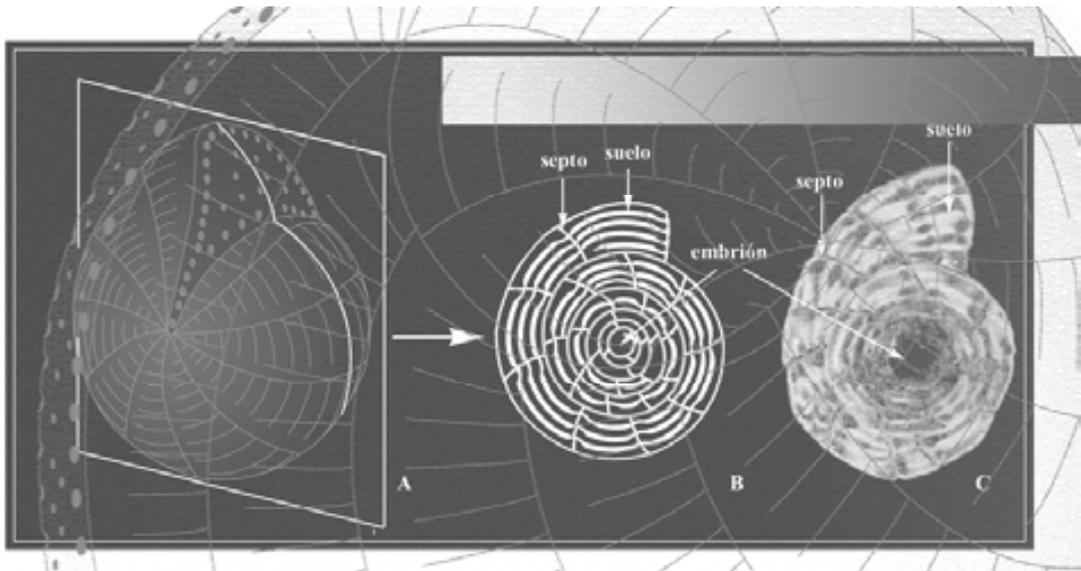


**MORFOESTRUCTURA
DE LOS GÉNEROS CRETÁDICOS
DE LOS RHAPYDIONINIDAE (FORAMINIFERA)**



Tesis Doctoral

Mayo 2008

VICENT VICEDO VICEDO

Morfoestructura de los géneros cretácicos de los Rhapydioninidae (Foraminifera)

Tesis doctoral realizada por Vicent Vicedo Vicedo en la Unitat de Paleontologia del Departament de Geologia de la Universitat Autònoma de Barcelona dentro del programa de Doctorado en Geología, para la obtención del grado de Doctor en Geología.

Bellaterra, Mayo de 2008

Dra. Esmeralda Caus Gràcia

Vicent Vicedo Vicedo

Directora de la Tesis

Autor

Nota aclaratoria

En la redacción de este trabajo se ha utilizado tanto la lengua española como la inglesa. Ello se debe a que se pretende obtener la mención de Doctor europeus en el título de doctor. Por este motivo, y tal como estipula la normativa de la Universitat Autònoma de Barcelona, parte de la tesis doctoral debe haber sido redactada en una de las lenguas oficiales de la Unión Europea distinta a las lenguas oficiales en España, y el resto utilizando una de las lenguas de presentación de esta universidad.

Explanatory note

In the writing of this work, Spanish and English languages have been used. It has been necessary to obtain the mention of Doctor europeus in the PhD diploma. For this reason, and as it stipulates the internal normative of the Universitat Autònoma de Barcelona, part of th PhD thesis must be written in one of the official languages of the European Union (but different from the official languages in Spain), and the rest using one of the presentation languages of this University.

