

Bioestratigrafía y litoestratigrafía del Paleógeno del área de Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España)

J. SERRA-KIEL ⁽¹⁾, M. MARTÍN-MARTÍN ⁽²⁾, B. EL MAMOUNE ⁽²⁾, A. MARTÍN-ALGARRA ⁽²⁾, J.A. MARTÍN-PÉREZ ⁽²⁾, J. TOSQUELLA ⁽¹⁾, C. FERRÁNDEZ-CAÑADELL ⁽¹⁾ Y F. SERRANO ⁽³⁾

1 Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 08071 Barcelona, Spain.

2 Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain.

3 Departamento de Geología y Ecología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, 29071 Málaga, Spain.

RESUMEN

Se presentan nuevos datos litoestratigráficos y bioestratigráficos del Paleógeno de Sierra Espuña (zona limítrofe entre la zona interna y la externa de la cordillera Bética). Los datos bioestratigráficos se han basado en las zonas de macroforaminíferos, foraminíferos planctónicos, y nanoplankton calcáreo. Los resultados litoestratigráficos y bioestratigráficos se han correlacionado con una escala cronoestratigráfica.

El Paleógeno de Sierra Espuña se divide en dos ciclos sedimentarios limitados por dos discontinuidades a nivel de cuenca:

- 1) El *Ciclo Sedimentario Inferior del Terciario Maláguide*, preorogénico, se subdivide en cuatro secuencias deposicionales: La Secuencia Depositional del Paleoceno, representada por la Formación Mula (Daniense-Thanetiense); la Secuencia Depositional del Cuisiense-Luteciense inferior, representada por las formaciones Espuña y Valdelaparra; la Secuencia Depositional del Luteciense medio-Priaboniense, representada por las formaciones Cánovas y Malvariche; y la Secuencia Depositional del Rupeliense (Oligoceno Inferior), representada por la Formación As.
- 2) El *Ciclo Sedimentario Superior del Terciario Maláguide*, sinorogénico, está representado por las formaciones Bosque y Río Pliego y comprende desde el Rupeliense terminal al Aquitaniense. A este ciclo le sucede el *Ciclo Sedimentario del Burdigaliense Inferior*, representado por la Formación El Niño. Este ciclo no pertenece propiamente al Maláguide sino que representa un grupo de depósitos sinorogénicos (Grupo Viñuela) transgresivos sobre las Zonas Internas parcialmente estructuradas.

Palabras Clave: Bioestratigrafía, Litoestratigrafía, Zona Bética Interna, Sierra Espuña, Paleógeno.

ABSTRACT

From new biostratigraphic and lithostratigraphic data, a revision is made of the Paleogene of the Malaguide Complex of Sierra Espuña, located in the Internal Zone (Internal-External Zone Boundary) of the Betic Cordillera. The Paleogene deposits are characterized according to formations and integrated into depositional sequences and sedimentary cycles. The biostratigraphic data are based on larger foraminifers, planktonic foraminifers, and calcareous nannoplankton. The results are integrated into a lithostratigraphic synthesis and correlated to a chronostratigraphic chart proposed by Serra-Kiel *et al.* (1998).

The Paleogene of Sierra Espuña is subdivided into two main sedimentary cycles bounded by regional unconformities: a preorogenic Lower Sedimentary Cycle and a synorogenic Upper Sedimentary Cycle:

- 1) The *Malaguide Tertiary Lower Sedimentary Cycle* ranges from the Paleocene to the Lower Oligocene, and is subdivided into four depositional sequences: The Paleocene Depositional Sequence is represented by the Mula Formation and comprises a lower part dated as Danian, a middle part dated as Selandian, and an upper part dated as Thanetian. The Cuisian-early Lutetian Depositional Sequence is represented by the laterally related Espuña and Valdelaparra formations, which have been dated as SBZ10-SBZ13 (early Cuisian-early Lutetian). The Middle Lutetian-Priabonian Depositional Sequence is represented by the laterally related Malvariche and Cánovas formations, and has been dated as SBZ14 (middle Lutetian) at the base and NP18-NP20 and P 15 (late Bartonian-Priabonian) at the top. The Lower Oligocene Depositional Sequence is represented by the As Formation. Our results show that some Lower Oligocene species occur together with reworked Eocene foraminifers in this formation. This age is highly important in determining the true timing of the thrust events of the upper units of the Malaguide Complex.

- 2) The synorogenic, *Malaguide Tertiary Upper Sedimentary Cycle* ranges from the late Lower Oligocene to the Aquitanian. It is represented by the laterally related Bosque and Río Pliego Formations. The base was dated as NP23 and the upper part as NN 1. This cycle is followed by an also synorogenic, but not malaguide cycle: the *Early Burdigalian Sedimentary Cycle* represented by the El Niño Formation, which can be correlated with the Viñuela Group.

Key words: Biostratigraphy, Lithostratigraphy, Internal Betic Zone, Sierra Espuña, Paleogene

ENGLISH ABRIDGED VERSION

BIOSTRATIGRAPHY AND LITHOSTRATIGRAPHY OF THE PALEOGENE OF THE SIERRA ESPUÑA AREA (ORIENTAL BETIC CORDILLERA, SE SPAIN)

We present new biostratigraphic and lithostratigraphic data from the Paleogene of the Malaguide Tertiary from the Sierra Espuña area (oriental Internal-External Zone Boundary: Fig. 1). The biostratigraphic study will facilitate the construction of a time-scale for the geodynamic evolution of the Betic-Rif Belt during the period in which it acquired its main tectonic features.

From a stratigraphic-sedimentologic standpoint, the Tertiary of Sierra Espuña can be divided into sedimentary cycles that include several depositional sequences, represented by stratigraphic formations and bounded by unconformities and their laterally correlative conformities towards the centre of the basin (Fig. 2). Two Paleogene sedimentary cycles were differentiated:

A Malaguide Tertiary Lower Sedimentary Cycle, ranging from the Paleocene to the Priabonian, includes a Paleocene Depositional Sequence (Mula Fm.), a Cuisian-early Lutetian Depositional Sequence (Espuña Fm. and Valdelaparra Fm.), a middle Lutetian-Priabonian Depositional Sequence (Malvariche Fm. and Cánovas Fm.), and a Lower Oligocene Depositional Sequence (As Fm.)

A Malaguide Tertiary Upper Sedimentary Cycle, represented by the Bosque Fm. (Upper Oligocene) and the Río Pliego Fm. (Upper Oligocene-Aquitania).

These Paleogene sedimentary cycles are followed by the Neogene Burdigalian Sedimentary Cycle, represented by El Niño Formation, and the Middle Miocene Sedimentary Cycle.

THE MALAGUIDE TERTIARY LOWER SEDIMENTARY CYCLE

This sedimentary cycle, Paleocene to Lower Oligocene in age, is bounded at the bottom by a major discontinuity with a biostratigraphic gap that comprises the Ilerdian and, occasionally, the Paleocene and the Upper Cretaceous as well. At the top, this cycle is bounded by a major discontinuity with a biostratigraphic gap, that can affect the underlying tertiary succession. The cycle is formed by the following depositional sequences bounded by minor discontinuities and the correlative continuities basin-toward.

The Paleocene Depositional Sequence

Represented by the Mula Formation, subdivided into three members (Fig. 3):

A Lower Sandstone Member, comprising of microconglomerates and calcareous conglomerates containing *Microcodium*, phosphates, quartz and abundant bioclasts, which alternate with centimetric levels of sandy marls with *Reedella* sp., *Spiroloculina* sp., *Reophax* sp., *Gyroidina* sp., *Lenticulina* sp., *Miliola* sp., *Linaresia* sp., *Stomatorbina binkhorsti* (REUSS 1862), textularids, cibicides and nodosarids. The absence of larger foraminifera and the stratigraphic position, interbedded into the Upper Cretaceous and the Selandian (see below), suggest an Lower Paleocene (Danian) age or SBZ1.

An Intermediate Carbonated Member, formed by calcarenites or calcirudites of quartz pebbles, lydite and limestone, massive or with parallel stratification, containing *Cuvillierina sireli* INAN 1988, *Miscellanea globularis* RAHAGHI 1978, *Planorbulina cretae* (MARSSON 1878), *Linaresia* sp., *Haddonina* sp., *Ethelia alba* (PFENDER 1936), *Acicularia* sp., *Marinella* sp., miliolids and textularids. The presence of *M. globularis* indicates a late Paleocene age (Selandian) or SBZ2.

An Upper Sandstone Member, made of calcarenites and marly levels with planktonic foraminifers (*Subbotina linaperta* FINLAY 1947, *Globigerina triloculinoides* PLUMMER 1926, *Muricoglobigerina soldadoensis* BRÖNN 1952, *Morozovella aequa* CUSHMAN & RENZ 1942, *M. velascoensis* CUSHMAN 1925, *M. edgari* PREMOLI-SILVA & BOLLI 1973, *M. occlusa* LOEBLICH & TAPPAN 1957, *M. subbotinae* MOROZOVA 1957, *Planorotalites chapmani* PARR 1938, and *P. pseudomenardii* BOLLI 1957), and calcareous

nannoplankton (*Toweius eminens* PERCH-NIELSEN 1971, *T. pertusus* ROMEIN 1979, *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL 1954, *D. falcatus* BRAMLETTE & SULLIVAN 1961, *Rhombaster cuspis* BRAMLETTE & SULLIVAN 1961, *Ellipsolithus distictus* SULLIVAN 1964, *Sphenolithus primus* PERCH-NIELSEN 1971, *Ericsonia subpertusa* HAY & MOHLER 1967, *Prinsius bisulcus* HAY & MOHLER 1967, and *Sphenolithus anarrhopus* BRAMLETTE 1969). Both associations indicate a late Paleocene (Thanetian) age.

The Cuisian-early Lutetian Depositional Sequence

This consists of two laterally related formations, the España Fm. and the Valdelaparra Fm. (Fig. 4):

The España Formation

This ranges from the Cuisian to the early Lutetian and can be defined with three members:

A Sandy-Limestone Member, made of cream-coloured sandy limestones with *Alveolina* aff. *coudurensis* HOTTINGER 1960, *A. minuta* CHECCHIA-RISPOLI 1909, *A. fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI 1909, *A. oblonga* D'ORBIGNY 1826, *A. distefanoi* CHECCHIA-RISPOLI 1905, *A. ruetimeyeri* HOTTINGER 1960, *Glomalveolina minutula* REICHEL 1936, *Cuvillierina vallensis* (RUIZ DE GAONA 1948), and *Nummulites burdigalensis burdigalensis* DE LA HARPE 1926. This association indicates an early Cuisian age or SBZ10

A Limestone Member, made of cream-coloured and white limestones. The lower part of this member contains *Alveolina* aff. *coudurensis* HOTTINGER 1960, *A. minuta* CHECCHIA-RISPOLI 1909, *A. fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI 1909, *A. oblonga* D'ORBIGNY 1826, *A. distefanoi* CHECCHIA-RISPOLI 1905, *A. ruetimeyeri* HOTTINGER 1960, *Glomalveolina minutula* REICHEL 1936, *Alveolina sicula* DI STEFANI 1951, *A. schwageri* CHECCHIA-RISPOLI 1905, *Nummulites burdigalensis burdigalensis* DE LA HARPE 1926, *N. rotularius* DESHAYES 1838, *N. planulatus* (LAMARCK 1804), *N. pustulosus* DOUVILLÉ 1919, *N. escheri* SCHAUB 1981, *N. leupoldi* SCHAUB 1951, *Assilina placentula* (DESHAYES 1838), and *A. plana* SCHAUB 1981, which indicate the early Cuisian or SBZ10. The middle part of the member contains *Nummulites pratti* D'ARCHIAC & HAIME 1853, *N. nitidus* DE LA HARPE 1883, *N. distans* DESHAYES

1838, *N. parstchi* DE LA HARPE 1880, *N. leupoldi* SCHAUB 1951, *N. escheri* SCHAUB 1981, and *Assilina laxispira* DE LA HARPE 1926, which indicate a middle Cuisian or SBZ11. The upper part of this unit contains *Nummulites lehneri* SCHAUB 1962, *N. verneuili* D'ARCHIAC & HAIME 1853, and *Assilina tenuimarginata* HEIM 1908, which indicate an early Lutetian or SBZ13.

An Algal Limestone Member, comprising limestones with boundstone texture formed by coralline algae and attached foraminifers. The presence of *Nummulites lehneri* SCHAUB 1962, *N. verneuili* D'ARCHIAC & HAIME 1853, and *Assilina tenuimarginata* HEIM 1908 indicates an early Lutetian or SBZ13.

