*, etc., característica de una vegetación muy abierta y esteparia;
- Dominio B, caracterizado por una fuerte disminución en el grupo de hierbas y arbustos y la ausencia de elementos subdesérticos excepto *Caesalpiniaceae*, también por un importante aumento de plantas mega-mesotérmicas con requerimientos hídricos altos;
- Dominio C. Las plantas mega-mesotérmicas, que requieren mucho agua, dominan la vegetación con un pequeño porcentaje de elementos que indican una cierta estacionalidad;
- Dominio D, caracterizado por la prevalencia de plantas con necesidades altas de agua durante todo el año y la casi ausencia de elementos que indican sequedad.

B) NE España y Córcega. (Localidades: La Rierussa y Farinole; Fig. 4.97).

En esta área, la vegetación era abierta y rica en hierbas y arbustos, aunque no se han encontrado la mayor parte de los elementos subdesérticos. En esta formación vegetal se encuentran *Poaceae*, *Asteraceae*, y halófitas como *Amaranthaceae-Chenopodiaceae*, *Plumbaginaceae*, *Caryophyllaceae*, etc. Se han identificado *Caesalpiniaceae* y *Acacia*, aunque en pequeñas cantidades.

Bessedik (1985) cita una vegetación semejante para la misma área (secciones de La Rierussa y Sant Pau d'Ordal).

Las plantas megatérmicas, como *Melastomataceae*, *Sindora*, *Rutaceae*, *Acanthaceae*, *Euphorbiaceae*, *Alchornea*, *Caesalpiniaceae*, *Rubiaceae*, tipo *Mussaenda*,

etc., son abundantes en todas las muestras. El manglar de *Avicennia* también juega un papel muy importante y poblaría las costas.

El resto de la asociación florística estaría formada por plantas que se organizarían entre el bosque lluvioso y el bosque mixto, con plantas megamesotérmicas como tipo *Taxodium*, *Engelhardia*, *Platycarya*, Sapotaceae, *Myrica* etc., y mesotérmicas (*Carya*, *Zelkova*, *Buxus sempervirens*, Hamamelidaceae, etc.).

Las coníferas de montaña eran muy poco abundantes en esta área.

En resumen se trata de una vegetación generalmente abierta, aunque menos que en el S de España, entre la que se desarrollarían pequeños bosques a baja-media altitud a lo largo de zonas más húmedas (ríos o lagos).

C) Sur de Francia (localidades : Estagel, Bayanne, Les Mées; Fig. 4.97).

Este dominio está caracterizado por la abundancia de plantas megamesotérmicas (Sapotaceae, *Myrica*, *Engelhardia*, tipo *Taxodium*, Hamamelidaceae, Simarubaceae, Chloranthaceae, etc.) y mesotérmicas (*Carya*, *Buxus sempervirens*, *Zelkova*, *Quercus* tipo caduco, Oleaceae, *Liquidambar*, etc.).

El manglar de *Avicennia* se desarrollaba a lo largo de las costas. Las hierbas (principalmente Poaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Plumbaginaceae, Geraniaceae, Ericaceae, etc.) son abundantes en ciertos momentos; sin embargo, no dominan la vegetación. Se registran porcentajes muy pequeños de plantas semiáridas como *Acacia*, Caesalpiniaceae o *Prosopis*.

Bessedik (1985) obtuvo resultados similares en la misma área de estudio (secciones de Montady, Poussan e Issanka) para el Mioceno medio.

La región estaría más forestada, excepto a lo largo de la línea de costas.

D) Centro-Este de Francia y Suiza. (Localidades: Le Locle; Fig. 4.97).

En este caso, la flora está caracterizada por la gran abundancia de taxones megamesotérmicos, entre los que predominarían tipo *Taxodium* y *Engelhardia*, y los mesotérmicos (mayoritariamente *Quercus* tipo caduco). Los elementos megatérmicos estaban también presentes, aunque en menor número. *Avicennia* no se encontraría a estas latitudes. La vegetación herbácea sería muy escasa.

Este tipo de vegetación se aproxima a la que caracteriza el Mioceno medio en Europa Central (Gregor, 1989; Ashraf & Mosbrugger, 1996; Ivanov et al., 2002; Jiménez-Moreno et al., 2005). Las presencias de algunas especies de Caesalpiniaceae o Mimosaceae es escasa y representa pequeños parches de vegetales termófilos de carácter más xerófilo. La vegetación en esta área sería fundamentalmente boscosa.

Como se ha visto, el conjunto de pólenes del Mioceno medio muestra la yuxtaposición de ambientes muy diversos. En el S de España, la presencia de plantas subdesérticas (*Nitraria*, *Lygeum*, *Prosopis*, *Neurada*, *Calligonum*, Caesalpiniaceae, etc.), que crecen muy condicionadas por una estación seca muy larga, junto a otras que requieren una gran cantidad de agua bien repartida durante todo el año (como *Engelhardia*, *Platycarya*, tipo *Taxodium*, Sapotaceae, *Myrica*, etc.), tiene dos posibles explicaciones. Una por la organización de la vegetación en pisos altitudinales y el efecto de masas de aire oceánicas cargadas de humedad (sobre el 50%), que se aferran a las montañas a una altitud de entre 400-500 m (Bessedik, 1984) y originan criptoprecipitaciones (condensación del agua de niebla en las hojas), en una situación similar a la de las Islas Canarias en la actualidad (Rivas-Martínez, 1987). La segunda explicación, justificaría la presencia de estos dos tipos de formaciones vegetales tan diferentes en un área reducida como producidas por la presencia de lagos o cursos fluviales que producen un suministro de agua continuo a dichos vegetales. Ésta ha sido la interpretación que se ha hecho para explicar la asociación polínica en la cuenca lacustre de Rubielos de Mora (Burdigaliense) y que justifica estas asociaciones

vegetales hoy día en el Africa subtropical y tropical (alrededor del Lago Tanganyika; Castroviejo, 2004) (Fig. 4.98). En ambas situaciones la disponibilidad de agua controlaría claramente la vegetación y compensaría la falta de precipitaciones durante el verano.

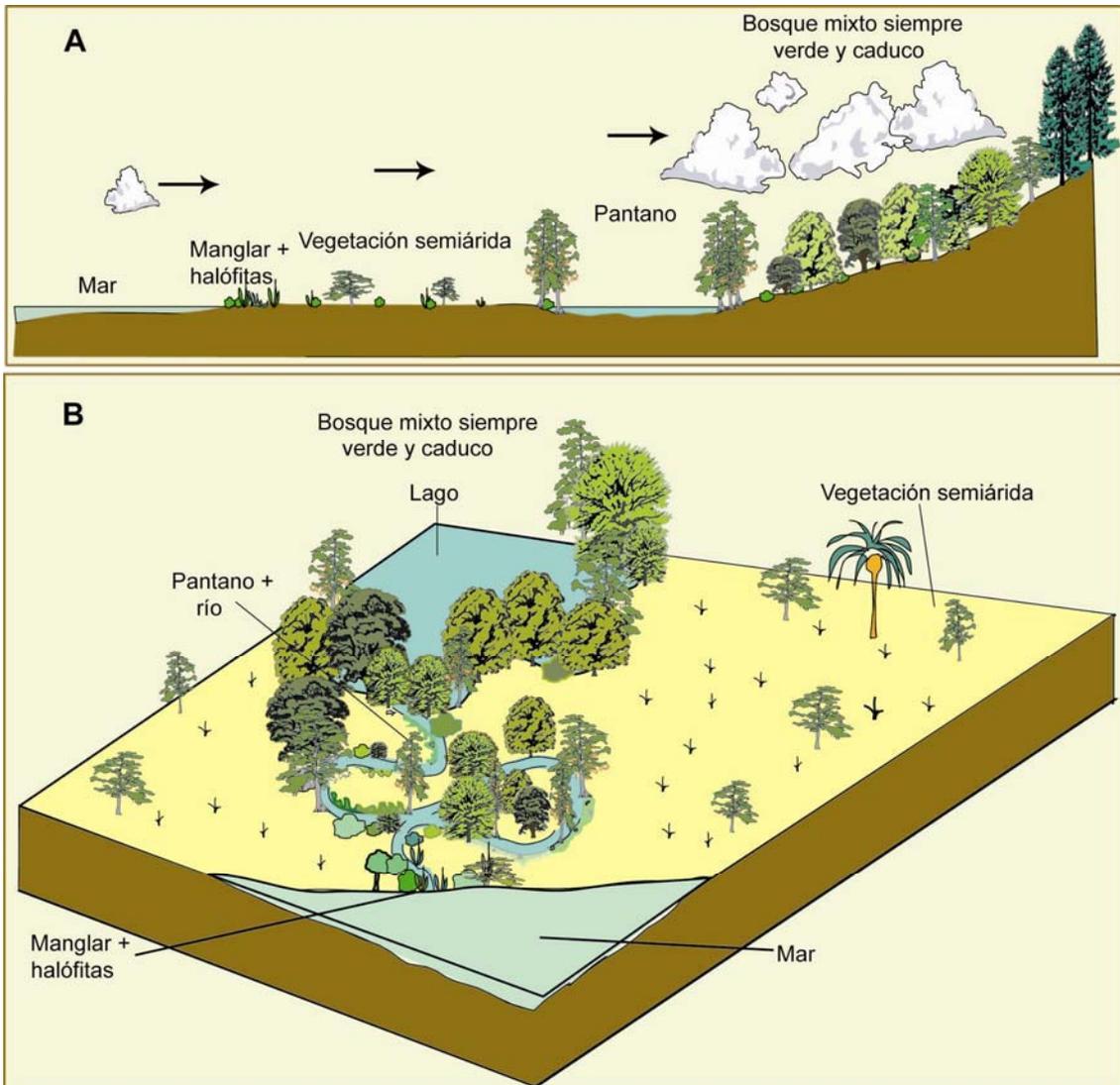


Fig. 4.98. Reconstrucción simplificada de la vegetación en los casos en los que se encuentran juntos plantas subdesérticas con otras de requerimientos hídricos muy elevados (p.e. S de España). (A) Modelo de las Islas Canarias; (B) modelo del Lago Tanganyika.

4.3. PARÁMETROS CLIMÁTICOS.

Se presentan en este apartado los resultados de la estimación de los parámetros climáticos de algunas localidades clave. En algunos casos, las estimaciones de localidades relativamente próximas se agrupan con el objeto de dar una información climática regional a lo largo del Mioceno. Las estimaciones, como ya se indicó previamente (apartado 3.5.4), se han llevado a cabo siguiendo el “Método de Amplitud Climática” (Fauquette et al., 1998a, 1998b).

- NE de España.

Se han establecido los parámetros climáticos a partir de los datos de polen del sondeo Rubielos de Mora-1 y las secciones de La Rierussa y Orera, con el objeto de caracterizar el clima durante el Burdigaliense, Langhiense y Serravalliense para el NE de España.

● Sondeo Rubielos de Mora-1.

Se han obtenido valores de temperaturas medias anuales (T_a) principalmente entre 18-20°C (Fig. 4.99). Las temperaturas medias del mes más frío (T_c), que juegan un papel crucial a la hora de controlar la vegetación (Quézel & Médail, 2003), varían entre 8-16°C, y las temperaturas medias del mes más cálido (T_w) entre 24-28°C. Los valores estimados de precipitaciones medias anuales (P_a) oscilan generalmente entre los 900-1700 mm y el porcentaje de humedad (E/PE) se sitúa alrededor del 80% (Fig. 4.99).

Se puede observar una oscilación amplia de los valores, aunque el valor medio se mantiene constante a lo largo del sondeo. Estas oscilaciones tanto térmicas como pluviométricas (ver Fig. 4.99) corresponden claramente con los cambios repetitivos previamente identificados mediante la vegetación y corresponderían a cambios cíclicos (apartado 4.2.2.3).

Los valores estimados de temperaturas son altos, deducido de la gran cantidad de plantas termófilas identificadas. Sin embargo, las estimaciones de la precipitación y humedad, ambas muy altas, no se corresponden con la presencia en la flora de plantas subdesérticas como *Nitraria*, *Acacia*, o *Caesalpiniaceae*. Esto podría explicarse, a que en el cálculo de los parámetros climáticos se incluyen todos los taxones identificados, entre los que hay muchos con requerimientos hídricos muy elevados (en su mayoría típicas de ripisilvas), que se encontrarían alrededor del lago y que son por tanto de carácter azonal. Estas plantas, que no se pueden considerar las representativas de la vegetación de esta región, producen un efecto “suavizante” en la estimación de las precipitaciones y la humedad (Fig. 4.100).



Fig. 4.100. (A) *Nitraria retusa*, planta subdesértica que vive actualmente en el norte de Africa (en zonas donde la P_a se sitúa entre 50-150 mm); (B) vegetación típica de área pantanosa en el SE de los EE.UU con *Taxodium distichum* al fondo (en áreas en las que la P_a oscila entre 1100-2400 mm); (3) detalle de troncos y raíces aéreas de *Taxodium distichum* o “Ciprés de los pantanos”. *Nitraria* y *Taxodium* se encuentran juntos en la flora de Rubielos de Mora-1.

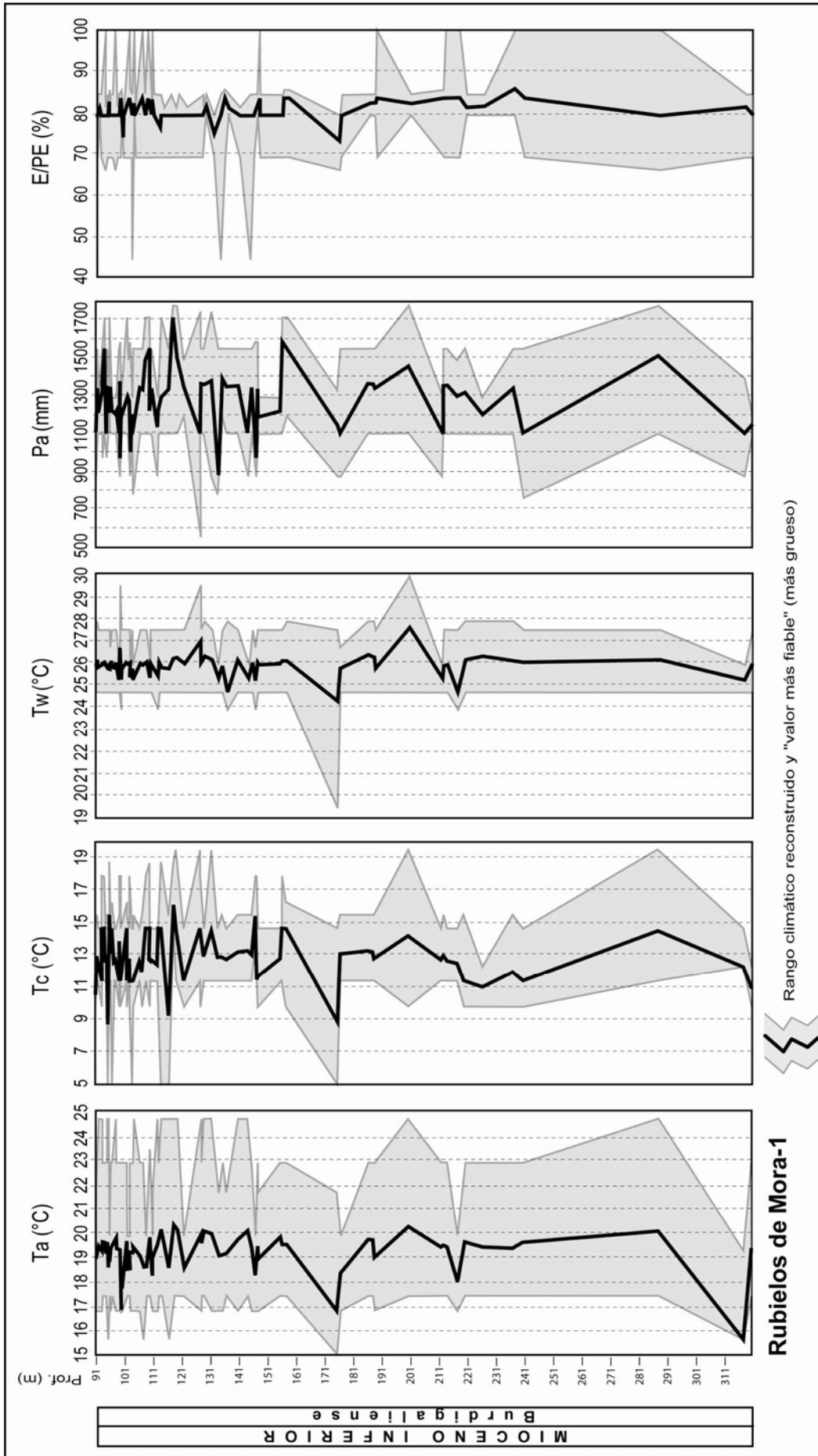


Fig. 4.99. Reconstrucción de parámetros climáticos de la temperatura media anual (Ta), precipitación media anual (Pa), para el sondeo Rubielos de Mora-1 (Burdigaliense, NE de España).

- La Rierussa.

Los valores estimados de las temperaturas medias anuales (T_a) varían entre 17.4-21.7°C, con el valor más fiable en 19.3°C. Los cálculos para las precipitaciones medias anuales (P_a) oscilan entre los 970-1099-1293 mm. El porcentaje de humedad (E/PE) se sitúa alrededor del 69%.

- Orera.

Se ha establecido una temperatura media anual (T_a) de alrededor de 18.8°C. Las precipitaciones medias anuales (P_a) oscilarían entre unos 1192 mm y la humedad (E/PE) estaría en torno al 80% (Fig. 4.101 y 4.102).

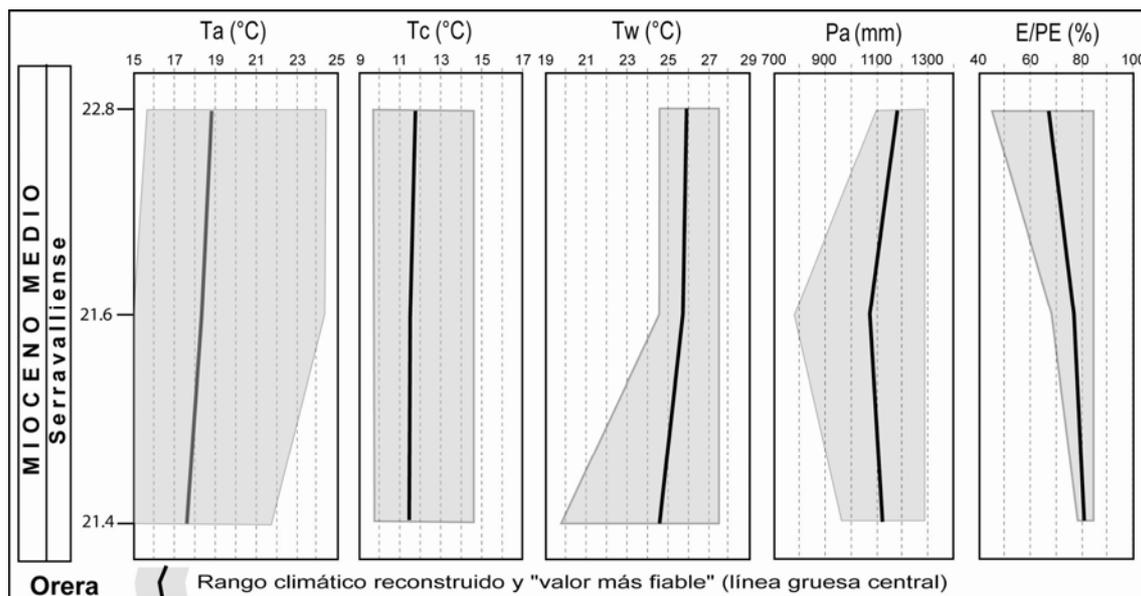


Fig. 4.101. Reconstrucción de la temperatura media anual (T_a), temperatura media anual del mes más frío (T_c) y del mes más cálido (T_w), precipitación media anual (P_a) y humedad (E/PE) del Serravalliense en el NE de España a partir de los datos de polen de la sección de Orera.

Se observa que, aunque las temperaturas medias anuales son altas en las tres secciones estudiadas, la más alta se alcanza durante el Langhiense (aproximadamente 19.3°C) en la sección de La Rierussa y la más baja (alrededor de unos 18.8°C) se produce posteriormente, durante el Serravalliense, en la sección de Orera (Fig. 4.102). Esto coincide con los datos de vegetación que indican una desaparición de gran parte de los taxones termófilos durante el Serravalliense y Tortoniense en toda el área europea.

Cabía esperar, sin embargo, un cambio más pronunciado de estos parámetros climáticos. Los datos pueden ser debidos a que las estimaciones climáticas son siempre muy conservadoras y de carácter más bien cualitativo, no cuantitativo, por lo que la presencia en pequeños porcentajes de algún taxón más termófilo, como *Engelhardia*, tipo *Taxodium* o *Myrica*, en la sección de Orera, cambia las estimaciones hacia más cálidas.

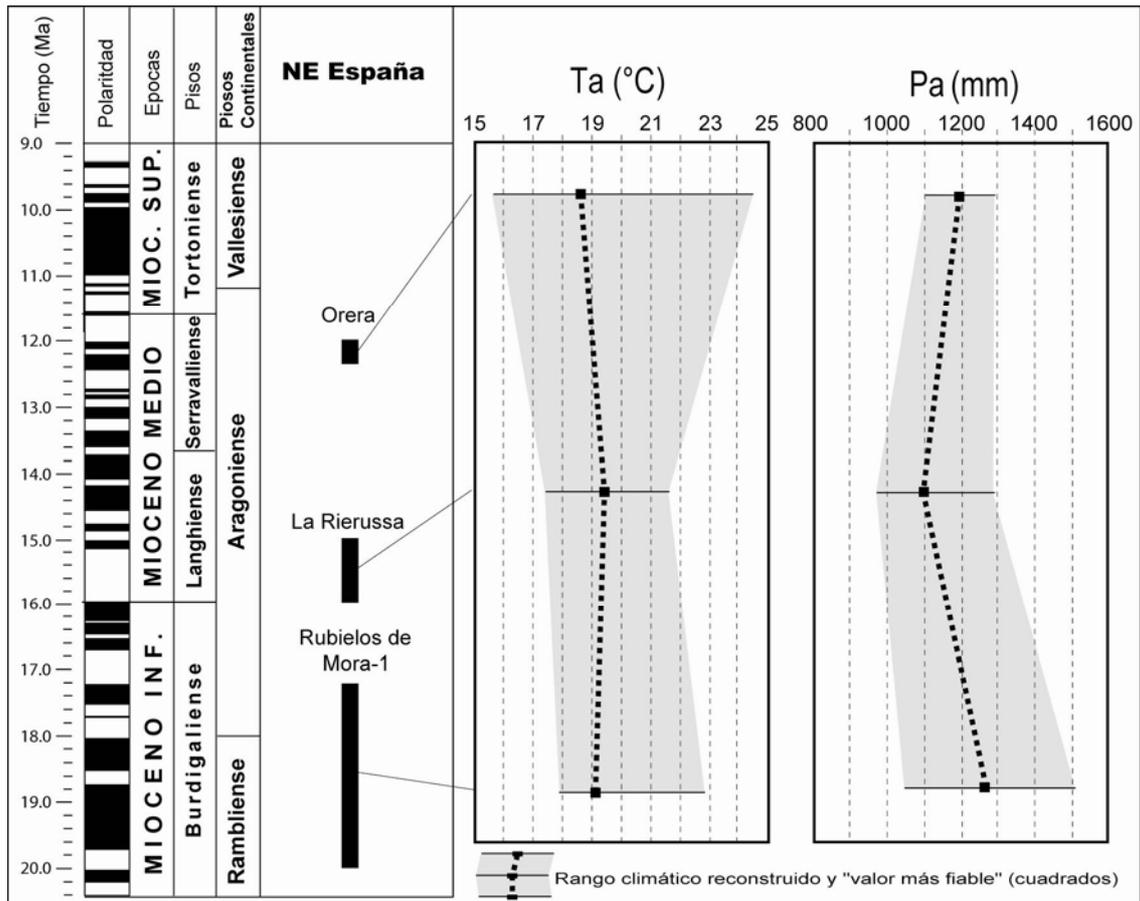


Fig. 4.102. Reconstrucción de la temperatura media anual (T_a) y precipitación media anual (P_a), desde el Burdigaliense al Serravalliense en el norte de España mediante los datos de polen del sondeo Rubielos de Mora-1 y las secciones de La Rierussa y Orera.

- Suiza.

La estimación de los parámetros climáticos se ha realizado a partir de los datos de polen de las secciones de Häutligen y Le Locle (Combe Girard), que permite caracterizar el clima durante el Burdigaliense y Serravalliense para Suiza.

- Häutligen.

Se han obtenido valores de temperaturas medias anuales (T_a), de entre 17.4 y 22.3°C, siendo el valor más fiable 21.3°C. Las temperaturas medias del mes más frío (T_c), varían entre 9.8-17.9°C, y las temperaturas medias del mes más cálido (T_w) entre 24.6-25.9°C. Los valores de las precipitaciones medias anuales (P_a) oscilan entre los 970-1272 mm y el porcentaje de humedad (E/PE) se sitúa alrededor del 74.2%.

- Le Locle (Combe Girard).

Los valores estimados de las temperaturas medias anuales (T_a), quedarían entre 13.6 y 21.7 °C, con un valor medio de 15°C, y los de las precipitaciones medias anuales (P_a) oscilan entre los 970-1552 mm, con un valor medio de 1156 mm. El porcentaje de humedad (E/PE) se sitúa alrededor del 79.3%.

Se observa que entre Häutligen (Burdigaliense) y Le Locle (Serravalliense) hay una gran diferencia a la baja de temperaturas, aproximadamente 6.7°C, por tanto un descenso de las temperaturas muy acusado desde el Burdigaliense hasta el Serravalliense. Las precipitaciones no parecen variar demasiado y el porcentaje de humedad ronda en los dos casos el 70-80%.

-Sondeo Tengelic-2 (Hungria).

Los cálculos en este sondeo van a permitir establecer estimaciones de los parámetros climáticos y ver su evolución a lo largo del Mioceno inferior (Karpatiense) y medio (Badeniense-Sarmatiense) en la región. Se completan las estimaciones previas de Jiménez-Moreno et al., 2005.

Las temperaturas medias anuales (T_a) se estiman entre 18-20°C (Fig. 4.103) y las temperaturas medias del mes más frío (T_c), que juegan un papel crucial a la hora de controlar la vegetación (Quézel & Médail, 2003), varían entre 12-15°C. Mientras que las temperaturas medias del mes más cálido (T_w) se sitúan entre 24-30°C. Los valores estimados de precipitaciones medias anuales (P_a) oscilan entre los 1200-1400 mm (Fig. 4.104).

Aunque los valores estimados no parecen variar demasiado, se ha observado una disminución progresiva de las temperaturas medias anuales a lo largo del sondeo, que pasan desde unos 18-20°C, durante el Badeniense, a 16°C en el Sarmatiense. La temperatura media del mes más cálido (T_w) más alta se localiza en la parte más baja del sondeo, en el Badeniense inferior. Las precipitaciones medias anuales sufren el mismo proceso de disminución, desde alrededor de 1200-1400 mm en el Badeniense a aproximadamente 1100 mm durante el Sarmatiense (Fig. 4.103).

Los valores de temperaturas y precipitaciones medias anuales obtenidos son más altos que los estimados en un estudio previo por Ivanov et al. (2002) (que usaron el método de la coexistencia "Coexistence Approach Method", Mosbrugger & Utescher, 1997) para el Badeniense superior y Sarmatiense de un área relativamente cercana, la Cuenca Dácica en Bulgaria (T_a = 16-18°C, P_a = 1100-1300 mm durante el Badeniense y T_a = 13.3-17°C y P_a = 650-750 mm durante el Sarmatiense).

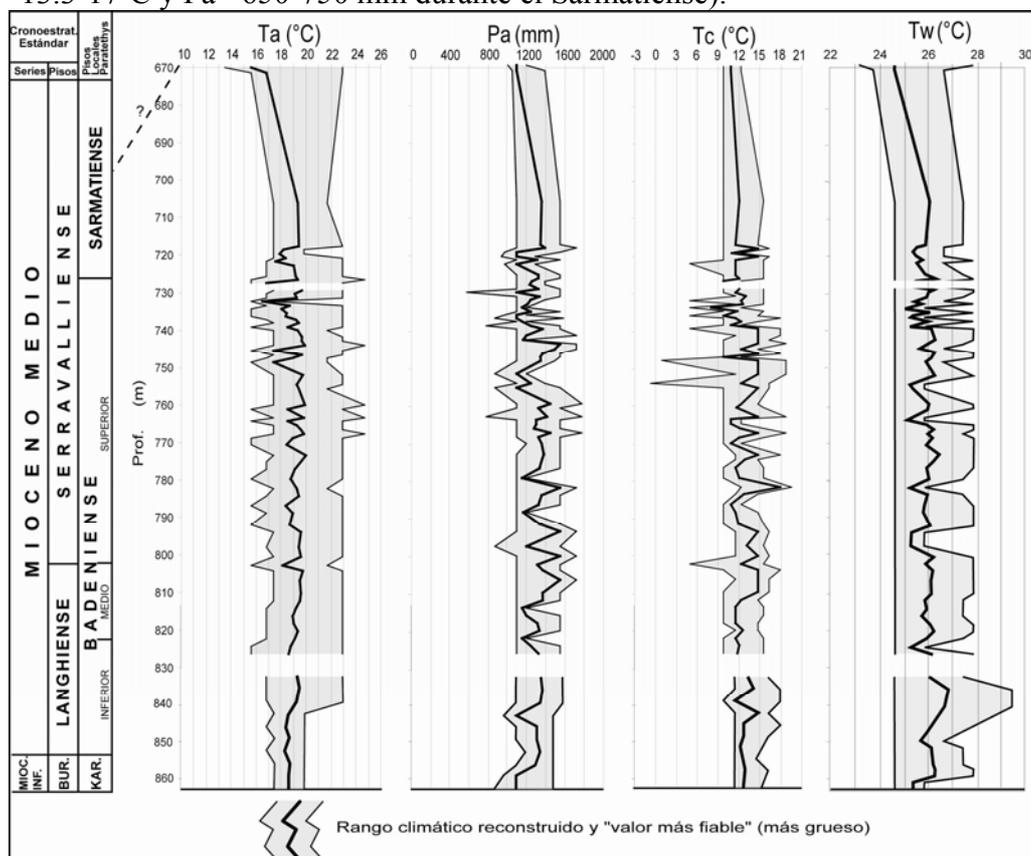


Fig. 4.103. Reconstrucción de parámetros climáticos; de la temperatura media anual (T_a), precipitación media anual (P_a), temperatura media anual del mes más frío (T_c) y temperatura media anual del mes más cálido (T_w), desde el Karpatiense (Burdigaliense superior) al Sarmatiense (Serravalliense) a partir de los datos de polen del sondeo Tengelic-2.