*A todos los que me han ayudado de una u otra forma
a hacer posible este trabajo*

Agradecimientos

Tengo que reconocer que ha sido justamente en este momento, a la hora de escribir estas líneas, cuando me he dado cuenta que acaba de finalizar una etapa. Me gustaría decir tantas cosas y agradecer tantas otras que escribiría y escribiría, pero por el bien de todo aquel que lea estas palabras debo ahorrar en verborrea e ir, como se suele decir, al grano.

En primer lugar quiero agradecer a la Dra. Esmeralda Caus la confianza depositada en mí. Como ya te dije en una ocasión, estaré siempre agradecido por brindarme la oportunidad de entrar en el mundo de la investigación, y espero que en un futuro próximo podamos continuar trabajando conjuntamente.

Gracias al *Professor* Lukas Hottinger. Sus extraordinarios conocimientos científicos han sido y serán muy útiles en mi trabajo con los foraminíferos. Gracias a usted y a toda su familia por abrirme las puertas de su casa y tratarme con gran amabilidad.

Gracias a la Dra. Amelia Calonge, de la Univesidad de Alcalá de Henares, por acompañarme en el trabajo de campo realizado en la Cordillera Ibérica y por explicarme muy pacientemente sus conocimientos sobre la geología de aquella zona. Además, siempre he podido contar con su colaboración en las cosas en las que ella podía aportar algo. A nivel profesional y personal no podría sentir otra cosa que gratitud.

Gracias al Dr. Javier Martín Chivelet (de la Universidad Complutense de Madrid) y al Dr. Mariano Parente (*Università degli studi di Napoli Federico II*) por contribuir en la recolección de muestras de la Cordillera Bética y de los Apeninos (Italia) respectivamente. A la *Professor* Alexandra Zambetakis Lekkas (de la *National University of Athens*) por facilitarnos material en nuestro trabajo de campo en Grecia.

Mi más sincero agradecimiento al Dr. Josep María Pons y al Dr. Ricard Martínez por prestar atención a mis dudas y peticiones.

Infinitas gracias a mis compañeros Carme, Raquel, Luís, Sergi, Yolanda, Javier, Ramón, Albert y Marc. Durante estos años hemos compartido trabajo, viajes, confidencias, FIESTORROS CRETÁVICOS y risas, muchas risas. Jamás olvidaré los agradables momentos que me habéis hecho pasar.

Jaume Qués y Luís Gordon, buen trabajo!

A mi familia...qué decir que no sepáis. A mis padres y mi hermana: como os he dicho alguna vez, siempre estaré en deuda con vosotros. Todo el cariño y apoyo que os pueda ofrecer nunca será suficiente para devolver lo que me habéis dado. Pero no cesaré en el intento! Y a mi Sergi: gracias por quererme y respetarme, me haces muy feliz. Os amo.

Gracias a todos mis amigos/as, a los de Barcelona y a los de Bocarent, que se han interesado durante estos años por mi trabajo.

A todos aquellos que han contribuido en mi evolución profesional y personal durante estos años, infinitas gracias. Se dice que las palabras se las lleva el viento, pero para que eso no ocurra, he querido que mi gratitud a todos los que he nombrado quede reflejada en este pequeño apartado, y en último término, tenéis que saber que permanecerá en mi corazón, que bien seguro de allá jamás se borrará...

RESUMEN

Los rapidionínidos representan un elemento importante, diverso y abundante en las comunidades de macroforaminíferos porcelanados de aguas poco profundas del Cretácico medio y superior. Su morfología general es muy similar, por lo que es necesario un estudio morfológico detallado para distinguir los géneros y especies en el interior de los diferentes grupos implicados. La revisión de los taxones aquí estudiados ha permitido eliminar ciertas contradicciones e inconsistencias que se han dado en la literatura del grupo, incrementar su potencial valor como fósiles guía y entender mejor el significado de su distribución paleogeográfica. En particular, el uso del nombre genérico de *Pseudedomia* Henson, 1948, (especie tipo *P. multistriata*, Maastrichtian) para designar especies del Ciclo de Maduración de la Comunidad (*Global Community Maturation cycle*, Hottinger 2001) previo, como "*P.*" *drorimensis* Reiss *et al.*, 1964, (Cenomaniense) o la supuesta sinonimia entre el género caribeño *Raadshovenia guatemalensis* Van den Bold, 1946, (de edad supuestamente Paleoceno) y el género tetisiano *Cuvillierinella salentina* Papetti y Tedeschi, 1965, (Cretácico superior) han sido la causa de las dificultades en la comprensión de la evolución de la familia Rhapydioninidae en el tiempo y el espacio.