The Valdelaparra Formation

This ranges from the Cuisian to the early Lutetian, and consists of marls and marly limestones with gastropod-rich and lignite-bearing levels (Fig. 4). In the Valdelaparra area, calcareous levels intercalated within these deposits, contain *Alveolina fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI 1905, which indicate an early Cuisian or SBZ10.

The middle Lutetian-Priabonian Depositional Sequence

This sequence consists of two formations, the Malvariche Fm. and the Cánovas Fm.

The Malvariche Formation

This consists of calcarenites with numerous larger foraminifers, and open-shelf marls with larger foraminifers, planktonic foraminifers and calcareous nannoplankton (Fig. 4). Three members were distinguished:

The Lower Member consists of limestone rich in larger foraminifers. The presence of *N. aspermontis* SCHAUB 1981, *N. boussaci* ROZLOZSNIK 1924, *N. alponensis* SCHAUB 1981, *N. aff. milleciput* BOUBÉE 1832, *N. hilarionis* SCHAUB 1981, *N. beneharnensis* DE LA HARPE 1926, and *Assilina* aff. *exponens* (SOWERBY 1840) indicates an early middle Lutetian or SBZ14.

The Middle Member consists of marls with a limestone level in its middle part. It contains abundant *N. aff. deshayesi* D'ARCHIAC & HAIME 1853, and *N. aff.*

tavertetensis REGUANT & CLAVELL 1967, which indicate the late middle Lutetian or SBZ15. The upper part of the unit contains *N. herbi* SCHAUB 1981, *N. deshayesi* D'ARCHIAC & HAIME 1853, *N. praepuschi* SCHAUB 1981, *N. discorbinus* SCHLOTHEIM 1820, *N. aff. biarritzensis* d'ARCHIAC & HAIME 1853, *N. millicaput* BOUBÉE 1832 and *N. lorioli* DE LA HARPE 1879, which indicate a late Lutetian or SBZ16.

The Upper Member consists of calcarenites with *Nummulites perforatus* DE MONTFORT 1808, *N. praegarnieri* SCHAUB 1981, *N. beaumonti* D'ARCHIAC & HAIME 1853, *N. hottingeri* SCHAUB 1981, *Assilina exponens* (SOWERBY 1840), *Discocyclina pratti pratti* (MICHELIN 1846), and *Asterocyclina stellata stellata* (D'ARCHIAC 1846). This association indicates an early Bartonian or SBZ17.

The calcareous nannoplakton association of the Malvariche Formation (*Braarudosphaera bigelowii* DEFLANDRE 1947, *Coccolithus pelagicus* SCHILLER 1930, *Discoaster barbadiensis* TAN 1927, *D. binodosus* MARTINI 1958, *Sphenolithus furcatolithoides* LOCKER 1967, *S. moriformis* BRAMLETTE & WILCOXON 1967, *S. radians* DEFLANDRE 1952, *S. spiniger* BUKRY 1971, *Reticulofenestra dictyoda* STRADNER & EDWARDS 1968, and *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE 1959) and planktonic foraminifers (*Globigerina eoacaena* GÜMBEL 1868, *G. corpulenta* SUBBOTINA 1953, *G. praebuloides* BLOW 1969, *Acarinina bullbrookii* BOLLI 1957, *Morozovella spinulosa* CUSHMAN 1925, and *Truncarotaloides topilensis* CUSHMAN 1925) indicate a Middle Eocene age (NP16 and P12-P14).

The Canovas Formation

This ranges from the late Bartonian to the Priabonian, and consists of marls and silts alternated with calcarenitic beds (Fig. 6). In the lower part of this unit the presence of *Nummulites biedai* SCHAUB 1962, *N. striatus* (BRUGUIÈRE 1792), *N. praegarnieri* SCHAUB 1981, and *Discocyclina augustae augustae* WEIJDEN 1940, indicates the late Bartonian or SBZ18.

In the middle and upper part of the unit the Upper Eocene (Priabonian) is represented by planktonic foraminifers (zone P 15): *Globigerina galavisi* BERMUDEZ 1961, *G. tripartita* KOCH 1926, *G. venezuelana* HEDBERG 1937, *G. eoacaena* GÜMBEL 1968, *G. corpulenta* SUBBOTINA 1953, *G. gortanii* BORSETTI 1959, *Globorotaloides suteri* BOLLI 1957, *Catapsydrax unicavus* BOLLI,

LOEBLICH & TAPPAN 1957, *Globigerinatheka* sp., and *Turborotalia cerroazulensis* COLE 1928, and by calcareous nannoplankton (zones NP18-NP20): *Chiasmolithus oamaruensis* MOHLER & WADE 1966, *Coccolithus pelagicus* SCHILLER 1930, *Dictyococcites bisectus* BUKRY & PERCIVAL 1971, *D. scrippsae* BUKRY & PERCIVAL 1971, *Discoaster barbadiensis* TAN 1927, *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE & WILCOXON 1967, *Reticulofenestra umbilica* MARTINI & RITZKOWSKI 1978, *Sphenolithus moriformis* BRAMLETTE & WILCOXON 1967, *S. radians* DEFLANDRE in GRASSÉ, and *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE 1959.

The late Lower Oligocene Depositional Sequence

This is represented by the As Formation (Fig. 7), made of limestone conglomerates and calcarenites containing abundant rounded quartz pebbles. This unit contains Paleocene reworked foraminifers: *Stomatorbina binkhorsti* (REUSS 1862), and *Planorbulina cretae* (MARSSON 1878); reworked Eocene foraminifers: *A. aff. placentula* (DESHAYES 1804), *Asterocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Orbitoclypeus* sp., *Fabiania cassis* OPPENHEIM 1896, *Gyroidinella magna* LE CALVEZ 1949, *Neorotalia alicantina* (COLOM 1954), *Rotalia trochidisformis* (LAMARCK 1804) and *Rotalia ex gr. perovalis* (TERQUEM 1882); and Oligocene foraminifers: *Asterigerina rotula* KAUFMANN 1856, *Halkyardia maxima* CIMERMAN 1969, and *Lepidocyclina* sp.

This last association indicates a late Lower Oligocene age, confirmed by indirect dating of the formations in lower and upper position (see below). Therefore, the beginning of the deformation in the uppermost levels of the Malaguide of the Sierra Espuña must have occurred in the Upper Oligocene.

MALAGUIDE TERTIARY UPPER SEDIMENTARY CYCLE

Represented by two laterally related formations: the Bosque Fm. and the Río Pliego Fm.

The Bosque Formation

It consists of limestone conglomerates, algal limestones, bioclastic calcarenites, and silty marls (Fig. 8). It unconformably overlies the partially tectonized, older part of the Malaguide succession. This formation is

divided into four members, from bottom to top: a Lower Calcareous Member, a Conglomeratic Member, an Upper Calcareous Member, and a Sandy-Marly Member.

The Lower Calcareous Member contains *Lepidocyclina* sp., *Halkyardia maxima* CIMERMAN 1969, *Nummulites fichteli* MICHELOTTI 1841, and *N. vascus* LEYMERIE 1848, which indicate a late Lower to early Upper Oligocene age.

The marly and silty levels of the formation contains two different calcareous nannoplankton associations. In

the lower part, the association *Dictyococcites bisectus* BUKRY & PERCIVAL 1971, *Helicosphaera recta* HAQ 1966, *H. euphratis* HAQ 1966, *Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON 1967, and *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre 1959, indicates an early Upper Oligocene age (Zones NP23 and NP24). In the upper part, the association *Coccolithus pelagicus* SCHILLER 1930, *Cyclicargolithus floridanus* BUKRY 1971, *Dictyococcites bisectus* BUKRY & PERCIVAL 1971, *D. scrippsae* BUKRY & PERCIVAL 1971, *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL 1954, *Helicosphaera bramlettei* MÜLLER 1970, *H. euphratis* HAQ 1966, *H.*

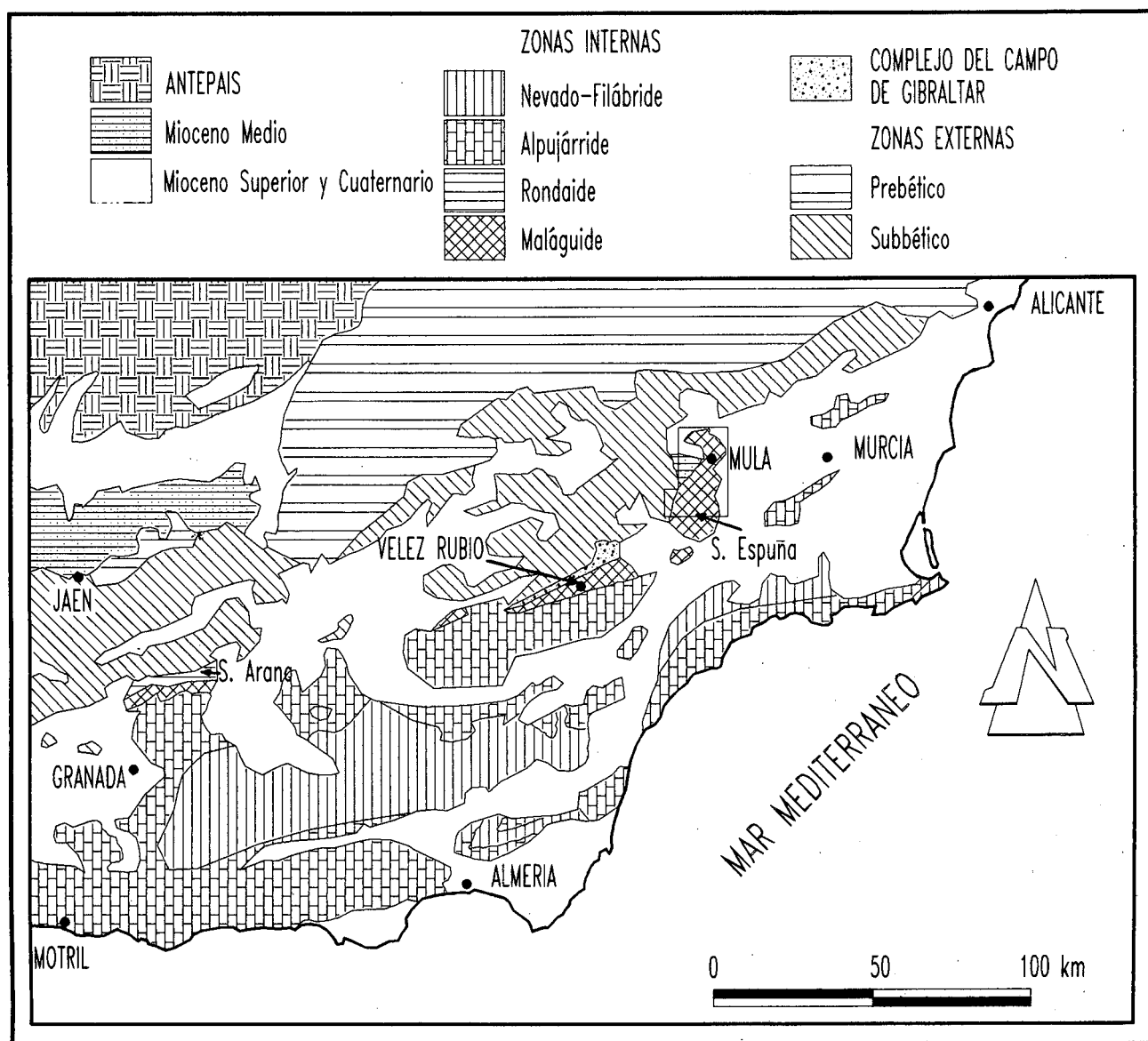


Figura 1. Mapa geológico de la Cordillera Bética oriental
 Figure 1. Geological map of the oriental Betic Cordillera

perch-nielseniae HAQ 1971, *H. recta* HAQ 1966, *Ilseolithina fusa* ROTH 1970, *Pontosphaera multipora* ROTH 1970, *Pyrocyclus orangensis* BACKMAN 1980, *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON 1967, *S. moriformis* BRAMLETTE & WILCOXON 1967, and *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE 1959, indicates an Oligocene-Aquitanian boundary age (Zone NP25).