Los valores estimados por Ivanov et al. (2002) muestran resultados similares de precipitaciones y temperaturas para el Badeniense y Sarmatiense, aunque sean más bajos.

-Gradiente latitudinal en el Mioceno medio.

La distribución paleogeográfica de las muestras abarca unos 12.5° dentro de Europa occidental y esto ha producido cambio ya descritos en la vegetación (apartado 4.2.2.3).

Cabe esperar que la amplia disposición latitudinal también de lugar a diferencias. Las observaciones parecen coincidir con las hipótesis pues hay diferencias substanciales entre los parámetros climáticos de los distintos dominios, tanto para el Langhiense como para el Serravalliense. De manera simplificada (con el cálculo de la media aritmética entre los valores de los parámetros climáticos disponibles más fiables), y de sur a norte son (Fig. 4.104):

- El dominio A (secciones de Andalucía G1, Alborán A1 y Gor) está caracterizado por unas temperaturas medias anuales alrededor de 20.4°C, precipitaciones medias anuales de entre 743 mm y una humedad (E/PE) del 51.2%.

- El dominio B (secciones de La Rierussa y Farinole), queda definido por unas temperaturas medias anuales aproximadas de 19.5°C, precipitaciones medias anuales de entre 1085 mm y una humedad del 74.15%.

- El dominio C (secciones de Bayanne y Les Mées) se caracteriza por unas temperaturas medias anuales cercanas a 18.3°C, precipitaciones medias anuales de alrededor de 1183 mm y humedades de aproximadamente un 79.3%.

- El dominio D (sección de Le Locle), el más septentrional, vendría definido por temperaturas medias anuales aproximadas a 15°C, precipitaciones medias anuales cercanas a 1200 mm y una humedad media próxima al 79.3%.

Por tanto, conforme nos desplazamos hacia latitudes más septentrionales, la temperatura disminuye (de $T_a=20.4^{\circ}\text{C}$ en el dominio A a $T_a=15^{\circ}\text{C}$ en el D). Por el contrario, las precipitaciones medias anuales aumentarían considerablemente (de $P_a=743$ mm en el dominio A a $P_a=1200$ mm en el dominio D) en las latitudes más septentrionales. Como consecuencia, el porcentaje de humedad (E/PE) incrementa su valor hacia el norte (Fig. 4.104).

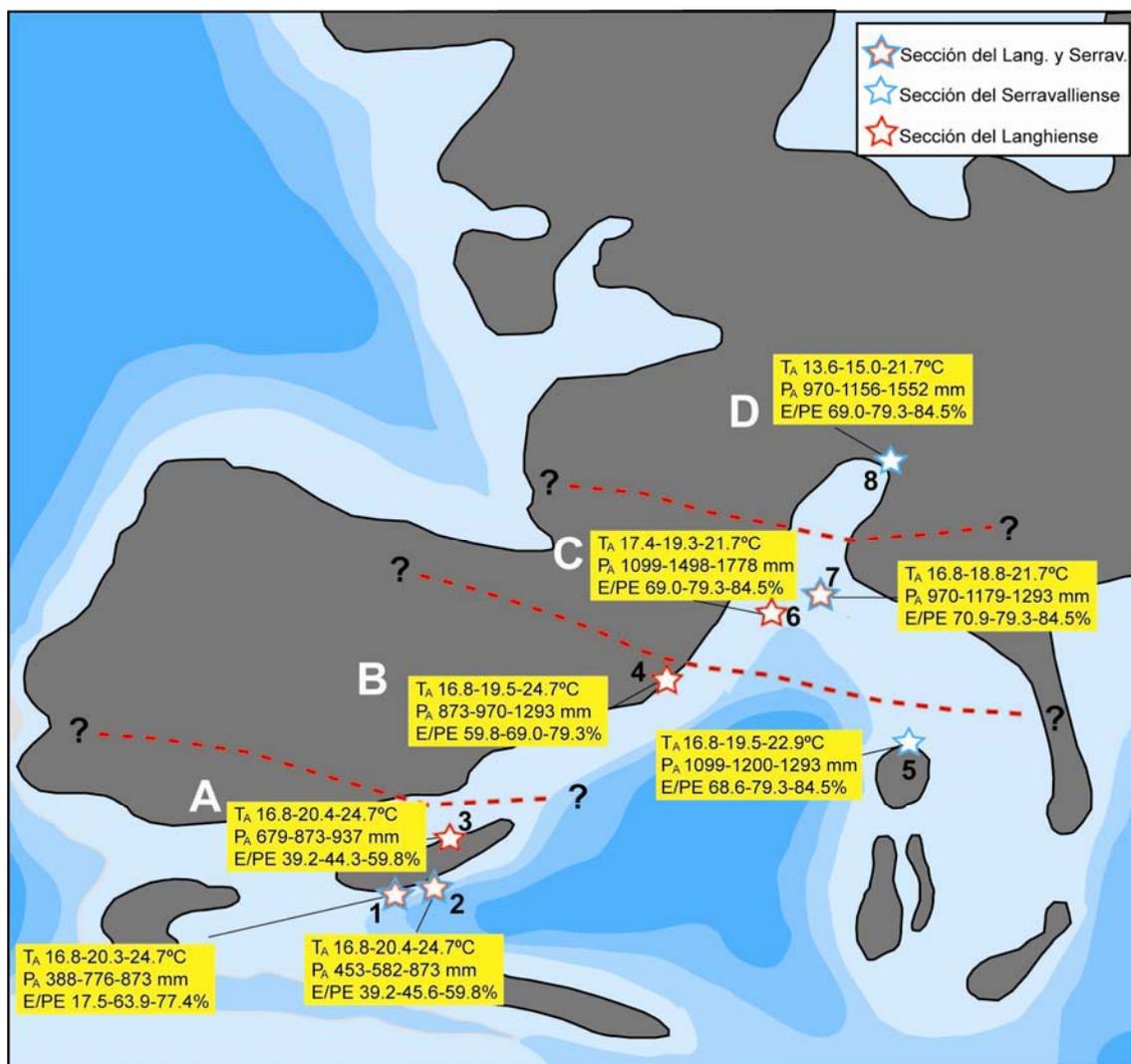


Fig. 4.104. Parámetros climáticos estimados en secciones de edad Mioceno medio en Europa occidental situadas en su contexto paleogeográfico (modificado de Harzhauser & Piller, enviado). (1) Andalucía G1; (2) Alborán A1; (3) Gor; (4) La Rierussa; (5) Farinole; (6) Bayanne; (7) Les Mées; (8) Le Locle (Combe Girard).

Los valores medios de precipitación para el sur de España son mayores que las que los de hoy día (400 mm para Granada). A primera vista estos valores parecen estar sobreestimados pues la vegetación deducida a partir de los resultados polínicos tiene carácter muy abierto y de tipo subdesértico para las tierras bajas, con presencia de numerosos taxones que indican aridez (*Lygeum*: 150-400 mm; *Neurada*: 20-200 mm; *Nitraria*: 50-150 mm; *Calligonum*: 40-100 mm; Fauquette et al., 1998a, 1998b). Nuestros valores mayores podrían deberse a la inclusión de numerosos taxones termófilos con requerimientos hídricos importantes (*Engelhardia*: 800-2000 mm; *Platycarya*: 1000-2400 mm; tipo *Taxodium*: 1100-2400 mm, etc.) en el cálculo de las estimaciones. Estas plantas, como se ha explicado anteriormente, formarían parte del conjunto de la flora de esta región y se desarrollarían a causa de la existencia de recursos hídricos importantes de carácter local y debidos a criptoprecipitaciones o la presencia puntual de ríos o lagos (apartado 4.2.2.4; Fig. 4.98).

-Molasa austríaca.

En este apartado se presentan las estimaciones de los parámetros climáticos de varias secciones de una región relativamente pequeña de Austria que se organizan temporalmente desde el Ottnangiense (Burdigaliense medio) hasta el Panoniense (Tortoniense) y permiten observar variaciones temporales de los parámetros climáticos (Fig. 4.105).

Se han obtenido valores de temperaturas medias anuales (T_a) entre 17.5-20°C (Fig. 4.105). Las precipitaciones medias anuales (P_a) son altas y oscilan entre los 1200-1350 mm (Fig. 4.105). La T_a y P_a durante el Mioceno serían muy altas en comparación con los valores actuales de 10°C (T_a) y 610 mm (P_a) de la ciudad de Viena.

Aunque los valores no parecen variar demasiado, hay una disminución progresiva de las temperaturas medias anuales a lo largo de las secciones. El Ottnangiense (Burdigaliense medio) tiene temperaturas más altas, alrededor de 20°C. Estos valores son similares a los obtenidos por Roth-Nebelsick et al., 2004 para el Burdigaliense usando la técnica de la “coexistencia” (Coexistence Approach, ver Mosbrugger & Utescher, 1997; Mosbrugger, 1999).

A partir de este momento las temperaturas sufren una disminución progresiva a lo largo del Mioceno que se hace más acentuada en el Sarmatiense y Pannoniense. El Karpatiense (Burdigaliense superior) se caracteriza por temperaturas superiores a 18°C. Las temperaturas se recuperan un poco en el Badeniense, con valores cercanos a 19°C. Justo más tarde, durante el Sarmatiense y Pannoniense se produce un ligero descenso de las temperaturas (T_a) hasta aproximadamente unos 17.5°C.

Las precipitaciones medias anuales (P_a) estimadas para el Ottnangiense son de alrededor de 1250 mm. Posteriormente, se produce una pequeña disminución hasta el Badeniense inferior, en donde se estiman alrededor de 1200 mm. En el Badeniense superior se recuperan, alcanzando un valor máximo aproximado a 1340 mm. A partir de este momento se produce una disminución progresiva hasta el Pannoniense, en donde se estiman valores de alrededor de 1300 mm (Fig. 4.105).

La variación de temperaturas observada a partir de las estimaciones climáticas es menor que la esperada y deducida por el cambio en la vegetación. Ésto podría deberse a que en el proceso de estimación no se han incluido los elementos de altitud (*Cathaya*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Picea* o *Abies*), que incrementan de forma significativa en el Sarmatiense y Pannoniense en esta área (ver diagramas sintéticos de polen de estas secciones en el apartado 4.1).

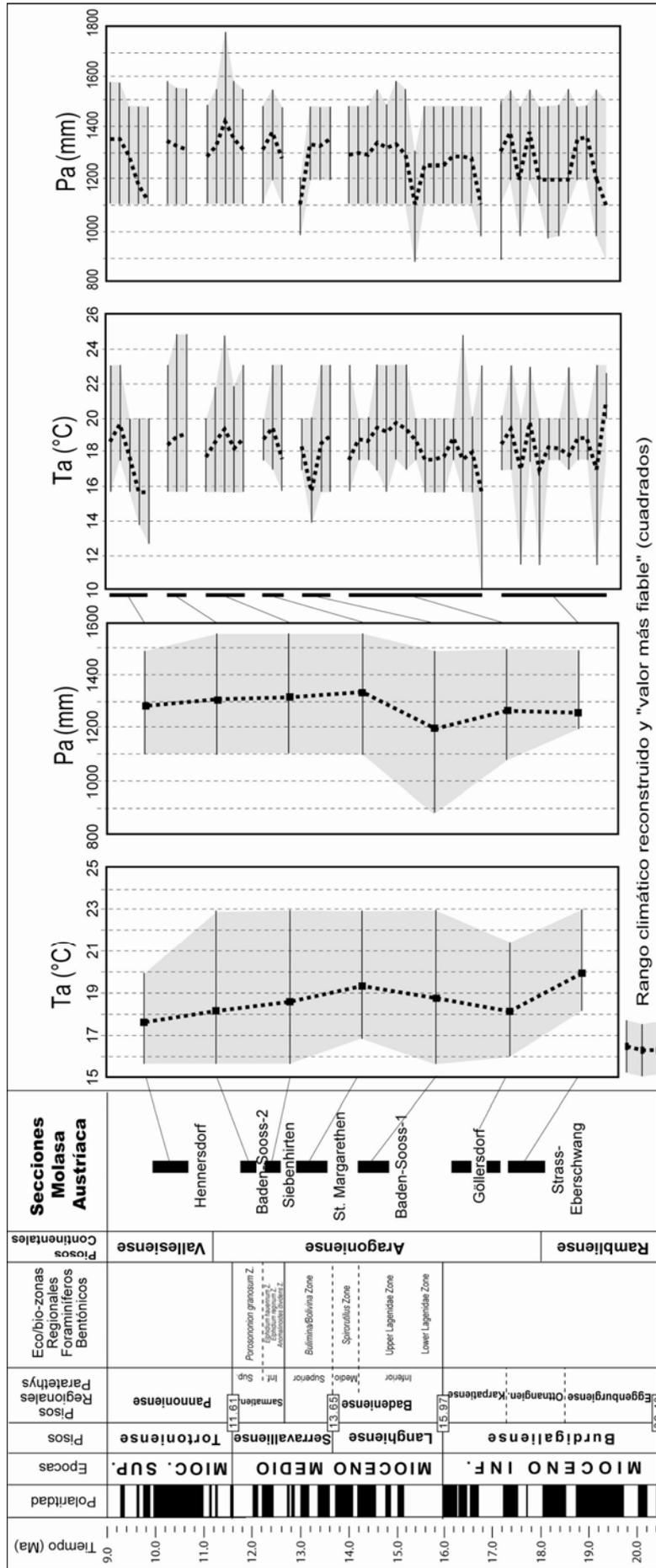


Fig. 4.105. Reconstrucción de parámetros climáticos de la temperatura media anual (Ta), precipitación media anual (Pa), desde el Otmangiense (Burdigaliense medio) al Pannoniense (Tortoniense) de los datos de polen de las secciones localizadas en la molsa austriaca. A la izquierda se muestra la media de Ta y Pa de cada una de las muestras estudiadas y a la derecha se muestran las estimaciones para cada una de ellas.

4.4. PALEOALTITUDES.

Se exponen en este apartado las estimaciones de paleoaltitudes deducidas de los datos de polen de algunas de las secciones estudiadas. Como se ha visto anteriormente (apartado 3.5.5), esto es posible pues algunas localidades se encuentran en cuencas sedimentarias al pie de macizos y se detecta la presencia de uno o de varios elementos altitudinales, con porcentajes polínicos significativos. En el estado actual de conocimientos es difícil saber a partir de qué porcentajes de *Abies* y *Picea* podemos definir la importancia de este piso de vegetación. Sin embargo, en la desembocadura del Var (Alpes Marítimos, Francia), algunos kilómetros más debajo de este piso de vegetación, se registran hoy día porcentajes de entre 1-3% de estos elementos (Fauquette, com. pers).

Naturalmente el método se aplica a una serie de puntos de muestreo elegidos por sus características paleogeográficas (Austria, Jura, Suiza, etc.).

4.4.1. Austria.

1) Strass-Eberschwang (Ottngangense): entre 18.2 y 17.4 Ma.

El porcentaje máximo de los elementos de altitud elevada, *Abies* y *Picea*, en las muestras de esta localidad es del 1.3%.

Durante esta época, las temperaturas estimadas son muy elevadas (ver más arriba). Por lo tanto, el piso de *Abies* y *Picea* se desarrollaría como compensación a una gran altitud. Es el caso del SE de China en la actualidad, en donde se encuentra el tipo de vegetación descrita en Strass-Eberschwang para el Mioceno. En esta región de China, *Abies* está presente hoy día a partir de unos 1800 m de altitud (Wang, 1961).

Dado que en Strass-Eberschwang se encuentran pocos de estos elementos microtérnicos se puede suponer que las montañas más cercanas a esta localidad se encontraban a una altitud <1800 m. Por el contrario, existe una gran abundancia de *Cathaya* en esta sección, que se encuentra hoy día en China entre los 900 et 1900 m de altitud (Liu et al., 1997).

Cabe deducir por ello que hace unos ~18 Ma, las montañas que rodeaban a Strass-Eberschwang se encontraban probablemente entre, al menos, unos 900 m y 1800 m como máximo.

2) Göllersdorf (Karpatische): entre 17.2 y 16.2 Ma.

La máxima abundancia de *Abies+Picea* es del 2.15%. Por lo que como en el caso anterior cabe deducir altitudes entre los 900 m y los 1800 m.

Actualmente los relieves más próximos tienen hasta 1100 m de altitud al oeste de Göllersdorf (Macizo de Bohemia) o ~2000 m al suroeste (Prealpes de Viena).

3) Brünnerhütte (Badeniense ?) : ~15 Ma?.

Es un yacimiento con sedimentos continentales por lo que a priori no se conoce la altitud durante la época del depósito (en los anteriores sí por ser marinos y la altitud= 0 m).

La temperatura anual reconstruida oscila entre los 14.6 y los 22.8 °C, con un valor medio de 15.6°C. Para hacer una reconstrucción más precisa se puede comparar esta sección con la base de la de Baden-Soos de la que sabemos tendría el nivel del mar como referencia polínica. En esta sección, a 48° N de latitud, la temperatura anual reconstruida es de alrededor de 18.8°C.

La diferencia de latitud entre ambas es relativamente pequeña, 0.5°.

* Si tenemos en cuenta el gradiente latitudinal actual, la temperatura en Brünner debería de ser de alrededor de 19.1°C si estuviera a una altitud de 0 m.

Como la temperatura estimada es de $T_a = 15.6^\circ\text{C}$; el incremento de temperatura sería de $T = 3.5^\circ\text{C}$.

Si tenemos en cuenta el gradiente altitudinal actual de 0.55°C por 100 m de altitud, se puede deducir que el descenso de las temperaturas podría estar producido por el efecto de una elevación de unos **640 m**.

* Si tenemos en cuenta el gradiente latitudinal reconstruido para el Mioceno medio: 0.43°C por grado de latitud (ver capítulo 5), la temperatura en Brünnerhütte debería de ser de alrededor de 19°C si la localidad estuviera a una altitud de 0 m.

Como la $T_a = 15.6^\circ\text{C}$; el incremento de temperatura es de $\Delta T = 3.4^\circ\text{C}$.

Si cogemos un gradiente altitudinal más bajo que el actual y si consideramos que la relación entre los dos gradientes era la misma, siguiendo el gradiente latitudinal reconstruido, de alrededor de 0.39°C por 100 m de altitud ($0.6^\circ\text{C}/\text{grado de latitud} \rightarrow 0.55^\circ\text{C}/100\text{m de altitud} \Rightarrow 0.43^\circ\text{C}/\text{grado de latitud} \rightarrow 0.39^\circ\text{C}/100\text{m de altitud}$) podemos deducir que las temperaturas más bajas podrían estar producidas por el efecto de una elevación de alrededor de **870 metros**. A pesar de todo, este gradiente altitudinal es hipotético porque la relación entre los dos gradientes no ha sido siempre la misma.

Actualmente esta localidad se encuentra a unos 2000 m de altitud. Por lo que se ha producido una elevación comprendida entre ~1100 y 1400 m en aproximadamente 15 millones de años.

4) Baden Sooss (Badeniense inferior): 14.8-14.2 Ma.

* En los espectros polínicos se encuentra un máximo del 3.98% del grupo de *Abies* y *Picea*, cantidad muy importante que confirma la presencia de este piso bien desarrollado o muy próximo a la localidad de muestreo.

* La temperatura anual, reconstruida a partir de los datos de polen, está comprendida entre 15.6 y 22.9°C , con un valor medio de 18.8°C . Esta temperatura la encontramos actualmente a una latitud de unos 36° de latitud (en Malta por ejemplo), 12° más al sur que Baden-Sooss.

* Sin embargo, no hay que olvidar que Europa estaba en una posición más meridional que en la actualidad (alrededor de 3° de latitud; Meulenkamp & Sissingh, 2003). Lo que nos da una posición más probable para la sección de ($12^\circ - 3^\circ =$) 9° de latitud más al sur.

* Siguiendo la relación de 1° de latitud por 110 m de altitud, los 9° de latitud nos da un desplazamiento de los pisos de vegetación de alrededor de 990 m de altitud para compensar las elevadas temperaturas.

Como en las montañas cercanas a Baden, el piso de *Abies* y *Picea* se sitúa entre 600 y 1300 m de altitud (Ozenda et al., 1979); entonces $\Rightarrow 600 + 990 = 1590\text{m}$. Esto quiere decir que *Abies* estaba a al menos 1600 m de altitud, por lo que los relieves serían de **al menos 1600 m de altitud durante esta época en esta región**.

Actualmente las montañas cercanas a Baden alcanzan hasta los 2075 m (Schneeberg).

4) Para los periodos más recientes:

No es posible seguir estimando las paleoaltitudes ya que *Abies* y *Picea* están siempre representados mediante porcentajes importantes, lo que significa que el piso de *Abies* y *Picea* estaría bien desarrollado.

La temperatura anual en esta región disminuye con respecto a los periodos precedentes. Esto puede ser debido a varias causas :

- 1) El clima se hace más frío a escala global.
- 2) El continente euroasiático se desplaza hacia latitudes más septentrionales.
- 3) La suma de las dos anteriores.

Cualquiera que sea la causa, el límite inferior de este piso de vegetación siempre quedará a la misma altitud, o en el peor de los casos descenderá algunos metros y no nos puede indicar un aumento de la altitud de los macizos.

4.4.2. Jura.

1) Le Locle (Serravalliense) : ~13.5 Ma.

Es una localidad caracterizada por una sedimentación continental, a unos 47° de latitud N, por lo que no se conoce la altitud durante el depósito.

Las estimaciones de la temperatura anual a partir de los datos de polen indican valores entre 13.6 y 21.7 °C, con un valor medio de 15°C.

Se puede comparar esta sección con el techo del sondeo de Les Mées del que sabemos se encontraba a una altitud de 0 m. Para esta localidad a ~44° de latitud N, la temperatura anual reconstruida es de alrededor de 19.4°C.

La diferencia de latitud es por tanto de 3°.

* Si tomamos el gradiente latitudinal actual, la temperatura en Le Locle debería ser de alrededor de 17.6°C si se encontrara a 0 m de altitud.

Como $T_a = 15^\circ\text{C}$; el $\Delta T = 2.6^\circ\text{C}$.

Si utilizamos el gradiente altitudinal actual de 0.55°C por 100 m de altitud, podemos deducir que estas temperaturas más bajas serían producto del efecto de una elevación de unos **475 m**.

* Si tenemos en cuenta el gradiente latitudinal reconstituido para el Mioceno medio: 0.43°C por grado de latitud, la temperatura en Le Locle debería de haber sido de alrededor de 18.1°C si la localidad se encontrara a una altitud de 0 m.

Como $T_a = 15^\circ\text{C}$; el $\Delta T = 3.1^\circ\text{C}$.

Si tenemos en cuenta un gradiente altitudinal más bajo que el actual, siguiendo el gradiente latitudinal reconstruido, de alrededor de 0.39°C por 100 m de altitud, se podría deducir que estas bajas temperaturas serían producidas por el efecto de una elevación de alrededor de **797 m**, lo que se puede comparar con la altitud actual de 800/1000 m.

2) Ecotet (Serravalliense): ~11.8-11.6 Ma :

* En la vegetación se encuentra un porcentaje máximo de *Abies* y *Picea* de un 3.4%, que nos confirma la presencia de este piso bien desarrollado.

* La temperatura anual reconstruida a partir de los datos de polen está comprendida entre 15 y 19.8 °C, con un valor medio de 17.3°C. Esta temperatura se corresponde con la actual a unos 38.5° de latitud (en Alicante), unos 7.5° más al sur que actualmente.

* Si suponemos que el continente tenía la latitud actual : 7.5° de latitud nos da un desplazamiento de los pisos de vegetación de alrededor de 825 m de altitud para compensar las elevadas temperaturas.

Como al sur del macizo del Jura, el límite inferior del piso de *Abies* y *Picea* se sitúa entre los 600 y 700 m de altitud: $600 + 825 = 1525$ m de altitud al menos para

Abies y *Picea*. Los relieves alcanzarían altitudes de **al menos 1500 m de altitud durante esta época en esta región.**

* Si suponemos, que el continente estaba situado 1° más al sur que en la actualidad: $7.5-1=6.5^\circ$ que corresponde al desplazamiento de los pisos de vegetación de alrededor de 715 m de altitud.

Abies estaría al menos a 1300 m de altitud. En resumen los relieves alcanzarían **al menos 1300 m de altitud en esta región durante esta época.**

4.4.3. Suiza.

1) Häutligen (Burdigaliense) : ~ 17-18 Ma.

Como para la sección de Strass-Eberschwang (Austria), encontramos un máximo de *Abies+Picea* del 0.88% en una de las muestras.

Durante esta época las temperaturas son muy elevadas. Por tanto, el piso de los árboles de altitud elevada se tenía que haber desarrollado a una altitud muy elevada para compensar las altas temperaturas.

Como el porcentaje de estos elementos es pequeño, podemos suponer que las montañas que rodearían la sección de Häutligen se encontrarían a una altitud < 1800 m.

Por el contrario, la presencia de *Cathaya* es elevada (hoy día en China entre 900-1900 m), por lo que: a ~17-18 Ma, los Alpes suizos próximos a Häutligen alcanzarían altitudes de **al menos 900 m, pero seguramente más bajas que los 1800 m.**

4.5. Bioestratigrafía a partir de dinoflagelados en el Mioceno inferior y medio del Paratethys Central, Europa central.

4.5.1. Introducción.

Algunas de las secciones que contienen sedimentos marinos proporcionan residuos polínicos muy ricos tanto de pólenes como de dinoflagelados. Estos últimos, además de ser buenos como marcadores bioestratigráficos, informan sobre el ambiente marino donde se desarrollaban. Su estudio, por tanto, completa al de los pólenes en lo que respecta a la información paleoecológica y paleoclimática.

Las asociaciones de quistes de dinoflagelados del Mioceno inferior y medio del Océano Atlántico, Europa del norte, y el Mar Mediterráneo han sido extensivamente documentadas (p.e., Powell, 1986a, 1986b; Biffi & Manum, 1988; El Beialy, 1988; Brinkhuis et al., 1992; Zevenboom et al., 1994; Zevenboom, 1995; Zevenboom, 1996; Wilpshaar et al., 1996; Montanari et al., 1997; Londeix & Jan du Chêne, 1998; Torricelli & Biffi, 2001; y El Beialy & Ali, 2002 para el Mediterráneo; Piasecki, 1980, Rusbült & Strauss, 1992, Strauss et al., 2001, Dybkjær & Rasmussen, 2000, Dybkjær, 2004a para Europa del norte; y Head et al., 1989a, 1989b; Manum et al., 1989; de Verteuil, 1996, 1997, y de Verteuil & Norris, 1996 para el Atlántico norte). Por el contrario, las asociaciones de dinoflagelados para esta edad en el Paratethys sólo se conocen a partir de unos pocos estudios tempranos (Baltes, 1967; Baltes, 1969; Hochuli, 1978), si bien las del Mioceno superior se conocen mejor (Süto-Szentai, 1994, 1995, 2002, 2003).

En este estudio se han examinado dinoflagelados procedentes de tres secciones bien datadas independientemente de Europa Central (Fig. 4.106) y que ya han sido descritas anteriormente. Dos de ellas se localizan en Austria: la sección de Strass-Eberschwang de edad Ottnangiense (Burdigaliense superior), y la sección de Baden-Sooss de edad Badeniense inferior (Langhiense medio). También se ha analizado el

sondeo Tengelic-2, que se localiza en Hungría y es de edad Badeniense y Sarmatiense (Langhiense –Serravalliense).

Se ha levantado una zonación basada en dinoflagelados que comprende cinco zonas que se han comparado a otras zonaciones, también basadas en dinoflagelados, del Océano Atlántico, norte de Europa y el Mar Mediterráneo. Este es el primer estudio bioestratigráfico detallado, a partir de dinoflagelados, para el Mioceno inferior y medio en el Paratethys.

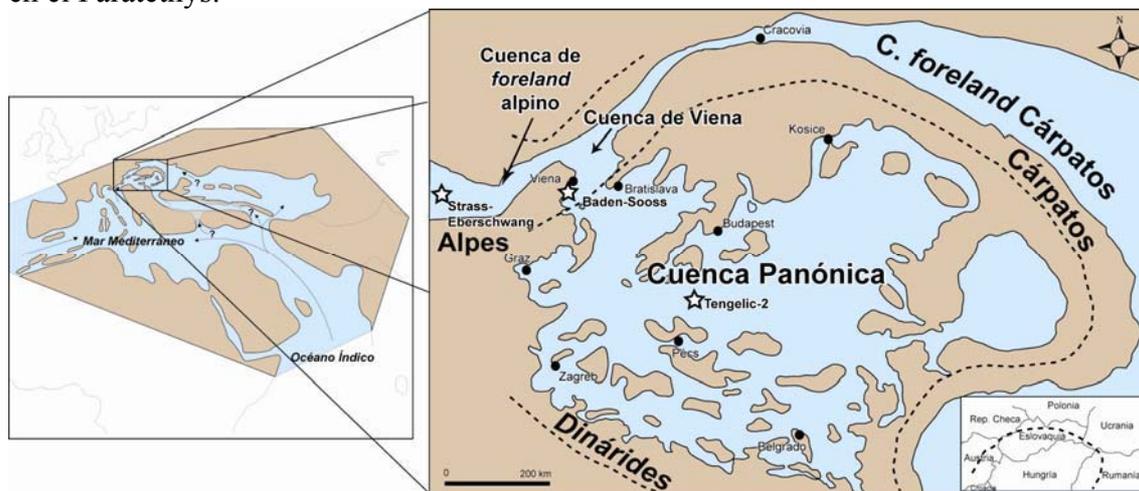


Fig. 4.106. Situación de las tres localidades (estrellas) en su contexto paleogeográfico durante el Mioceno medio (modificado de Rögl, 1998 y Hámor, 1995). Las líneas discontinuas señalan los ejes de los principales relieves.