Para llevar a cabo la revisión de los taxones, se han muestreado las localidades tipo o, cuando ha sido imposible, las localidades equivalentes siempre lo más cercanamente posible a las localidades tipo. En México, para el muestreo se han seguido las indicaciones y descripciones estratigráficas de Pêcheux (1984) y Michaud (1987). En España, se han considerado los trabajos de Martín-Chivelet (1993) para la Cordillera Bética y Calonge (1989) para la Cordillera Ibérica. En Grecia se han seguido los trabajos de Fleury (1974), mientras que el material de Italia fue recolectado por Mariano Parente en los Apeninos. Todos los rapidionínidos proceden de sedimentos extraordinariamente poco profundos. Por consiguiente, su restringido nicho ecológico dificulta una correlación precisa con la escala cronoestratigráfica en general y con la escala bioestratigráfica basada en biozonaciones de orbitoídeos en particular. En consecuencia, algunas de las conclusiones taxonómicas dadas a nivel específico se deben considerar provisionales o tentativas. Los resultados de este trabajo confirman en gran medida las observaciones realizadas por Fleury y Fourcade en su trabajo de 1990, el único trabajo publicado en el que se da una visión general del grupo de los rapidionínidos desde que Henson publicara, en 1948, su monografía.

ABSTRACT

The rhapsydioninids represent an important, diverse and abundant element in the shallow-water communities of porcelaneous foraminifera of the Middle and Late Cretaceous. Their general morphology is very similar and called for a careful morphological analysis in order to distinguish the genera and the species within the different groups involved. The revision of the relevant taxa given here permits to eliminate contradictions and inconsistencies in the current literature, to enhance their potential as biostratigraphic index fossils and to understand the significance of their paleogeographic distribution. In particular, the use of the generic name *Pseudedomia* Henson, 1948, (type species: *P. multistriata*, Maastrichtian) for species belonging to the previous Global Community Maturation cycle (Hottinger, 2001), such as "*P.*" *drorimensis* Reiss *et al.*, 1964, (Cenomanian) or the supposed synonymy of the Caribbean *Raadshovenia guatemalensis* van den Bold, 1946, (said to be of Paleocene age) with the Tethyan *Cuvillierinella salentina* Papetti and Tedeschi, 1965, (Late Cretaceous) have produced considerable difficulties to understand the evolution of the rhapsydioninid family in time and space.