The Río Pliego Formation

This consists of pelagic marls, clays, siltstones, turbiditic immature sandstones, and polygenic conglomerates constituted essentially by Palaeozoic and Triassic Malaguide clasts (Fig. 9)

The lower part of the formation contains *Dictyococites bisectus* BUKRY & PERCIVAL 1971, *Helicosphaera recta* HAQ 1966, *H. euphratis* HAQ 1966, *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON 1967, *S. distentus* BRAMLETTE & WILCOXON 1967, and *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE 1959. This nanoplankton association indicates the Upper Oligocene (Zone NP24). At the top of the formation, *Cyclicargolithus abisectus* WISE 1973, *C. floridanus* BUKRY 1971, *Helicosphaera euphratis* HAQ 1966, and *Reticulofenestra gartneri* ROTH & HAQ 1967, indicate the Lower Miocene (NN1, Aquitanian).

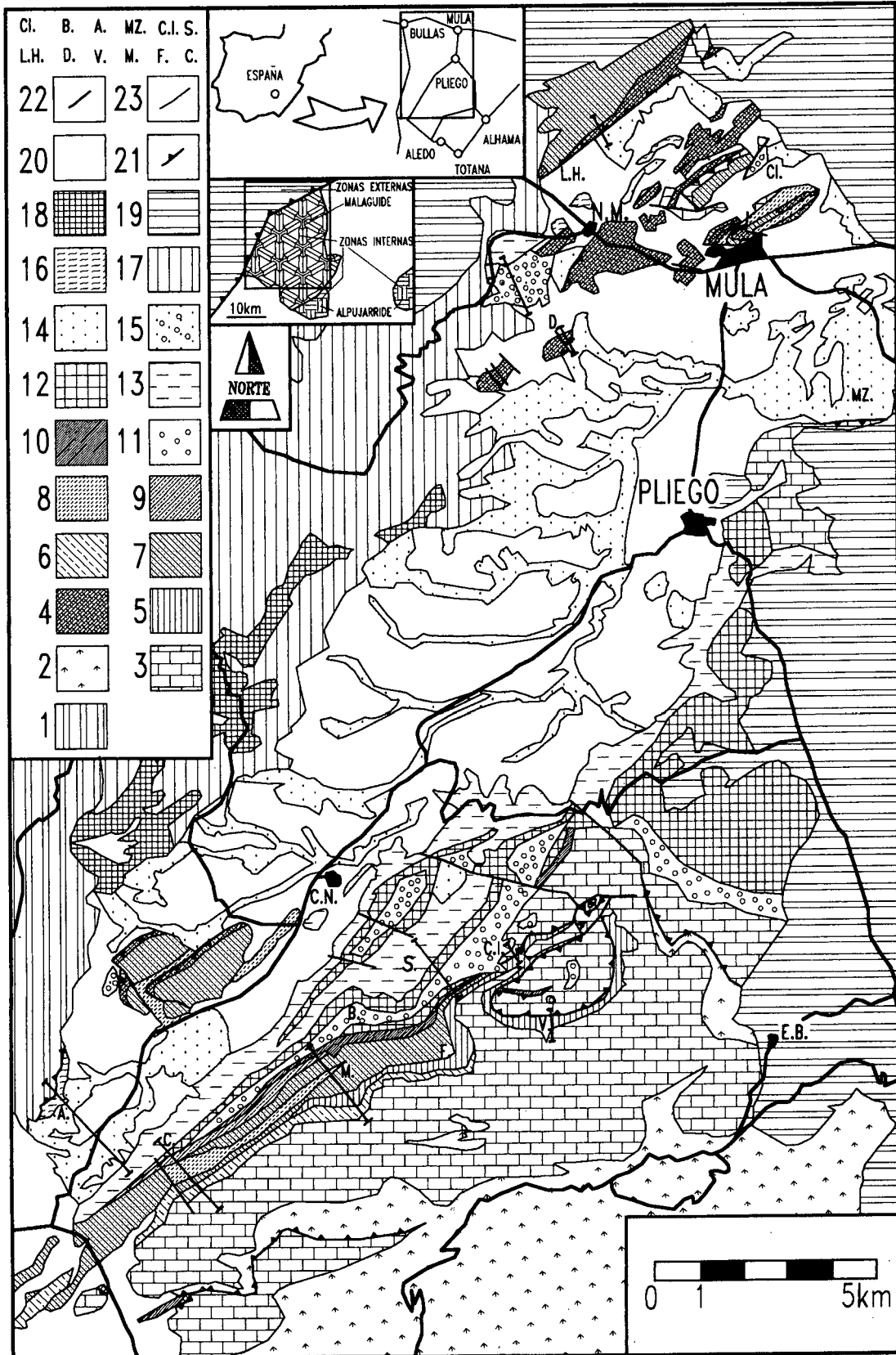
The results of the litho-biostratigraphical study were integrated in the chronostratigraphical scale represented in figure 10.

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se aportan nuevos datos bioestratigráficos y litoestratigráficos del Paleógeno del área de Sierra Espuña (Martín-Martín y Martín-Algarra, 1997a; Martín-Martín *et al.* 1997), situada en el límite de las Zonas Internas-Externas (Fallot, 1930, 1948; Fontboté, 1970; y Julivert *et al.*, 1977) de la Cordillera Bética (Fig. 1). Martín-Martín (1996), caracterizó en este área dos grandes ciclos sedimentarios para los materiales del Terciario Maláguide, limitados por discontinuidades regionales. Estos dos ciclos se definen según su relación con las fases tectónicas principales que estructuraron en compresión el Dominio Maláguide, con un Ciclo Sedimentario Inferior preorogénico y un Ciclo Sedimentario Superior sinorogénico. En el Ciclo Sedimentario Inferior, Martín-Martín (1996) caracterizó cuatro secuencias deposicionales a partir del reconocimiento de discontinuidades estratigráficas menores. Así el Ciclo Sedimentario Inferior, que abarca desde el Paleoceno al Oligoceno Inferior, comprende la Secuencia Deposicional del Paleoceno (Formación Mula), la Secuencia Deposicional del Cuisiense-Luteciense inferior (Formaciones Espuña y Valdelaparra), la Secuencia Deposicional del Luteciense medio-Priaboniense (Formaciones Malvariche y Cánovas), y la Secuencia Deposicional del Oligoceno Inferior (Formación As). El Ciclo Sedimentario Superior abarca desde el Rupeliense terminal al Aquitaniense, y comprende las Formaciones Bosque y Río Pliego. Los materiales neógenos suprayacentes, que no se describen en este trabajo, incluyen a las formaciones El Niño y Bernabeles, cuya edad es

Figura 2 Mapa geológico del área de Sierra Espuña, esquema de situación geográfica del área, y encuadre tectónico del área estudiada en el contexto del Contacto Zonas Internas-Externas Béticas del área de Sierra Espuña; 1: Zonas Externas Béticas (Subbético de la Peñarrubia), 2: Triásico maláguide, 3: Jurásico-Cretácico maláguide, 4-10: Ciclo Sedimentario Inferior del Terciario Maláguide (Paleoceno-Oligoceno Inferior), 4: Formación Mula, 5: Formación Valdelaparra, 6: Formación Espuña, 7: Formación Malvariche (calcarenitas) y localmente Formación Espuña indiferenciada a la base, 8: Formación Malvariche (margas), 9: Formación Cánovas, 10: Formación As, 11-15: Ciclo Sediementario Superior del Terciario Maláguide (Rupeliense terminal-Aquitaniense), 11: Formación Bosque (conglomerados calcáreos), 12: Formación Bosque (calizas algales), 13: Formación Bosque (margas), 14: Formación Río Pliego (lutitas y margas), 15: Formación Río Pliego (conglomerados poligénicos), 16: Formación El Niño (Ciclo Sedimentario del Burdigaliense inferior), 17: Margas de la Formación Bernabeles (Ciclo Sedimentario del Mioceno Medio), 18: Calcarenitas de la Formación Bernabeles (Ciclo Sedimentario del Mioceno Medio), 19: Mioceno Superior, 20: Cuaternario, 21: Contacto de cabalgamiento, 22: Contacto de falla, 23: Contacto estratigráfico, L.H.: Lomo del Herrero, D.: Doñana, V.: Valdelaparra, M.: Malvariche, F.: Fuenteblanca, C.: Loma de Cánovas, CI.: La Cierva, S.: Sabina, B.: El Bosque, A.: La Almoloya, MZ.: Sierra de Manzanete. C.I.: Casa de los Ingenieros. →

Figure 2. Geological map of the Sierra Espuña area, geographical location of the area, and tectonic location of the area studied along the boundary between the Internal-External Zones of the Sierra Espuña area. 1: External Betic Zone (Peñarrubia Subbético), 2: Malaguide Triassic, 3: Malaguide Jurassic-Cretaceous, 4-10: Malaguide Tertiary Lower Sedimentary Cycle (Paleocene-Lower Oligocene), 4: Mula Formation, 5: Valdelaparra Formation, 6: Espuña Formation, 7: Malvariche Formation (calcarenites) and locally occurring Espuña Formation undifferentiated at the base, 8: Malvariche Formation (marls), 9: Canovas Formation, 10: As Formation, 11-15: Malaguide Tertiary Upper Sedimentary Cycle (Late Rupelian-Aquitanian, 11: Bosque Formation (calcareous conglomerates), 12: Bosque Formation (algal limestones), 13: Bosque Formation (marls), 14: Río Pliego Formation (silts and marls), 15: Río Pliego Formation (polygenic conglomerates), 16: El Niño Formation (Early Burdigalian Sedimentary Cycle), 17: Marls of Bernabeles Formation (Middle Miocene Sedimentary Cycle), 18: Calcarenites of Bernabeles Formation (Middle Miocene Sedimentary Cycle), 19: Upper Miocene, 20: Quaternary, 21: Thrust, 22: Fault, 23: Stratigraphical contact, L.H.: Lomo del Herrero, D.: Doñana, V.: Valdelaparra, M.: Malvariche, F.: Fuenteblanca, C.: Loma de Cánovas, CI.: La Cierva, S.: Sabina, B.: El Bosque, A.: La Almoloya, MZ.: Sierra de Manzanete. C.I.: Casa de los Ingenieros.



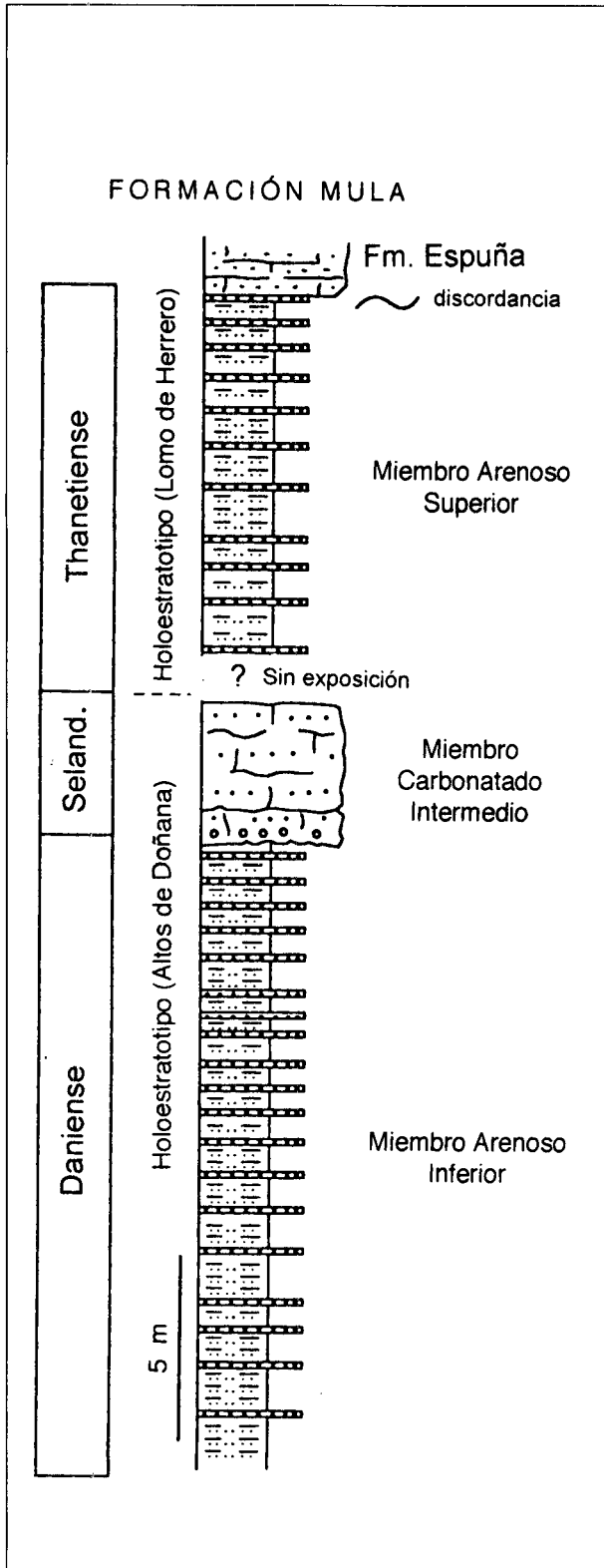


Figura 3. Holoestratotipos de la Formación Mula.