4.5.2. Materiales y métodos.

Se han estudiado los dinoflagelados de un total de 82 muestras, de las que 12 proceden de Strass-Eberschwang, 4 de Baden–Soos, y 66 del sondeo Tengelic-2. La edad de las muestras va desde el Otnangiense al Sarmatiense inferior (Burdigaliense medio a Serravalliense) (Fig. 4.107). Los granos de polen también se han estudiado (Jiménez-Moreno et al., 2005; este estudio), y en la mayoría de los casos son más abundantes que los dinoflagelados. El tratamiento de las muestras es el usual para la preparación de palinomorfos y ya ha sido expuesto. En este caso, muchas de las muestras fueron tamizadas usando un tamiz de 20 μm , más grueso (el usual es el de 10 μm) para así poder aumentar la concentración de dinoflagelados. Se contaron un número superior a 200 dinoflagelados en cada muestra y la mayoría de las muestras fueron re-examinadas para la búsqueda de taxones escasos, verificación taxonómica y para fotografías.

La taxonomía utilizada es la de Fensome & Williams (2004), con la excepción de *Palaeocystodinium powellense* Strauss et al., 2001, que debido a un error sintáctico debe llamarse *Palaeocystodinium powellii* ya que conmemora a una persona, A. J. Powell (Greuter et al., 2000, Art. 60.11). La nomenclatura para los Acritarcos sigue a la de Head (2003). Los especímenes clasificados como *Operculodinium centrocarpum*–*israelianum* pertenecen tanto a *Operculodinium centrocarpum* sensu stricto como a *Operculodinium israelianum*, o a morfotipos intermedios (ver Head, 1996, p.553, 556).

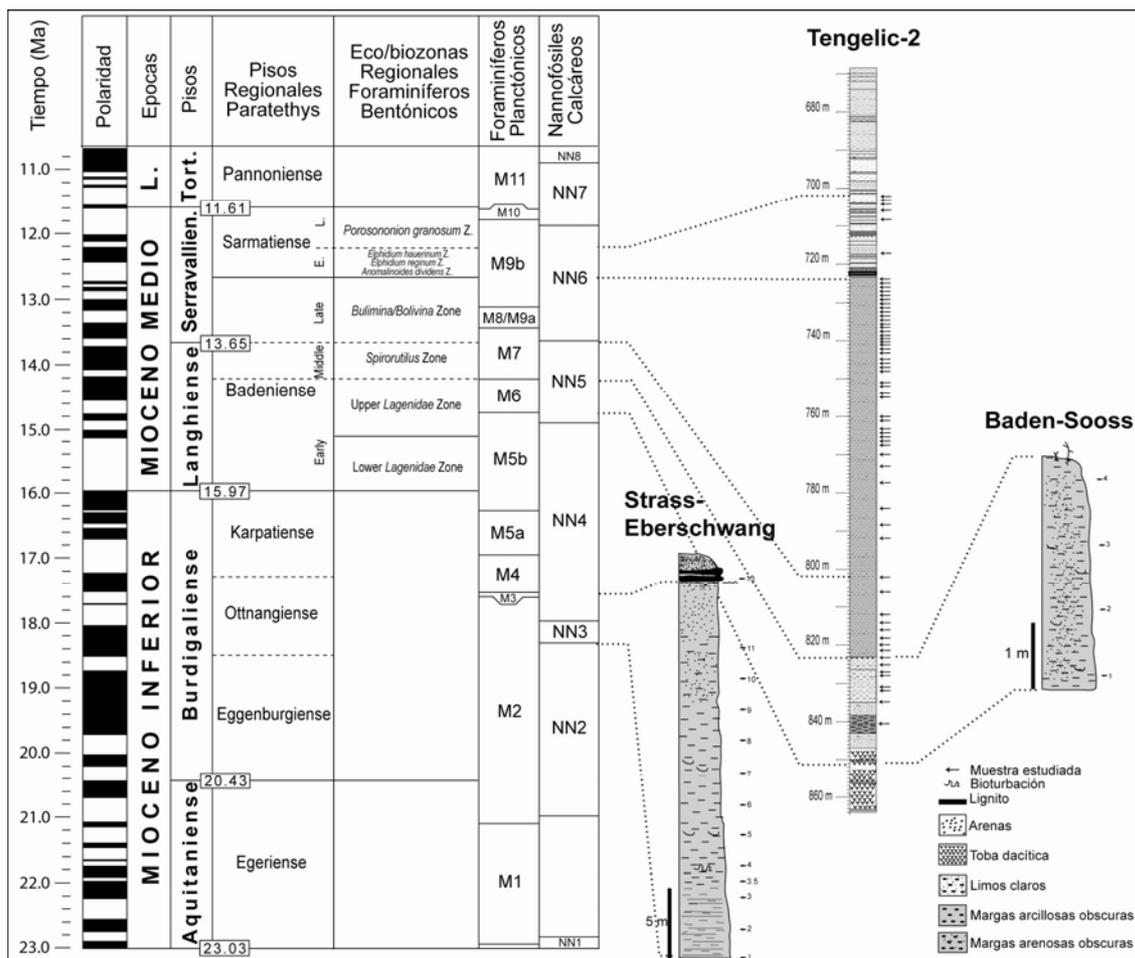


Fig. 4.107. Posición bio- y cronoestratigráfica de las secciones estudiadas. Los sedimentos están datados previamente mediante nannofósiles, que se correlacionan con las zonas NN de Martini (1971); y mediante foraminíferos bentónicos y planctónicos, correlacionados con la eco/biozonación regional de Grill (1941), que a su vez se correlaciona con la zonación M de Berggren et al. (1995).

En las Figuras 4.108, 4.109 y 4.110 se muestran los diagramas detallados de cada una de las secciones con la distribución de los porcentajes relativos de cada taxón. Algunos ejemplares de las especies más importantes fueron fotografiadas en el laboratorio de palinología de la Universidad de Cambridge (Inglaterra) mediante un microcopio Leica DMR y una cámara Leica DC 300, y están ilustradas en las Láminas 15-25.

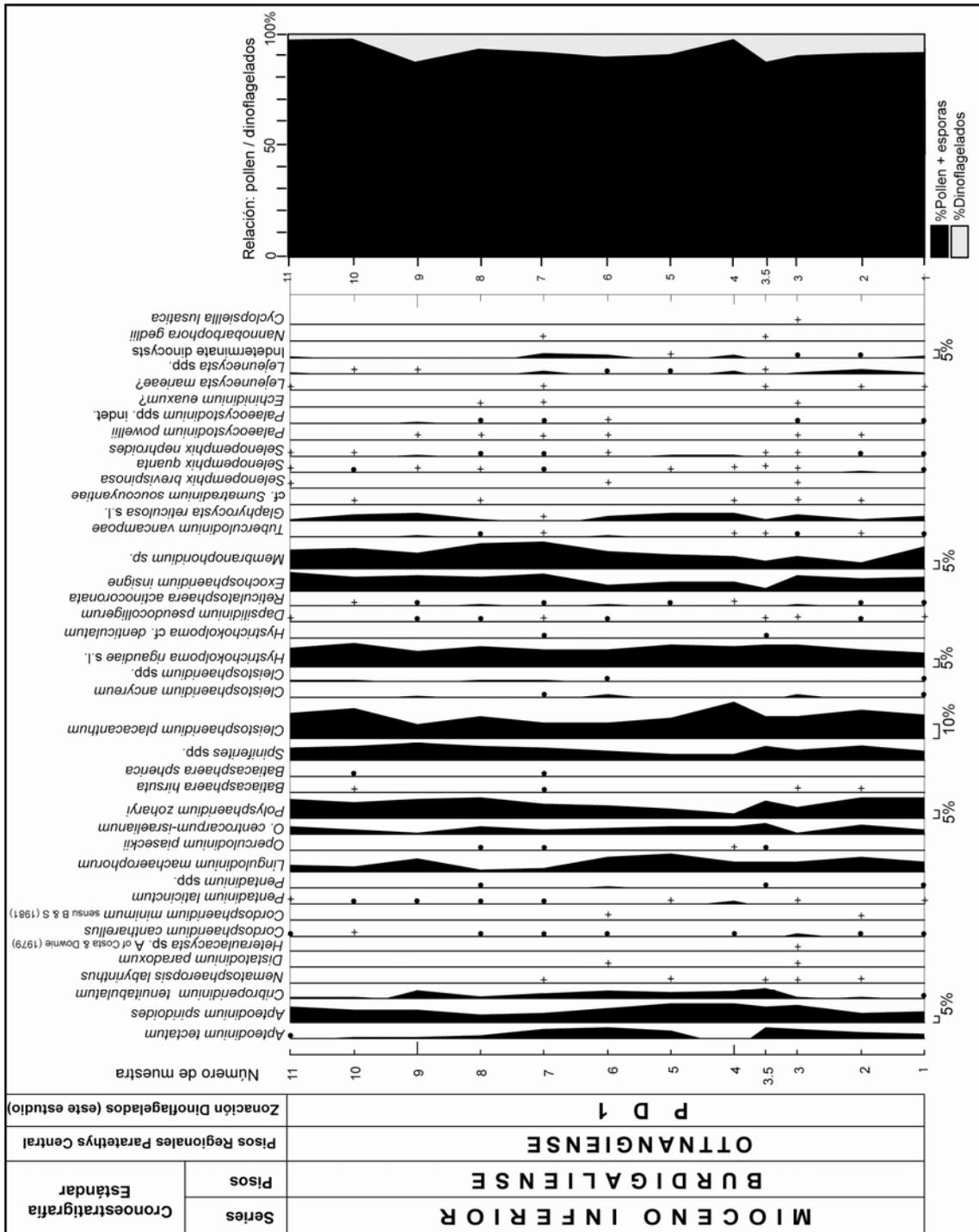


Fig. 4.108. Distribución de dinoflagelados en la sección de Strass-Eberschwang, Cuenca de “foreland” alpino, Austria. La posición de las muestras ya se indicó en capítulos previos. Los puntos negros indican taxones identificados durante el “contaje” y cuyas frecuencias son menores al 1%. La cruces (+) indican la presencia de taxones muy escasos clasificados fuera del “contaje”.

4.5.3. Resultados.

Tanto los pólenes como los dinoflagelados suelen estar bien conservados en las muestras estudiadas y sólo unas pocas fueron muy pobres en palinomorfos. Otras, no contenían dinoflagelados pero sí abundantes pólenes (p.e. e las muestras continentales Teng-722 y 721 del sondeo Tengelic-2), o al revés (p.e. muestras Teng-702, 703 y 704 del mismo sondeo). Estas diferencias están relacionadas claramente con el ambiente de depósito. Un total de 82 muestras contenían dinoflagelados, y se han identificado 76 taxones. Los pólenes dominan el conjunto de palinomorfos en las tres secciones estudiadas (Figs. 108-110), lo que refleja la proximidad de la costa en un ambiente de depósito marino. En el sondeo Tengelic-2, las oscilaciones en la relación polen/dinoflagelados reflejan variaciones eutáticas.

4.5.4. Zonación a partir de dinoflagelados y significado temporal.

La presencia de marcadores bioestratigráficos, y de cambios en la asociación de dinoflagelados a través del tiempo, ha permitido definir cinco zonas locales de dinoflagelados, PD1–PD5, para el Paratethys Central.

4.5.4.1. Asociación de dinoflagelados en la biozona PD1 (Burdigaliense medio = Ottnangiense medio).

Definición: presencia de *Apteodinium spiridoides*, *Cordosphaeridium cantharellus*, *Exochosphaeridium insigne*, *Glaphyrocysta reticulosa* s.l., y *Membranophoridium* sp.

Otros taxones característicos: *Cleistosphaeridium placacanthum*, *Cribroperidinium tenuitabulatum*, *Hystrichokolpoma rigaudiae*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Operculodinium centrocarpum–israelianum*, *Pentadinium laticinctum*, *Polysphaeridium zoharyi*, y *Reticulosphaera actinocoronata*.

Sección de referencia: sección de Strass-Eberschwang, Cuenca de *foreland* alpino, Austria, 23 m de potencia (muestras 1–11; 12 muestras).

Calibración: las capas Ried pueden correlacionarse, por su contenido en foraminíferos y su posición estratigráfica, con la parte media del piso regional Ottnangiense (Rupp et al., 1996; Faupl & Roetzel, 1987). A los depósitos de edad equivalente en la Cuenca de Viena se les asigna a la zona NN3 y M3 (Burdigaliense medio) (Kovac et al., 2004).

Edad basada en los dinoflagelados: la asociación de dinoflagelados es típica del Burdigaliense (Londeix & Jan du Chêne, 1998), e incluye los marcadores bioestratigráficos *Apteodinium spiridoides*, *Exochosphaeridium insigne* (no encontrado en el estratotipo del Burdigaliense), y *Cordosphaeridium cantharellus*. *Apteodinium spiridoides* tiene su última aparición en la zona DN4 (Burdigaliense superior y Langhiense inferior) del este de EE.UU. (de Verteuil & Norris, 1996), y en el noroeste de Italia tiene presencias esporádicas hasta aproximadamente los 17 Ma (Burdigaliense superior; Zevenboom, 1995). *Cordosphaeridium cantharellus* tiene una distribución superior de 17.8 Ma en bajas latitudes (Williams et al., 2004). *Exochosphaeridium insigne* tiene una distribución restringida a unos 20–18.2 Ma en el este de los EEUU, donde define la parte alta de la zona DN2 (Burdigaliense inferior-medio; de Verteuil & Norris, 1996; Fig. 4.111). En Dinamarca, esta especie se registra también en el Burdigaliense inferior-medio, donde queda restringida a la parte alta de la secuencia

estratigráfica C (Dybkjær, 2004a). Esta secuencia se ha correlacionado con la zona de foraminíferos bentónicos del Mar del Norte NSB10I y la parte baja de la zona de foraminíferos planctónicos NSP11, que a su vez se correlacionan con la zona NN3 (y posiblemente parte alta de la NN2) y la parte baja de la NN4 (King, 1989; Laursen & Kristoffersen, 1999, Dybkjær, 2004a, fig. 14). Por lo tanto, *Exochosphaeridium insigne* se encuentra en niveles estratigráficamente más altos en Dinamarca que en el este de EE.UU., al menos que esto represente pequeñas imprecisiones al correlacionar con la escala de tiempo estándar.

A la Zona PD1 se le puede datar como Burdigaliense inferior-medio, y tiene una edad máxima de alrededor de 20 Ma (Burdigaliense inferior), basado en la presencia más baja de *Exochosphaeridium insigne* en el este de EE.UU., y una edad mínima de sobre unos 17.8 Ma (Burdigaliense medio), basada en la presencia más alta de *Cordosphaeridium cantharellus* en latitudes bajas.

Glaphyrocysta reticulosa s.l. y *Membranophoridium* sp. se consideran *in situ* debido a su reiterada presencia a lo largo de la sección, su gran abundancia, su buen estado de preservación y la ausencia de taxones retrabajados en las muestras. Aunque en muchas secciones, las especies de *Glaphyrocysta* y *Membranophoridium* desaparezcan al final de Oligoceno (Stover et al., 1996; Williams et al., 2004), *Glaphyrocysta texta* se ha registrado en sedimentos del estratotipo del Burdigaliense inferior en Francia (sin ilustración en Londeix & Jan du Chêne, 1998), donde tiene su presencia más alta, con una datación absoluta de 19–20 Ma mediante Sr87/Sr86 y correlación con las biozonas NN2 y N5 (= M2 de Berggren et al., 1995).

Comentarios: la edad Burdigaliense inferior-medio concuerda con las otras evidencias bioestratigráficas que asignan a esta sección una edad Ottnangiense medio (Burdigaliense medio). Esta posición se ajusta muy bien a la correlación de estratigrafía secuencial de Vakarcz et al. (1998) y Kovac et al. (2004) que proponen el ciclo deposicional Eggenburgian–Ottngian como una expresión de la secuencia global de 3rd orden TB 2.2 de Haq et al. (1988). La presencia de *Glaphyrocysta reticulosa* s.l. y *Membranophoridium* sp. en Strass-Eberschwang constituye el registro más alto de este género y quizás representa una especie endémica que evolucionó a partir del refugio de poblaciones aisladas en el Paratethys. Este fenómeno ha sido previamente observado en las faunas de moluscos del Ottnangiense inferior y medio como *Macoma ottngensis* y *Nassarius schultzi*, desconocidas en el área mediterránea (Harzhauser & Kowalke, 2001).

4.5.4.2. Asociación de dinoflagelados en la biozona PD2 (Langhiense superior = Badeniense inferior).

Definición: se caracteriza por la presencia de *Achomosphaera* cf. *andalousiensis*, *Cerebrocysta poulsenii*, *Habibacysta tectata*, *Labyrinthodinium truncatum* subsp. *truncatum*, *Palaeocystodinium miocaenicum*, *Trinovantedinium harpagonium*, y *Unipontidinium aquaeductus*. La parte superior de esta biozona está definida por la presencia más alta *in situ* de *Cribroperidinium tenuitabulatum*.

Sección de referencia: sondeo Tengelic-2, Hungría, profundidad 841.0–826.4 m (ocho muestras).

Otras secciones: sección de Baden-Sooss, Cuenca de Viena, Austria, 2.9 m de potencia (muestras 1–4; cuatro muestras) se correlaciona con la biozona PD2, basada en la presencia de *Cribooperidinium tenuitabulatum* y de otros taxones característicos ya citados, con la excepción de *Unipontidinium aquaeductus*.

Calibración: la zona PD2 se correlaciona con la NN5 de Martini (1971) en el sondeo Tengelic 2; y con la zona de foraminíferos planctónicos M6 de Berggren et al. (1995), y la zona *Lagenidae* superior de Grill (1941) en Baden-Sooss (ver descripción de la sección en los primeros capítulos).

Edad basada en los dinoflagelados: la zona Uaq de Zevenboom (1995) viene definida por la primera aparición de *Unipontidinium aquaeductus*. En el noroeste de Italia, en la sección de Cessole, este datum se ha situado dentro del Subcron C5Bn2n (Zevenboom, 1995), datado como 15.1 Ma si usamos la escala temporal de Gradstein et al. (2004). En la sección de Cessole, esto ocurre dentro de la zona NN5, y en la parte superior de la M5 (cerca del límite M5/M6). Sin embargo, la escala temporal de Gradstein et al. (2004) sitúa la base de la zona NN5 en 14.9 Ma. Hay una discrepancia muy clara, o bien entre la interpretación paleomagnética de la sección de Cessole (que no está muy clara, ver Zevenboom, 1995, p. 75), o entre la calibración bioestratigráfica y la paleomagnética en la escala temporal de Gradstein et al. (2004). Merece la pena añadir que la primera presencia de *Unipontidinium aquaeductus* se correlaciona con la zona NN5 en otras secciones bien estudiadas: p.e. este de EE.UU. (de Verteuil & Norris, 1996), norte de Alemania (Strauss et al., 2001). Gradstein et al. (2004) correlacionan la presencia más baja de *Unipontidinium aquaeductus* con la base del Subcron C5ADr datado a 14.8 Ma. Hasta que estas discrepancias no estén resueltas, *Unipontidinium aquaeductus* se considerará que tiene la presencia más baja en el intervalo entre 15.1 a 14.8 Ma (Langhiense medio).

La presencia más antigua de *Habibacysta tectata* en el este de EE.UU. se produce a unos 14 Ma (de Verteuil & Norris, 1996). Su rango mundial no es bien conocido, aunque *Filisphaera minuta*, descrita en sedimentos del Mioceno medio del norte de Alemania, sea posiblemente un sinónimo anterior de *Habibacysta tectata* (Head, 1996). *Filisphaera minuta* tiene su primera aparición dentro del Langhiense medio en el norte de Alemania, que se correlaciona con la parte más baja de la zona NN5 (Strauss et al., 2001). Aunque las dos subespecies de *Labyrinthodinium truncatum*, subsp. *truncatum* y subsp. *modicum*, no se hayan identificado separadamente en las gráficas de distribución del sondeo Tengelic 2, ambas se encuentran presentes y *L. truncatum* subsp. *truncatum* es abundante en la biozona PD2, incluyendo la muestra más baja. *Labyrinthodinium truncatum*, subsp. *truncatum* también se encuentra presente en la sección de Baden-Sooss. La posición más baja de *Labyrinthodinium truncatum* subsp. *truncatum* se encuentra en el Burdigaliense superior a alrededor de unos 16.3 Ma en el este de los EE.UU. (de Verteuil & Norris, 1996). *Labyrinthodinium truncatum* subsp. *modicum* aparece a unos 16.7 Ma en esta región (de Verteuil & Norris, 1996), y se han registrado en depósitos de hasta 20 Ma de edad (Burdigaliense inferior) en Francia (Londeix & Jan du Chêne, 1998). *Labyrinthodinium truncatum* se encuentra frecuentemente en depósitos de edad Mioceno medio (ver Head et al., 1989), y merece la pena añadir que esta especie tiene su primera aparición en la sección de Cessole en Italia inmediatamente debajo de la de *Unipontidinium aquaeductus* (dentro de la zona NN5, parte más alta de la zona M5, y Subcrón C5Bn2n (ver más arriba).

Cerebrocysta poulsenii tiene su primera aparición dentro del Burdigaliense medio (aprox. 18.3 Ma) en el este de E.E.U.U. (de Verteuil & Norris, 1996), aunque su

registro más temprano en el Mediterráneo es en el Langhiense más bajo, sobre unos 16 Ma (como "*Imperfectodinium septatum*" en Zevenboom, 1995). *Trinovantedinium harpagonium* tiene su base dentro de la parte más alta de la zona DN4 en el este de los EE.UU. (de Verteuil & Norris, 1996, tab. 4), datada como Langhiense inferior. *Achomosphaera* cf. *andalousiensis* tiene una presencia muy esporádica y está restringida a la zona DN2. Este morfotipo tiene las fenestraciones distales de los procesos menos desarrolladas que en el material tipo (Strauss & Lund, 1992; Strauss et al., 2001, fig. 3), y tiene su distribución más baja dentro de la zona Naq (Langhian superior a Serravalliense inferior) en el norte de Alemania (Strauss et al., 2001).

Palaeocystodinium miocaenicum tiene su presencia más alta dentro de la Naq del norte de Alemania, que se correlaciona con la zona NN5 (Strauss et al., 2001). Sin embargo, la distribución temporal de esta especie parece llegar hasta el Tortoniense inferior en Italia (como "*Palaeocystodinium striatogranulosum*" en Zevenboom, 1995). *Cribopteridinium tenuitabulatum* tiene su presencia aceptada *in situ* más alta a 826.4 m, con registros más altos (a 824.4, 818.4 y 816.4 m) que probablemente están retrabajados dada su escasa presencia (un sólo espécimen por cada lámina analizada). Los especímenes aquí asignados como *Cribopteridinium tenuitabulatum* tienen en casos crestas accesorias primarias o suturales, y parecen representar un complejo de morfotipos diferentes (p.e., Manum et al., 1989; de Verteuil & Norris, 1996; Torricelli & Biffi, 2001). Este complejo tiene su distribución más alta en el Serravalliense inferior (zona de foraminíferos M8 de Berggren et al., 1995; a unos 13.3 Ma) de la región mediterránea (como *Cribopteridinium?* sp. A en Powell, 1986b). En los demás estudios disponibles tiene el registro más bajo dentro del Burdigaliense medio y en la zona DN3 en New Jersey, EE.UU. y en el este de los EE.UU. (de Verteuil, 1996 y 1997, respectivamente), y dentro del Mioceno inferior más alto del Mar Noruego (Manum et al., 1989).

Basándonos en la primera aparición de *Unipontidinium aquaeductus* en las latitudes medias del hemisferio norte, se puede afirmar que la zona PD2 es más joven que 15.1 a 14.8 Ma (Langhiense medio), y posiblemente no más antigua que 14 Ma (Langhiense superior) basándonos en la datación de la primera aparición de *Habibacysta tectata* en el este de EE.UU.. El límite superior de esta zona PD2 no es tan preciso, pero posiblemente tenga una edad mínima de alrededor de 13.3 Ma basándonos en la última presencia de *Cribopteridinium tenuitabulatum*. Ésto limita la zona PD2 a un intervalo dentro del Langhiense medio-superior a Serravalliense inferior.

Comentarios: la edad de Langhiense medio-superior a Serravalliense inferior basada en los dinoflagelados viene confirmada por otros datos biostratigráficos disponibles, que asignan a este intervalo una edad de Langhiense superior. Basándonos en todas las evidencias, podemos asignar a la zona PD2 una edad de Langhiense superior. *Unipontidinium aquaeductus* no ha sido identificado en Baden-Soos. Sin embargo, la asociación de dinoflagelados de Baden-Soos puede ser correlacionada con la zona PD2 en base al resto de la asociación, que es muy similar (en particular con la presencia de *Habibacysta tectata* and *Labyrinthodinium truncatum* subsp. *truncatum*). En términos de estratigrafía secuencial, el ciclo deposicional que representa la zona PD2-4 se interpreta como correspondiente al ciclo Langhiense de 3^{er} orden TB 2.3 de Haq et al. (1988) (Kovac et al. 2004).

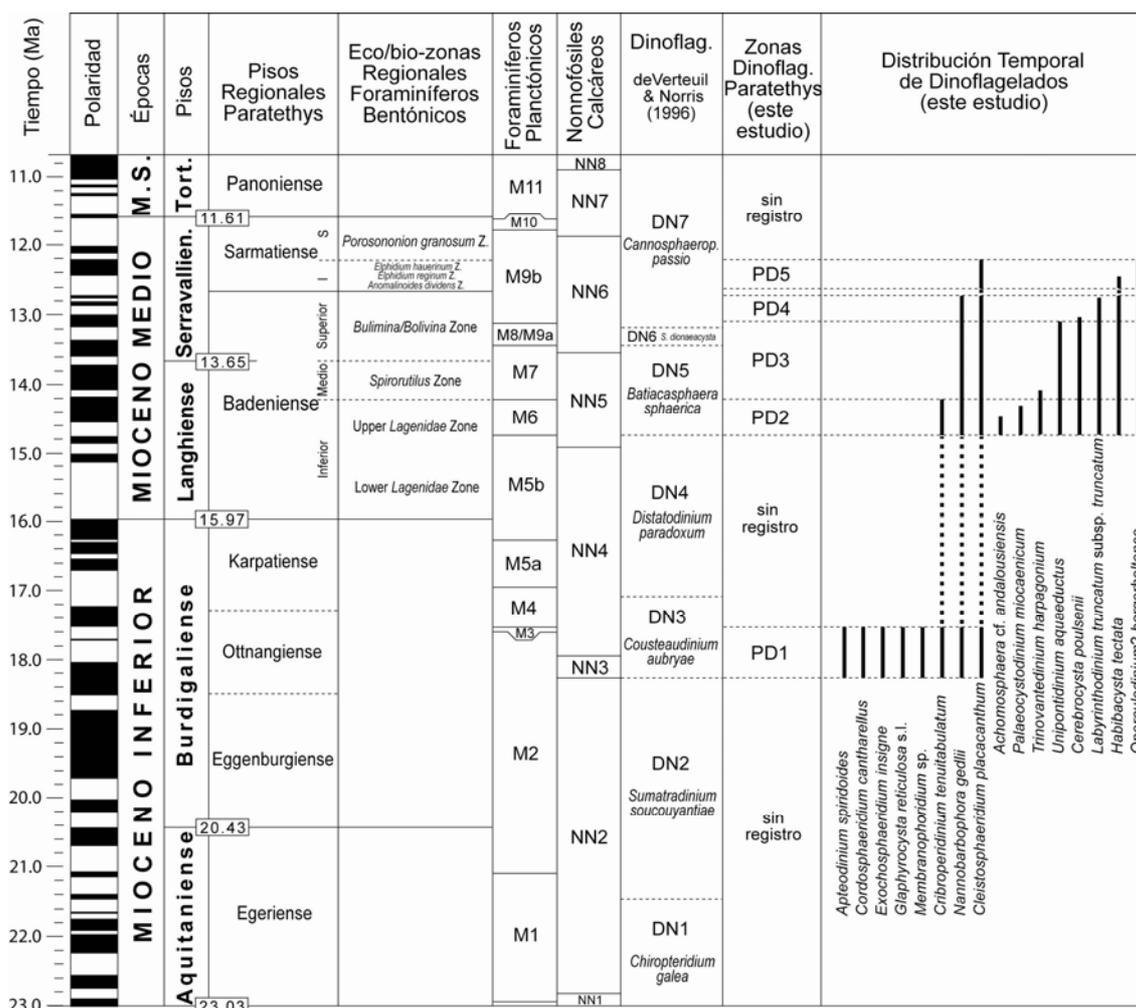


Fig. 4.111. Marco cronoestratigráfico usado, basado en la escala de Gradstein et al. (2004) y Steininger et al. (1990, 1996). Se muestran las zonas de dinoflagelados de de Verteuil & Norris (1996) y la distribución temporal de las especies identificadas que son importantes estratigráficamente.

4.5.4.3. Zona de dinoflagelados PD3 (Langhiense superior a Serravallian inferior = parte alta del Badeniense inferior y Badeniense medio-superior)

Definición: base definida por el límite superior de la zona PD2; límite superior correspondiente a la última presencia de *Unipontidinium aquaeductus*.

Otros taxones característicos: todas las especies características de la zona PD3 que ya estaban presentes en la zona PD2.

Sección de referencia: sondeo Tengelic-2, Hungría, profundidad 824.4–739.0 m (35 muestras).

Calibración: los metros basales (1.4 m) de la zona PD3 corresponde a la Formación de arcillas del Badeniense, a la que se le asigna una zona de nannofósiles NN5 y una edad Langhiense superior. El resto de la zona PD3 (823–739 m) está representado por la Formación Szilágy, a la que se considera como zona de nannofósiles NN5, desde su base a 823 m hasta los 802 m (Langhiense superior), y a la zona NN6 en su parte más superior (Serravallian inferior). La parte de la zona PD3 que pertenece la Formación

Szilágy se caracteriza por la presencia de una asociación de foraminíferos bentónicos característica de las biozonas *Spirorutilus* y *Bolivina–Bulimina* de la eco-zonación regional de Grill (1941), y por tanto pertenece a la parte media-superior del piso regional Badeniense.