In order to revise the various taxa involved, their type localities or as close equivalents as possible where sampled. In Mexico the stratigraphical descriptions and indications of Pêcheux (1984) and Michaud (1987) were followed. In Spain, we could rely on the work of Martin-Chivelet (1993) for the Betic Cordillera and of Calonge (1989) for the Iberian range. In Greece we founded our sampling on the papers of Fleury (1974), whereas in Italy Mario Parente collected suitable material for our research from the Apennines. All rhapsydioninids are found in sediments with an extremely very shallow facies. Thus, their restricted ecological range often hampers a precise correlation with the chronostratigraphic time scale in general and with the ecologically closest biostratigraphic zonation based on orbitoids in particular. Therefore, some of the taxonomic conclusions on the species level must be considered as provisional or tentative. The results of the revisions given here confirm to a large extent the views expressed by Fleury and Fourcade in their paper of 1990, the only comprehensive overview on the group to be found in literature since Henson's monograph in 1948.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN.....	10
CAPÍTULO 2.- METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	13
CAPÍTULO 3.- PROCEDENCIA DEL MATERIAL.....	17
3.1.- América: México y Jamaica.....	18
3.1.1.- México: Estado de Chiapas (SE México).....	18
+ Contexto geológico.....	18
+ Localización del muestreo.....	21
3.1.2.- Jamaica.	25
+ Contexto geológico.....	25
+ Localización del muestreo.....	26
3.2.- Europa: España, Italia y Grecia.....	28
3.2.1.- España.....	28
+ Contexto geológico.....	28
- La Cordillera Bética.....	28
Localización de los muestreos.....	33
- La Cordillera Ibérica o Sistema Ibérico.....	38
Localización de los muestreos.....	41
3.2.2.- Italia.....	48
+ Contexto geológico.....	48
+ Localización del muestreo.....	49
3.2.3.- Grecia.....	50
+ Contexto geológico.....	50
+ Localización de los muestreos.....	52
CAPÍTULO 4.- MORFOESTRUCTURA DE LA FAMILIA RHAPYDIONINIDAE.....	55
4.1.- Características de la concha.....	56
4.1.1.- Textura de la concha.....	56
4.1.2.- Arquitectura de la concha.....	57
4.1.3.- La estructura interna.....	58
4.2.- Identificación de los rapidionínidos en lámina delgada.	61
4.2.1.- La posición de las secciones.	61
4.2.2.- Parámetros utilizados en la identificación de las especies.....	68

CAPÍTULO 5.- EL GÉNERO <i>CHUBBINA</i>	71
5.1.- Antecedentes del género.....	72
5.2.- Descripción sistemática.....	74
5.3.- Discusión.....	85
CAPÍTULO 6.- EL GÉNERO <i>SELLIALVEOLINA</i>	87
6.1.- Antecedentes del género.....	88
6.2.- Descripción sistemática.....	91
6.3.- Discusión.....	100
CAPÍTULO 7.- EL GÉNERO <i>MURCIELLA</i>	102
7.1.- Antecedentes del género.....	103
7.2.- Descripción sistemática.....	104
7.3.- Discusión.....	111
CAPÍTULO 8.- EL GÉNERO <i>CYCLOPSEUDEDOMIA</i>	112
8.1.- Antecedentes del género.....	113
8.2.- Descripción sistemática.....	113
8.3.- Discusión.....	116
CAPÍTULO 9.- EL GÉNERO <i>CUVILLIERINELA</i>	117
9.1.- Antecedentes del género.....	118
9.2.- Descripción sistemática.....	119
9.3.- Discusión.....	123
CAPÍTULO 10.- EL GÉNERO <i>RHAPYDIONINA</i>	125
10.1.- Antecedentes del género.....	126
10.2.- Descripción sistemática.....	126
10.3.- Discusión.....	131
CAPÍTULO 11.- RELACIONES FILOGENÉTICAS	133
CAPÍTULO 12.- BIOESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA	139
CAPÍTULO 13.- PALEOECOLOGÍA	144
CAPÍTULO 14.- PALEOBIOGEOGRAFÍA	147
CAPÍTULO .15- CONCLUSIONES/<i>CONCLUSIONS</i>	150
CAPÍTULO .16-BIBLIOGRAFÍA	155
CAPÍTULO .17- LÁMINAS/<i>PLATES</i>	172

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN.