Figure 3. Holostratotypes of the Mula Formation.

Burdigaliense inferior y Burdigaliense superior-Langhiense inferior respectivamente.

En este trabajo se presentan los resultados del estudio bioestratigráfico y litoestratigráfico de las formaciones que constituyen los dos grandes ciclos sedimentarios del Terciario Maláguide. La bioestratigrafía se ha elaborado a partir de macroforaminíferos bentónicos, foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo, utilizándose las SBZ de Serra-Kiel *et al.*, (1998) para los macroforaminíferos, las P-N de Blow (1969) para los foraminíferos planctónicos, y las NP-NN de Martini (1971) para el nanoplancton calcáreo. La escala cronoestratigráfica utilizada se ha elaborado a partir de Berggren *et al.*, (1995) y Serra-Kiel *et al.*, (1998), incorporando los datos de Martín-Pérez (1997) para el Neógeno.

BIOESTRATIGRAFÍA DEL PALEÓGENO DEL MALÁGUIDE DE SIERRA ESPUÑA

EL CICLO SEDIMENTARIO INFERIOR DEL Terciario MALÁGUIDE (PREOROGÉNICO)

Formación Mula

Está constituida por lutitas color salmón, con intercalaciones conglomeráticas y de calcarenitas con *Microcodium*. El límite inferior de la formación es paraconforme con el Cretácico Superior y el límite superior lo marcan los sedimentos del Eoceno Inferior de la Formación Espuña. Litoestratigráficamente, esta unidad ha sido definida como Fm. Microcoditas de Mula por Martín-Martín (1996). El holoestratotipo de esta formación es compuesto y lo constituyen la sección de Altos de Doñana para el Paleoceno Inferior y la sección de Lomo de Herrero para el Paleoceno Superior (Figs. 2 y 3). La formación se subdivide en tres miembros según sus características litológicas, con dos miembros arenosos, inferior y superior, separados por un miembro intermedio carbonatado (Fig. 3):

Miembro Arenoso Inferior

Presenta una potencia mínima de 15 metros y se caracteriza por la alternancia de bancos centimétricos de areniscas calcáreas oscuras y microconglomerados calcáreos con bancos centimétricos de margas y arenas azuladas. Los bancos calcáreos presentan texturas

“wackestone-packstone” con granos de fosfato, cuarzo y cristales de *Microcodium*.

El Miembro Arenoso Inferior presenta la siguiente asociación de foraminíferos bentónicos: *Stomatorbina binkhorsti* (REUSS 1862), *Reedella* sp., *Spiroloculina* sp., *Reophax* sp., *Gyroidina* sp., *Lenticulina* sp., *Miliola* sp., *Linaresia* sp., textuláridos, cibicídidos y nodosáridos. La ausencia de macroforaminíferos y la posición estratigráfica de esta unidad entre el Cretácico superior y materiales datados como seladienses (ver más adelante), permite considerar a estos niveles como pertenecientes al Paleoceno Inferior (Daniense), o SBZ1 .

Miembro Carbonatado Intermedio

Está constituido por 4 metros de caliza arenosa o conglomerática, masiva o con estratificación paralela y color gris oscuro. Los clastos son poco redondeados y predominantemente calcáreos, de cuarzo y de lidita. La matriz de las calizas conglomeráticas es de textura “grainstone” o “packstone” con abundantes cristales de *Microcodium*, briozoos, fragmentos de bivalvos, algas (*Acicularia* sp., *Marinella* sp. y rodofíceas encrostantes).

El Miembro Carbonatado Intermedio contiene la siguiente asociación de foraminíferos bentónicos: *Cuvillierina sireli* INAN 1988, *Miscellanea globularis* RAHAGUI 1978, *Planorbulina cretae* (MARSSON 1878), *Haddonina* sp., *Linaresia* sp., miliólidos y textuláridos. La presencia de *M. globularis* y *C. sireli* indica una edad Paleoceno Superior (Selandiense), o SBZ2.

Miembro Arenoso Superior

Está formado por una decena de metros de alternancia de bancos calcareníticos y niveles margosos. Las calcarenitas presentan textura de “packstone” con cristales de *Microcodium*, fragmentos de algas rodofíceas y dasicladáceas (*Acicularia* sp.), de equinodermos, de bivalvos y restos vegetales. Este miembro sólo aflora en la sección de la Loma de Herrero (Fig. 2).

Este miembro presenta las siguientes asociaciones de foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo. *Subbotina linaperta* FINLAY 1947, *Globigerina triloculinoidea* PLUMMER 1926, *Muricoglobigerina soldadoensis* BRONN 1952, *Morozovella aequa* CUSHMAN y RENZ 1942, *M. velascoensis* CUSHMAN 1925, *M. edgari* PREMOLI-SILVA y BOLLI 1973, *M. occlusa* LOE-

BLICH y TAPPAN 1957, *M. subbotinae* MOROZOVA 1957, *Planorotalites chapmani* PARR 1938 y *P. pseudomenardii* BOLLI 1957. Esta asociación de foraminíferos planctónicos corresponde a las zonas P4-P5. El nanoplancton calcáreo identificado indica la zona NP9: *Toweius eminens* PERCH-NIELSEN 1971, *T. pertusus* ROMEIN 1979, *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE y RIEDEL 1954, *D. falcatus* BRAMLETTE y SULLIVAN 1961, *Rhombaster cuspidatus* BRAMLETTE y SULLIVAN 1961, *Ellipsolithus distinctus* SULLIVAN 1964, *Sphenolithus primus* PERCH-NIELSEN 1971, *Sphenolithus anarophus* BRAMLETTE 1969, *Ericsonia subpertusa* HAY y MOHLER 1967, y *Prinsius bisulcus* HAY y MOHLER 1967. Estos datos indican una edad Paleoceno Superior.

Formación Espuña

El holoestratotipo se sitúa en la sección de Malvariche, con un paraestratotipo en el corte de Cánovas (Figs. 2 y 4). El límite inferior de la unidad es discordante sobre diversos términos de la serie infrayacente (Cretácico o Paleoceno: Fm. Mula) y lleva asociado una laguna estratigráfica. El límite superior puede ser el paso gradual a la Formación Valdelaparra, o una paraconformidad asociada a la presencia de mineralizaciones de óxidos de hierro o de niveles conglomeráticos. La potencia máxima de la formación es de 250-300 m. A partir de las características litológicas se han diferenciado tres miembros (Fig. 4) :

Miembro Arenoso-Calcáreo

Caracterizado como el “sandy limestone member” de la Formación Xiquena por Geel (1973) en la región de Vélez Rubio, está compuesto por calizas arenosas o conglomeráticas con una potencia de 10 metros. Los niveles más detríticos presentan abundantes granos de cuarzo, fosfato y glauconita, mientras que los niveles más carbonatados, con textura “grainstone” o “packstone”, contienen abundantes macroforaminíferos.

El Miembro Arenoso-Calcáreo presenta una asociación de macroforaminíferos que caracteriza el Cuisiense inferior, zona SBZ10. Las especies identificadas son las siguientes: *Alveolina* aff. *coudurensis* HOTTINGER 1960, *A. minuta* CHECCHIA-RISPOLI 1909, *A. fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI 1909, *A. oblonga* D'ORBIGNY 1826, *A. distefanoi* CHECCHIA-RISPOLI 1905, *A. ruetimeyeri* HOTTINGER 1960, *Glomalveolina minutula* REICHEL 1936, *Cuvillierina vallensis*

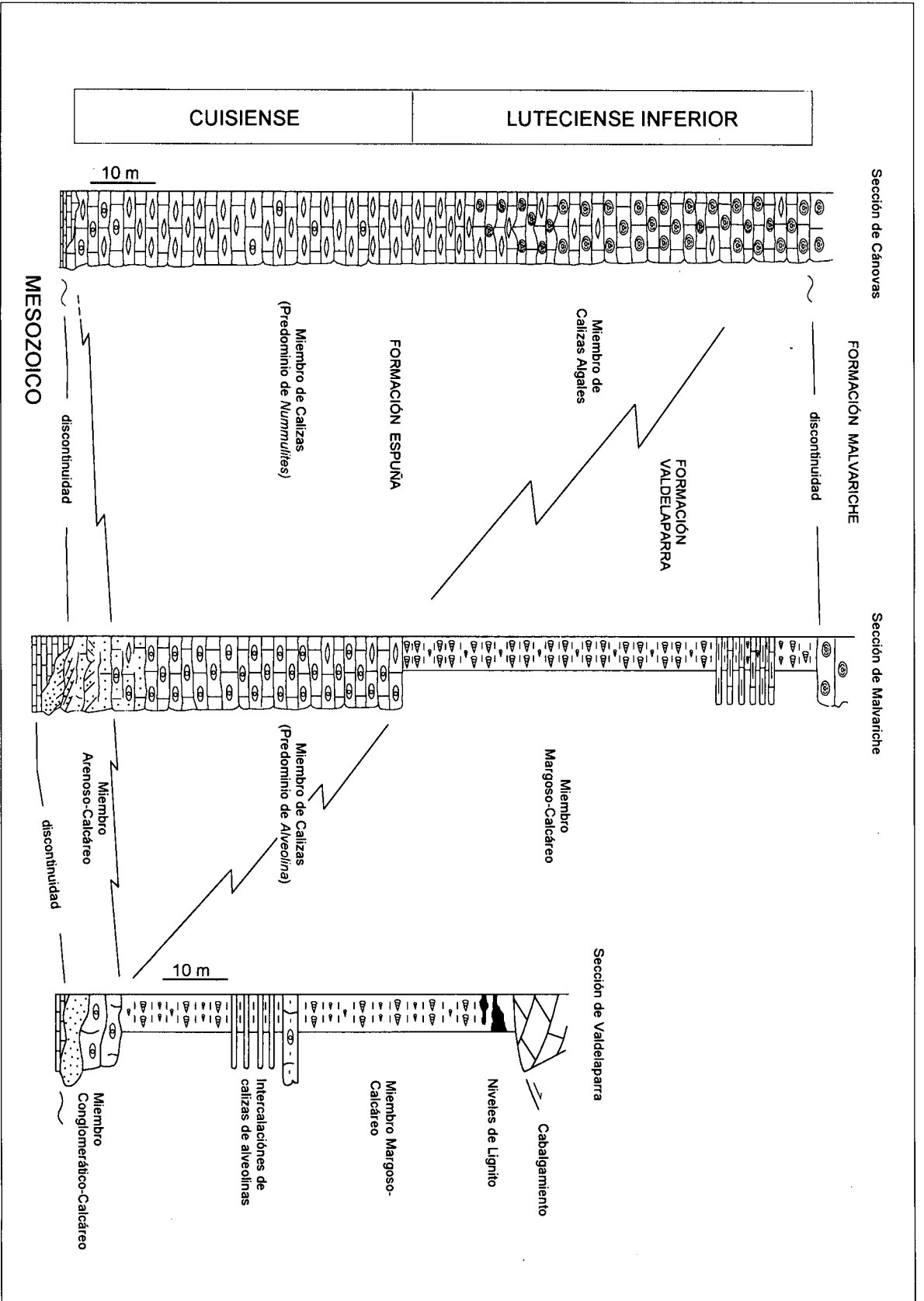


Figura 4. Holostratotipo (sección de Malvariche) y parastratotipo (sección de Cánovas) de la Formación Espuña, mostrando su equivalencia lateral con la Formación Valdelaparra.

Figure 4. Holostratotipe (Malvariche section) and parastratotipe (Cánovas section) of the Espuña Formation, showing its lateral relationship with the Valdelaparra Formation.

(RUIZ DE GAONA 1948) y *Nummulites burdigalensis burdigalensis* DE LA HARPE 1926.