Edad basada en los dinoflagelados: *Unipontidinium aquaeductus* está presente hasta el límite superior de la biozona DN5 en el este de los EE.UU. (de Verteuil & Norris, 1996), con una edad aproximada de unos 13.5 Ma (Serravalliense inferior bajo). En el norte de Alemania, este taxón tiene su presencia más alta hasta cerca del límite superior de la zona Naq (Strauss et al., 2001), que es de edad Langhiense superior o Serravalliense inferior. En la sección Cassinasco en el norte de Italia, *Unipontidinium aquaeductus* tiene su presencia más alta a la mitad de la subzona Oei, que está calibrado con el Subcron C5AAn (Zevenboom, 1995, c. 5, Fig. 5), y tiene una datación de 13.1 Ma (Serravalliense inferior). Sospechamos que los pocos especímenes que se han identificado en sedimentos más modernos, hasta los 12.0 Ma (Serravalliense superior) en las secciones de Cassinasco y Mazzapiedi del noroste de Italia (Zevenboom, 1995) están retrabajados. Si esto es así, la zona PD3 tiene una edad Langhiense superior y Serravalliense inferior y no más joven que alrededor de 13.1 Ma.

Comentarios: el límite superior de la zona PD3, a la que se asigna una edad de Serravalliense inferior, posiblemente alrededor de los 13.1 Ma, viene confirmado por el resto de datos bioestratigráficos que nos permiten datar la base de esta zona como Langhiense superior y su techo como Serravalliense inferior. Nótese que *Unipontidinium aquaeductus* está presente, con gran número de especímenes, hasta la cota de 755 m. Los dos registros más altos están a 747 m (3 especímenes en la toda la lámina) y 739 m (3 especímenes en toda la lámina). Hay que tener en cuenta que exista la posibilidad de que estos ejemplares, muy escasos y esporádicos, sean retrabajados. Y por lo tanto el límite superior de la zona PD3 se debe situar a la cota de 755 m.

La base de la zona PD3 está justo 1.4 m por debajo de un límite disconforme entre la Formación Arcillas Badenienses y la Formación Szilágy (a 823 m). Por lo que, existe un hiato, de duración imprecisa, justo encima de la base de la zona PD3.

4.5.4.4. Asociación de dinoflagelados de la biozona PD4 (Serravalliense inferior = Badeniense superior).

Definición: la base queda definida por el límite superior de la biozona subyacente, PD3: *Cerebrocysta poulsenii*, *Homotryblum* sp. A, *Homotryblum plectilum*, *Hystriochokolpoma rigaudiae*, *Labyrinthodinium truncatum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Operculodinium piaseckii*, y el acritarco *Nannobarbophora gedlii*, presentes en la zona no se extienden en la suprayacente.

Otros taxones característicos: *Cleistosphaeridium placacanthum* es abundante en todo lo largo de esta zona aunque se encuentra también en la biozona suprayacente PD5.

Sección de referencia: sondeo Tengelic-2, Hungría, profundidad 738.0–723.7 m (15 muestras).

Calibración: la biozona PD4 se encuentra dentro de la zona NN6 de Martini (1971) y la eco-zona regional de foraminíferos bentónicos *Bolivina–Bulimina* de Grill (1941).

Edad basada en los dinoflagelados: la abundancia de *Cleistosphaeridium placacanthum* (anteriormente *Systematophora placacantha*) es el dato más significativo de esta biozona, e indica una edad anterior al Serravalliense superior alto. *Cleistosphaeridium placacanthum* define el límite superior de la zona DN5 en el este de EE.UU. Esta zona corresponde a la NN5 y parte más baja de NN6 (de Verteuil & Norris, 1996). El límite superior la zona DN5 tiene una edad aproximada de 13.5 Ma (Serravaliense inferior bajo). El registro más alto de *Unipontidinium aquaeductus* también se produce en el límite superior de la zona DN5 en el este de EE.UU. (de Verteuil & Norris, 1996). En el norte de Alemania, *Cleistosphaeridium placacanthum* tiene su límite superior muy bien definido en el mismo nivel que *Unipontidinium aquaeductus*, cerca del límite superior de la zona de dinoflagelados Naq (Strauss et al., 2001). Esta zona (Naq) no tiene una datación precisa por otros métodos, pero se deduce para ella una edad Langhiense superior o Serravalliense inferior. La presencia más alta de *Cleistosphaeridium placacanthum* es similar en Alemania y este de EE.UU. *Cleistosphaeridium placacanthum* tiene en la sección de Mazzapiedi (NW Italia) su registro más alto en el límite superior de la subzona Aum, al que se le asigna el Subchron C5An1n mediante magnetoestratigrafía (Zevenboom, 1995, c. 5, Fig. 6) y tiene una edad de 12.1 Ma (Serravalliense superior). Sin embargo, en la sección de Cassinasco, en la misma región, *Cleistosphaeridium placacanthum* es común a lo largo de toda la sección, a cuyo techo se le asigna una Subzone N1a, correlacionable con la parte más baja de la zona NN7 y con el Subchron C5r3r (Zevenboom, 1995, c. 5, Fig. 5). El Subchron C5r3r está situado entre los 12.0 y los 11.6 Ma (Serravalliense superior alto). *Cleistosphaeridium placacanthum* se encuentra, cercano al Serravalliense superior muy tardío, en la sección de Cassinasco, y por tanto llega más alto que la última presencia de *Unipontidinium aquaeductus* en esta sección. La presencia más alta *Cleistosphaeridium placacanthum* muestra un cierto diacronismo (de aprox. 13.5 a aprox. 11.6 Ma), pero no existe ningún registro fiable que muestre una presencia posterior al Serravalliense superior alto. Los registros esporádicos más modernos en la literatura se atribuyen al retrabajamiento (de Verteuil & Norris, 1996, p. 32).

Cerebrocysta poulsenii está presente hasta el Tortoniense inferior bajo en el este de EE.UU., aunque este evento no esté bien precisado (de Verteuil & Norris, 1996). Sin embargo, en las secciones del norte de Italia, Mazzapiedi y Cassinasco, estas especies se registran hasta el límite superior de la subzona Aan que se correlaciona con la parte inferior y media del Subchron C5r3r y parte baja de la zona NN7 (Zevenboom, 1995, c. 5, Figs. 5 y 6). Esto indica una edad de 11.8 Ma (Serravalliense superior alto) para la última presencia de *Cerebrocysta poulsenii*. En el norte de Alemania, *Cerebrocysta poulsenii* tiene su límite superior dentro de la zona de dinoflagelados Cpa (Strauss et al., 2001), aunque esta zona no está bien datada. Sin embargo, la presencia más alta de *Cerebrocysta poulsenii* se produce justo por debajo de la primera aparición de *Achomosphaera andalousiensis* en el norte de Alemania (Strauss et al., 2001) y en Dinamarca (Piasecki, 1980). Debido a que esta aparición de *Achomosphaera andalousiensis* se produce generalmente durante el Serravalliense superior tardío (Williams et al., 2004), el último registro de *Cerebrocysta poulsenii* en Alemania y Dinamarca debe de producirse dentro del Serravalliense superior.

Labyrinthodinium truncatum llega hasta el Tortoniense superior en el este de EE.UU. (de Verteuil and Norris, 1996). Otras de las especies identificadas en esta zona tienen también una distribución temporal bastante dilatada.

Comentarios: el conjunto de dinoflagelados permite atribuir a la zona una edad Serravalliense inferior (posiblemente inferior alto) a Serravalliense superior, lo que

viene corroborado por el resto de datos bioestratigráficos, que indican una edad Badeniense superior alto (Serravalliense inferior alto). Por tanto, a este intervalo se le puede asignar una edad de Serravalliense inferior alto. La parte alta de la zona PD4 está caracterizada por la presencia de una discontinuidad. Esta zona forma parte del ciclo de 3^{er} orden del Badeniense superior de Kovac et al. (2004), que se corresponde al ciclo glacio-eustático global TB 2.5 de Haq et al. (1988).

4.5.4.5. Asociación de dinoflagelados de la zona PD5 (Serravalliense superior bajo = Sarmatiense).

Definición: la base queda definida por el límite superior de la zona subyacente PD4; y por la abundancia de *Cleistosphaeridium placacanthum*.

Otros taxones característicos: *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Operculodinium? borgerholtense*, *Pentadinium laticinctum*, y el acritarco *Nannobarbophora gedlii*.

Sección de referencia: sondeo Tengelic-2, Hungría, profundidad 717.8–702.4 m (ocho muestras).

Calibración: debido al carácter endémico de la fauna, sólo son posibles las correlaciones con las biozonas regionales. La fauna de moluscos descrita por Bohn-Havas (1982) entre 718.1–701.2 m corresponde a la zona *Mohrensternia* del Sarmatiense inferior (Harzhauser & Piller, 2004). La asociación de foraminíferos, caracterizada por la presencia de *Elphidium* y *Anomalinoidea* de gran tamaño, pertenece a la zona *Anomalinoidea dividens* del Sarmatiense inferior bajo y a la zona *Elphidium reginum* del Sarmatiense inferior (Harzhauser & Piller, 2004).

Edad basada en los dinoflagelados: la abundancia de *Cleistosphaeridium placacanthum* indica una edad más antigua que Serravalliense superior (ver argumentos en la zona PD4). *Operculodinium? borgerholtense* se ha descrito en Bélgica en sedimentos de edad Mioceno inferior y medio (Louwe, 2000). La distribución estratigráfica del acritarco *Nannobarbophora gedlii* no se conoce en detalle, aunque sólo ha sido identificado en sedimentos de edad Mioceno inferior y medio (Head, 2003). *Hystrichosphaeropsis obscura* llega hasta el Tortoniense superior en el este de EE.UU. (de Verteuil & Norris, 1996) y *Pentadinium laticinctum* es abundante hasta el Mioceno superior en el norte de Alemania (Strauss et al., 2001). Otras especies identificadas en esta biozona tienen distribuciones muy extensas.

Comentarios: basándose en otras evidencias paleontológicas, este intervalo tiene una edad Sarmatiense inferior (Serravalliense superior bajo). Los dinoflagelados, nos informan sobre una edad más antigua que Serravalliense superior, que confirma los demás datos. La edad que nos sugieren las faunas de moluscos y foraminíferos nos sitúa la zona PD5, en la parte más baja del Sarmatiense. La parte alta del Sarmatiense no ha sido aquí investigada mediante dinoflagelados.

4.5.5. Interpretación paleoambiental basada en los dinoflagelados.

El conjunto de dinoflagelados indica un ambiente nerítico y de aguas cálidas en todas las secciones estudiadas. Las especies del género *Impagidinium*, que normalmente indican condiciones oceánicas, son muy escasas; y la especie nerítica externa *Nematosphaeropsis labyrinthus*, raramente se encuentra en porcentajes mayores al 5%. Los pólenes y esporas dominan la asociación de palinomorfos (comparándolos con los dinoflagelados) lo que indica, de nuevo, ambientes cercanos a las costas.

En la sección de Strass-Eberschwang (zona PD1; Burdigaliense medio, Ottnangiense) se ha detectado un porcentaje de dinoflagelados muy bajo (1.9–12%), que sugiere que estaba situada muy cerca de la costa. Su parte alta es especialmente pobre en dinoflagelados (1.9–2.3%), que corrobora las interpretaciones sedimentológicas, de una tendencia progresiva a la somericación. Sin embargo, todas las muestras contienen dinoflagelados a excepción de la muestra número 13, que es de edad Panoniense (Mioceno superior) que se depositó en un ambiente continental, fluvial o lacustre. No se han encontrado especies de *Impagidinium*, lo que sugiere unas condiciones marinas no influenciadas por medios abiertos. Sin embargo, la continua presencia de especies areoligeraceas (*Glaphyrocysta reticulosa* s.l. y *Membranophorodinium* sp.) indica condiciones marinas restringidas (Brinkhuis, 1992; Stover et al., 1996). *Polysphaeridium zoharyi*, una especie que vive actualmente en los subtrópicos y trópicos, se encuentra de forma abundante (sobre un 5-10%) a lo largo del Burdigaliense medio en esta sección. Hoy día, esta especie está asociada al manglar (MacLean, 1989). Parece ser que en esta localidad este dinoflagelado también estaba asociado al manglar, ya que también se ha encontrado *Avicennia* en los análisis que no se ha encontrado en el resto de las secciones.

La sección de Baden-Sooss (zona PD2; Langhiense = Badeniense inferior) contiene una asociación nerítica dominada por especies del género *Spiniferites*. La asociación indica condiciones neríticas más abiertas que en la sección de Strass-Eberschwang. Esto se deduce por la presencia de especies de *Impagidinium*. La relación pollen/dinoflagelados es muy alta (80:20) lo que debe indicar una relativa proximidad a la costa.

Con respecto al sondeo Tengelic-2, los dinoflagelados de la zona PD2 (Langhiense) reflejan unas condiciones similares a las de Baden-Sooss, a excepción de la relación pollen/dinoflagelados (40:60 a 70:30), que sugiere condiciones marinas más abiertas que se confirma por la presencia de la especie de carácter oceánico *Invertocysta tabulata* a 841.0 m. Esta influencia es mayor en las zonas PD2–4, deducida por la presencia de especímenes de *Impagidinium*. Sin embargo, en la zona PD4 se produce una progresiva somerización y las condiciones marinas serían más restringidas, que parece indicada por una reducción en la diversidad. Desaparecen *Cordosphaeridium minimum* sensu Benedek & Sarjeant (1981), *Reticulosphaera actinocoronata*, *Labyrinthidium truncatum*, y *Cerebrocysta poulsenii*, en cambio las especies que estaban bien adaptadas a condiciones marinas más someras y restringidas, como *Homotryblium* spp. (Dybkjær, 2004b) y *Hystrichokolpoma rigaudiae*, persisten hasta el final de la zona PD4. En esta zona se produce una regresión, que es previa a la emersión y erosión posterior que dio lugar a la discontinuidad entre las zonas PD4 y PD5 en el límite Badeniense-Sarmatiense. La diversidad es muy baja en la zona PD5, lo que indica condiciones muy desfavorables para los organismos marinos. Las especies cosmopolitas (p.e. *Spiniferites* spp., *Cleistosphaeridium placacanthum*, *Operculodinium* spp.) y las eurihalinas (*Lingulodinium machaerophorum*) dominan la asociación, mientras que *Impagidinium* spp. no se encuentra en la asociación, corroborando la desaparición de las condiciones marinas abiertas. La abundancia de *Lingulodinium machaerophorum* nos indica salinidades que exceden los 10–15 ppm y un aumento en los nutrientes para la mayor parte de esta zona PD5 (ver Dale, 1996). Existe una relación recíproca entre la abundancia de *Lingulodinium machaerophorum* y *Polysphaeridium*, que sugiere salinidades que fluctúan entre hiposalinas, con la alta presencia de *Lingulodinium machaerophorum*, e hipersalinas con la abundancia de *Polysphaeridium* (ver Head & Westphal, 1999). *Polysphaeridium* sp. domina claramente la asociación en la muestra a 708.7 m. La tolerancia medioambiental de *Operculodinium? borgerholtense* no está muy bien documentada, aunque se ha descrito recientemente (en sedimentos del Mioceno de Bélgica, Louwye, 2000). La presencia de *Operculodinium? borgerholtense* en la zona PD5, además de a todo lo largo del sondeo Tengelic-2, indica que soportaría salinidades muy diversas. Es sorprendente que esta especie no haya sido descrita anteriormente.

5. CLIMA

Se tratará en este capítulo, de hacer una síntesis climática de los resultados obtenidos de la vegetación, estimaciones de los parámetros climáticos y datos procedentes de los dinoflagelados.

5.1. Evolución climática en el Mioceno.

La reconstrucción se hace utilizando los mismos lapsos de tiempo usados en el apartado de la vegetación.

● **Burdigaliense inferior-medio.**

La abundancia de plantas termófilas (megatérmicas y mega-mesotérmicas) en toda el área europea así como las estimaciones de los parámetros climáticos, con valores de T_a estimados de entre 18-21°C, indican un clima subtropical.

Esta interpretación coincide con los altos valores isotópicos del $\delta^{18}O$, que aumentan hasta alcanzar, más tarde, el óptimo climático del Mioceno (MCO) [DSDP sites 608 en Miller et al. (1991) y 588 en Zachos et al. (2001a)] (ver apartado 2.1). En el mismo sentido apuntan otros datos paleontológicos de corales (Chevalier, 1961) o moluscos (Harzhauser et al., 2003).

Se ha deducido un gradiente climático latitudinal (de S a N) y longitudinal (de W a E). El clima parece ser más seco, con una estacionalidad más pronunciada en España y sur de Francia, con abundancia de plantas semiáridas, que soportan veranos muy cálidos y secos (como *Caesalpiniaceae*, *Acacia*, *Nitraria*, etc.). En latitudes más septentrionales y orientales, este clima se atenúa pues estas plantas se encuentran en muy pequeños porcentajes. Por el contrario, las plantas que indican un régimen hídrico continuo durante todo el año son muy abundantes. Esto coincide con los datos de vegetación de estudios previos (Bessedik, 1985; Sanz de Siria Catalán, 1994; Zetter, 1998; Meller et al., 1999; Kovar-Eder et al., 2003b).

● **Burdigaliense superior-Langhiense (Karpatiense-Badeniense medio).**

La vegetación, muy similar a la anterior, rica en plantas termófilas, indica un clima subtropical para toda la región europea. Las estimaciones de temperaturas así lo confirman con valores medios anuales de alrededor de 18-20°C.

La interpretación climática y los valores de las estimaciones de temperatura no sorprenden ya que durante esta época el $\delta^{18}O$ muestra los valores más altos del Mioceno en lo que se conoce como el óptimo climático del Mioceno (MCO) y que va desde aproximadamente los 18 a los 15 Ma (Miller et al. 1991; Zachos et al. 2001a; Shevenell et al., 2004) (ver apartado 2.1, Fig. 5.1)). Este fenómeno favoreció el desarrollo de una vegetación muy termófila en las localidades estudiadas y en otras muchas distribuidas en el área europea (Bessedik, 1985; Sanz de Siria Catalán, 1994; Gregor et al., 1989; Ferguson et al., 1998; Meller et al., 1999; Kovar-Eder et al., 2001; Ivanov et al., 2002; Kovar-Eder & Meller, 2003; Jiménez-Moreno et al., 2005). Otros datos paleontológicos disponibles justifican la interpretación de las altas temperaturas con la presencia de arrecifes de corales en las costas en gran parte de Europa (del Mediterráneo al Paratethys) hasta Polonia (Chevalier, 1961; Bessedik & Cabrera, 1984; Braga et al., 1996; Pisera, 1996; Saint Martin et al., 2000; Górká, 2002; Perrin, 2002), de moluscos muy termófilos en el Paratethys (Harzhauser et al., 2003a), de una asociación de foraminíferos planctónicos muy cálida en el Mediterráneo (Turco et al., 2001; Foresi et al., 2002) y de nanofloras subtropicales en el Paratethys (Nagyamarosi, 1982).

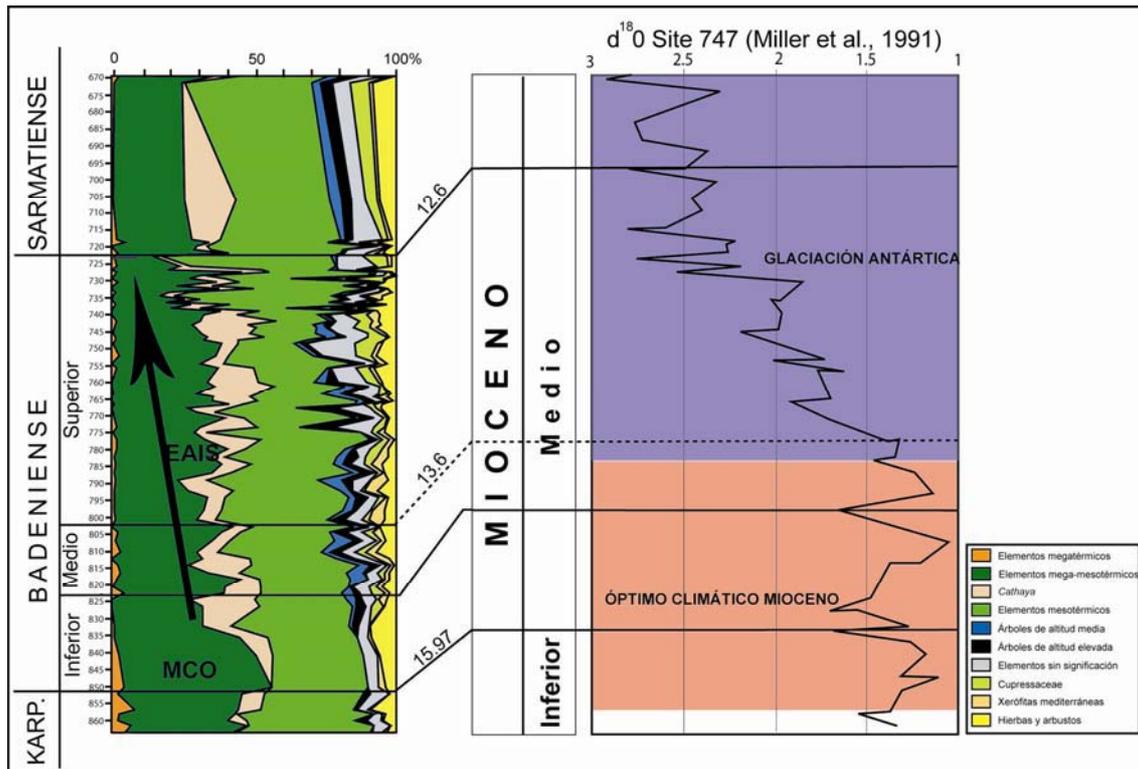


Fig. 5.1. Correlación entre el diagrama polínico sintético del sondeo Tengelic-2 y la curva del $\delta^{18}O$ (Miller et al., 1991) para el intervalo de tiempo estudiado. Se observa una correspondencia muy buena entre la señal isotópica y la vegetación. El óptimo climático coincide con los mayores porcentajes de plantas termófilas y el aumento de los valores isotópicos con el aumento en plantas mesotérmicas y la disminución de las termófilas.

La vegetación muestra un claro gradiente latitudinal S-N, desde el sur de España hasta Suiza, que se traduce en un gradiente climático. El clima en el sur de España era semiárido, con un régimen de precipitaciones concentrado en una época del año (probablemente el invierno) y una estación muy seca durante el resto. En latitudes más septentrionales (Cataluña, S de Francia) el clima era más benigno, con una estacionalidad menos marcada, que se refleja en una menor presencia de hierbas y de plantas subdesérticas, adaptadas a épocas muy secas, que dejan paso a las plantas más higrófilas y que requieren la presencia de agua durante todo el año. En el centro y este de Francia y Suiza los vegetales apuntan hacia un clima muy húmedo, con precipitaciones bien distribuidas durante todo el año. Muy parecido a este último, o incluso más húmedo, sería el clima en las regiones más orientales (centroeuropeas).

Este gradiente climático latitudinal (temperatura) ha podido ser estimado. Las localidades estudiadas más distantes se encuentran actualmente separadas alrededor de 11° de latitud (entre el S de España y Suiza). En el Mioceno medio se encontraban a unos $12\text{-}13^\circ$ (se produce un acortamiento debido a la orogenia alpina), por lo que existía un gradiente de temperatura cercano a los 0.43° por grado de latitud (frente a los actuales 0.6°). Este valor es muy cercano al estimado previamente por Liu & Leopold (1994) comparando paleofloras del Mioceno medio del noreste de China y Alaska. El gradiente climático latitudinal con respecto a las precipitaciones sería más acentuado y produciría un mayor control del tipo de vegetación existente que el de las temperaturas.

La presencia de una vegetación subdesértica, que contiene hierbas de tipo C4 (como *Lygeum*) en el sur de España durante el Mioceno medio indica unas condiciones subdesérticas para esta área.

El desarrollo de las hierbas ricas en C4 ha sido tradicionalmente asociado con la disminución de temperatura, incremento en aridez y aumento de la estacionalidad de la temperatura y/o precipitación, producido durante el Cenozoico superior (Axelrod, 1985; Cerling et al., 1997; Fox & Koch, 2004). Sin embargo, no se espera encontrar este tipo de vegetación subdesértica no se espera encontrarla en esta área hasta el Mioceno superior o la parte alta del Mioceno medio. Cuando se produce un cambio global en los ecosistemas por el desarrollo del casquete glaciario antártico oriental (EAIS), a alrededor de 14 Ma (Shevenell et al., 2004) y el descenso en los niveles de concentración atmosféricos de CO₂, principalmente producido por el incremento en meteorización de los relieves creados durante esta época en la región del Himalaya-Tibet (Flower & Kennet, 1994; Cerling et al., 1997; Filippelli, 1997; Fox & Koch, 2004). Además, este evento reforzó los cinturones climáticos existentes y provocó una desertificación global de las latitudes medias y un incremento en la estacionalidad (Flower & Kennet, 1994).

● **Serravalliense-Tortonense (Badeniense superior-Pannoniense).**

Durante este periodo se producen los cambios climáticos de mayor importancia. Desaparecen progresivamente gran parte de las plantas más termófilas dejando paso a las mesófilas y elementos de altitud. Ésto se confirma por las estimaciones de los parámetros climáticos, que muestran una disminución progresiva de las temperaturas de hasta 6.7°C (de Ta) en Suiza (de 21.3 a 15°C) y 3°C en Austria (20-17°C) o Hungría (19-16°C). Se interpreta en su conjunto como un enfriamiento climático (Fig. 5.1 y 5.2).

Este enfriamiento está bien estudiado en todo el globo y se correlaciona con un incremento gradual en los valores isotópicos del $\delta^{18}\text{O}$ (Miller et al., 1991; Zachos et al., 2001a). Se conoce en la literatura como “Monterey Cooling Event” y se relaciona con el aumento del volumen del casquete oriental de la Antártica (EAIS) (Kennett, 1977; Flower & Kennett, 1994).

El gradiente climático latitudinal es también muy evidente durante esta época y da lugar a una distribución de la vegetación similar a la observada anteriormente. El sur de España, muy seco, con una estacionalidad muy marcada contrasta un clima más benigno conforme nos movemos hacia el norte y este.

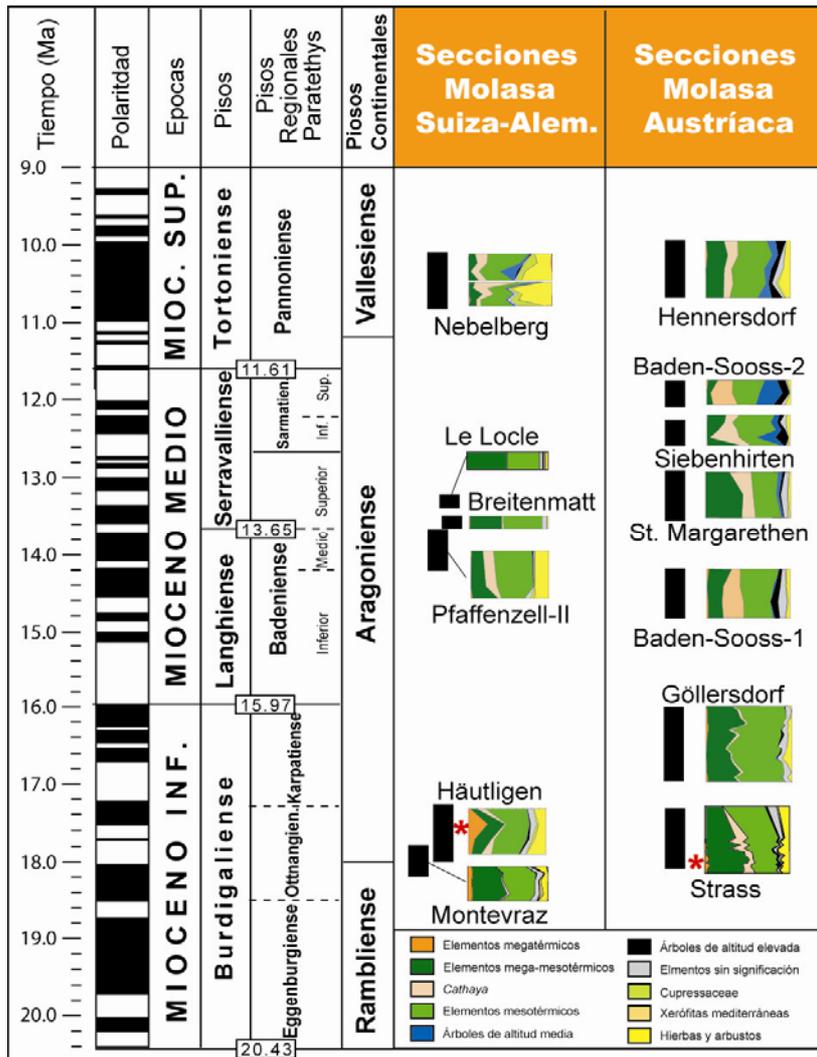


Fig. 5.2. Distribución en el tiempo de los diagramas sintéticos de las secciones estudiadas en la molasa suiza-alemana y la austriaca. Se aprecia la disminución considerable de los elementos termófilos (megatérminos y mega-mesotérminos) y entre ellos la desaparición de *Avicennia* (su presencia se muestra con el asterisco rojo). Los elementos de altitud aumentan considerablemente en el Serravallense y Tortoniense (secciones de Nebelberg, Siebenhirten, Baden-Sooss-2 y Hengersdorf).

5.2. Cambios climáticos repetitivos.

La evolución de la vegetación en Europa durante el Mioceno parece depender directamente de la evolución del clima global. Las épocas cálidas se reflejan en la vegetación por el mayor desarrollo de plantas termófilas (de los pisos de vegetación más bajos: bosque lluvioso y mesofítico) y las frías por un incremento en el desarrollo de la vegetación mesófila (bosque caducifolio) y de altitud (coníferas de montaña).

Se manifiestan cambios repetitivos en la vegetación y, por tanto, en el clima en dos sondeos en los que se ha realizado un estudio palinológico de alta resolución: (a) sondeo Rubielos de Mora-1 (Burdigaliense) y (b) sondeo Tengelic-2.

- (a) Sondeo Rubielos de Mora-1 (Burdigaliense).

Desgraciadamente el estudio magnetoestratigráfico está aún en curso [por Haifaa Abdul Aziz, Universidad de Utrecht (Holanda)]. Hay que esperar a los resultados para poder delimitar temporalmente el tramo de sondeo estudiado. Esto nos permitirá caracterizar temporalmente los ciclos climáticos deducidos de la vegetación (ver apartado 4.1.3) y poder conocer el proceso que los controla (p.e., ciclos de Milankovitch).