Los macroforaminíferos que presentan una concha de textura porcelanada, disposición de las cámaras planispiral involuta (aunque en su forma adulta pueden desenrollarse), una o varias filas de múltiples aberturas, cámaras subdivididas en camarillas tubulares por medio de tabiques y espacios preseptales que las comunican se clasifican como Alveolináceos. Según la morfología de sus cámaras las conchas varían de esféricas a fusiformes (alargadas en el plano axial) o más o menos nautiloides (comprimidas en el plano axial), correspondiendo las primeras al grupo de los alveolínidos, mientras las segundas pertenecen al grupo de los rapidionínidos. Ambos grupos aparecen en el registro fósil en los depósitos de plataforma poco profunda del Cretácico medio, y en el caso de los alveolínidos se extienden, con diversos reemplazamientos, hasta el reciente. Por el contrario, los rapidionínidos son típicamente cretácicos, aunque algunas formas (por ejemplo *Raadshoovenia* van den Bold, 1946) fueron descritas de sedimentos atribuidos al Terciario inferior.

La presente tesis está dedicada únicamente al grupo de los rapidionínidos, los cuales representan un importante, diverso y abundante componente de las facies carbonatadas extremadamente poco profundas de dos intervalos de tiempo sucesivos. El primer grupo está formado por un conjunto relativamente homogéneo, las sellialveolinas, que se desarrolló durante el Cenomaniense en las plataformas carbonatadas del Tethys central y occidental, donde están generalmente acompañados por praealveolinas, ovalveolinas y cisalveolinas. El segundo grupo, de edad Santoniense-Maastrichtiense, es mucho más diversificado que el primero y sus representantes se extienden por las plataformas carbonatadas de todo el cinturón tropical, desde Oriente Medio a las costas tetisianas de la Península Ibérica y el continente americano, sucediéndose probablemente unos taxones a otros.

En consecuencia, la gran extensión temporal y geográfica de los rapidionínidos les convierte en potenciales fósiles índice para la construcción de escalas bioestratigráficas. Sin embargo, la similar morfología de muchos de los taxones dificulta la correcta identificación de géneros y especies, lo que a su vez produce dificultades en la interpretación de la evolución de la familia Rhapydioninidae en el tiempo y el espacio. En este trabajo se pretende una revisión de los taxones más

relevantes de rapidionínidos, que permita eliminar las contradicciones e inconsistencias de la bibliografía actual, como por ejemplo el empleo del género *Pseudedomia* (especie tipo: *P. multistriata* Henson, 1948, del Maastrichtiense) para designar especies, tales como “*P.*” *drorimensis* Reiss *et al.*, 1964, del Cenomaniense, o la supuesta sinonimia del género caribeño *Raadshoovenia* (especie tipo: *R. guatemalensis* van den Bold, 1946, supuestamente del Paleoceno) con la forma neotetisiana *Cuvillierinella salentina* Papetti y Tedeschi, 1965, del Cretácico superior.

El trabajo se enmarca en los proyectos de investigación BTE2003-04101 (*Biozonas de macroforaminíferos del Cretácico superior (KSBZ): correlación trasatlántica.*) y CGL2006-02899 (*Biozonas de macroforaminíferos del Cretácico superior (KSBZ): correlación con zonas pelágicas y estratigrafía isotópica: herramienta de alta resolución en reconstrucciones paleobiogeográficas, paleoceanográficas y paleoclimatología.*).

Capítulo 2

METODOLOGÍA DE TRABAJO

CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA DE TRABAJO.

El trabajo que aquí se presenta se ha desarrollado en varias etapas: trabajo de campo, estudio bibliográfico, trabajo de laboratorio y análisis de los resultados.

No necesariamente el trabajo se ha desarrollado en el orden descrito anteriormente, pues el trabajo de campo se ha basado también en un conocimiento previo de los afloramientos, y esto ha sido posible mediante un estudio bibliográfico.

- Trabajo de campo:

La comparación de las estructuras internas de los rapidionínidos del Cretácico superior ha hecho imprescindible la búsqueda de material de dominios paleogeográficos diferentes. Así, este trabajo se ha basado en el análisis de material procedente de América, con muestras de Jamaica y México, y Europa, con muestras recolectadas en España, Italia y Grecia (véase capítulo 3: procedencia del material).