Miembro de Calizas

Corresponde este miembro al definido por Geel (1973) como "Limestone Alveolina Member". Está formado por calcarenitas masivas de textura "wackestone" o "packstone", con abundantes alveolínidos en la sección de Malvariche (holoestratotipo, Fig. 4), y con abundantes nummulítidos en la sección de Cánovas (paraestratotipo, Fig. 4). La potencia de esta unidad varía entre los 25 y los 75 metros.

La parte inferior del Miembro de Calizas presenta las mismas especies de alveolínidos que el miembro anterior más *Alveolina sicula* DI STEFANI 1951 y *A. schwageri* CHECCHIA-RISPOLI 1905, indicando el conjunto una edad Cuisiense inferior, zona SBZ10. Cuando los macroforaminíferos predominantes son los nummulítidos, como en la sección de Cánovas, las especies identificadas son las siguientes:

- En la base del miembro: *Nummulites burdigalensis burdigalensis* DE LA HARPE 1926, *N. rotularius* DESHAYES 1838, *N. planulatus* (LAMARCK 1804), *N. pustulosus* DOUVILLÉ 1919, *N. escheri* SCHAUB 1981, *N. leupoldi* SCHAUB 1951, *Assilina placentula* (DESHAYES 1838) y *A. plana* SCHAUB 1981, que indican un Cuisiense inferior, o SBZ10.
- En la parte media del miembro: *Nummulites pratti* D'ARCHIAC y HAIME 1853, *N. nitidus* DE LA HARPE 1883, *N. distans* DESHAYES 1838, *N. parstchi* DE LA HARPE 1880, *N. leupoldi* SCHAUB 1951, *N. escheri* SCHAUB 1981 y *Assilina laxispira* DE LA HARPE 1926, que indican el Cuisiense medio, o SBZ11.
- En la parte superior la presencia de *Nummulites lehneri* SCHAUB 1962, *N. verneuli* D'ARCHIAC y HAIME 1853, y de *Assilina tenuimarginata* HEIM 1908, indica el Luteciense inferior, o SBZ13.

Miembro de Calizas Algales

Constituido por calizas con textura "boundstone" de rodofíceas y foraminíferos encostrantes (*Solenomeris* sp.). Presenta estratificación masiva, adquiriendo localmente un aspecto brechificado a causa de la erosión de las bioconstrucciones de rodofíceas. La potencia varía entre los 25 y los 100 metros.

La asociación de nummulítidos del Miembro de Calizas Algales indica una edad Luteciense inferior, o SBZ13. Las especies identificadas son: *Nummulites lehneri* SCHAUB 1962, *N. verneuli* D'ARCHIAC y HAIME 1853, y *Assilina tenuimarginata* HEIM 1908.

Formación Valdelaparra

Esta formación se corresponde lateralmente y se superpone a la Formación España (Fig. 4). Está constituida por margas grises-azules y calizas margosas grises con niveles ricos en gasterópodos y niveles con lignito. El límite inferior de la unidad es discordante sobre los términos de la serie infrayacente (Jurásico y Cretácico) y lleva asociado una laguna, o bien coincide con un paso gradual a la Formación España. El límite superior, cuando no ha sido erosionado por materiales oligocenos, consiste en una paraconformidad, que puede llevar asociada la presencia de costras ferruginosas. El estratotipo se sitúa en la sección de Valdelaparra (Fig. 4). La potencia máxima de la formación es de unos 100 m. Según las características litológicas pueden diferenciarse dos miembros:

Miembro Conglomerático Calcarenítico

Formado por una capa de 2 a 5 metros de potencia de conglomerados y brechas en la base y calcarenitas a techo. La matriz de los conglomerados es carbonatada, de textura "packstone" o "grainstone", con foraminíferos bentónicos (*Alveolina* sp., *Nummulites* sp., *Orbitolites* sp., *Cuvillierina* sp., miliólidos, textuláridos y rotálidos), algas rodofíceas y dasci cladáceas, mientras que las calcarenitas del techo contienen abundantes alveolínidos.

Miembro Margoso-Calcáreo

Formado por margas amarillentas con intercalaciones de margocalizas blancas, con abundantes gasterópodos, bivalvos, oogonios de caráceas, discórbidos y alveolínidos. A techo de esta unidad se localizan abundantes niveles de lignito.

En este miembro se ha constatado la presencia de *Alveolina fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI 1909, que indica que pertenece al Cuisiense inferior, o SBZ10. Sin embargo, por correlación cartográfica y estratigráfica de esta formación con la Formación España (Fig. 4), se puede concluir que el Miembro Margoso-Calcáreo abarca un intervalo que comprende desde el Cuisiense inferior al Luteciense inferior o SBZ10-SBZ13.

FORMACIÓN MALVARICHE

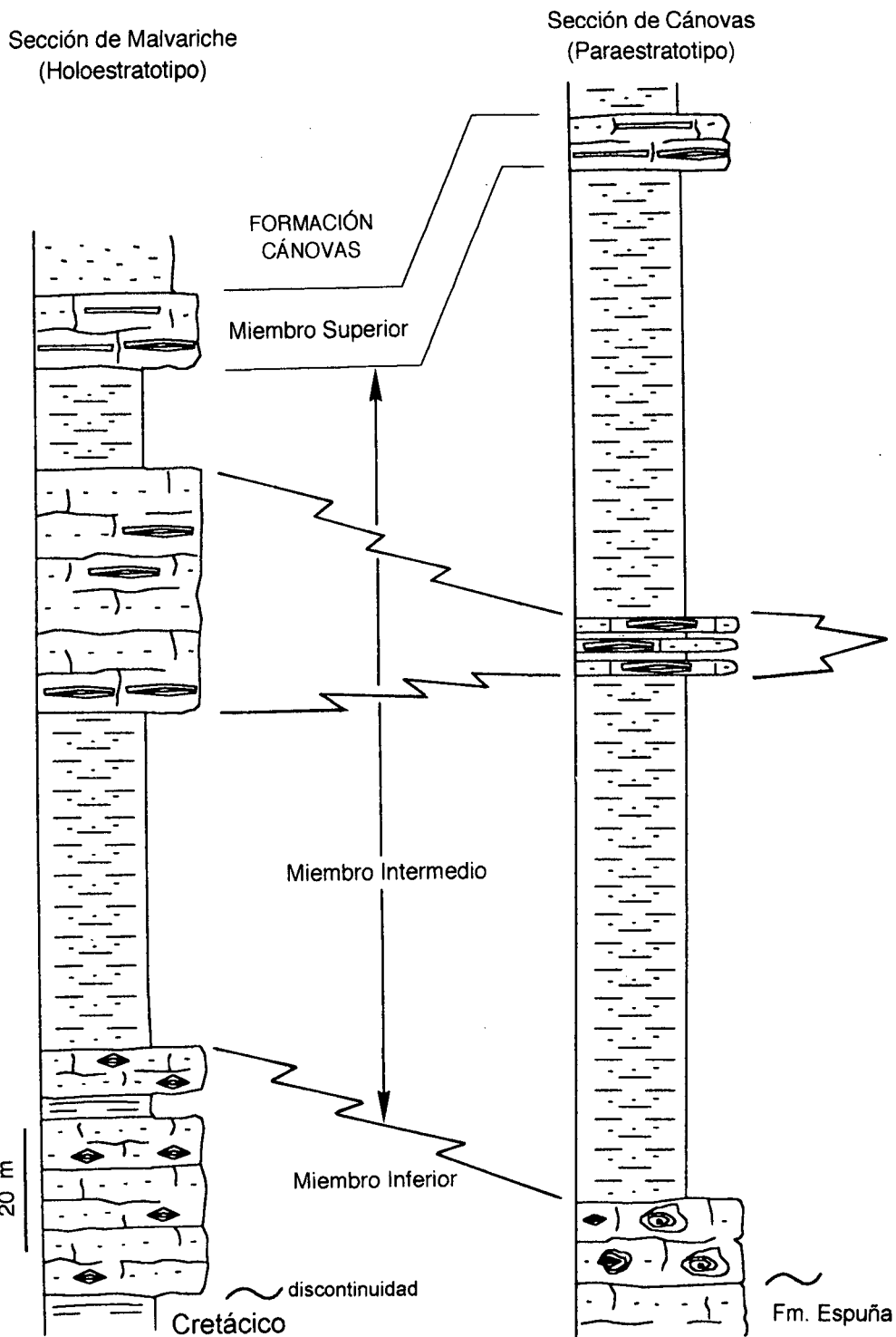


Figura 5. Holoestratotipo y paraestratotipo de la Formación Malvariche.

Figure 5. Holostratotype and parastratotype of the Malvariche Formation.

Formación Malvariche

El nombre de Fm. Malvariche fue propuesto por Lonergan (1991) para designar a todo el conjunto de materiales del Eoceno Medio. Martín-Martín (1996) lo redefine y lo limita a los sedimentos calcáreos con intercalaciones margoso-arenosas, siendo el holoestratotipo la sección de Malvariche, y el paraestratotipo el corte de Cánovas (Fig. 2). El límite inferior de la unidad es una paraconformidad con mineralizaciones de hierro y niveles de conglomerados sobre las formaciones infrayacentes (Espuña y Valde-laparra). El límite superior lo marca la base de la suprayacente Formación Cánovas. La formación se divide en tres miembros según las características litológicas (Fig. 5):

Miembro Inferior

Con una potencia máxima de 50 m, se caracteriza por su composición predominantemente carbonatada y su alto contenido en macroforaminíferos, entre los que destacan por su abundancia especímenes de *Assilina* sp., *Discocyclina* sp. y *Nummulites* sp. de grandes dimensiones. En la parte superior de esta unidad se localiza, en la sección de Malvariche (holoestratotipo, Fig. 5), una intercalación de margas y margocalizas de 10 metros de potencia con abundantes gasterópodos, bivalvos, caráceas y ostrácodos

En el Miembro Inferior se han identificado las siguientes especies de nummulítidos: *Nummulites aspermontis* SCHAUB 1981, *N. boussaci* ROZLOZSNIK 1924, *N. alponensis* SCHAUB 1981, *N. aff. millicaput* BOUBÉE 1832, *N. hilarionis* SCHAUB 1981, *N. beneharnensis* DE LA HARPE 1926, y *Assilina aff. exponens* (SOWERBY 1840). La asociación permite atribuir esta unidad a la base del Luteciense medio, o SBZ14.

Miembro Intermedio

Se caracteriza por el predominio de sedimentos margoso-arenosos respecto a los carbonatados. Presenta una potencia de 300 metros. En la parte media de la unidad se localiza un tramo de calizas arenosas de potencia variable, que se adelgazan rápidamente hasta desaparecer hacia el sector de Cánovas (Fig. 5). Este miembro ha sido datado por la presencia de grandes *Nummulites* del grupo *N. millicaput*, que pueden alcanzar los 10 cm de diámetro.

En el Miembro Intermedio se han identificado los siguientes foraminíferos planctónicos: *Globigerina eocaena* GÜMBEL 1868, *G. corpulenta* SUBBOTINA 1953, *G.*

praebulloides BLOW 1969, *Acarinina bullbrooki* BOLLI 1957, *Morozovella spinulosa* CUSHMAN 1925, y *Truncarotaloides topilensis* CUSHMAN 1925, que caracterizan el intervalo P12-P14 del Eoceno Medio. Las especies de nanoplancton calcáreo identificados en este miembro son: *Braarudosphaera bigelowii* DEFLANDRE 1947, *Coccolithus pelagicus* SCHILLER 1930, *Discoaster barbadiensis* TAN 1927, *D. binodosus* MARTINI 1958, *Sphenolithus furcatolithoides* LOCKER 1967, *S. moriformis* BRAMLETTE y WILCOXON 1967, *S. radians* DEFLANDRE 1952, *S. spiniger* BUKRY 1971, *Reticulofenestra dictyoda* STRADNER y EDWARDS 1968, y *Zygrhablithus bijugathus* DEFLANDRE 1959, que corresponden a la zona NP16 del Eoceno Medio.

En la parte inferior del Miembro Intermedio, las especies de nummulítidos: *Nummulites aff. deshayesi* D'ARCHIAC y HAIME 1853, y *N. aff. taveretensis* REGUANT y CLAVELL 1967, permiten atribuir este intervalo al Luteciense medio alto, o SBZ15. En la parte media y superior, la presencia de *Nummulites herbi* SCHAUB 1981, *N. deshayesi* D'ARCHIAC y HAIME 1853, *N. praepuschi* SCHAUB 1981, *N. discorbinus* SCHLOTHEIM 1820, *N. aff. biarritzensis* d'ARCHIACH y HAIME 1853, *N. millicaput* BOUBÉE 1832 y *N. lorioli* DE LA HARPE 1879, indica el Luteciense superior, o SBZ16.