- (b) Sondeo Tengelic-2 (Serravalliense).

La comparación de los resultados de polen del sondeo Tengelic-2 (de la parte de edad Badeniense medio-superior o Serravalliense) con las curvas isotópica y de la excentricidad-insolación nos informa acerca del origen de los cambios cíclicos en la vegetación. Existe una buena correlación entre los cambios de vegetación, la curva de excentricidad-insolación de la solución La93_(1,1) (Laskar, 1990; Laskar et al., 1993) y la curva isotópica de Zachos et al. (2001a) (Fig. 5.3), por lo que estos cambios en la vegetación parecen estar controlados, en gran manera, por la excentricidad.

Variaciones de Milankovitch de periodo corto-largo.

El análisis espectral obtenido (ver apartado 4.1.32) ha sido interpretado siguiendo las dos vías más comunes; 1) analizar la relación entre sus frecuencias correspondientes, y 2) caracterizar su duración temporal.

1) La opción más conservadora es la de caracterizar las relaciones entre las frecuencias de los picos registrados, y compararlas con las propuestas por las calculadas normalmente en el registro estratigráfico; los ciclos de Milankovitch. Como se indicó anteriormente (apartado 4.1.32), los picos espectrales diferenciados en los dos grupos son: 0.0293-0.0495-0.0594 (34.13-20.20-16.83 m), 0.102-0.129 (9.85-7.77 m), 0.188-0.198 (5.32-5.05 m), 0.347-0.386 (2.89-2.59 m), y 0.422-0.449 (2.37-2.23 m). Para el Mioceno, los valores de los periodos astronómicos principales se pueden considerar similares a los de la actualidad, para la precesión (P₁-P₂, 19.000-23.000 años), oblicuidad (O₁-O₂, 41.000-54.000 años) y excentricidad (E₁-E₂-E₃, 95.000-123.000 años para el periodo corto y 413.000 años para el periodo largo) (Berger et al., 1989, 1992).

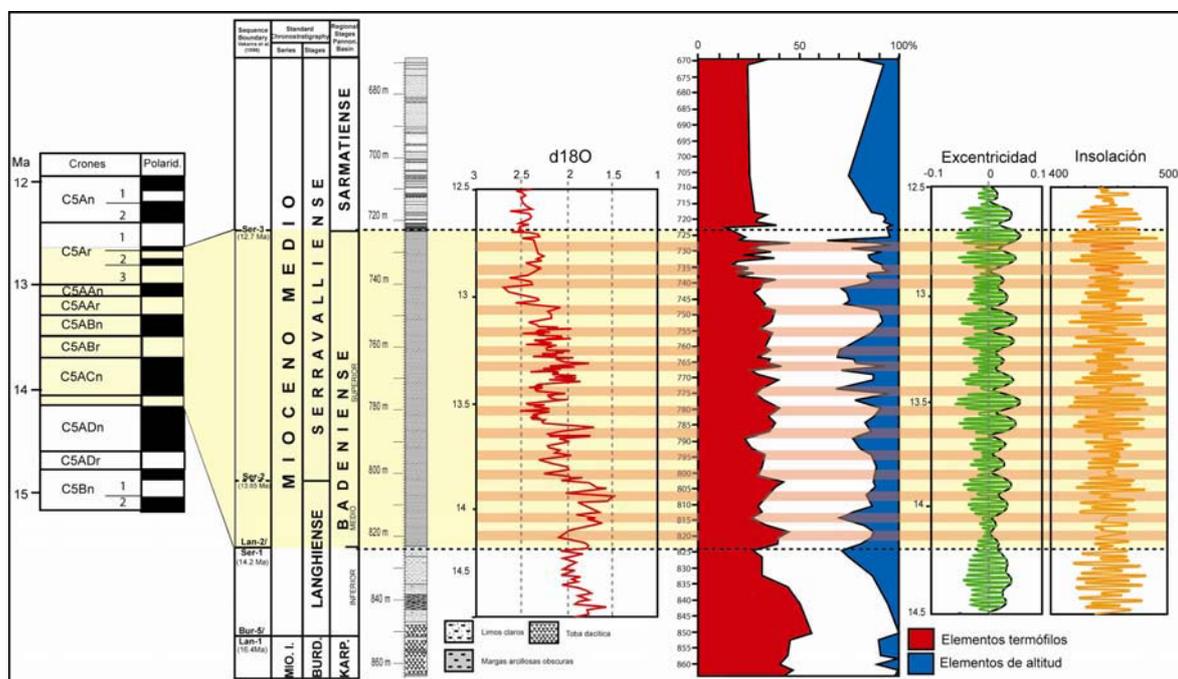


Fig. 5.3. Diagrama sintético de los elementos termófilos vs. árboles de altitud del sondeo Tengelic-2 comparado con la curva isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ para el Mioceno medio (Zachos et al., 2001a) y las curvas de excentricidad e insolación (para el mes de Enero a 60°S) de la solución de laxar, La90_(1,1) (Laskar, 1990; Laskar et al., 1993) para el intervalo de tiempo estudiado (Badeniense medio-superior) de 12.7-14.2 Ma. La escala de tiempo para el Mioceno de Gradstein et al. (2004). Las áreas sombreadas muestran concordancias entre estos parámetros para el sondeo Tengelic-2 (Badeniense medio-superior).

Usualmente, si consideramos como 1 la $P_1 = 19.000$, las relaciones estimadas entre las frecuencias de los ciclos de Milankovitch serán de alrededor de 1: 1.21: 2.16: 2.84: 5.00: 6.47: 21.74 (Tabla 5.1). Las relaciones estimadas para los otros ciclos normales, interpretados por el efecto combinado entre la precesión y la oblicuidad (O + P; Berger, 1977), a periodicidades de 59.000-64.000, serán de 3.11: 3.37 (Tabla 5.1). Existen dos opciones para analizar las relaciones entre los picos registrados (Tabla 5.2):

Periodo	Relación	
$E_3 = 413.000$	21.74	
$E_2 = 123.000$	6.47	
$E_1 = 95.000$	5.00	
O+P = 64.000	3.37	
O+P = 59.000	3.11	
$O_2 = 54.000$	2.84	
$O_1 = 41.000$	2.16	
$P_2 = 23.000$	1.21	
$P_1 = 19.000$	1	

Tabla 5.1. Relaciones matemáticas de los principales ciclos de Milankovitch durante el mioceno.

- Opción A: si consideramos la frecuencia más alta, a 0.449 (2.23 m) como 1, la relación entre las frecuencias registradas en nuestro análisis espectral será de: 1: 1.06: 1.16: 1.29: 2.26: 2.39: 3.48: 4.40: 7.56: 9.07: 15.3. La comparación con las relaciones teóricas de Milankovitch nos permite interpretar: picos a 0.449-0.422 (2.23-2.37 m), con relaciones de 1: 1.06, como dos picos cercanos a P_1 , picos a 0.386-0.347 (2.59-2.89 m), con relaciones de 1.16: 1.29, como dos picos cercanos a P_2 , picos a 0.198-0.188 (5.05-5.32 m), con relaciones de 2.26: 2.39, como dos picos cercanos a O_1 , y el pico a 0.129 (7.77 m), con un valor de 3.48, como a la O + P. El resto de los picos, como el de a 0.102 (9.85 m), con relación de 4.40, y el otro a 0.0594-0.0495-0.0293 (16.83-20.20-34.13m), con relación de 7.56: 9.07: 15.3, se registran en las frecuencias del rango de la excentricidad pero no se corresponden bien. De acuerdo a la opción A, los picos registrados serían asignados con más relativa facilidad a la banda de frecuencias más altas, con el registro de la precesión (P_1 - P_2) y la oblicuidad (O_1), mientras que la banda de frecuencias más bajas estaría relativamente peor representada.

Tabla 5.2. Relaciones matemáticas entre los picos registrados en el sondeo Tengelic-2 de acuerdo a las dos opciones propuestas (ver texto para su explicación).

Frecuencia	Potencia	Opción A	Opción A	Opción B	Opción B
		Relaciones	Interpretación	Relaciones	Interpretación
0.0293	34.13	15.3	$i?$	21.74	E_3
0.0495	20.20	9.07	$i?$	12.87	
0.0594	16.83	7.56	$i?$	10.72	
0.102	9.85	4.40	$i?$	6.27	E_2
0.129	7.77	3.48	O+P	4.95	E_1
0.188	5.32	2.39	O_1	3.39	O+P
0.198	5.05	2.26	O_1	3.21	O+P
0.347	2.89	1.29	P_2	1.84	O_1
0.386	2.59	1.16	P_2	1.65	$i?$
0.422	2.37	1.06	P_1	1.51	$i?$
0.449	2.23	1	P_1	1.42	P_2

- Opción B: como ya se ha indicado previamente, el muestreo podría determinar el registro muy pobre de los ciclos dentro de la banda de frecuencias más altas de Milankovitch, por lo que los ciclos de frecuencias más bajas estarían mejor representados y se corresponderían mejor con los ciclos de Milankovitch. Por lo tanto, en esta opción B, se considera que los picos registrados en las frecuencias más bajas, a 0.0293 (34.13 m), corresponderían a la excentricidad de largo periodo E_3 , que se le asigna una relación teórica de 21.74 y se recalculan el resto de las relaciones. Para los picos registrados a 0.0293-0.0495-0.0594 (34.13-20.20-16.83 m), 0.102-0.129 (9.85-7.77 m), 0.188-0.198 (5.32-5.05 m), 0.347-0.386 (2.89-2.59 m), y 0.422-0.449 (2.37-2.23 m), las relaciones serían 21.74: 12.87: 10.72: 6.27: 4.95: 3.39: 3.21: 1.84: 1.65: 1.51: 1.42 (Tabla 5.2). De acuerdo con esto, el pico que se registra a 0.0293 correspondería a la E_3 , el otro a 0.102-0.129 a la E_2 - E_1 , los picos a 0.188-0.198 como la $O + P$, a 0.347 a la O_1 , y el que se registra a 0.449 a la P_2 . Para el resto de los picos, los que se sitúan entre 0.0495-0.0594, reflejarían la interacción entre la excentricidad de corto y largo periodo. La opción B favorece la interpretación de que las frecuencias bajas, excentricidad y oblicuidad, son las que mejor han quedado registradas. Sin embargo, existen picos que se interpretan como el efecto combinado entre la precesión y la oblicuidad, lo que muestra una influencia de la precesión.

Para decidirse por una u otra opción, se ha utilizado un segundo método; la calibración temporal de los picos registrados.

2) En el estudio de Jiménez-Moreno et al. (2005), que se utilizó la escala temporal de Berggren et al. (1995) y se calculaba una tasa de sedimentación de 8.3 cm/ka, los picos registrados podrían ser calibrados del siguiente modo (Tabla 5.3); los picos en las frecuencias más altas, 0.422-0.449 (2.37-2.23 m), representarían una duración entre 28.440 y 26.760 años; los que se registran a 0.347-0.386 (2.89-2.59 m) corresponderán a 34.680-31.080 años; picos a 0.188-0.198 (5.32-5.05 m) se calibrarían como 63.800-60.600 años; para aquellos a 0.102-0.129 (9.85-7.77 m) se le asigna una duración de entre 118.200-93.200 años; y finalmente a los picos a 0.0293-0.0495-0.0594 (34.13-20.20-16.83 m) una duración de 411.000-243.000-202.000 años. De acuerdo con esto, los datos se pueden interpretar como: a) los ciclos de precesión están pobremente representados, b) el ciclo de oblicuidad se encuentra cercano a O_1 , y c) la excentricidad de corta y larga frecuencia interaccionan generando ciclos a frecuencias intermedias. Los picos a alrededor de 64.000-61.000 se podrían interpretar como el efecto combinado de la precesión y la oblicuidad.

Tabla 5.3. Periodicidad de los picos seleccionados registrados en el análisis espectral de los dos grupos y su interpretación. A partir de Jiménez-Moreno et al. (2005).

	Potencia	Periodo	Interpretación
0.0293	34.13	409.560	Excentricidad E_3
0.0495	20.20	242.400	
0.0594	16.83	201.960	
0.1016	9.85	118.200	Excentricidad E_2
0.1288	7.77	93.240	Excentricidad E_1
0.1881	5.32	63.840	Precesión+Oblicuidad
0.1980	5.05	60.600	Precesión+Oblicuidad
0.3465	2.89	34.680	Oblicuidad O_1
0.3861	2.59	31.080	
0.4219	2.37	28.440	Precesión
0.4492	2.23	26.760	Precesión

Por lo tanto, la interpretación que consideraremos será la opción B, similar a la que se define por la estimación temporal de los picos registrados:

- En el rango de frecuencias más bajas, la excentricidad es patente con picos de frecuencias extremas a 0.0293 (34.13 m), con una duración de 410.000 años. La excentricidad de periodo corto correspondería a los picos a 0.102-0.129 (9.85-7.77 m), con relaciones de 6.27 y 4.95 y con una duración de 118.000-93.000 años. Los picos a 0.0495-0.0594 (20.20-16.83 m), con relaciones de 12.87 y 10.72, corresponderían a la interacción entre la excentricidad de largo y corto periodo.

- En el rango de las frecuencias intermedias, los picos a 0.188-0.198 (5.32-5.05 m), con relaciones de 3.39-3.21, y calibrados como 63.840-60.600 años, serían el producto del efecto combinado entre la precesión y la oblicuidad.

- En el rango de las frecuencias más altas, los picos a 0.347-0.386 (2.89-2.59 m), con relaciones de entre 1.84 y 1.65, y periodos de alrededor de 34.680-31.080 años, se interpretan como el registro de los ciclos de oblicuidad (alrededor de los 31.000 años en Berger, 1977). A los picos registrados en las frecuencias más altas, a 0.422-0.449 (2.37-2.23 m), con relaciones de 1.51-1.42, y periodos entre 28.440-26.760 años, se podrían interpretar como producidos por la influencia de la precesión, pero la resolución del muestreo podría influenciar este registro.

Esta interpretación es similar a estudios previos de los ciclos de Milankovitch en el Mioceno medio que muestran que durante el límite Oligoceno/Mioceno y Mioceno inferior-medio, los ciclos de Milankovitch dominantes son los de oblicuidad, con un periodo de alrededor de 41.000 años y secundariamente los ciclos de excentricidad, con periodos entre los 400.000 y 100.000 años. El registro de los ciclos de precesión, sin embargo, es difícil de detectar (Flower et al., 1997; Shackleton & Crowhurst, 1997; Weedon & Shackleton, 1997; Shackleton et al., 1999; 2000; Abdul Aziz et al., 2000; Paul et al., 2000; Naish et al., 2001; Zachos et al., 2001a, 2001b; Hall et al., 2003; Holbourn et al., 2003; Rocca et al., 2003; Weedon, 2003). Los análisis espectrales en secuencias marinas del oeste ecuatorial del Océano Atlántico (Flower et al., 1997; Weedon & Shackleton, 1997; Paul et al., 2000), región indopacífica (Hall et al., 2003), y el margen continental atlántico (Naish et al., 2001), confirman la concentración de la varianza a periodos de 400.000, 100.000, y 41.000 años, que sugiere un control del clima proveniente de altas latitudes, probablemente en relación con la variabilidad de la corriente "Southern Component Water (SCW)" y el casquete de hielo oriental de la Antártida "East Antarctic Ice Sheet (EAIS)". Lejos de estas regiones, en áreas deposicionales relativamente pequeñas, como en el Tethys, los ciclos de Milankovitch también controlan las aguas profundas (Rocca et al., 2003).

Por lo tanto, el registro de la señal de la precesión, muy pobre en los espectros polínicos, sería consecuencia principalmente de la escala de muestreo, pero también por la particularidad de la ciclicidad de Milankovitch durante este periodo de tiempo, en las que se manifiestan mejor los ciclos de excentricidad y oblicuidad.

6. EUSTATISMO.

El análisis polínico en sedimentos marinos de algunas secciones ha ayudado a poner en evidencia cambios eustáticos a lo largo del tiempo. Se han observado cambios importantes en los porcentajes de *Pinus* y Pinaceae indeterminables que podrían estar producidos, como ocurre en la sedimentación polínica actual, por cambios eustáticos. Debido al comportamiento de estos pólenes en el transporte (Suc & Drivaliari, 1991; Cambon et al., 1997) su porcentaje se incrementa con la distancia a la línea de costas (Turon, 1984; Heusser, 1988; Cambon et al., 1997). La abundancia y el tipo de dinoflagelados, cuando se encuentran junto a los pólenes, confirman esta suposición.

En las secciones de Estagel y Bayanne (apartado 4.1.10; Fig. 6.1) se aprecia claramente este fenómeno. En caso de no tenerlo en cuenta, puede producir una interpretación errónea de los resultados palinológicos.

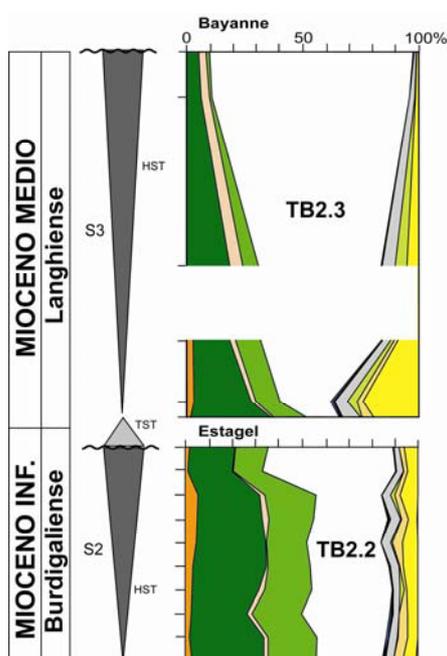


Fig. 6.1. Diagrama sintético con *Pinus* y Pinaceae indeterminables (en blanco) de las secciones de Estagel y Bayanne. Se muestran las dos secuencias eustáticas previamente identificadas (Besson et al., enviado), S2 y S3, de edad Burdigaliense y Langhiense respectivamente y su correlación con las secuencias eustáticas TB2.2 y TB2.3 de Haq et al., 1987..

En estas dos secciones se han identificado las variaciones eustáticas por sus características estratigráficas-sedimentológicas (Besson et al., enviado). En ellas, el cortejo de alto nivel siempre coincide con una gran abundancia de *Pinus* y Pinaceae indeterminables que cuyo porcentaje se incrementará, al aumentar la distancia a la costa (hacia el límite de la secuencia siguiente). Este proceso es de gran importancia en la última secuencia, la sección de Bayanne. Los espectros polínicos muestran una disminución muy importante de los elementos megatérmicos, con la desaparición de la mayor parte (p.e. *Avicennia*). Esto se podría interpretar, sin tener en cuenta el gran aumento de *Pinus* y Pinaceae indeterminables, como un enfriamiento climático que produce la desaparición de estos elementos, más termófilos, de esta área (p.e. desaparición del manglar de *Avicennia*). Sin embargo, la interpretación es muy diferente si tenemos en cuenta el fenómeno eustático y el efecto que produce en el transporte polínico. Además del “desorbitado” aumento de *Pinus* y Pinaceae, se ha observado que la mayoría de los pólenes que se han identificado son de talla pequeña (*Microtopis fallax*, *Engelhardia*, *Olea*, etc.), mientras están ausentes los pólenes de gran tamaño, como es el caso de la mayoría de las plantas megatérmicas como

Avicennia, Euphorbiaceae, etc. En el caso de *Avicennia*, se ha observado el hecho repetidamente en estudios de sedimentos actuales en manglares (Van der Kaars, 2001; Van Campo & Darius Bengo, 2004). Por tanto, cabe pensar que la desaparición de los elementos megatérmicos no se debe al clima sino al efecto de una subida del nivel del mar.

En los sondeos procedentes de Hungría, Tengelic-2 e Hidas-53 se han observado cambios importantes en los porcentajes de *Pinus* y Pinaceae indeterminables a lo largo del tiempo (Fig. 6.2).

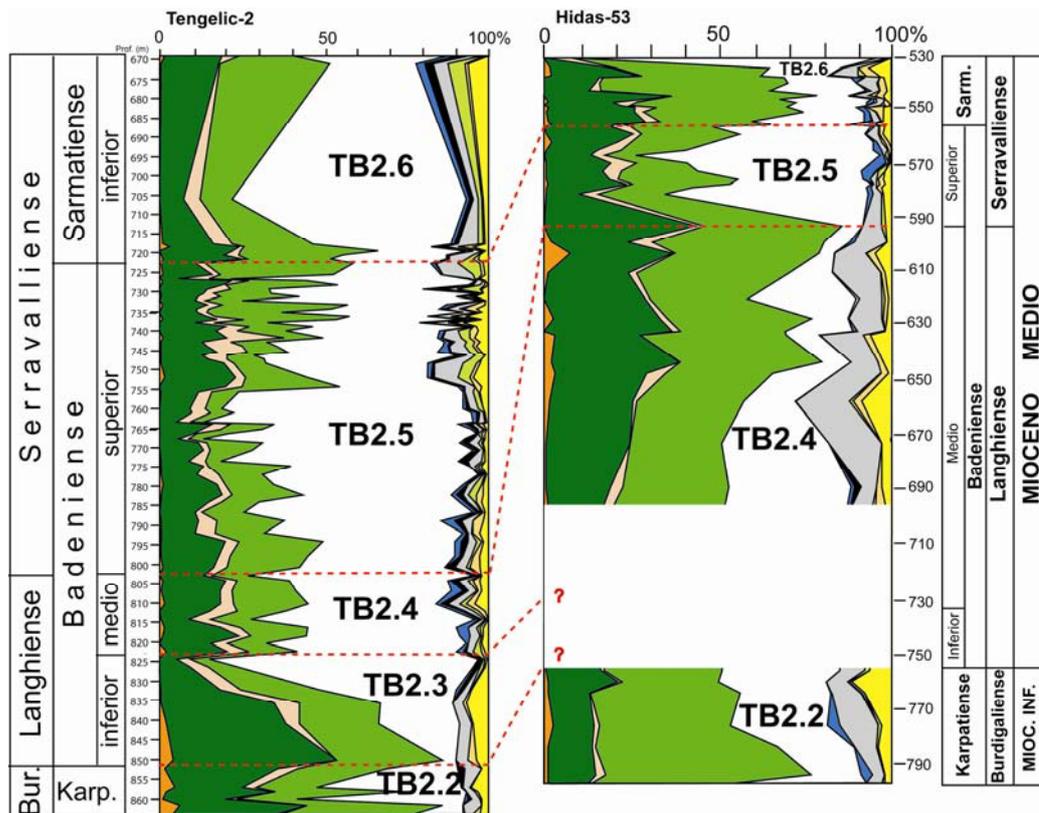


Fig. 6.2. Diagramas sintéticos con *Pinus* y Pinaceae indeterminables (en blanco) de los sondeos Tengelic-2 e Hidas-53. Se muestran las secuencias eustáticas (Haq et al., 1987) interpretadas por correlación con los pisos regionales en el Paratethys Central. Los límites de secuencias coinciden generalmente con grandes disminuciones en los porcentajes de *Pinus* y Pinaceae indeterminables.

La mayoría de los límites de pisos regionales, que se pueden correlacionar con límites de secuencias eustáticas de Haq et al., 1987 (Fig. 6.2), coinciden con disminuciones importantes en los porcentajes de *Pinus* y Pinaceae indeterminables y por lo tanto, con fuertes regresiones. Esto se hace muy evidente en los límites Karpatiense-Badeniense inferior y Badeniense superior-Sarmatiense en el sondeo Tengelic-2 y en los límites Badeniense medio-superior y Badeniense superior-Sarmatiense en el sondeo Hidas-53.

La abundancia de dinoflagelados a lo largo del sondeo Tengelic-2 (en el sondeo Hidas-53 son muy poco abundantes) indica la existencia de condiciones marinas a partir del límite Karpatiense-Badeniense inferior (Fig. 6.3). El porcentaje de los dinoflagelados varía de una forma similar al de *Pinus* y Pinaceae indeterminables y disminuyen fuertemente en los límites de pisos regionales y de secuencias eustáticas (Fig. 6.3). Se ha observado que esta disminución es de especial importancia en el límite Badeniense superior-Sarmatiense, en el que se produce la completa desaparición de

estos organismos (Fig. 6.3), que se ha interpretado como una fuerte regresión [coincidiendo con el límite TB2.5 / TB2.6 de Haq et al. (1987) o Ser-3 de Handerbol et al., (1998)] que produciría la continentalización del área. La sedimentación, durante el límite Badeniense-Sarmatiense, de materiales continentales, viene corroborada por la presencia en este límite (723.1 m) del gasterópodo continental *Archeozonites* sp. (Bohn-Havas, 1982) y la existencia de señales erosivas (Kókay, 1996).

Posteriormente, en el Sarmatiense, las condiciones marinas se restablecen y la asociación de dinoflagelados es muy cosmopolita e indica condiciones muy inestables (ver apartado 4.5), probablemente en un medio muy somero, con amplias oscilaciones de la salinidad, etc. En el Sarmatiense, además, se produce la desaparición de numerosos grupos de organismos marinos (Bohn-Havas, 1982; Nagyamarosi, 1982).

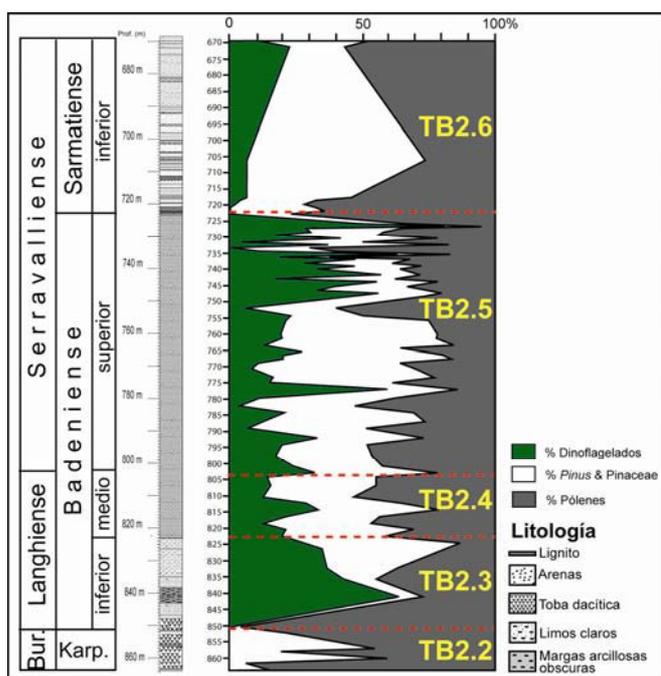


Fig. 6.3. Comparación del sondeo y el Diagrama de porcentajes de Dinoflagelados, *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables y pólenes del sondeo Tengelic-2. Se observa que los límites de secuencias eustáticas (coincidentes con los límites de pisos regionales) concuerdan con disminuciones importantes en los porcentajes de *Pinus* y *Pinaceae* indeterminables y de dinoflagelados.

Como se ha visto anteriormente, hay una estrecha relación entre los cambios climáticos y los movimientos eustáticos (ver apartado 2.1; Fig. 2.2; Billups & Schrag, 2002). Los cambios climáticos cíclicos (ver apartado 5.2) y el enfriamiento progresivo durante el Mioceno, más evidente en el límite Badeniense superior y Sarmatiense, explicarían estos movimientos eustáticos entre los que se incluyen las regresiones. Vakarcs et al. (1998) y Báldi et al. (2002) llegan a similares conclusiones mostrando que las caídas eustáticas de periodo corto se correlacionan con los límites de pisos regionales y se superponen al efecto de la tectónica que es de periodo largo y se pone en evidencia con ciclos transgresivos/regresivos de segundo orden. Báldi et al. (2002), calcularon la historia de la subsidencia en el sondeo Tengelic-2, explican la regresión producida en el límite Badeniense medio-superior como el producto de un pulso tectónico que produjo la somerización de la cuenca. Por los datos de polen del sondeo Tengelic-2 no se aprecia bien este límite de secuencias, lo que podría ser debido a que las condiciones marinas parecen no variar significativamente. La regresión es evidente en el sondeo Hidas-53 (Fig. 6.2), pues al producirse su depósito en condiciones más someras estaría más afectado por los cambios eustáticos.

7. PALEOALTITUDES.

A partir de los datos de polen y de las estimaciones de paleoaltitudes expuestas anteriormente (apartado 4.4) se deduce que:

1. En el Burdigaliense las cordilleras alpinas, desde las Cordilleras Béticas hasta los Cárpatos, no se han elevado suficientemente como para el pleno desarrollo del piso de vegetación de *Abies* y *Picea*. Por ello, las cimas de la mayoría de las montañas cercanas a las cuencas neógenas no superarían los 1800 m de altitud, altitud a la que se sitúa el límite inferior de este piso de vegetación en el SE de China en un clima subtropical. Por otro lado, los altos porcentajes de *Cathaya* en los espectros polínicos de esta edad en el Jura (La Nèphe), Suiza (Häutligen) y Austria (Strass-Eberschwang) indicarían altitudes no inferiores a los 900 m (su límite inferior) en muchos de los relieves circundantes. Esto coincide con los datos de Schmid et al. (1996), Frisch et al. (1998) y Kuhlemann & Kempf (2002), que a partir de datos estructurales y sedimentológicos interpretan un cierto relieve para los Alpes suizos, occidentales y austríacos.

2. En el Langhiense, los porcentajes de los elementos de altitud media (*Cathaya*, *Cedrus* y *Tsuga*) y altitud elevada (*Abies* y *Picea*), aumentan considerablemente, sobre todo en las áreas más orientales [Turquía (Catakbağyaka), Austria (Baden-Sooss) y Eslovaquia (Zavod-72)]. Se estiman relieves de al menos 1600 m para las montañas que rodean la localidad de Baden-Sooss (Austria). Esto podría indicar que la generación de relieve durante esta época en las cordilleras alpinas sería más intensa en las regiones más orientales.

3. En el Serravalliense y Tortoniense continúa el proceso de creación de relieve en toda el área europea que se deduce por el aumento en los porcentajes de los elementos de altitud. Es muy evidente en los Cárpatos (secciones de Ruzhintsi, Valea-Morilor, Hidas-53, St. Margarethen, Baden-Sooss) y también en los Alpes (Nebelberg) y Jura (Ecotet). En esta última localidad se estiman altitudes no inferiores a 1300 m para los relieves circundantes.