Todo el material ha sido recolectado en sucesivas campañas de campo, la mayoría de ellas realizadas por el autor de este trabajo o por el equipo de investigación de micropaleontología de la Unidad de Paleontología de la Universidad Autónoma de Barcelona.

La recolección del material ha consistido en un muestreo detallado de los niveles donde otros autores citaban rapidionínidos. Por tanto ha sido imprescindible un conocimiento básico previo de la estratigrafía de cada zona. Como ha sido imprescindible también la colaboración de numerosos profesionales: el Dr. Mariano Parente cedió el material procedente de Italia; Javier Martín Chivelet fue guía en algunas de las salidas de campo en el dominio Bético (España); se precisó la ayuda de la Dra. Amelia Calonge para el trabajo en el dominio Ibérico (España); en México el apoyo logístico del Instituto Mexicano del Petróleo fue necesario; y en Grecia se contó con la colaboración de la Dra. Alexandra Zambetakis-Lekkas, que nos cedió los mapas geológicos de las áreas de donde procede el material griego.

- Trabajo bibliográfico:

Como se ha explicado anteriormente ha sido necesaria una intensa investigación bibliográfica dirigida a recabar información de las áreas donde se recolectó el material, con el fin de contextualizar geológicamente las muestras estudiadas y recapitular datos sobre los géneros de rapidionínidos que aquí se tratan.

Las fuentes bibliográficas consultadas para realizar el contexto geológico vienen citadas a lo largo del capítulo 3 (procedencia del material) de este mismo trabajo, mientras que los trabajos estudiados y relacionados con los diferentes géneros de rapidionínidos vienen resumidos en el apartado de antecedentes de cada uno de ellos.

- Trabajo de laboratorio:

En la identificación y clasificación de los rapidionínidos se han utilizado varias técnicas de laboratorio, todas ellas, basadas en el análisis de la estructura interna y la morfología de la concha en su conjunto. Para ello es necesario tener secciones de los ejemplares en diferentes orientaciones y proceder así a su estudio.

Como ocurre siempre que se quiere estudiar la estructura interna de cualquier foraminífero, es interesante poder obtener muestras en donde los ejemplares a estudiar puedan ser separados de la matriz, esto es, en materiales no litificados, como las margas. De esta manera los foraminíferos pueden ser tratados individualmente y ser seccionados en el laboratorio en aquellas orientaciones más útiles y que nos aporten la mayor información posible. En nuestro caso no ha sido posible encontrar foraminíferos en material no litificado, y es por eso que el estudio de su estructura interna se ha realizado en base a cortes aparecidos en las láminas delgadas de las rocas, por tanto, orientados de forma aleatoria.

Una vez en posesión de las láminas delgadas de las muestras seleccionadas, se procede a la búsqueda de las secciones de rapidionínidos. Para trabajar con mayor comodidad, estas secciones se fotografían mediante un binocular *Leica Z16 APO*, conectado a una cámara digital *Leica DFC 320*. Las fotografías se procesan en programas informáticos de tratamiento de imágenes y se imprimen sobre papel a la escala deseada, para poder comparar unos ejemplares con otros. Obviamente, la comparación se tiene que realizar con ejemplares a la misma escala, y poder así establecer las diferencias en las medidas de la concha. Las escalas utilizadas han sido: x12.5, x25, x50 y x100 aumentos.

También es necesario tener en cuenta el tipo de sección que se está observando y de esta manera comparar las del mismo tipo. Los foraminíferos poseen tres dimensiones, por consiguiente se pueden cortar en infinidad de orientaciones. Para distinguir las diferentes secciones se considera la orientación respecto al eje de enrollamiento y respecto la primera cámara o embrión (véase apartado 4.2).

Para una mejor comprensión de la forma de estos foraminíferos se ha procedido a efectuar modelos del aspecto externo y la estructura interna mediante dibujos esquemáticos que simulan las tres dimensiones (fig. 1).