Miembro Superior

Con una potencia máxima de 20 metros, se caracteriza por su litología calcarenítica, algo más arenosa que los miembros inferiores. Contiene abundantes macroforaminíferos de grandes dimensiones (*Nummulites* sp., *Assilina* sp. y *Discocyclina* sp.).

El Miembro Superior ha sido datado exclusivamente con macroforaminíferos. La presencia de: *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT 1808), *N. praegarnieri* SCHAUB 1981, *N. beaumonti* D'ARCHIAC y HAIME 1853, *N. hottingeri* SCHAUB 1981, *Assilina exponens* (SOWERBY 1840), *Discocyclina pratti pratti* (MICHELIN 1846) y *Asterocyclina stellata stellata* (D'ARCHIAC 1846), indica el Bartonense inferior, o SBZ17.

Formación Cánovas

Unidad litoestratigráfica caracterizada litológicamente por el predominio de margas y limos amarillentos, que alternan con calcarenitas de potencia centimétrica y textura "packstone". En el estratotipo, sección de Cánovas

(Figs. 2 y 6), la potencia es de 200 metros. El límite inferior es la Formación Malvariche y el límite superior está marcado por el depósito de los materiales del Oligoceno Inferior, en clara discontinuidad con una laguna estratigráfica (discordancia angular estratigráfica).

Los macroforaminíferos identificados en la parte basal de la unidad son: *Nummulites biedai* SCHAUB 1962, *N. striatus* (BRUGUIÈRE 1792), *N. praegarnieri* SCHAUB 1981 y *Discocyclusina augustae augustae* WEIJDEN 1940, e indican que esta parte basal pertenece al Bartonense superior, o SBZ18.

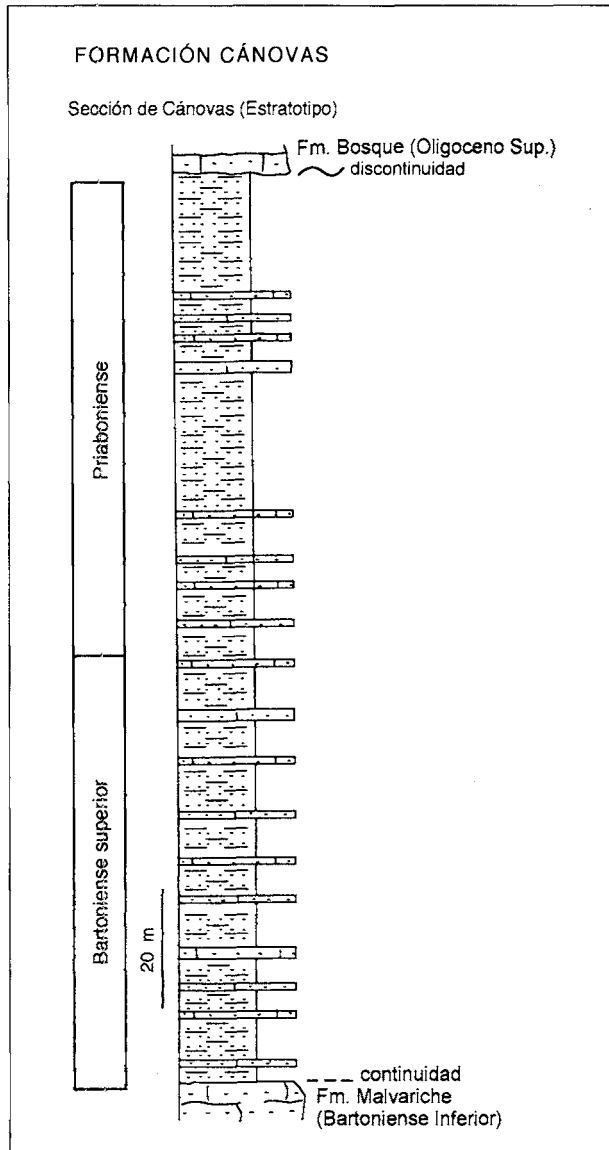


Figura 6. Estratotipo de la Formación Cánovas.

Figure 6. Stratotype of the Cánovas Formation.

La parte alta de la unidad se ha datado con foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo. Los foraminíferos planctónicos *Globigerina galavisi* BERMÚDEZ 1961, *G. tripartita* KOCH 1926, *G. venezolana* HEDBERG 1937, *G. eocaena* GÜMBEL 1968, *G. corpulenta* SUBBOTINA 1953, *G. gortanii* BORSETTI 1959, *Globorotaloides suteri* BOLLI 1957, *Catapsydrax unicavus* BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN 1957, *Globigerinatheka* sp. y *Turborotalia cerroazulensis* COLE 1928), permiten atribuir la asociación a la zona P15. El nanoplancton calcáreo, con las especies *Chiasmolithus oamaruensis* MOHLER y WADE 1966, *Coccolithus pelagicus* SCHILLER 1930, *Dictyococcites bisectus* BUKRY y PERCIVAL 1971, *D. scrippsae* BUKRY y PERCIVAL 1971, *Discoaster barbadiensis* TAN 1927, *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE y WILCOXON 1967, *Reticulofenestra umbilica* MARTINI y RITZKOWSKI 1978, *Sphenolithus moriformis* BRAMLETTE y WILCOXON 1967, *S. radians* DEFLANDRE in GRASSÉ y *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE 1959, indica el intervalo NP18-NP20 del Eoceno Superior (Priabonense).

Formación As

Unidad litológica denominada como "Upper Eocene Unit" por Lonergan (1991) y formalizada por Martín-Martín *et al.* (1997b). El estratotipo es la sección de Casa de los Ingenieros (Figs. 2 y 7). Se caracteriza por una litología muy variada, con una parte basal compuesta por 5 m de calizas arenosas con bivalvos y gasterópodos con intercalaciones margoso-arenosas, una parte intermedia de 3 a 4 m, formada por conglomerados con cantos de cuarzo, lidita y grauvacas con numerosas cicatrices erosivas canaliformes internas, y una parte superior de 5 a 6 m, caracterizada por calizas arenosas con algunos cantos dispersos y abundantes macroforaminíferos. La principal característica litológica de esta unidad es la presencia de clastos de cuarzo y lidita de procedencia maláguide en las diferentes litologías de la formación. El límite inferior de la unidad es una discordancia cartográfica asociada a una laguna estratigráfica y a un cambio neto de litología. El límite superior está marcado por una superficie de erosión entre esta unidad y los sedimentos oligocenos suprayacentes, o se encuentra cortado por las unidades maláguides cabalgantes (Fig. 7). La potencia máxima observada de la formación es de 15 metros.

Esta unidad había sido datada como eocena "Auver-siense" por Paquet (1969, 1970). Se ha constatado por Martín-Martín (1996) y Martín-Martín *et al.* (1997b), que

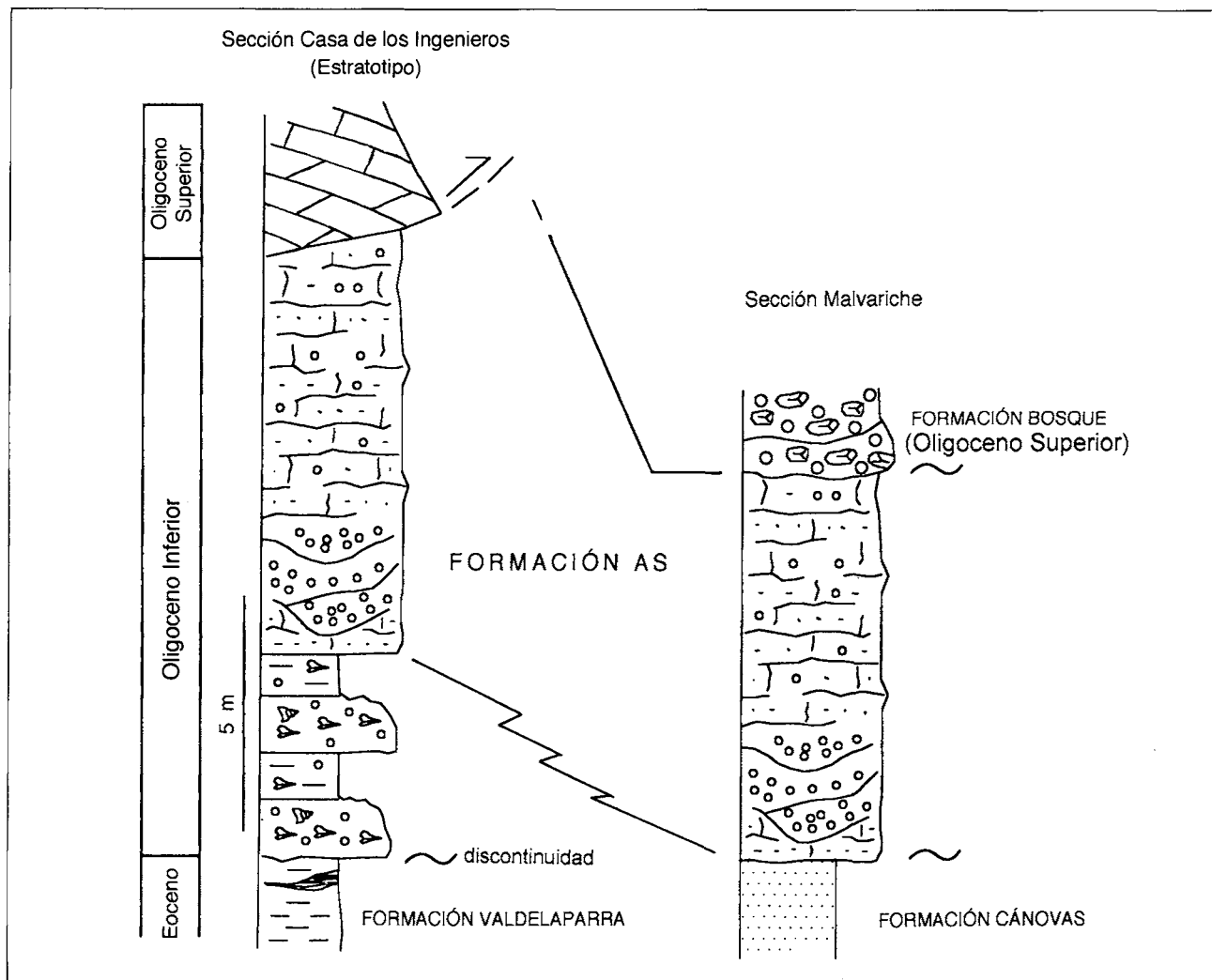


Figura 7. Columnas sintéticas de la Formación As en la sección de la Casa de los Ingenieros (estratotipo) y en la sección de Malvariche.

Figure 7. Synthetic columns of the As Formation in the Casa de los Ingenieros section (stratotype) and the Malvariche section.

junto a macroforaminíferos resedimentados del Paleoceno y Eoceno se encuentran formas del Oligoceno. Los macroforaminíferos paleocenos y eocenos identificados son: *Stomatorbina binkhorsti* (REUSS 1862), *Planorbulina cretae* (MARSSON 1878), *A. aff. placentula* (DESHAYES 1804), *Asterocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Orbitoclypeus* sp., *Fabiana cassis* OPPENHEIM 1896, *Gyroidinella magna* LE CALVEZ 1949, *Neorotalia alicantina* (COLOM 1954), *Rotalia trochidisformis* (LAMARCK 1804) y *Rotalia ex gr. perovalis* (TERQUEM 1882). Los macroforaminíferos oligocenos identificados son: *Asterigerina rotula* KAUFMANN 1856, *Halkyardia maxima* CIMERMAN 1969, y *Lepidocyclina* sp., y permiten atribuir esta unidad al Oligoceno Inferior (Rupeliense).