Las estimaciones de altitudes expuestas coinciden con las interpretaciones hechas a partir de datos sedimentológicos y tectónicos de varios autores: según Frisch et al. (1998), la mayor formación de relieve en los Alpes orientales se produce a partir del Mioceno superior induciendo la diferenciación de las provincias climáticas que se observan actualmente en esta región (atlántica, mediterránea, y panónica). Artyushkov et al. (1996) coinciden con los autores anteriores y muestran que la creación de relieve en los Cárpatos orientales se produce a partir del Sarmatiense (Serravalliense superior). Asimismo, Kuhlemann & Kempf (2002) para el Jura suizo, y Braga et al. (2003) y Rodríguez-Fernández et al. (1999) para las Cordilleras Béticas, coinciden en deducir que se intensifica a partir del Tortoniense.

El proceso tectónico continuará desde el Mioceno superior hasta hoy día configurando la altitud actual de los relieves de las cordilleras alpinas.

8. EVOLUCIÓN CLIMÁTICA Y TECTÓNICA EN EUROPA.

Como se ha podido deducir de lo visto hasta ahora, la evolución climática de la región europea en el Mioceno está muy ligada a la tectónica. Al tiempo que se produce un cambio climático global (Kennett, 1977; Miller et al., 1991; Zachos et al., 2001a; Shevenell et al., 2004), el choque del continente africano con el euroasiático produce el movimiento de este último hacia latitudes más septentrionales (Meulenkamp & Sissingh, 2003; Marton & Kovac, 2004) lo que colabora en el proceso de enfriamiento del área. Este proceso orogénico desarrolló el relieve a lo largo de las zonas de compresión lo que se suma, al efecto de enfriamiento de la región (Agustí et al., 1997).

El efecto de estos tres fenómenos sobre la vegetación es similar: una disminución de los vegetales más termófilos que se substituyen por otros más mesófilos y micrófilos.

A la hora de estimar los parámetros climáticos, se aísla, en cierta manera el efecto climático global, del efecto de la creación de relieve producido por la tectónica, pues a la hora del cálculo no se tienen en cuenta los taxones de altitud y sólo se seleccionan las plantas que viven a bajas altitudes/latitudes (Fauquette et al., 1998a).

El efecto de enfriamiento producido por el movimiento del continente europeo hacia el norte no explicaría, por sí sólo, el enfriamiento climático observado en la vegetación y estimado en alrededor de 6.7° en Suiza y 3° en Austria y Hungría. El efecto del movimiento hacia latitudes septentrionales de la placa euroasiática se puede calcular fácilmente mediante el gradiente latitudinal de temperatura estimado para el Mioceno, que es de 0.43°C por grado de latitud: si el continente se ha desplazado alrededor de 3° hacia el norte [desplazamiento calculado desde el Burdigaliense hasta el Serravaliense (Meulenkamp & Sissingh, 2003)], se produciría una disminución de las temperaturas de 1.17°C y por tanto, inferior al estimado mediante la vegetación.

De cualquier manera, estos tres factores se suman durante el Mioceno produciendo un efecto único sobre la vegetación: la desaparición de gran parte de las plantas megatérmicas y la substitución del bosque mixto perennifolio y caducifolio por un bosque más rico en árboles caducifolios y menos diversificado.

9. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

Se ha realizado un estudio palinológico en 40 secciones, la mayoría bien datadas y distribuidas a lo largo del arco alpino europeo. Se han analizado 403 muestras de pólenes y 82 de dinoflagelados que aparte de su conocimiento y taxonomía permiten concluir:

-Flora y Vegetación

Se ha podido diferenciar una flora muy rica y diversificada formada por elementos que viven hoy día en regiones geográficas muy diferentes:

1) en latitudes tropicales y subtropicales de África, América y Asia (*Avicennia*, *Bombax*, Caesalpiniaceae, *Engelhardia*, *Platycarya*, Hamamelidaceae, *Myrica*, Sapotaceae, etc.);

2) latitudes más septentrionales (*Acer*, *Alnus*, *Betula*, Cupressaceae, *Fagus*, *Populus*, *Quercus* tipo caduco, *Salix*, etc.);

3) región mediterránea (*Olea*, *Phillyrea*, *Ceratonia*, *Quercus* tipo *ilex-coccifera*, etc.).

Todos estos taxones se encontraban en la región europea durante el Mioceno.

La vegetación formaba un mosaico complejo por su dependencia en diversos factores: disponibilidad de agua, naturaleza del sustrato, orientación de las vertientes, etc. El factor más influyente, al igual que hoy día, sería la altitud, que controla la temperatura y las precipitaciones. La vegetación, por tanto, se organizaría en pisos de vegetación de los que, por comparación con los ecosistemas actuales, se distinguen:

1) un ambiente marino costero caracterizado por un manglar empobrecido de *Avicennia*, al que acompañan, sobre todo, plantas halófitas;

2a) vegetación subdesértica, hasta alrededor de los 500 m, sobre todo en el sur de España, NE España y sur de Francia, formada por *Lygeum*, *Nitraria*, *Prosopis* cf. *farcta*, *Neurada*, *Calligonum*, Caesalpioniaceae, *Acacia*, y abundantes hierbas (Poaceae, *Ephedra*, *Artemisia*, etc.);

2b) un bosque lluvioso y perennifolio de hoja ancha, desde el nivel del mar hasta unos 700 m en el Jura, Suiza y Europa Central s.l., con tipo *Taxodium*, *Myrica*, *Rhus*, Theaceae, Cyrillaceae-Clethraceae, *Bombax*, Euphorbiaceae, *Distylium*, *Castanopsis*, Sapotaceae, Rutaceae, *Mussaenda*, *Ilex*, *Hedera*, *Ligustrum*, *Jasminum*, Hamamelidaceae, *Engelhardia*, *Rhoiptelea*, etc.;

3) un bosque mixto perennifolio y caducifolio, a partir de los 700 m; con *Quercus* tipo caduco, *Engelhardia*, *Platycarya*, *Carya*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Liquidambar*, *Parrotia*, *Carpinus*, *Celtis*, *Acer*, etc. Dentro de este piso de vegetación, se ha diferenciado una asociación ripícola e higrófila formada por *Salix*, *Alnus*, *Carya*, *Carpinus*, *Zelkova*, *Ulmus*, etc. El sustrato arbustivo estaba dominado por Ericaceae, *Ilex*, Caprifoliaceae, etc.,

4) por último, a partir de los 900 m, un bosque de coníferas de mediana y elevada altitud con *Cathaya*, *Cedrus*, *Tsuga* y a más altitud, *Abies* y *Picea*.

La vegetación durante el Burdigaliense parece ser similar a la del Langhiense: muy rica y diversificada, en la que abundan los taxones termófilos. En ella se desarrollan todos y cada uno de los pisos altitudinales expuestos a excepción del piso de las coníferas de montaña, que comienza a desarrollarse plénamente (*Cathaya* ya existía previamente en estas regiones) en Turquía y Europa Central a partir del Langhiense.

A partir del Serravalliense y durante el Tortoniense se observa un cambio importante en la vegetación: el manglar de *Avicennia* junto con otros elementos megatérmicos (*Buxus* tipo *bahamensis*, *Alchornea*, *Bombax*, *Dodonaea*, Iacacinaceae, *Croton*, Melastomataceae, *Grewia-Corchorus*, etc.), sufren un fuerte deterioro y desaparecen de gran parte del área europea. Estos taxones se refugian en latitudes más meridionales, como el sur de España en donde se encuentra hasta el Tortoniense, o las costas de Sicilia (Capodarso y Eraclea Minoa), en las que quedan registros hasta el Messiniense. Algunas plantas con menores exigencias térmicas de la zona semiárida sobreviven a este cambio y probablemente se convirtieron en los predecesores de la vegetación mediterránea actual (*Olea*, *Quercus* tipo *ilex-coccifera*, *Buxus*, *Ceratonia*, *Phillyrea*, etc.).

El bosque lluvioso perennifolio y mixto, sufrió una gran transformación a causa de la pérdida de gran número de sus elementos de hoja perenne y la disminución en la presencia de éstos. Este tipo de vegetación es substituida progresivamente por vegetales de hoja caduca de carácter mesotérmico como *Quercus* tipo caduco, y en menor grado *Fagus*, *Alnus*, *Acer*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Zelkova*, etc. De la misma manera, se ha observado que las coníferas de montaña de mediana y de altitud elevada alcanzaron un mayor desarrollo durante este periodo de tiempo.

Se han observado cambios repetitivos en la vegetación en las secciones en las que el registro sedimentario es continuo y se han analizado un gran número de muestras: Rubielos de Mora-1 (Burdigaliense) y Tengelic-2 (parte Serravalliense). Estos son de diferentes escalas y parecen estar relacionados con procesos cíclicos. En ambos casos se registra la alternancia de periodos caracterizados por una vegetación más rica en plantas termófilas con otros en las que las plantas mesotérmicas (Rubielos de Mora-1) o microtérmicas (Tengelic-2) son más abundantes. Los cambios repetidos de escala centimétrica en Rubielos de Mora-1 no parecen estar relacionados con oscilaciones térmicas sino más bien con pluviométricas estacionales.

Los datos de polen permiten documentar la presencia de un gradiente climático latitudinal entre el sur de España y Suiza. Se encuentran plantas subdesérticas como *Calligonum*, *Neurada*, *Nitraria*, *Prosopis* y *Lygeum* que, asociadas al manglar de *Avicennia*, caracterizaban las tierras bajas durante el Langhiense en el área noroccidental del Mediterráneo. La desaparición gradual de estas plantas subdesérticas y el aumento progresivo de plantas mega-mesotérmicas, muy hidrófilas, hacia el norte, desde el sur de España hasta Suiza, se interpreta como un fuerte gradiente latitudinal en relación con la precipitación. Como consecuencia, se han diferenciado cuatro dominios florísticos:

- (1) sur de España,
- (2) noreste de España,
- (3) sur de Francia,
- (4) centro-este de Francia y Suiza.

De la misma manera, también se ha documentado una notable diferencia entre la vegetación que crecía en Europa occidental y Europa Central (Austria, Hungría, etc.), que era en esta última región más boscosa.

La presencia de taxones termófilos similares en los espectros de polen de todas las localidades estudiadas, desde las latitudes más meridionales hasta las más septentrionales, muestra que el gradiente latitudinal de temperatura sería menos pronunciado que en la actualidad.

Los datos de polen del Mioceno medio evidencian la juxtaposición de medioambientes muy contrastados; la presencia de plantas subdesérticas que crecían en las tierras bajas condicionadas por una estación seca muy larga, junto con plantas de requerimientos hídricos muy elevados, que necesitan agua constantemente, podría ser explicada tanto por el efecto de la presencia de relieves a lo largo de la costa como por la presencia en las tierras bajas de ambientes muy húmedos como ríos o lagos que produjeran condiciones locales de desarrollo de bosques ripícolas (azonales). En ambos casos, la vegetación estaría controlada por la disponibilidad de agua.

- **Clima.**

La vegetación durante el Burdigaliense y el Langhiense es muy similar y rica en plantas termófilas e indica un clima subtropical para toda la región europea. Las estimaciones de temperaturas así lo confirman, con valores de alrededor de 18-21°C en todas las secciones de edad Burdigaliense y de 18-20°C en las del Langhiense. Las altas temperaturas deducidas por la vegetación se confirman por abundantes datos, tanto geoquímicos (p.e. curvas isotópicas del $\delta^{18}\text{O}$), como paleontológicos, que caracterizan el Burdigaliense superior y Langhiense como el periodo más cálido del Mioceno u óptimo climático del Mioceno.

En el Serravalliense y, más tarde en el Tortoniense, se observa un enfriamiento climático progresivo en toda el área europea que se deduce de la fuerte disminución de las plantas termófilas y el aumento progresivo de las plantas mesotérmicas y los elementos de altitud. Ésto se confirma por las estimaciones de los parámetros climáticos, que muestran una disminución progresiva de las temperaturas durante este periodo, de hasta 6.7°C (de T_a) en Suiza (de 21.3 a 15°C) y 3°C en Austria (20-17°C) o Hungría (19-16°C). Este enfriamiento se reconoce globalmente mediante un gran aumento en los valores isotópicos del $\delta^{18}\text{O}$ a partir de los 14 Ma, y, mediante datos paleontológicos por la desaparición de los arrecifes de coral en la mayor parte de las latitudes europeas, y, la pérdida de faunas de moluscos, nannofósiles y foraminíferos termófilos. Se conoce en la literatura como “Monterey cooling event” y se relaciona principalmente con el incremento en el volumen de hielo en el casquete oriental de la Antártica (EAIS).

De la vegetación se puede deducir un claro gradiente climático latitudinal S-N, desde el sur de España hasta Suiza, durante el Mioceno. El clima en el sur de España era semiárido, con una estacionalidad muy marcada [Pa estimada del orden de 743 mm (sobrestimadas)]. En latitudes más septentrionales (Cataluña, S de Francia) el clima sería más benigno, con una estacionalidad menos marcada, que se refleja en una menor presencia de hierbas y plantas subdesérticas, adaptadas a épocas muy secas, que dejan paso a las plantas más higrófilas y que requieren la presencia de agua durante todo el año (Pa~1085 mm). En el centro y este de Francia y Suiza los vegetales apuntarían hacia un clima muy húmedo, con precipitaciones bien distribuidas durante todo el año (Pa~1233 mm). Muy parecido a este último, o incluso más húmedo, sería el clima en las regiones más orientales (centroeuropeas). Se ha estimado un gradiente latitudinal de temperatura cercano a los 0.43° por grado de latitud (frente a los actuales 0.6°). El gradiente altitudinal, comparando con los valores actuales, también sería más bajo y se estima en 0.39° por 100 m de altitud.

Las investigaciones polínicas de alta resolución han permitido distinguir cambios repetitivos en la vegetación que se parecen mucho a las fluctuaciones de las curvas de referencia del $\delta^{18}\text{O}$ y se corresponderían con ciclos climáticos, que en el caso

del sondeo Tengelic-2, se relacionan principalmente con los ciclos de Milankovitch de la oblicuidad y excentricidad (de periodo corto y largo).

Este estudio también ha permitido:

Evidenciar cambios eustáticos a lo largo del tiempo mediante el análisis polínico en sedimentos marinos.

Estimar paleoaltitudes inferiores a 1800 m para la mayoría de relieves que rodean las cuencas neógenas alpinas durante el Burdigaliense. Sin embargo, en el Jura, Suiza y Austria alcanzarían entre 900-1800 m. En el Langhiense se crea una gran cantidad de relieve que se pone de manifiesto gracias al fuerte aumento de los elementos de altitud sobre todo en las regiones más orientales. Se estiman paleoaltitudes de al menos 1600 m en Austria. Durante el Serravalliense y Tortoniense el proceso de orogénesis se acentúa, pues continúa el incremento de las coníferas de montaña: se estiman paleoaltitudes de al menos 1300 m para los relieves circundantes a la cuenca molásica en el Jura. La mayor y anterior presencia de estos elementos de altitud en las regiones orientales podría indicar que la generación de relieve durante esta época en las cordilleras alpinas sería más intensa.

Argumentar que los efectos de la intensa actividad tectónica alpina durante esta época, que produjo la generación de relieve, y el movimiento de la placa euroasiática hacia el norte, se suman a la dinámica climática global haciendo más intenso el enfriamiento en las latitudes europeas.

Para finalizar, se han analizado los dinoflagelados de tres secciones del Paratethys Central de edad Burdigaliense medio, Langhiense y Serravalliense.

Se puede establecer que:

a) *Cordosphaeridium cantharellus*, *Apteodinium spiridoides*, y *Exochosphaeridium insigne* son característicos del Burdigaliense medio;

b) *Cribroperidinium tenuitabulatum* y *Palaeocystodinium miocenicum* tienen sus últimas apariciones cerca del límite Langhiense–Serravalliense, y

c) que muchos taxones presentes en el Langhiense se extienden hasta el Serravalliense, incluyendo *Unipontidinium aquaeductum*, *Labyrinthodinium truncatum truncatum*, *Operculodinium? borgerholtense*, *Batiacasphaera sphaerica*, y el acritarco *Nannobarbophora gedlii*.

d) Las condiciones marinas se hicieron más restringidas en el Serravalliense pues se observa que la asociación de dinoflagelados se hace cada vez menos diversificada. *Cleistosphaeridium placacanthum*, *Pentadinium laticinctum*, e *Hystriosphaeopsis obscura*, se encuentran entre las pocas especies que sobreviven en el Serravalliense superior (Sarmatiense).

Los resultados han permitido la contrucción de una biozonación bien argumentada que se ha comparado con las biozonas de dinoflagelados del Mar del Norte, Mediterráneo y noreste del Océano Atlántico. Este es el primer estudio que muestra la aplicación de los dinoflagelados marinos para correlaciones estratigráficas detalladas en el Mioceno inferior y medio del Paratethys Central.

Este estudio, además de exponer una gran cantidad de información de flora y vegetación, clima, parámetros climáticos, paleoaltitudes, dinoflagelados, etc. plantea nuevas preguntas y abre perspectivas de investigación.

Parece necesario llevar a cabo un análisis cicloestratigráfico en el sondeo Rubielos de Mora-1 para cuantificar la ciclicidad observada a partir de la vegetación. Los datos de paleomagnetismo que estarán disponibles en breve ayudarán a su evaluación temporal.

Un proyecto futuro sería estudiar secciones alejadas de los relieves alpinos en las que no hubiera influencia de la creación de relieve en los cambios florísticos. Para eliminar el efecto de la migración de eurasia hacia el norte sería interesante estudiar una sección localizada en una cuenca estable no sometida a la orogenia alpina.

Otro proyecto que se antoja interesante sería estudiar el momento de entrada y desaparición de los taxones subdesérticos en España y analizar las posibles causas.

El Tortoniense debe ser estudiado más profundamente. La dinámica climática acontecida durante este periodo todavía no se conoce en detalle. Las secciones de esta edad son muy abundantes y de gran continuidad en el sur de España (Cuencas de Granada, Vera, Sorbas...).

El estudio futuro de los dinoflagelados en el Paratethys necesita del análisis de otras secciones continuas en las que se abarque gran parte del Mioceno para llevar a cabo una biostratigrafía completa y de detalle y analizar el efecto del cambio climático en estos organismos.

BIBLIOGRAFÍA

- Abdul Aziz, H., Hilgen, F., Krijgsman, W., Sanz, E., Calvo, J. P., 2000. Astronomical forcing of sedimentary cycles in the middle to late Miocene continental Calatayud Basin (NE Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 177(1-2): 9-22.
- Abdul Aziz, H., 2001. Astronomical forcing in continental sediments (an integrated study of Miocene deposits from the Calatayud and Teruel basins, NE Spain). *Geol. Ultraiectina*, 207.
- Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Wilson, D.S., Calvo, J.P., 2003a. An astronomical polarity timescale for the late middle Miocene based on cyclic continental sequences. *Journal of Geophysical Research*, 108(B3), 2159, doi:10.1029/2002JB001818.
- Abdul Aziz, H., Sanz-Rubio, E., Calvo, J.P., Hilgen, F., Krijgsman, W., 2003b. Palaeoenvironmental reconstruction of a middle Miocene alluvial fan to cyclic shallow lacustrine depositional system in the Calatayud Basin (NE Spain). *Sedimentology*, 50: 211-236.
- Aguilar, J.-P., Berggren, W.A., Aubry, M.-P., Kent, D.V., Clauzon, G., Benammi, M., Michaux, J., 2004. Mid-Neogene Mediterranean marine-continental correlations: an alternative interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204(1-2): 165-186.
- Agustí, J., Moyà Solà, S., 1990. Mammal extinctions in the Vallesian (Upper Miocene). *Lecture Notes in Earth Science*, 30: 425-432.
- Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Parés, J.M., 1997. The Vallesian Mammal succession in the Vallés-Penedés basin (northeast Spain): paleomagnetic calibration and correlation with global events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133(3-4): 149-180.
- Agustí, J., Sanz de Siria, A., Garcés, M., 2003. Explaining the end of the hominoid experiment in Europe. *Journal of Human Evolution*, 45(2): 145-153.
- Akgün, F., Akyol, E., 1999. Palynostratigraphy of the coal-bearing Neogene deposits graben in Büyük Menderes Western Anatolia. *Géobios*, 32(3): 367-383.
- Allen, Ph.A., Homewood, P., 1984. Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology*, 31: 63-81.
- Alvarez Ramis, C., Fernández Marrón, T., 1994. Conexiones establecidas entre los palinomorfos y los macrorestos vegetales del Mioceno medio de Rubielos de Mora (Teruel). In: I.L.S. Ramos (Editor), VIII Simposio de Palinología (A.P.L.E.). Polen y Esporas contribución a su conocimiento, pp. 323-331, Tenerife.
- Anadón, P., Cabrera, L., Inglés, M., Julia, R., Marzo, M., 1988a. The Miocene lacustrine basin of Rubielos de Mora. International Workshop on "Lacustrine Facies Models in Rift Systems and Related Natural Resources", Barcelona-Rubielos de Mora. Excursion Guidebook, International Association of Sedimentologist, 32 pp.
- Anadón, P., Cabrera, L., Julia, R., 1988b. Anoxic-oxic cyclical lacustrine sedimentation in the Miocene Rubielos de Mora Basin, Spain. In: Fleet, A.J., Kelts, K., Talbot, M.R. (Eds.), Lacustrine Petroleum Source Rocks. Geological Society Special Publication, 40, pp. 353-367.
- Anadón, P., Cabrera, L., Julia, R., Roca, E., Rosell, L., 1989. Lacustrine oil-shale basins in Tertiary grabens from NE Spain (Western European Rift System). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70(1-3): 7-28.
- Artyushkov, E.V., Baer, M.A., Mörner, N.-A., 1996. The East Carpathians: Indications of phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland. *Tectonophysics*, 262: 101-132.

- Ashraf, A.R., Mosbrugger, V., 1996. Palynologie und palynostratigraphie des Neogens der Niederrheinischen Bucht. Teil 2: Pollen. *Palaeontologica B*, 241: 1-98.
- Audru, J., Cesar, G., Forgiarini, G., Lebrun, J., 1987. La végétation et les potentialités pastorales de la République de Djibouti. Institut d'Élevage et de Médecine Vétérinaire des Pays Tropicaux, Maisons Alforts, France, 384 pp.
- Axelrod, D.I., 1985. Rise of the grassland biome, central North America. *Botanical Review*, 51: 163-201.
- Axelrod, D.I., Al-Shehbaz, I., Raven, P., 1996. History of the modern flora of China. In: Zhang Aoluo, Wu Sugong (Eds.), *Floristic characteristics and diversity of East Asian plants*. Springer-Verlag, pp. 43-55, Berlin.
- Bachiri Taoufiq, N., Barhoun, N., Suc, J.-P., Meon, H., Elaouad, Z., Benbouziane, A., 2001. Environnement, végétation et climat du Messinien au Maroc. *Paleontologia i Evolució*, 32-33: 127-138.
- Báldi, K., Benkovics, L., Sztanó, O., 2002. Badenian (Middle Miocene) basin development in SW Hungary: subsidence history based on quantitative paleobathymetry of foraminifera. *Int. J. Earth Sci.*, 91: 490-504.
- Baltes, N., 1967. Microflora from Miocene salt-bearing formation of the pre-Carpathian depression (Rumania). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2: 183-194.
- Baltes, N., 1969. Distribution stratigraphique des dinoflagellés et des acritarches tertiaires en Roumanie. In: Brönnimann, P. and Renz, H.H. (Eds.), *1st International Conference on Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, Proceedings, vol.1, E.J. Brill, pp.26-45, Leiden.
- Barrón, E., Sansisteban, C., 1999. Estudio palinológico de la cuenca miocena de Rubielos de Mora (Teruel, España). Aspectos paleoecológicos y paleobiogeográficos. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 95(1-4): 67-82.
- Beaudouin, C., 2003. Effets du dernier cycle climatique sur la végétation de la basse vallée du Rhône et sur la sédimentation de la plate-forme du golfe du Lion d'après la palynologie. Ph.D.Thesis, Univ.C. Bernard - Lyon 1, France, 403 pp.
- Becker, D., 2003. Paléocologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-Miocène): apport des Rhinocerotoides (Mammalia) et des minéraux argileux, Tesis, Université de Fribourg, 327 pp.
- Benedek, P. N., Sarjeant, W.A.S., 1981. Dinoflagellate cysts from the middle and upper Oligocene of Tönisberg (Niederrheingebiet): a morphological and taxonomic restudy. *Nova Hedwigia* 35, 313-356.
- Berger, A. L., 1977. Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature* 269, 44-45.
- Berger, A., M. Loutre, F., Dehant, V., 1989. Milankovitch frequencies for pre-Quaternary. *Nature*, 342, 133 pp.
- Berger, A., Loutre, M. F., Laskar, J., 1992. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. *Science* 255, 560-566.
- Berggren, W.A., Kent, D.V. Swisher, C.C., Aubry, M.P., 1995. Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: W.A. Berggren, Kent, D.V., Aubry, M.P., Handerbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations*, SEPM (Society for Sedimentary Geology), pp. 129-212, Tulsa.
- 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. *Micropalaeontology*, 44(4): 413-433.

- Bessedik, M., 1984. The Early Aquitanian and Upper Langhian-Lower Serravallian environments in the Northwestern Mediterranean region. *Paléobiol. Cont.*, 14, 2, 153-179.
- Bessedik, M., 1985. Reconstitution des environnements Miocènes de régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie. Tesis, Université de Montpellier, 162 pp.
- Bessedik, M., Cabrera, L., 1985. Le couple récif-mangrove à Sant Pau d'Ordal (Vallès-Pénées, Espagne), témoin du maximum transgressif en Méditerranée nord occidentale (Burdigalien supérieur- Langhien inférieur). *Newsl. Stratigr.*, 14(1): 20-35.
- Besson, D., Clauzon, G., Coueffe, R., Dexcote, Y., Ferry, S., Jiménez, G., Parize, O., Rubino, J.-L., Suc, J.-P., Tessier, B., 2002. Le Neogène du bassin d'avant pays rhodano-provençal. *Livret-Guide excursion Strati 2002*, Lyon (France).
- Besson, D., Parize, O., Rubino, J.-L., Aguilar, J.-P., Aubry, M.P., Beaudoin, B., Berggren, W.A., Clauzon, G., Crumeyrolle, P., Dexcote, Y., Fiet, N., Iaccarino, S., Jiménez-Moreno, G., Laporte-Gala, C., Michaux, J., von Salis, K., Suc, J.-P., Raynaud, J.-Y., Wernli, R., *en vi*. Un réseau fluvial d'âge burdigalien terminal dans le sud-est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *C.R. Acad. Sci., Paris, Géosciences*.
- Beu, A.G., Griffin, M., Maxwell, P.A., 1997. Opening of Drake Passage gateway and the Late Miocene to Pleistocene cooling reflected in Southern Ocean molluscan dispersal: evidence from New Zealand and Argentina. *Tectonophysics*, 281: 83-97.
- Biffi, U., Manum, S.B., 1988. Late Eocene–Early Miocene dinoflagellate cyst stratigraphy from the Marche Region (Central Italy). *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 27(2): 163–212.
- Billups, K., Schrag, D.P., 2002. Palaeotemperatures and ice volume of the past 27 Myr revisited with paired Mg/Ca and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements on benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 17 (1-3): 1-11.
- Billups, K., Channell, J.E.T., Zachos, J., 2002. Late Oligocene to early Miocene geochronology and paleoceanography from the subantarctic South Atlantic. *Paleoceanography*, 17(1 (4)): 1-11.
- Blow, W.H., 1969. Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceedings of the 1st International Conference Planktonic Microfossils (Geneva, 1967)*, 1: 199-422.
- Böhme, M., Gregor, H.J., Heissig, K., 2001. The Ries- and Steinheim meteorite impacts and their effect on environmental conditions in time and space. In: Buffetaut, E. & Koerbel, C. (Eds.), *Geological and Biological Effects of Impact Events*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 215-235.
- Böhme, M., 2004. Migration history of air-breathing fishes reveals Neogene atmospheric circulation patterns. *Geology*, 32(5): 393-396.
- Bohn-Havas, M., 1982. Mollusca fauna of Badenian and Sarmatian stage from the borehole Tengelic 2, in Palaeontological examination of the geological log of the borehole Tengelic 2. In: Nagy, E., Bodor, E., Hagyamarosi, A., Korecz-Laky, I., Bohn-Havas, M., Sütó-Szentai, M., Széles, M., Korpás-Hódi, M. (Eds.), *Ann. Geol. Publ. Hung.* 65, Budapest, pp. 200-203.
- Bolliger, T., 1992. Kleinsäugersstratigraphie in der miozänen Hörlischüttung (Ostschweiz). *Documenta naturae*, 75: 1-296.
- Bolliger, T., 1997. The current knowledge of the biozonation with small mammals in the Upper Freshwater Molasse in Switzerland, specially the Hörnli-Fan. In: J.-P. Aguilar, Legendre, S., & Michaux, J. (Eds.), *Actes du Congrès BiochroM'97, Mémoires et Travaux de l'Ecole pratique des Hautes Etudes, Institut de Montpellier*, 21: 501-514.
- Bolliger, T., 1998. Age and geographic distribution of the youngest Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. *Eclogae geol. Helv.*, 91: 321-332.