EL CICLO SEDIMENTARIO SUPERIOR DEL Terciario Maláguide (Sinorogénico)

Formación Bosque

Lonergan (1991) denominó informalmente como Formación Bosque a los conglomerados, calizas algales y equivalentes laterales que Paquet (1969) había denominado "El Bosque". Martín-Martín (1996) definió formalmente estos materiales como Formación Bosque, situando el estratotipo en la sección de La Sabina (Figs. 2 y 8), con una potencia de 1350 metros. El límite inferior está marcado por una discordancia regional

sobre los materiales mesozoicos y fosiliza una unidad cabalgante al SE de la zona cartografiada (Martín-Martín *et al.*, 1997c). El límite superior son los materiales lutítico-limosos de la Formación Río Pliego. Según las características litológicas se han diferenciado cuatro miembros (Fig. 8) :

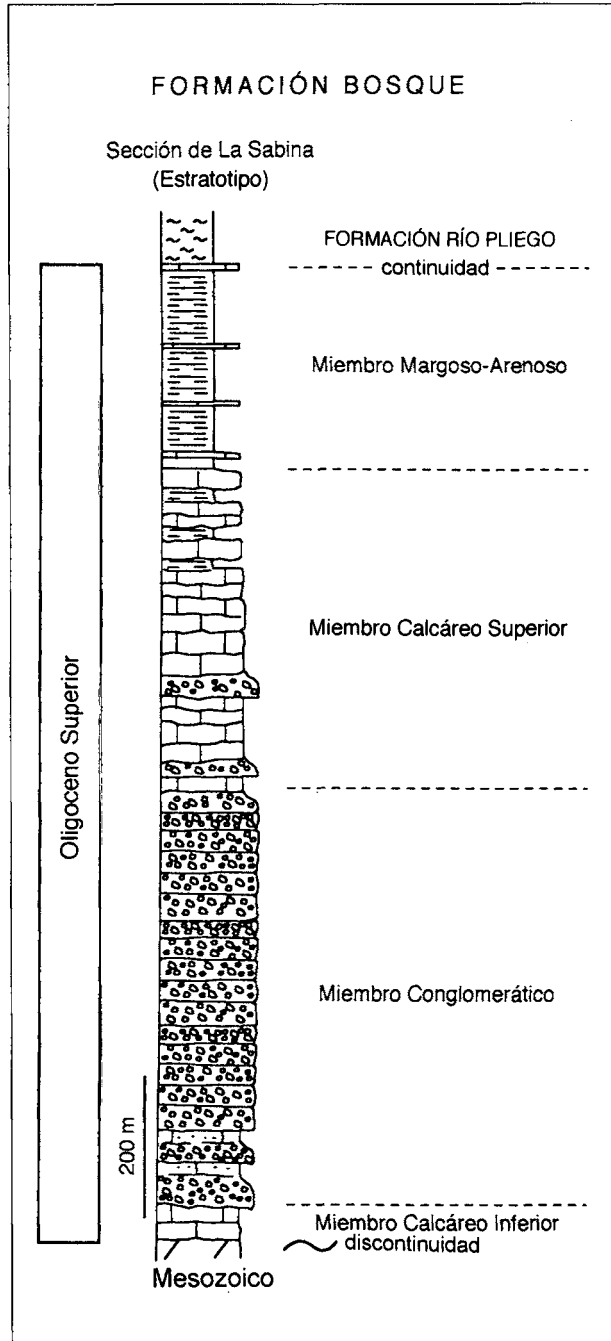


Figura 8. Estratotipo de la Formación Bosque.

Figure 8. Stratotype of the Bosque Formation.

Miembro Calcáreo Inferior

Formado por calizas masivas o estratificadas en secuencias estratocrecientes, con textura predominantemente “mudstone” o “wackestone”, con algunos niveles de “packstone” con abundantes algas rojas, foraminíferos encostrantes y macroforaminíferos. Presenta una potencia máxima de 50 metros.

Las calizas algales del Miembro Calcáreo Inferior contienen la asociación de macroforaminíferos compuesta por: *Lepidocyclina* sp., *Halkyardia maxima* CIMERMAN 1969, *Nummulites fichteli* MICHELOTTI 1841, y *N. vascus* LEYMERIE 1848, que indica la parte superior del Rupeliense según Drooger y Laagland (1986).

Los niveles margosos y limosos intercalados en los niveles inferiores de la formación, han suministrado una asociación de nanoplancton calcáreo característica de las zonas NP23 y NP24 (Rupeliense terminal-Catiense basal), compuesta por: *Dictyococcites bisectus* BUKRY y PERCIVAL 1971, *Helicosphaera recta* HAQ 1966, *H. euphratis* HAQ 1966, *Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE y WILCOXON 1967, y *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE 1959.

Miembro Conglomerático

Compuesto por conglomerados estratificados con escasa matriz calcárea, muy bien cementados y sin ordenación interna aparente. Los cantos calcáreos proceden del Mesozoico y Terciario de la serie infrayacente y pueden alcanzar dimensiones métricas. La potencia máxima es de 600 metros.

Miembro Calcáreo Superior

Formado por calizas masivas o estratificadas y calizas arenosas, organizadas en secuencias estratocrecientes. Presentan facies bioclásticas con abundantes algas rojas, foraminíferos encostrantes, macroforaminíferos, bivalvos y equinodermos. Las texturas más frecuentes son “wackestone” y “packstone”. Los niveles carbonatados más detríticos presentan litoclastos carbonatados y cuarzosos de tamaño grava. La potencia máxima es de 400 metros.

Miembro Margoso-Arenoso

Formado por margas, lutitas y limos con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas de textura “packstone”,

escasos conglomerados calcáreos y areniscas. En la parte superior del miembro se localiza un nivel formado por una o varias capas de calizas algales de textura "boundstone" o "bindstone", con abundantes algas rojas y foraminíferos encostrantes. La potencia máxima del miembro es de 300 metros.

Los niveles margosos y limosos intercalados en el miembro superior de la formación han suministrado una asociación de nanoplancton calcáreo característica de la zona NP25, del Oligoceno Superior (Catiense). La asociación esta compuesta por: *Coccolithus pelagicus* SCHILLER 1930, *Cyclicargolithus floridanus* BUKRY 1971, *Dictyococcites bisectus* BUKRY y PERCIVAL 1971, *D. scrippsae* BUKRY y PERCIVAL 1971, *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE y RIEDEL 1954, *Helicosphaera bramlettei* MÜLLER 1970, *H. euphratis* HAQ 1966, *H. perch-nielseniae* HAQ 1971, *H. recta* HAQ 1966, *Ilseolithina fusa* ROTH 1970, *Pontosphaera multipora* ROTH 1970, *Pyrocyclus orangensis* BACKMAN 1980, *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE y WILCOXON 1967, *S.*

moriformis BRAMLETTE y WILCOXON 1967, y *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE 1959.

Formación Río Pliego

Definida informalmente por Jerez-Mir (1979) para designar los sedimentos pelito-arenosos que afloran a lo largo del valle del Río Pliego, incluyendo los materiales margosos de la Formación Bosque. Lonergan (1991) definió informalmente estos materiales como Formación Amalaya (sic; =Almoloya). Martín-Martín (1996) los caracterizó formalmente como Formación Río Pliego, designando como holoestratotipo la sección de Cánovas-Almoloya (Figs. 2 y 9) y como paraestratotipo las secciones de Manzanete y Doñana (Fig. 2). Litoestratigráficamente se caracteriza por lutitas y limos de colores rojizos o amarillentos con intercalaciones de areniscas y conglomerados. El límite inferior de la formación lo marca el tránsito por cambio lateral de facies a las margas amarillentas y calcarenitas de la Formación Bosque, o al tramo carbonatado del Miembro Margoso-Arenoso de dicha formación, mientras que el superior es la superficie de conformidad asociada a los sedimentos de la Formación El Niño (Fig. 2). En función de las características litológicas, la Formación Río Pliego se ha dividido en tres miembros (Fig. 9) :

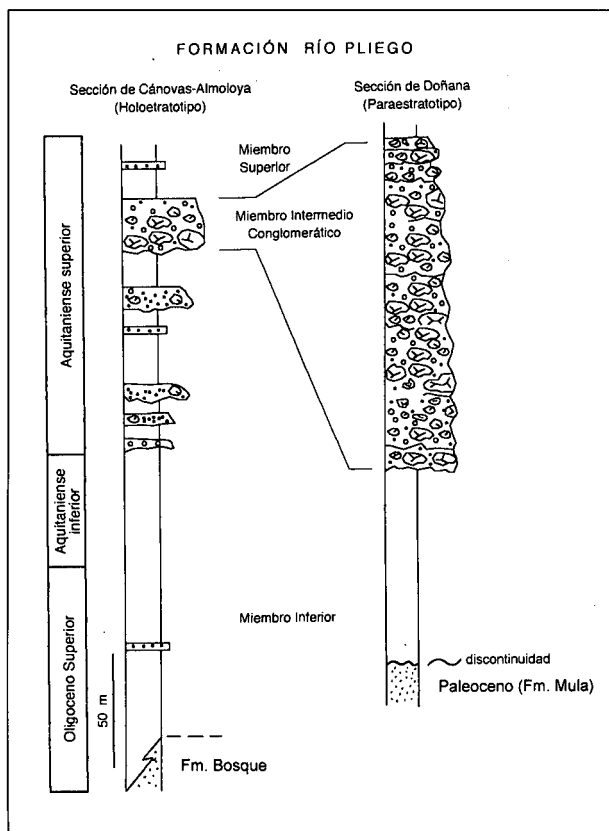


Figura 9. Holoestratotipo y paraestratotipo de la Formación Río Pliego.

Figure 9. Holostratotype and parastratotype of the Río Pliego Formation.

Miembro Inferior

Constituye el tramo más potente de la formación, alcanzando 250 m en el holoestratotipo. Está constituido por arcillas, limos, arenas y areniscas con intercalaciones de niveles conglomeráticos en la parte superior.

Las margas de este miembro contienen una asociación característica de la zona NP24, que comprende la parte superior del Rupeliense (Oligoceno Inferior) y parte inferior del Catiense (Oligoceno Superior). La asociación está compuesta por: *Dictyococcites bisectus* BUKRY y PERCIVAL 1971, *Helicosphaera recta* HAQ 1966, *H. euphratis* HAQ 1966, *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE y WILCOXON 1967, *S. distentus* BRAMLETTE y WILCOXON 1967, y *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE 1959.

Miembro Intermedio Conglomerático

Con 20 m de potencia en el holoestratotipo (sección de Almoloya), en el paraestratotipo de Doñana puede alcanzar 200 m. Está constituido por conglomerados que

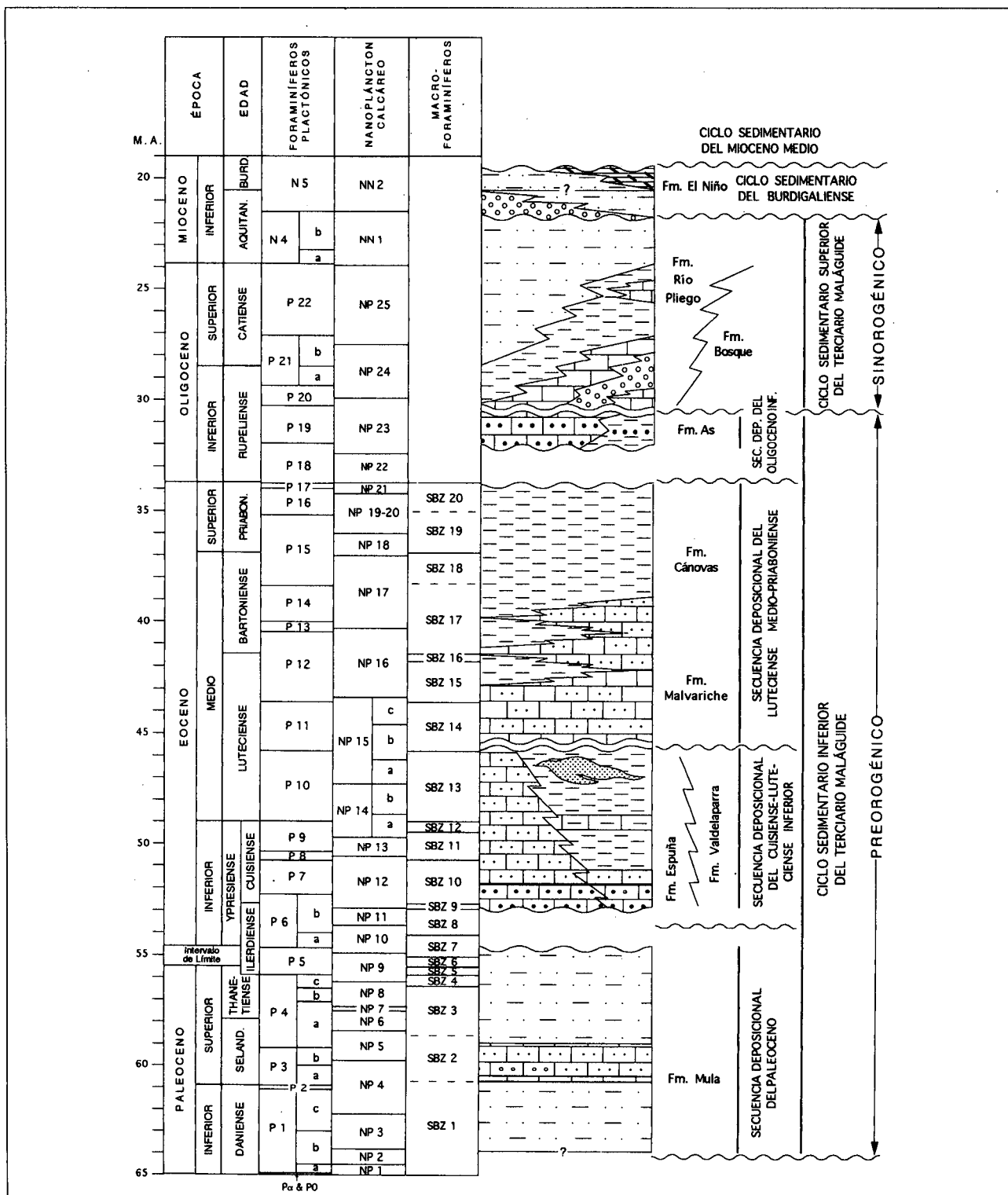


Figura 10. Síntesis litoestratigráfica del Paleógeno de Sierra Espuña y su correlación con la escala cronoestratigráfica elaborada a partir de Berggren *et al.* (1995), Serra-Kiel *et al.* (1998), y Martín-Pérez (1997).

Figure 10. Lithostratigraphic synthesis of the Paleogene of Sierra Espuña and its correlation with the chronostratigraphical chart based on data taken from Berggren *et al.* (1995), Serra-Kiel *et al.* (1998), and Martín-Pérez (1997).

pueden ser clastosoportados o tener matriz arenosa. Los cantos, con un tamaño máximo de 40 cm, proceden en su mayoría del zócalo paleozoico del Maláguide.

Miembro Superior

Con una potencia de 30 m en el holoestratotipo, está compuesto por limos de colores rojizos, con intercalaciones de arenas finas en la parte superior.

En este miembro se ha identificado la siguiente asociación: *Cyclicargolithus abisectus* WISE 1973, *C. floridanus* BUKRY 1971, *Helicosphaera euphratis* HAQ 1966, y *Reticulofenestra gartneri* ROTH y HAQ 1967, que indica la zona NN1 (Mioceno Inferior, Aquitaniense).

En el área de Sierra Espuña, a la Formación Río Pliego le suceden, por medio de una superficie de conformidad, los sedimentos de la Formación El Niño, perteneciente al Grupo Viñuela (Martín-Algarra 1987), constituida por margas, areniscas, brechas y pelitas silíceas y cuyo contenido en foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo indica una edad correspondiente al Burdigaliense inferior.

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

Los resultados del estudio lito-bioestratigráfico se han integrado en la escala cronoestratigráfica representada en la figura 10. Esta escala se ha elaborado a partir de Berggren *et al.*, (1995), Serra-Kiel *et al.*, (1998), incorporándose los datos de Martín-Pérez (1997). La síntesis del estudio bioestratigráfico de los ciclos sedimentarios, secuencias deposicionales y formaciones son los siguientes:

Ciclo Sedimentario Inferior del Terciario Maláguide

Este ciclo sedimentario abarca del Paleoceno al Oligoceno Inferior. Está constituido por depósitos previos a las fases tectónicas compresivas principales, puesto que es anterior a las estructuras tectónicas más antiguas que se han podido reconocer en la región (Martín-Martín *et al.* 1997a). Se divide en cuatro secuencias deposicionales:

Secuencia Depositional del Paleoceno

Representada por los sedimentos calcareníticos y arenoso-calcáreos con abundante *Microcodium* de la Formación Mula. En ella se han diferenciado, una parte

inferior que corresponde a la zona SBZ1 (Daniense), una parte media que corresponde a la zona SBZ2 (Selandiense), y una parte superior que corresponde a la zona NP9 de nanoplancton calcáreo y a las zonas P4-P5 de foraminíferos planctónicos (Thanetiense). Hasta la fecha sólo Azéma (1961) había citado la presencia de depósitos del Paleoceno *sensu lato* en el dominio Maláguide, en afloramientos tectonizados en el área de Málaga.

Secuencia Depositional del Cuisiense-Luteciense inferior

Está representada por los materiales esencialmente calcáreos de la Formación Espuña, y los materiales margoso-calcáreos de la Formación Valdelaparra. Ambas formaciones están relacionadas mediante un cambio lateral de facies, con una progradación de la Fm. Valdelaparra sobre la Fm. Espuña. En la formación Valdelaparra sólo se ha identificado, en la parte inferior, la SBZ10 (Cuisiense inferior). En la Formación Espuña se han identificado, a partir de macroforaminíferos, tres biozonas: La parte inferior de la formación corresponde a la SBZ10 (Cuisiense inferior); la parte media a la SBZ11 (Cuisiense medio); y la parte superior a la SBZ13 (Luteciense inferior).

Secuencia Depositional del Luteciense Medio-Priaboniense

Está compuesta por los materiales calizo-margosos de la Formación Malvariche y los materiales margosos de la suprayacente Formación Cánovas. En la Formación Malvariche se han identificado las siguientes biozonas: La parte inferior de la formación corresponde a la SBZ14 (Luteciense medio). En la parte media, los foraminíferos planctónicos caracterizan las zonas P12-P14 del Eoceno Medio; el nanoplancton calcáreo indica la zona NP16; y los macroforaminíferos las SBZ15 y SB16, por lo que esta parte media se sitúa en el Luteciense medio-superior. En la parte superior de la Formación Malvariche se ha identificado la SBZ17 (Bartoniense inferior). La base de la Formación Cánovas corresponde a la SBZ18 (Bartoniense superior). La parte alta de esta formación corresponde a las biozonas NP18-NP20 de nanoplancton calcáreo y P15 de foraminíferos planctónicos, por lo que se sitúa en el Bartoniense superior-Priaboniense.

Secuencia Depositional del Oligoceno Inferior

Representada por los conglomerados, areniscas y calizas de la Formación As, esta unidad había sido datada como eocena "Auversienne", por Paquet (1969, 1970).

Se ha constatado que junto a macroforaminíferos reelaborados del Paleoceno y Eoceno se encuentran formas del Oligoceno. La presencia de *Lepidocyclina* sp., *Asterigerina rotula* y *Halkyardia maxima*, permite atribuir esta unidad al Oligoceno Inferior (Rupeliense) según Martín-Martín *et al.* (1997b, c).

Ciclo Sedimentario Superior del Terciario Maláguide

Este ciclo sedimentario abarca de la parte superior del Oligoceno Inferior al Mioceno Inferior (Rupeliense terminal-Aquitaniense), periodo en que tuvieron lugar las fases tectónicas principales que afectaron el área. Está representado por los conglomerados, calizas algales, calcarenitas y margas de la Formación Bosque y los materiales detríticos de la Formación Río Pliego.

En la parte inferior de la Formación Bosque, la asociación de macroforaminíferos indica una edad correspondiente a la parte superior del Oligoceno Inferior, mientras que el nanoplancton calcáreo indica las biozonas NP23 y NP24. En la parte superior se ha identificado la zona NP25. En la parte basal de la Formación Río Pliego se ha identificado la NP24, y a techo de la formación la NN1. Estos datos permiten atribuir a este ciclo un intervalo que abarca desde la parte alta del Oligoceno Inferior (Rupeliense terminal) al Mioceno Inferior (Aquitaniense).

A este ciclo le sucede un Ciclo Sedimentario del Burdigaliense Inferior (Martín-Martín, 1996), representado por los materiales margosos, areniscosos, microbrechíticos y silíceos de la Formación El Niño, correlacionables con los sedimentos del Grupo Viñuela de Martín-Algarra (1987).

Como conclusión diremos que el área de Sierra Espuña, que constituye el lugar ideal e imprescindible para la realización de estudios estratigráficos sobre el Terciario Maláguide, puede constituir también un área excepcional para la realización de estudios biostratigráficos integrados, como los que se han mostrado en este trabajo, con diferentes grupos fósiles: macroforaminíferos bentónicos, foraminíferos planctónicos y nanoflora calcárea. Esto es posible gracias a los rápidos cambios de facies (medios de transición-plataforma marina-cuenca) de las diferentes formaciones estudiadas, así como por la gran calidad de los afloramientos y la extensión del registro estratigráfico terciario (Paleoceno-Neógeno). Todo esto se ve favorecido por una baja tectonización de la zona para lo que suele ser lo normal dentro de las Zonas Internas Béticas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se inscribe dentro de los siguientes proyectos: PB93-1150, PB93-1000, PB94-0050, y PB95-0883, y Grupos de Investigación no. 4089, 4076, y RMN-212 de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

- Azéma, J., 1961. Étude géologique des abords de Málaga (Espagne). *Est. Geol.*, 17, 131-160.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Schisher, C.C., Aubry, M.-P., 1995. A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. In W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry, J. Hardenbol (ed.). *Geochronology, Time Scale and Global Correlations: a unified temporal framework for an historical Geology*. Soc. Econ. Pal. Miner. Spec Public., 54, 129-212.
- Blow, W.H., 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In P. Brönnimann, H.H. Renz (ed.). *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils (Geneva, 1967)*: Leiden, E.J. Brill, v.1, 199-421.
- Drooger, C.W., Laagland H., 1986. Larger foraminiferal zonation of the European-Mediterranean Oligocene. *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch.* 89(2), 135-148.
- Fallot, P., 1930. État de nos connaissances sur la structure des chaînes bétique et subbétique. *Livre jub. Soc. geol. France*, 279-305.
- Fallot, P., 1948. Les Cordillères bétiques. *Est. Geol.*, 8, 83-172.
- Fontboté, J.M., 1970. Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad. geol. Univ. Granada*, 1, 70-78.
- Geel, T., 1973. The geology of the Betic of Malaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Vélez-Rubio area (Southern Spain). *GUA Paper of Geology*. 5, 131 pp.
- Jerez-Mir, F., 1979. Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas. *Geol. Mij.* 90, 503-555.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L., 1977. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000, I.G.M.E. Mem. 113 p.
- Loneragan, L., 1991. The structural evolution of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain. Unpublished D Ph Thesis, University of Oxford, 154 pp.
- Martín-Algarra, A., 1987. Evolución Geológica Alpina del contacto entre las Zonas Internas y Las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1171 pp.
- Martín-Martín, M., 1996. El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España). *Estratigrafía y evolución paleogeográfica*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 297 pp.
- Martín-Martín, M., Martín-Algarra, A., 1997. La estructura del área de Sierra Espuña (Contacto Zonas Internas-Externas, sector oriental de la Cordillera Bética). *Estudios Geol.* 53, 237-248.
- Martín-Martín, M., Martín-Algarra, A., Serra-Kiel, J., 1997a. El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (prov. de Murcia, SE de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 10(3-4), 265-280.
- Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., Serra-Kiel, J., 1997b. La formation As, datée de l'Oligocène, est impliquée dans les charriages des unités malaguides supérieures de la Sierra Espuña (zones internes bétiques, province de Murcie, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*. 325, 861-868.
- Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., Martín-Pérez,

J.A., Serra-Kiel, J., 1997c. Timing of deformation in the Malaguide of the Sierra Espuña (Southeastern Spain). Geodynamic evolution of Betic Internal Zone. *Geol. Mij.* 75, 309-316.

Martín-Pérez, J. A., 1997. Nanoplankton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (Sector oriental). Tesis de la Universidad de Granada. 329 pp.

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In A. Farinacci (ed.). *Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma 1970*: Roma, Tecnoscienza, 739-785.

Paquet, J., 1969. Étude Géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). *Mém. Soc. Géol. France*, XLVII (111), 270 pp.

Paquet, J., 1970. Transgressivité de l'Éocène supérieur dans les Malaguides de la Sierra Espuña (Cordillères bétiques, Sud-Est de l'Espagne). *Mise au point. Geol. Mij.* 49, 61-64.

Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., Zakrevskaya, E., 1998. Larger foraminiferal Biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. géol. France*. 169(2), 281-299.