- Braga, J.C., Jiménez, A.P., Martín, J.M., Rivas, P., 1996. Coral-oyster reefs (Middle-Miocene), Murchas, Granada, Southern Spain. In: Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, B., Rouchy, J.M. (Eds.), SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology Series, 5: 131-139.
- Braga, J.C., Martín, J.M., Quesada, C., 2003. Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 50: 3-26.
- Brinkhuis, H., 1992. Late Eocene to Early Oligocene dinoflagellate cysts from central and northern Italy. Tesis, Utrecht University, 169 pp.
- Brinkhuis, H., Powell, A.J., Zevenboom, D., 1992. High resolution dinoflagellate cyst stratigraphy of the Oligocene/Miocene transition interval in northwest and central Italy. In: Head, M.J. and Wrenn, J.H. (Eds.), Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs, pp.219-258, pl.1-10; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, U.S.A.
- Brix, F., 1988. Jungtertiär und Quartär. – In: Brix, F. and Plöchinger, B., (Eds.): Erläuterungen zu Blatt 76 Wiener Neustadt. Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Geologische Bundesanstalt Wien, 29-85, Wien.
- Buchner, E., Seyfried, H., Bogaard, P., 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of glass particles in Graupensand sediments (Grimmelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). *International Journal of Earth Sciences*, 92, (1): 1-6
- Cabrera, L., 1981. Estratigrafía y características sedimentológicas generales de las formaciones continentales del Mioceno inferior de la cuenca del Vallès-Penedès (Barcelona, España). *Estudios Geológicos*, 35: 35-43.
- Cahuzac, B., Turpin, L., Bonhomme, P., 1997. Sr isotope record in the area of the Lower Miocene historical stratotypes of the Aquitaine basin (France). In: Montanari, A., Odin, G.S., Coccioni, R. (Eds.), Miocene stratigraphy . An integrated approach. Elsevier Amsterdam, *Development Paleontology Stratigraphy*, 15: 33-56.
- Cambon, G., Suc, J.-P., Aloisi, J.-C., Giresse, P., Monaco, A., Touzani, A., Duzer, D., Ferrier, J., 1997. Modern pollen deposition in the Rhône delta area (lagoonal and marine sediments) France. *Grana*, 36: 105-113.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- Casanovas-Cladellas, M.L., Calzada Badía, S., Santafe Llopis, J.V., 1972. Contribución al estudio del Mioceno del Penedès (sector Gelida). *Acta Geologica Hispanica*, 7(5): 143-148.
- Castroviejo, S., 2004. Una visita a Gombe (Tanzania). *Historia Natural*, 4: 34-45.
- Cerling, T.E., Harris, J.M., Mac Fadden, B.J., Leakey, M.G., Quade, J., Eisemann, V., Ehleringer, J.R., 1997. Global vegetation change through the Miocene-Pliocene boundary. *Nature*, 389: 153-158.
- Chevalier, J.-P., 1961. Recherches sur les Madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidentale. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 93: 562 p.
- Chevron, 1986. Informe final sondeo Alborán A-1. Informe interno.
- Chikhi, H., 1992. Une palynoflore méditerranéenne à subtropicale au Messinien pré-évaporitique en Algérie. *Géol. Médit.*, 19(1): 19-30.
- Clauzon, G., Aguilar, J.-P., Michaux, J., 1987. Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute Provence, France). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305(2): 133-137.

- Clauzon G., Fauquette S. et Suc J.-P., 2002. Quantification des paléoaltitudes néogènes du massif des Pyrénées orientales. Coll. GDR Marges, Paris: 3 p.
- Cloething, S.A.P.L., Burov, E., Matenco, L., Toussaint, G., Bertotti, G., Andriessen, P.A.M., Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2004. Thermo-mechanical controls on the mode of continental collision in the SE Carpathians (Romania). *Earth and Planetary Science Letters*, 218: 57-76.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., 1999. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insight from Leg 161 results. In: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, Vol. 161, 555-580.
- Colomb, E., 1965. Etude stratigraphique et sédimentologique des terrains d'âge miocène des bordures nord et ouest de l'étang de Berre. D.E.S. Faculté Sci. Marseille, 71 p.
- Combourieu-Nebout, N., 1987. Les premiers cycles glaciaire-interglaciaire en région méditerranéenne d'après l'analyse palynologique de la série plio-pléistocène de Crotona (Italie méridionale). Tesis, Univ. Montpellier 2, Francia, 161 pp.
- Couëffe, R., Tessier, B., Gigot, P., Beaudoin, B., 2001. Les temps préservés sous forme de sédiments: résultats semi-quantitatifs obtenus dans la molasse marine miocène du bassin de Digne (Alpes-de-Haute-Provence, Sud-Est de la France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 332: 5-11.
- Couëffe, R., Maridet, O., 2003. Découverte de deux gisements à micromammifères du Burdigalien supérieur dans la Molasse Marine du bassin de Digne (Alpes de Haute-Provence, SE France): Implications stratigraphiques et tectoniques. *Eclogae geol. Helv.*, 96: 197-207.
- Couëffé, R., Tessier, B., Gigot, P., Beaudoin, B., 2004. Tidal rhythmites as possible indicators of very rapid subsidence in a foreland basin: an example from the Miocene Marine Molasse formation of the Digne foreland basin, SE France. *Journal of Sedimentary Research*, 74(6): 746-759.
- Crusafont-Pairó, M., Gautier, F., Ginsburg, L., 1966. Mise en évidence du Vindobonien inférieur continental dans l'Est de la province de Teruel (Espagne). *Compte rendu Sommaire des Sciences de la Société Géologique de France*, 1: 30-32.
- Czaja, A., 2003. Paleocarpological investigations of the taphocoenoses of the Lower- and Middle Miocene from the opencast mine Berzdorf/Upper Lusatica (Saxony). *Palaeontographica Abt. B*, 265: 1-148.
- Dale, B., 1996. Dinoflagellate cysts ecology: modeling and geological applications. In: Jansonius, J., Mc Greggor, D.C., (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, vol. 3, pp. 1249-1275.
- Dehm, R., 1951. Mitteldiluviale Kalktuffe und ihre Molluskenfauna bei Schmiechen nahe Blaubeuren (Schwäb, Alb). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 93: 247-276.
- Demarcq, G., 1973. Lyonnais, Vallée du Rhône, Guides géologiques régionaux, Masson, 175 pp.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielinck, B., 1993. Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps. Gauthiers-Villars, Paris, 307 pp.
- De Bruijn, H., Moltzer, J.G., 1974. The rodents from Rubielos de Mora; the first evidence of the existence of different biotopes in the early Miocene of eastern Spain. *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen, B*, 77: 129-145.
- De Verteuil, L., 1996. Data report: Upper Cenozoic dinoflagellate cysts from the continental slope and rise off New Jersey, p. 439-454. In: Mountain, G.S., Miller, K.G., Blum, P. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 150*. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.

- De Verteuil, L., 1997. Palynological delineation and regional correlation of Lower through Upper Miocene sequences in the Cape May and Atlantic City boreholes, New Jersey coastal plain, p. 129–145. In: Miller, K.G., Snyder, S.W. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 150X. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- De Verteuil, L., & Norris, G., 1996. Miocene dinoflagellate stratigraphy and systematics of Maryland and Virginia. *Micropalaeontology*, 42(supplement): 1-172.
- Díaz Merino, C., Comas, M.C., Martínez del Olmo, W., 2003. Secuencias de depósito neógenas del margen noreste del Mar de Alborán, Cuenca de Málaga. *Geotemas*, 5: 61-65.
- Diekmann, B., Fälder, M., Kuhn, G., 2003. Environmental history of the south-eastern South Atlantic since the Middle Miocene: evidence from the sedimentological records of ODP Sites 1088 and 1092. *Sedimentology*, 50: 511-529.
- Di Pasquale, G., Garfi, G., Quézel, P., 1992. Sur la présence d'un *Zelkova* nouveau en Sicile sud-orientale (Ulmaceae). *Biocosme mésogéen*, 8-9: 401-409.
- Drivaliari, A., Ticleanu, N., Marinescu, F., Marunteanu, M., Suc, J.-P., 1999. A pliocene climatic record at Ticleni (Southwestern Romania). In: Wrenn, J.H., Suc, J.-P., Leroy, S.A.G. (Eds.), *The Pliocene: Time of Change*. Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Found., pp. 103-108.
- Dubois, P., Curnelle, R., 1978. Résultats apportés par le forage Les Mées n°1 sur le plateau de Valensole (Alpes-de-Haute-Provence). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4: 181-184.
- Dumont, M., 1983. Etude stratigraphique et sédimentologique du Miocène supérieur de la région de Jujurieux (Ain, France). Thèse de troisième cycle, Université Claude Bernard Lyon-1, Lyon, Francia.
- Durand-Delga, M., 1980. La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mem. h. sér. Soc. Géol. Fr.*, 10: 203-221.
- Duranthon, F., Antoine, P.O., Bulot, C., Capdeville, J.P., 1999. Le Miocène inférieur et moyen continental du bassin d'Aquitaine. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 135.
- Dybkjær, K., 2004a. Dinocyst stratigraphy and palynofacies studies used for refining a sequence stratigraphic model—uppermost Oligocene to lower Miocene, Jylland, Denmark. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 131: 201–249.
- Dybkjær, K., 2004b. Morphological and abundance variations in *Homotryblium*-cyst assemblages related to depositional environments; uppermost Oligocene–Lower Miocene, Jylland, Denmark. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 206: 41–58.
- Dybkjær, K., Rasmussen, E. S., 2000. Palynological dating of the Oligocene–Miocene successions in the Lille Bælt area, Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 47: 87–103.
- Eaton, G.L., Fensome, R.A., Riding, J.B., and Williams, G.L., 2001. Re-evaluation of the status of the dinoflagellate cyst genus *Cleistosphaeridium*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 219: 171–205.
- El Beialy, S.Y., 1988. Palynostratigraphy of late Tertiary sediments in Kafr El-Dawar well No. 1, Nile Delta, Egypt. *Revue de Micropaléontologie*, 30(4): 249–260.
- El Beialy, S.Y., Ali, A. S., 2002. Dinoflagellates from the Miocene Rudeis and Kareem formations borehole GS-78-1, Gulf of Suez, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 235–245.
- ELF, 1984. Informe final sondeo Andalucía G-1. Informe interno.
- Emberger, L., 1955. Une classification biogéographique des climats. *Rev. Trav. Lab. Bot. Fac. Sci. Montpellier*, 7: 3-43.

- Faegri, K., Iversen, J., 1989. Textbook of pollen analysis. IV Edition, J. Wiley & Sons, pp. 328, New York.
- Faupl, P., Roetzel, R., 1987. Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottngian) in oberösterreichischen Molassezone. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 130/4, 415-447.
- Fauquette, S., Guiot, J., Suc, J.-P., 1998a. A method for climatic reconstruction of the Mediterranean Pliocene using pollen data, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 144: 183-201.
- Fauquette, S., Quézel, P., Guiot, J., Suc, J.-P., 1998b. Signification bioclimatique de taxons-guides du Pliocène Méditerranéen, *Géobios*, 31 : 151-169.
- Fauquette S., Clauzon G., Suc J.-P., Zheng Z., 1999a. A new approach for paleoaltitude estimates based on pollen records: example of the Mercantour Massif (southeastern France) at the earliest Pliocene. *Earth Planetary Science Letters*, 170: 35-47.
- Fauquette, S., Suc, J.-P., Guiot, J., Diniz, F., Feddi, N., Zheng, Z., Bessais, E., Drivaliari, A., 1999b. Climate and biomes in the West Mediterranean area during the Pliocene, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152: 15-36.
- Fauquette S., Bertini, A., 2003. Quantification of the northern Italy Pliocene climate from pollen data – evidence for a very peculiar climate pattern, *Boreas*, 32(2): 361-369.
- Fauquette S., Suc, J.-P., Bertini, A., Popescu, S.-M., Warny, S., Bachiri Taoufiq, N., Perez Villa, M.J., Ferrier, J., Chikhi, H., Subally, D., Feddi, N., Clauzon, G., 2004. How much the climate forced the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, en prensa.
- Fensome, R.A., Williams, G.L., 2004. Scotian margin PalyAtlas: version 1. Geological Survey of Canada Open File 4677.
- Ferguson, D.K., Pinggen, M., Zetter, R., Hofmann, C.-C., 1998. Advances in our knowledge of the Miocene plant assemblage from Krezau, Germany. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 101: 147-177.
- Fernández Marrón, T., Fonollá Ocete, J.F., Sesé Benito, C., Jiménez Rodrigo, J.C., 2004. Estudio paleoambiental de nuevos yacimientos de plantas y vertebrados de la "Unidad Intermedia" del Mioceno medio de la Cuenca de Madrid. *Rev. Española Paleontol.*, 19(2): 199-213.
- Ferrandini, M., Ferrandini, J., Loye-Pilot, M.-D., Butterlin, J., Cravatte, J., Janin, M.-C., 1998. Le Miocène du bassin de Saint-Florent (Corse): modalités de la transgression du Burdigalien supérieur et mise en évidence du Serravallien. *Géobios*, 31(1): 125-137.
- Ferrandini, J., Gattacecca, J., Ferrandini, M., Deino, A., Janin, M.-C., 2003. Chronostratigraphie et paléomagnétisme des dépôts oligo-miocènes de Corse: implications géodynamiques pour l'ouverture du bassin liguro-provençal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 174(4).
- Fiest, W., 1986. Lithostratigraphie und Schwermineralgehalt der Oberen Süßwassermolasse im Bereich um die Gallenbacher Mülldeponien zwischen Aichach und Dasing. Diplom Arbeit, Universität München.
- Fiest, W., 1989. Lithostratigraphie und Schwermineralgehalt der Mittleren und Jüngeren Serie der Oberen Süßwassermolasse Bayerns im Übergangsbereich zwischen Ost- und Westmolasse. *Geologica Bavarica*, 94: 259-279.
- Figueiral, I., Mosbrugger, V., Rowe, N.P., Ashraf, A.R., Utescher, T., Jones, T.P., 1999. The Miocene peat-forming vegetation of northwestern Germany: an analysis of wood remains and comparison with previous palynological interpretations. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 104: 239-266.

- Filippelli, G.M., 1997. Intensification of the Asian monsoon and a chemical weathering event in the late Miocene-early Pliocene: Implications for late Neogene climate change. *Geology*, 25(1): 27-30.
- Flower, B., Kennett, J., 1993. Relations between Monterey Formation deposition and middle Miocene global cooling: Naples beach section, California. *Geology*, 21: 877-880.
- Flower, B., Kennett, J., 1994. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108: 537-555.
- Flower, B.P., Kennett, J.P., 1995. Middle Miocene deepwater paleoceanography in the southwest Pacific: Relations with East Antarctic Ice Sheet development. *Paleoceanography*, 10(6): 1095-1112.
- Flower, B. P., Zachos, J.C., Paul, H., 1997. Milankovitch-scale climate variability recorded near the Oligocene/Miocene boundary, In: Shackleton, N.J., Curry, W.B., Richter, C., Bralower, T.J. (Eds.), *Proc. ODP, Scientific Results 154*, 433-439.
- Fluteau, F., Ramstein, G., Besse, J., 1999. Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 104(D10): 11.995-12.018.
- Foresi, L.M., Bonomo, S., Caruso, A., Stefano, A., Stefano, E., Salvatorini, G., Sprovieri, R., 2002. Calcareous plankton high-resolution biostratigraphy (foraminifera and nannofossils) of the uppermost Langhian-Lower Serravallian Ras Il-Pellegrin section (Malta). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigraphia*, 108: 195-210.
- Fornaciari, E., Di Stefano, A., Rio, D., Negri, A., 1996. Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, 42: 37-63.
- Fox, D.L., Koch, P.L., 2004. Carbon and oxygen isotopic variability in Neogene paleosol carbonates: constraints on the evolution of the C4-grasslands of the Great Plains, USA. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 207: 305-329.
- Frisch, W., Huhlemann, J., Dunkl, I., Brügel, A., 1998. Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. *Tectonophysics*, 297: 1-15.
- Fuchs, R., Stradner, H., 1977. Über Nannofossilien im Badenien (Mittelmiozän der Zentralen Paratethys. *Beiträge zur Paläontologie von Österreich*, 2: 1-58.
- Gigot, P., Mein, P., 1973. Découvertes de mammifères aquitaniens dans la molasse burdigalienne du Golfe de Digne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276: 3293-3294.
- Goncharova, I.A., Shcherba, I.G., Khondkarian, S.O., Gürs, K., Losifova, Ju.I., Jakubovskaja, T.V., Kovac, M., Krasheninnikov, V.A., Pinchuk, T.N., Pinkhasov, B.I., Popov, S.V., Popescu, G., Rögl, F., Rusu, A., Zajtsev, A.V., Zastrozhnov, A.S., 2004. Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys. Map 5: Early Middle Miocene. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 250: 19-21.
- Górka, M., 2002. The Lower Badenian (Middle Miocene) coral patch reef at Grobie (southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland), its origin, development and demise. *Acta Geologica Polonica*, 4: 521-534.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004. A new geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27: 83-100.
- Gregor, H.-J., Hottenrott, M., Knobloch, E., Planderova, E., 1989. Neue mega- und mikrofloristische Untersuchungen in der jungtertiären Molasse Bayerns. *Geologica Bavarica*, 94: 281-369.
- Gregor, H.-J., 1990. Contributions to the Late Neogene and early Quaternary floral history of the Mediterranean. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 62: 309-338.

- Greuter, W., McNeill, J., Barrie, F.R., Burdet, H.M., Demoulin, V., Filgueiras, T.S., Nicolson, D.H., Silva, P.C., Skog, J.E., Trehane, P., Turland, N.J., Hawksworth, D.L., 2000. International Code of Botanical Nomenclature (Saint Louis Code). *Regnum Vegetabile*, 138 (1-18): 1–474.
- Grill, R., 1941. Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. *Öl und Kohle* 37, 595–602, Berlin.
- Grill, R., 1943. Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. *Mitteilungen der Reichsanstalt für Bodenforschung* 6, 33–44.
- Guimera, J., 1984. Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121: 413-420.
- Guy-Ohlson, D., 1992. *Botryococcus* as an aid in the interpretation of palaeoenvironment and depositional processes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 71(1-4): 1-15.
- Guy-Ohlson, D., 1998. The use of the microalga *Botryococcus* in the interpretation of lacustrine environments at the Jurassic-Cretaceous transition in Sweden. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140: 347-356.
- Hall, I.R., McCave, I.N., Zahn, R., Carter, L., Knutz, P.C., Weedon, G.P., 2003. Paleocurrent reconstruction of the deep Pacific inflow during the middle Miocene: Reflections of East Antarctic Ice Sheet growth. *Paleoceanography*, 18(2): 1040.
- Halmai, J., Jám bor, A., Ravasz-Baranyai, L., Vetö, I., 1982. Geological results of the borehole Tengelic-2. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* 65: 93-138.
- Hámor, G., 1995. Miocene palaeogeographic and facies map of the Carpathian Basin, Eötvös Lorand University Budapest (Hungary).
- Handerbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: P.C. de Graciansky, Handerbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, SEPM Spec. Publ., 60, pp. 3-13.
- Haq, B.U., Handerbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Harzhauser, M., Kowalke, T., 2001. Sarmatian (Late Middle Miocene) Gastropod Assemblages of the Central Paratethys. *Facies*, 46: 57-82.
- Harzhauser, M., Piller, W.E., Steininger, F.F., 2002a. Circum-Mediterranean Oligo-Miocene biogeographic evolution - the gastropods' point of view. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183: 103-133.
- Harzhauser, M., Böhme, M., Mandic, O., Hofmann, Ch.-Ch., 2002b. The Karpatian (Late Burdigalian) of the Korneuburg Basin - A palaeoecological and biostratigraphical syntheses. *Beitr. Paläont.*, 27: 441-456.
- Harzhauser, M., Mandic, O., Zuschin, M., 2003a. Changes in Paratethyan marine molluscs at the Early/Middle Miocene transition: diversity, palaeogeography and palaeoclimate. *Acta Geologica Polonica*, 53(4): 323-339.
- Harzhauser, M., Kovar-Eder, J., Nehyba, S., Ströbitzer-Hermann, M., Schwarz, J., Wójcicki, J., Zorn, I., 2003b. An Early Pannonian (Late Miocene) transgression in the northern Vienna Basin. The paleoecological feedback. *Geologica Carpathica*, 54(1): 41-52.

- Harzhauser, M., Mandic, O., 2004. The muddy bottom of Lake Pannon - a challenge for dreissenid settlement (Late Miocene; Bivalvia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204: 331-352.
- Harzhauser, M., Piller, W.E., 2004. The Early Sarmatian - hidden seesaw changes. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 246: 89-111
- Harzhauser, M., Piller, W.E., enviado. Benchmark data of a changing sea — Palaeogeography, Palaeobiogeography and Events in the Central Paratethys during the Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Head, M.J., 1996. Paleocological and taxonomic revision of late Cenozoic dinoflagellates from the Royal Society borehole at Ludham, Norfolk, eastern England. *Journal of Paleontology*, 70(4): 543-570.
- Head, M.J., 2003. Neogene occurrences of the marine acritarch genus *Nannobarbophora* Habib and Knapp, 1982 emend., and the new species *N. gedlii*. *Journal of Paleontology*, 77(2): 382-385.
- Head, M.J., Westphal, H. 1999. Palynology and paleoenvironments of a Pliocene carbonate platform: the Clino Core, Bahamas. *Journal of Paleontology*, 73(1): 1-25.
- Head, M.J., Norris, G., Mudie, P.J., 1989a. Palynology and dinocyst stratigraphy of the Upper Miocene and lowermost Pliocene, ODP Leg 105, Site 646, Labrador Sea. In: Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 105*, pp. 423-451.
- Head, M.J., Norris, G., Mudie, P.J., 1989b. Palynology and dinocysts stratigraphy of the Miocene in ODP Leg 105, Hole 645E, Baffin Bay. In: Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 105*, pp. 467-514.
- Heissig, K., 1976. Rhinocerotidae (Mammalia) aus der Anchitherium-Fauna Anatoliens. *Geologisches Jahrbuch Reihe B*, 19: 121 pp.
- Heissig, K., 1997. Mammal faunas intermediate between the reference faunas of MN4 and MN6 from the Upper Freshwater Molasse of Bavaria. In: Aguilar, J.P., Legendre, S., Michaux, J. (Eds.), *Actes du Congres Biochrom'97. Mem. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier 21*: 537-546.
- Heusser, L., 1988. Pollen distribution in marine sediments on the continental margin of Northern California. *Mar. Geol.*, 80: 131-147.
- Hochuli, P.A., 1978. Palynologische untersuchungen im Oligozän und untermiozän der Zentralen und Westlichen Paratethys, Tesis Universität Wien, 132 pp.
- Holbourn, A., Kuhnt, W., Schulz, M., 2003. Milankovitch forcing and role of Indonesian gateway on Middle Miocene climate and carbon cycle: New perspective from the South China Sea, Equatorial West Pacific and East Indian Ocean. *Geophys. Res. Abstracts*, 5: 06151.
- Horvath, F., Tari, G., 1999. IBS Pannonian basin project: an overview of the main results and their bearing on hydrocarbon exploration. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Séranne, M. (Eds.), *The Mediterranean Basin: Tertiary extension within the Alpine Orogen. Geological Society of London, Special Publication, 156, London*, pp. 195-215.
- Ilyina, L.B., Shcherba, I.G., Khondkarian, S.O., Goncharova, I.A., Gürs, K., Losifova, Ju.I., Jakubovskaja, T.V., Kovac, M., Krashennnikov, V.A., Nagymarosy, A., Pinchuk, T.N., Popov, S.V., Popescu, G., Rusu, A., 2004. Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys. Map 6: Mid Middle Miocene. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 250: 23-25.
- Ivanov, D., Ashraf, A.R., Mosbrugger, V., Palmarev, E., 2002. Palynological evidence for Miocene climate change in the Forecarpathian Basin (Central Paratethys, NW Bulgaria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178: 19-37.

- Jiménez Moreno, G., Iaccarino, S., Rubino, J.-L., 2002. Miocene of the Berre lagoon area (southern France): palynology and biostratigraphy. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 156: 136.
- Jiménez-Moreno, G., Rodríguez-Tovar, F.-J., Pardo-Igúzquiza, E., Fauquette, S., Suc, J.-P., Müller, P., 2005. High-resolution palynological analysis in late early- middle Miocene core from the Pannonian Basin, Hungary: Climatic changes, astronomical forcing and eustatic fluctuations in the Central Paratethys. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 216: 73-97.
- Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.-P., Rouchy, J.-M., *enviado*. The geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*.
- Jurado, M.J., Comas, M.C., 1992. Well log interpretation and seismic character of the Cenozoic sequence in the northern Alboran Basin. *Geo-Marine Letters*, 12: 129-136.
- Kälin, D., Engesser, B., 2001. Die jungmiozäne Säugetierfauna vom Nebelbergweg bei Nunningen (Kanton Solothurn, Schweiz). *Mémoires suisses de Paléontologie*, 121: 1-61.
- Kälin, D., Weidmann, M., Engesser, B., Berger, J.-P., 2001. Paleontologie et âge de la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) du Jura neuchâtelois. *Mémoires suisses de Paléontologie*, 121: 66-99.
- Kemph, O., Bolliger, T., Kälin D., Engesser, B., & Matter, A., 1997. New magnetostratigraphic calibration of early to middle Miocene mammal biozones of the North Alpine Foreland Basin. In: Aguilar, J.-P. Legendre, S., Michaux, J. (Eds.), *Congrès BiochroM'97. Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier*, 21: 547-561.
- Kennett, J.P., 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum- Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research*, 82: 3843-3860.
- King, C., 1989. Cenozoic of the North Sea. In: Jenkins, D.G., Murray, J.W., (Eds.), *Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera; Second Edition. British Micropalaeontological Society Publication. Chichester: Ellis Horwood Limited*, pp. 418-489.
- Kojumdjieva, E., 1976. Paléocologie des communautés des mollusques du Miocène en Bulgarie du Nord-Ouest. III. Communautés des mollusques du Volhynien (Sarmatien inférieur). *Geologica Balcanica*, 6(3): 53-63.
- Kojumdjieva, E., Popov, N., 1989. Paléogéographie et évolution géodynamique de la Bulgarie Septentrionale au Néogène. *Geol. Balcan.*, 19(1): 73-92.
- Kóokay, J., 1996. Stratigraphical analysis of Badenian sections from western Hungary (Transdanubia) compared to the eustatic sea-level changes. *Földtani Közlöny*, 126: 97-115.
- Korecz-Laky, I., 1982. Miocene foraminifera fauna from the borehole Tengelic 2, In: Nagy, E., Bodor, E., Hagyamosi, A., Korecz-Laky, I., Bohn-Havas, M., Sütó-Szentai, M., Széles, M., Korpás-Hódi, M. (Eds.), *Palaeontological examination of the geological log of the borehole Tengelic 2, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 65, Budapest, pp. 186-187.
- Kováč, M., Baráth, I., Harzhauser, M., Hlavatý, I., Hudácková, N., 2004. Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 246: 187-212.
- Kovar-Eder, J., Wojcicki, J.J., 2001. A Late Miocene (Pannonian) flora from Hinterschlagen, Hausruck lignite area, Upper Austria. *Acta Palaeobot.*, 41(2): 221-251.
- Kovar-Eder, J., Schwarz, J., Wojcicki, J.J., 2002. The predominant aquatic flora from Pellendorf, Lower Austria, Late Miocene, Pannonian - a systematic study. *Acta Palaeobot.*, 42(2): 125-151.
- Kovar-Eder, J., Meller, B., 2003. The plant assemblages from the main seam parting of the western sub-basin of Oberdorf, N Voitsberg, Styria, Austria (Early Miocene). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 241: 281-311.

- Kovar-Eder, J., Kvacek, Z., Meller, B., 2003. Comparing Early to Middle Miocene floras and probable vegetation types of Oberdorf N Voitsberg (Austria), Bohemia (Czech Republic) and Wackersdorf (Germany). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 114: 83-125.
- Kuhlemann, J., Kempf, O., 2002. Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. *Sedimentary Geology*, 152: 45-78.
- Kvacek, Z., Manchester, S.R., Zetter, R., Pinggen, M., 2002. Fruits and seeds of *Craigia brononii* (Malvaceae - Tilioideae) and associated flower buds from the late Miocene Inden Formation, Lower Rhine Basin, Germany. *Review of Pollen and Palynology*, 119: 311-324.
- Kvacek, Z., 2003. Aquatic angiosperms of the Early Miocene Most Formation of North Bohemia (Central Europe). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 241: 255-279.
- Laskar, J., 1990. The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus* 88 (2): 266-291.
- Laskar, J., Joutel, F., Boudin, F., 1993. Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to +10 Myr. *Astron. Astrophys.*, 270 : 522-533.
- Laurenzi M.A.; Bigazzi G.; Balestrieri M.L.; Bouřka V., 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of the Central European tektite-producing impact event.- *Meteoritics & Planetary Science*, 38 (6): 887-893.
- Laursen, G.V., Kristoffersen, F.N., 1999. Detailed foraminiferal biostratigraphy of Miocene Formations in Denmark. *Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie*, 36: 73-107.
- Lesueur, J.-P., Rubino, J.-L., Giraudmailet, M., 1990. Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6 (1): 49-65.
- Linzer, H.G., 1996. Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania. *Geology*, 24(2): 167-170.
- Liu, G., Leopold, E.B., 1994. Climatic comparison of Miocene pollen floras from northern East-China and south-central Alaska, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108(3-4): 217-228.
- Liu, Y.S., Zetter, R., Fergusson, D.K., 1997. Fossil pollen grains of *Cathaya* (Pinaceae) in the Miocene of eastern China. *Mededelingen Nederlands Instituut Voor Toegepaste Geowetenschappen TNO*, 58: 227-235.
- Londeix, L., Jan Du Chêne, R., 1998. Burdigalian dinocyst stratigraphy of the stratotypic area (Bordeaux, France). *Géobios*, 30(3): 283-294.
- Louwye, S., 2000. New species of dinoflagellate cysts from the Berchem Formation, Miocene, northern Belgium (southern North Sea Basin). *Géobios*, 34: 121-130.
- Louwye, S., Head, M.J., De Schepper, S. 2004. Dinoflagellate cyst stratigraphy and palaeoecology of the Pliocene in northern Belgium, southern North Sea Basin. *Geological Magazine*, 141 (3): 353-378.
- MacLean, J. L., 1989. An overview of *Pyrodinium* red tides in the Western Pacific, p. 1-7. In: G. M. Hallegraeff and J. L. Maclean (Eds.), *Biology, epidemiology and management of Pyrodinium red tides*. ICLARM Conference Proceedings 21. International Center for Living Aquatic Resources Management, Manila, Philippines.
- Mai, D.H., 1995. In: Fischer, G. (Ed.), *Tertiäre vegetationsgeschichte europas. Methoden und Ergebnisse*. Jean, Stuttgart, New York, p. 691.
- Magné, J., 1978. *Etudes microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée nord-occidentale. Les Bassins néogènes catalans*. Edit. CNRS, Paris, 259 pp.

- Magyar, I., Geary, D.H., Sütő-Szentai, M., Müller, M.L.P., 1999. Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. *Acta geologica Hungarica*, 42: 5-31.
- Majoor, B., 1990. Paleocology of the Middle-Miocene (Serravallian) marine macro fauna at Mios (Gironde, France) with paleotemperature analysis of shell growth of the bivalve *Megacardita jouanneti*. Master Sciences Thesis, University of Groningen, 20 pp.
- Manum, S.B., Boulter, M.C., Gunnarsdottir, H., Rangnes, K., Scholze, A., 1989. Eocene to Miocene palynology of the Norwegian Sea (ODP Leg 104), In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 104*, pp. 611-662.
- Marton, E., Kovac, M., 2004. Paleomagnetic results, as a tool for preparing realistic palaeogeographic/palinspastic model of the Central Paratethys during the Miocene. EEDEN-ESF meeting "A bridge to cross", Heraklion, Creta.
- Maurel-Ferrandini, M., 1976. Reconstitution paléogéographique du Burdigalien du littoral de la chaîne de la Nerthe et de la Région des Etangs (Bouches du Rhône, France). *Trav. Lab. Géol. Historique Paléontol. Univ. Provence*, 7: 133 pp.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.), *Proceedings 2nd Planktonic Conference (Roma, 1970)*: 739-785.
- Martín Pérez, J.A., Viseras, C., 1994. Sobre la posición estratigráfica de las "Margas de Gor", Sierra de Baza, Cordillera Bética. *Geogaceta*, 15: 63-66.
- Mein, P., 1970. Les sciuroptères (Mammalia, Rodentia) néogènes d'Europe occidentale. *Géobios*, 3(3): 7-77.
- Mein, P., 1984. Composition quantitative des faunes de mammifères du Miocène moyen et supérieur de la région lyonnaise. *Paléobiol. Continent.*, 14: 339-346.
- Mein, P., 1985. A new direct correlation between marine and continental scales in Rhodanian Miocene. *Abstracts VIII Congress R.C.M.N.S., Budapest*, 377-379.
- Mein, P., 1999. The late Miocene small mammals succession from France, with emphasis in the Rhône Valley localities. In: Agustí, J., Rook, L., Andrews, P. (Eds.), *The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystem in Europe*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 140-164.
- Meller, B., Kovar-Eder, J., Zetter, R., 1999. Lower Miocene leaf, palynomorph, and diaspore assemblages from the base of the lignite-bearing sequence in the oencast mine Oberdorf, N Voitsberg (Styria, Austria) as an indication of "Younger Mastixioid" vegetation. *Palaeontographica Abt. B*, 252(5-6): 123-179.
- Menouret, B., 2004. Les vertébrés du Miocène Supérieur de Soblay, commune de Saint-Martin-du-Mont (Ain). *Diplôme d'Associé de Recherche. Université Claude Bernard Lyon-1*. 145 pp.
- Méon-Vilain, H., 1968. Analyses Sporo-polliniques dans l'Helvetien-type du Imihubel (Berne), *Eclogae Geol. Helv.*, 61(2): 435-457.
- Meulenkamp, J.E., Sissingh, W., 2003. Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African-Eurasian convergent plate boundary zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(1-2): 209-228.
- Micheels A., Mosbrugger V., Bruch A., Fortelius M., Suc J.-P., Uhl D., Utescher T., Van Dam J., Fauquette S., 2003. Late Miocene climate modelling and its validation with proxy data. EEDEN Plenary Workshop, Stara Lesna, abstracts, 1 p.

- Miller, K.G., Feigenson, M., Wright, J.D., Clement, B., 1991. Miocene isotope reference section, Deep Sea Drilling Project Site 608: an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution. *Palaeoceanography*, 6(1): 33-52.
- Mommersteeg, H. J. P. M., Loutre, M.F., Young, R., Wijmstra, T.A., Hooghiemstra, H., 1995. Orbital forced frequencies in the 975.000 year pollen record from Tenagi Philippon (Greece). *Clim. Dyn.*, 11: 4-24.
- Montanari, A., Bice, D.M., Capo, R., Coccioni, R., Deino, A., DePaolo, D.J., Emmanuel, L., Monechi, S., Renard, M., Zevenboom, D., 1997. Chapter 3. Integrated stratigraphy of the Chattian to mid-Burdigalian pelagic sequence of the Contessa Valley (Gubbio, Italy). In: Montanari, A., Odin, G.S., Coccioni, R. (Eds.), *Miocene stratigraphy: An integrated approach*. Elsevier.
- Mosbrugger, V., 1999. The nearest living relative method. In: Jones, T.P., Rowe, N.P. (Eds.), *Fossil Plants and Spores: Modern Techniques*. Geological Society, London, pp. 261-265.
- Mosbrugger, V., Utescher, T., 1997. The coexistence approach – a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial palaeoclimate data using plant fossils. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 134: 61-86.
- Müller, C., Pujol, C., 1979. Etude du nannoplancton calcaire et des foraminifères planctoniques dans l'Oligocène et le Miocène en Aquitaine (France). *Géologie Méditerranéenne*, 6(2): 357-368.
- Nádor, A., Lantos, M., Tóth-Makk, A., Thamó-Bozsó, E., 2003. Milankovitch-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. *Quat. Sci. Rev.*, 22: 2157-2175.
- Nagy, E., 1991. Climatic changes in the Hungarian Neogene. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 65(1-4): 71-74.
- Nagy, E., Kóky, J., 1991. Middle Miocene mangrove vegetation in Hungary. *Acta geologica Hungarica*, 34: 45-52.
- Nagy, E., 1992. Magyarország Neogen sporomorphainak értékelese. *Geol. Hung.*, 53: 1-379.
- Nagymarosi, A., 1982. Badenian-Sarmatian nannoflora from the borehole Tengelic 2, in: Nagy, E., Bodor, E., Hagymarosi, A., Korecz-Laky, I., Bohn-Havas, M., Sütő-Szentai, M., Széles, M., Korpás-Hódi, M. (Eds.), *Palaeontological examination of the geological log of the borehole Tengelic 2*, *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 65, Budapest, pp. 145-149.
- Naish, T. R., Woolfe, K.J., Barrett, P.J., Wilson, G.S., Atkins, C., Bohaty, S.M., Bücker, C.J., Claps, M., Davey, F.J., Dunbar, G.B., Dunn, A.G., Fielding, C.R., Florindo, F., Hannah, M.J., Harwood, D.M., Henrys, S.A., Krissek, L.A., Lavelle, M., van der Meer, J., McIntosh, W.C., Niessen, F., Passchier, S., Powell, R.D., Roberts, A.P., Sagnotti, L., Scherer, R.P., Strong, C.P., Talarico, F., Verosub, K.L., Villa, G., Watkins, D.K., Webb, P.-N., Wonik, T., 2001. Orbitally induced oscillations in the East Antarctic ice sheet at the Oligocene/Miocene boundary. *Nature*, 413: 719-723.
- Naud, G., Suc, J.-P., 1975. Contribution à l'étude paléofloristique des Coirons (Ardèche): premières analyses polliniques dans les alluvions sous basaltiques et interbasaltiques de Mirabel (Miocène supérieur). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7(17/5): 820-827.
- Nix, H., 1982. Environmental determinants of biogeography and evolution in Terra Australis. In: Barker, W.R., Greenslade, P.J.M., (Eds.), *Evolution of the Flora and Fauna of Arid Australia*. Peacock Publ., Frewville, pp. 47-66.
- Ogasawara, K., 2002. Responses of Japanese Cenozoic molluscs to Pacific gateway events. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(3): 206-214.
- Okada, H., Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, 5: 321-325.

- Okuda, M., van Vugt, N., Nakagawa, T., Ikeya, M., Hayashida, A., Yasuda, Y., Setoguchi, T., 2002. Palynological evidence for the astronomical origin of lignite-detritus sequence in the Middle Pleistocene Marathousa Member, Magapolis, SW Greece, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 201 : 143-157.
- Ozenda P., Noifalise A., Tomaselli R., Trautmann W., 1979. Vegetation map of the Council of Europe Member States. Scale 1/3000000. European Committee for the conservation of nature and natural resources, Strasbourg, France, 99 p., 3 maps.
- Ozenda P., 1989. Le déplacement vertical des étages de végétation en fonction de la latitude : un modèle simple et ses limites. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 535-540.
- Ozenda, P., 2002. Perspectives pour une géobiologie des montagnes. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, 195 pp.
- Pagani, M., Arthur, M.A., Freeman, K.H., 1999. Miocene evolution of atmospheric carbon dioxide. *Paleoceanography*, 14: 273-292.
- Pagani, M., Arthur, M.A., Freeman, K.H., 2000. Variations in Miocene phytoplankton growth rates in the southwest Atlantic: Evidence for change in ocean circulation. *Paleoceanography*, 15: 486-496.
- Pais, J., 1986. Evolution de la végétation et du climat pendant le Miocène au Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 8: 179-191.
- Palmarev, E., Ivanov, D., 2001. Charakterzüge der vegetation des Sarmatien (Mittle- bis Obermiozän) im südlichen Teil des Dazischen Beckens (Südost Europa). *Palaeontografica Abt. B*, 259(1-6): 209-220.
- Papaianopol, I., Jipa, D., Marinescu, F., Ticleanu, N., Macalet, R., 1995. Upper Neogene from the Dacic Basin - Guide to excursion B2 (post-congress) X congress RCMNS, Bucuresti. *Romanian Journal of Stratigraphy*, 76(1): 1-43.
- Papp, A., 1951. Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 39-41: 99-193.
- Papp, A., 1956. Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 47: 1-97.
- Papp, A., Steininger, F., 1978. Holostratotypus: Baden-Sooss. – In: Papp, A., Cicha, I., Senes, J., and Steininger, F. (Eds.): M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, 6, VEDA, Bratislava, pp. 158-168.
- Pardo-Igúzquiza, E., Chica-Olmo, M., Rodríguez-Tovar, F.J., 1994. CYSTRATI: A computer program for spectral analysis of stratigraphic successions. *Comput. Geosci.* 20, 511-584.
- Pardo-Igúzquiza, E., Schwarzacher, W., Rodríguez-Tovar, F.J., 2000. A library of computer programs for assisting teaching and research in cyclostratigraphic analysis. *Comput. Geosci.*, 26: 723-740.
- Parize, O., Aguilar, J.P., Besson, D., Clauzon, G., Crumeyrolle, P., Rubino, J.-L., enviado. Commentaire de l'article de Renaud Couëffé et Olivier Maridet, Découverte de deux gisements à micromamifères du Burdigalien supérieur dans la Molasse Marine du bassin de Digne (Alpes de Haute-Provence, SE France) : Implications stratigraphiques et tectoniques, *Eclog. Geol. Helv.*, 96 (2) (2003):197-207, *Eclogae Geol. Helv.*
- Paul, H. A., Zachos, J.C., Flower, B.P., Tripathi, A., 2000. Orbitally induced climate and geochemical variability across the Oligocene/Miocene boundary. *Paleoceanography*, 15: 471-485.
- Pearson, P.N., Palmer, M.R., 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406: 695-699.

- Perez Villa M.-J., Fauquette S., Suc J.-P., Bessedik M., 2001. Palynological contribution to estimation of Mio-Pliocene altitude of Eastern Pyrenees. Second EEDEN Workshop "Late Miocene to Early Pliocene environments and ecosystems", Sabadell, 2 pp.
- Perrin, C., 2002. Tertiary: the emergence of modern reef ecosystems. *SEPM Special Publication*, 72: 587-621.
- Pisera, A., 1996. Miocene reefs in the Paratethys: a review. In: Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, B., Rouchy, J.M. (Eds.), *SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology Series*, 5: 97-104.
- Planderová, E., 1990. Miocene microflora of slovak Central Paratethys and its biostratigraphical significance, *Dionyz Stur Institute of Geology*, 143 pp.
- Piasecki, S., 1980. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Miocene Hodde and Gram Formations, Denmark. *Geological Society of Denmark*, 29: 53-76.
- Poignant, A., Pujol, C., 1978. Nouvelles données micropaléontologiques (foraminifères planctoniques et petits foraminifères benthiques) sur le stratotype stratotypes bordelais du Burdigalien. *Géobios*, 11(5): 655-712.
- Popescu, S.-M., 2001a. Végétation, climat et cyclostratigraphie en Paratéthys centrale au Miocène supérieur et au Pliocène inférieur d'après la palynologie. Tesis. Université Claude Bernard Lyon-1. 233 pp.
- Popescu, S.-M., 2001b. Repetitive changes in Early Pliocene vegetation revealed by high-resolution pollen analysis: revised cyclostratigraphy of southwestern Romania. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 120, 3-4, 181-202.
- Popescu, S.-M., Suc, J.-P., Loutre, M.-F., en prensa. Early Pliocene vegetation changes forced by eccentricity-precession in southwestern Romania. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*
- Popov, S.V., Rögl, F., Rozanov, A.Y., Steininger, F.F., Shcherba, I.G., Kovac, M., 2004. Lithological-Palaeogeographic maps of Paratethys, 10 maps Late Eocene to Pliocene. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 250: 1-46.
- Powell, A.J., 1986a. Latest Palaeogene and Earliest Neogene dinoflagellate cysts from the Lemme section, Northwest Italy. In: Wrenn J.H., Duffield, S.L., Stein, J.A. (Eds.), *Papers from the first symposium on Neogene dinoflagellate cyst biostratigraphy*, American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series, 17: 83-104.
- Powell, A.J., 1986b. A dinoflagellate cyst biozonation for the Late Oligocene to Middle Miocene succession of the Langhe region, Northwest Italy. In: Wrenn J.H., Duffield, S.L., Stein, J.A. (Eds.), *Papers from the first symposium on Neogene dinoflagellate cyst biostratigraphy*, American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series, vol. 17, pp. 105-127.
- Quézel, P., 1965. *La végétation du Sahara, du Chad à la Mauritanie*. Fischer Verlag, Stuttgart.
- Quézel, P., Di Pasquale, G., Garfi, G., 1993. Découverte d'un *Zelkova* en Sicile sud-orientale. Incidences biogéographiques et historiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, série III, 21-26.
- Quézel, P., Médail, F., 2003. *Ecologie et biogéographie des forêts du bassin méditerranéen.*, Elsevier France, 571 pp.
- Rivas-Carballo, M. R., 1991. The development of vegetation and climate during the Miocene in the south-eastern sector of the Duero Basin (Spain), *Rev. Paleobot. Palynol.*, 67: 341-351.
- Rivas-Carballo, M.R., Alonso-Gavilán, G., Valle, M.F., Civis, J., 1994. Miocene palynology of the central sector of the Duero basin (Spain) in relation to palaeogeography and palaeoenvironment. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 82: 251-264.

- Rivas-Martínez, S., 1987. Mapa de las series de vegetación de España. ICONA. Madrid, 268 pp.
- Rocca, D., Bellanca, A., Neri, R., Russo, B., Sgarrella, F., Sprovieri, M., 2003. A Milankovitch climate control on the Middle Miocene Mediterranean intermediate water: Evidence from benthic microfauna and isotope geochemistry of the Ras Il-Pellegrin composite section (Malta island, Central Mediterranean). *Geophys. Res. Abstracts*, 5: 14359.
- Rodríguez Amenabar, C., Ottone, E.G., 2003. La aplicación de *Botryococcus* (Chlorococcales) como indicador paleoambiental en el Triásico de Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 35(2): 161-169.
- Rodríguez-Fernández, J., Comas, M.C., Soria, J., Martín-Pérez, J.A., Soto, J.I., 1999. The sedimentary record of the Alboran Basin: an attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis. In: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 161: 69-76.
- Roetzel, R., Cicha, I., Stojaspal, F., Decker, K., Wimmer-Frey, I., Ottner, F. and Papp, H., 1999. Göllersdorf – Ziegelei und Tonbergbau Wienerberger. In: Roetzel, R. (Ed.), *Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt, Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn*. Geologische Bundesanstalt, Wien, pp. 335-341.
- Rögl, V.F., 1998. Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene), *Ann. Naturhist. Mus. Wien.*, 99A, 279-310.
- Rögl, F., Spezzaferri, S., Coric, S., 2002. Micropaleontology and biostratigraphy of the Karpatian–Badenian transition (Early–Middle Miocene boundary) in Austria (Central Paratethys). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 237: 47-67.
- Roiron, P., Ferrer, J., Liñan, E., Rubio, C., Díez, J.-B., Popescu, S., Suc, J.-P., 1999. Les flores du bassin lacustre de Rubielos de Mora. Nouvelles données sur les conditions climatiques au Miocène inférieur dans la région de Teruel (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 329: 897-904.
- Rosell, J., Obrador, A., Robles Orozco, S., Palli, L., 1973. Sedimentología del Mioceno del Vallès occidental (prov. de Barcelona). *Acta Geologica Hispanica*, 8(1): 25-29.
- Roth-Nebelsick, A., Utescher, T., Mosbrugger, V., Diester-Haass, L., Walther, H., 2004. Changes in atmospheric CO₂ concentrations and climate from the Late Eocene to Early Miocene: palaeobotanical reconstruction based on fossil floras from Saxony, Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 205: 43-67.
- Royden, L.H., Horváth, F., 1988. The Pannonian Basin. A study in basin evolution. *AAPG Mem.*, 45, 394 pp.
- Rupp, C., Roetzel, R., Stojaspal, F., 1996. Stop 9: Strass-Eberschwang. In: Krenmayr, H. G., Roetzel, R. (Eds.), *Oligozäne und miozäne Becken- und Gezeitensedimente in der Molassezone Oberösterreichs*. Exkursionsführer des 11. Sedimentologentreffen, *Berichte der Geologischen Bundesanstalt* 33, Wien, pp. 25–27.
- Rusbült, J., Strauss, C., 1992. Mikrofossilien des Unter- und Mittel-miozän in der Braunkohlenbohrung Lübtheen 46/84 (südwest-Mecklenburg). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 1992, H., 3: 150-170.
- Sachse, M., 2001. Oleaceous laurophyllous leaf fossils and pollen from the European Tertiary. *Review of Pollen and Palynology*, 115: 213-234.
- Saint Martin, J.-P., Müller, P., Moissette, P., Dulai, A., 2000. Coral microbialite environment in a Middle Miocene reef of Hungary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160: 179-191.

- Sanz de Siria Catalán, A., 1993. Datos sobre la paleoclimatología y paleoecología del Neógeno del Vallès-Penedès según las macrofloras halladas en la cuenca y zonas próximas. *Paleontologia i Evolució*, 26-27: 281-289.
- Savin, S.M., Abel, L., Barrera, E., Hoodell, D., Keller, G., Kennett, J.P., Killingley, J., Murphy, M., Vinsent, E., 1985. The evolution of Miocene surface and near-surface marine temperatures: oxygen isotopic evidence. *Geol. Soc. Am. Memoir*, 163: 49-82.
- Shackleton, N.J., Kennett, J.P., 1975. Palaeotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon analyses in DSDP Sites 277, 279, 281. In: Kennet, J.P., et al. (Eds.), *Init. Rep. DSDP*, 29: 743-755.
- Shackleton, N. J., Crowhurst, S.J., Weedon, G.P., Laskar, J., 1999. Astronomical calibration of Oligocene-Miocene time, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A* 357: 1907-1929.
- Shackleton, N. J., Hall, M.A., Raffi, I., Tauxe, L., Zachos, J., 2000. Astronomical calibration age for the Oligocene-Miocene boundary. *Geology*, 28: 447-450.
- Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G., Kissling, E., 1996. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15: 1036-1064.
- Schmid, H. P., Harzhauser, M. and Kroh, A., 2001. Hypoxic Events on a Middle Miocene Carbonate Platform of the Central Paratethys (Austria, Badenian, 14 Ma) with contributions by Coric, S., Rögl, F. and Schultz, O., *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, 102A: 1-50.
- Schoepfer, P., 1989. *Sédimentologie et stratigraphie de la molasse marine supérieure entre Gibloux et l'Aar*. Thèse, Université de Fribourg (Suisse), 211 pp.
- Schwarzacher, W., 1975. Sedimentation models and Quantitative Stratigraphy. *Developments in sedimentology* 19, Elsevier, Amsterdam, 382 p.
- Schwarzacher, W., 1993. Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory, *Developments in sedimentology* 52, Elsevier, Amsterdam, 225 p.
- Séranne, M., 1999. The gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Séranne, M. (Eds.), *The Mediterranean Basin: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. Geological Society of London, Special Publication, 156: 15-36.
- Shevenell, A.E., Kennett, J.P., Lea, D.W., 2004. Middle Miocene Southern Ocean cooling and Antarctic cryosphere expansion. *Science*, 305: 1766-1770.
- Sickenberg, O., Becker-Platen, J.D., Benda, L., Berg, D., Engesser, B., Gaziry, W., Heissig, K., Hünerman, K.A., Sondaar, P.Y., Schmidt-Kittler, N., Staesche, K., Steffens, P., Tobien, H., 1975. Die gliederung des höheren Jungtertiärs und Altquartärs in der Türkei nach vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Stratigraphie. *Geologisches Jahrbuch Reihe B*, 15, 167 pp.
- Solé de Porta, N., Porta, J., 1984. Etat actuel des connaissances palynologiques du Tertiaire de l'Espagne. *Revue de Paléobiologie*, volume spécial: 209-219.
- Steininger, F.F., 1999. The Continental European Neogene. Chronostratigraphy, geochronology and biochronology of the Miocene "European Land Mammal Mega-Zones (ELMMZ) and the Miocene "Mammal - Zones (MN- Zones)". In: Rössner, G.E., Heissig, K. (Eds.), *Land Mammals of Europe*, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, pp. 281-300.
- Steininger, F.F., Bernor, R., Fahlbusch, V., 1990. European Nogene marine/continental chronologic correlations. In: Lindsay, E.H., Fahlbusch, V., Mein, P. (Eds.), *European Neogene Mammal Chronology*. NATO ASI Series A Plenum, New York, pp. 15-46.

- Steininger, F.F., Berggren, W.A., Kent, D.V., Bernor, R.L., Sen, S., Agustí, J., 1996. Circum-Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) Marine – Continental Chronologic Correlations of European Mammal Units, In: Bernor et al., (Eds.), *The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas*, Columbia University Press, New York, pp. 7-46.
- Steurbaut, E., 1984. Les otolithes de Téléostéens de l'Oligo- Miocène d'Aquitaine (Sud-Ouest de la France). *Paleontographica Abt. A*, 186(1-6): 162 pp.
- Stover, L.E., Brinkhuis, H., Damassa, S.P., de Verteuil, L., Helby, R.J., Monteil, E., Partridge, A.D., Powell, A.J., Riding, J.B., Smelror, M., Williams, G.L., 1996. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. In: Jansonius, J., Mc Greggor, D.C., (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, vol. 2, pp. 641-750.
- Strauss, C., Lund, J.J., 1992. A Middle Miocene dinoflagellate cyst microflora from Papendorf near Hamburg, Germany. *Mitt. Geol. -Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 73: 159-189.
- Strauss, C., Lund, J.J., Lund-Christensen, J., 2001. Miocene dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Nieder Ochtenhausen Research Borehole (NW Germany). *Geol. Jb.*, A152 : 395–447.
- Suc, J.-P., 1980. Contribution à la connaissance du Pliocène et du Plistocène 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). Tesis. Université de Montpellier 2, 198 p.
- 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., 1989. Distribution latitudinale et étagement des associations végétales au Cénozoïque supérieur dans la zone ouest-méditerranéenne. *Bull. Soc. géol. France*. 8 (3), 541-550.
- 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*, 310, Série II: 1701-1707.
- Suc, J.-P., Drivaliari, A., 1991. Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments: an example from the earliest Pliocene Orb Ria (Languedoc, Southern France). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 70: 247-253.
- 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., Meon, H., Comborieu-Nebout, N., 1999. Neogene vegetation changes in West European and West circum-Mediterranean areas. In: Agustí, J., Rook, L., Andrews, P. (Eds.), *The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe.*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 378-388.
- Sütő-Szentai, M., 1994. Microplankton associations of organic skeleton in the surroundings of Villány Mts. *Földtani Közlöny*, 124(4): 451–478.
- Sütő-Szentai, M., 1995. Délkelet-Dunántúl ósföldrajzi képe a Pannoniai emelet idején. *Folia Comloensis*, 6: 35–55.
- Sütő-Szentai, M., 2002. Analysis of microplankton of organic skeleton from borehole Nagykozár-2 (S-Hungary). *Folia Comloensis*, 11: 93–110.
- Sütő-Szentai, M., 2003. The organic-walled microplankton in borehole Máriakéménd-3 (Southern Hungary). *Folia comloensis*, 12: 129-142.

- Tari, G., 1992. Late Neogene transgression in the northern tectonic zone Mecsek Mts, Hungary, *Ann. Eötvös University Budapest, Sect. Geol.*, 29: 165-187.
- Tollmann, A., Kristan-Tollmann, E., 1962. Das Alter des hochgelegenen "Ennstal-Tertiärs". *Mitt. Österr.-geogr. Ges.*, 104: 337-347.
- Torricelli, S., Biffi, U., 2001. Palynostratigraphy of the Numidian Flysch of northern Tunisia (Oligocene–Early Miocene). *Palynology*, 25: 29–56.
- Turco, E., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Shackleton, N.J., Zachariasse, W.J., 2001. Punctuated evolution of global climate cooling during the late Middle to Late Miocene: High-resolution planktonic foraminiferal and oxygen isotope records from the Mediterranean. *Paleoceanography*, 16(4): 405-423.
- Turon, J.-L., 1984. Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord-oriental. Evolution climatique et hydrobiologique depuis le dernier maximum glaciaire. Tesis, Universidad Burdeos 1, 313 pp.
- Vai, R., 1995. La località fossilifera di Valle Ceppi (Collina di Torino): studio sistematico di molluschi Burdigaliani e proposta di geotopo. Tesis Doctoral, Universidad de Turin.
- Vakarcs, G., Handerbol, J., Abreu, V.S., Vail, P., Várnai, P., Tari, G., 1998. Oligocene-Middle Miocene depositional sequences of the Central Paratethys and their correlation with regional stages. In: de Graciansky, P.C., et al. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Spec. Publ., 60, Tulsa, pp. 209-231.
- Valle, M. F., Alonso Gavilán, G., Rivas-Carballo, M.R., 1995. Analyse Palynologique Préliminaire du Miocène dans le NE de la Dépression du Duero (aire de Belorado, Burgos, España). *Géobios*, 28 (4): 407-412.
- Van Campo, E., 1989. Flore pollinique du Miocène supérieur de Venta del Moro (Espagne). *Acta Palynologica*, 1: 9-32.
- Van Campo, M., Darius Bengo, M., 2004. Mangrove palynology in recent marine sediments off Cameroon. *Marine Geology*, 208: 315-330.
- Van der Kaars, S., 2001. Pollen distribution in marine sediments from the south-eastern Indonesian waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 171: 341-361.
- Vincent, E., Berger, W.H., 1985. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: the Monterey hypothesis. In: Sundquist, E.T. & Broecker, W.S. (Eds.), *The carbon cycle and atmospheric CO₂: natural variations Archean to Present*. AGU Monograph, 32: 455-468.
- Viret, J., Mazonot, G., 1948. Nouveaux restes de mammifères dans le gisement de lignite pontien de Soblay (Ain). *Ann. Paleont.*, Paris, 34: 17-59.
- Wagner, A., 1966. Coupe stratigraphique La Nèphe-Piollat. In: ESSO-REP report. Harry Wassall & Assoc., Inc. Consulting Geologist, Ginebra, Suiza.
- Wang, C.W., 1961. The forests of China with a survey of grassland and desert vegetation. Maria Moors Cabot Foundation, 5, Harvard University, Cambridge, Massachusetts, 313 pp.
- Weedon, G. P., 2003. *Time-series analysis and Cyclostratigraphy*. Cambridge University Press, New York, 259 pp.
- Weedon, G. P., Shackleton, N.J., 1997. Inorganic geochemical composition of Oligocene to Miocene sediments and productivity variations in the Western equatorial Atlantic: Results from sites 926 and 929. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Res.* 154, 507-526.

- Wessely, G., 1988. Structure and Development of the Vienna Basin in Austria. In: Royden, L. H., and Horvath, F., (Eds.), *The Pannonian System. A study in basin evolution*. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 45: 333-346.
- White, F., 1983. *The vegetation of Africa, a descriptive memoir to accompany the UNESCO/AETFAT/UNSO vegetation map of Africa*. Natural Resources Research 20, UNESCO, Paris, 356 pp.
- Williams, G.L., Lentin, J.K., Fensome, R.A., 1998. *The Lentin and Williams Index of fossil dinoflagellates 1998 edition*. American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, 34, 817 pp.
- Williams, G.L., Brinkhuis, H., Pearce, M.A., Fensome, R.A., Weegink, J.W., 2004. Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared: Index events for the Late Cretaceous–Neogene. In: Exon, N.F., Kennett, J.P., and Malone, M.J. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 189, 1–98.
- Wilpshaar, M., Santarelli, A., Brinkhuis, H., Visscher, H., 1996. Dinoflagellate cysts and mid-Oligocene chronostratigraphy in the central Mediterranean region. *Journal of the Geological Society, London* 153: 553–561.
- Woodruff, F., Savin, S.M., 1989. Miocene deep water oceanography. *Paleoceanography*, 4: 87-140.
- Woodruff, F., Savin, S.M., 1991. Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: High resolution correlations, palaeoclimatic cycles, and sediment preservation. *Paleoceanography*, 6: 755-806.
- Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290: 1910-1917.
- Wright, J.D., Miller, K.G., Fairbanks, R.D., 1992. Early and middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography*, 7: 357-389.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001a. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686-693.
- Zachos, J. C., Shackleton, N.J., Revenaugh, J.S., Pälike, H., Flower, B.P., 2001b. Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*, 292, 274-278.
- Zetter, R., 1998. Palynological investigations from the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). *Jb. Geol. B.-A.*, 140(4): 461-468.
- Zevenboom, D., 1995. *Dinoflagellate cysts from the Mediterranean Late Oligocene and Miocene*. CIP-Gegevens Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, 221 p. (Published Ph.D. thesis, State University of Utrecht)
- Zevenboom, D., 1996. Late Oligocene–early Miocene dinoflagellate cysts from the Lemme–Carrosio section (NW Italy); biostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation. *Giornale di Geologia*, ser. 3, 58 (1–2): 81–93.
- Zevenboom, D., Brinkhuis, H., Visscher, H., 1994. Dinoflagellate cysts [sic.] palaeoenvironmental analysis of the Oligocene/Miocene transition in northwest and central Italy. *Giornale di Geologia*, ser. 3, 56 (1): 155–169.
- Zheng, Z., 1986. Contribution palynologique à la connaissance du Néogène du Sud-Est français et de Ligurie. Tesis, Université Montpellier 2, 142 pp.
- Zheng, Z., 1990. Végétations et climats néogènes des Alpes maritimes franco-italiennes d'après les données de l'analyse palynologique. *Paléobiol. Continent.*, 17 : 217-244.