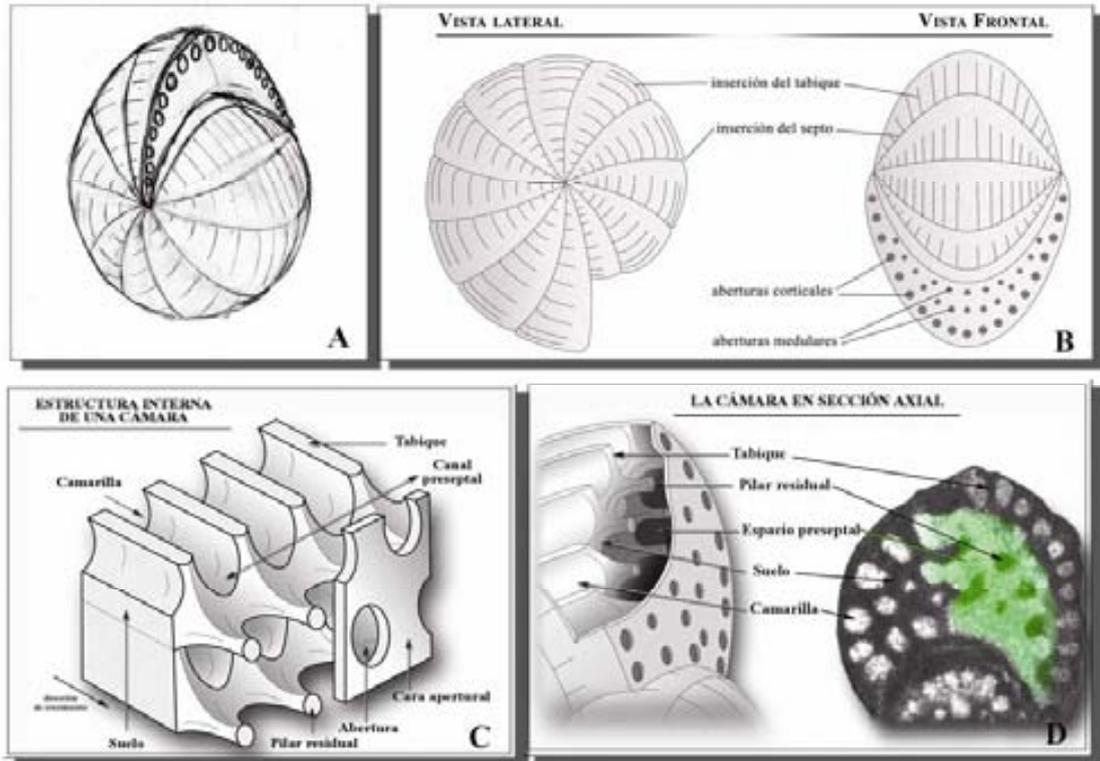


Fig 1. Metodología de trabajo en el laboratorio para el análisis de la morfoestructura de los rapidionínidos. A. realización de dibujos a mano alzada. B y C: digitalización de los dibujos e identificación de estructuras. D: Comparación de los modelos con secciones reales de rapidionínidos.

- Análisis de los resultados:

Todos los datos obtenidos han sido analizados y se exponen extensamente a lo largo de este trabajo.

Capítulo 3

PROCEDENCIA DEL MATERIAL

3. PROCEDENCIA DEL MATERIAL.

Para el estudio de la familia Rhapydioninidae se procedió a la recolección de material en distintos puntos geográficos de Europa y América. Los materiales recolectados corresponden a sedimentos depositados durante el Cretácico superior en áreas de plataforma poco profunda. Las localidades fueron elegidas considerando las series estratigráficas realizadas por otros autores en las que se citaban rapidionídidos en alguno de sus niveles. Las áreas geográficas donde se realizaron muestreos son:

- América:
 - **Depresión Central, Estado de Chiapas, México.**
 - **Clarendon Block, Jamaica.**
- Europa:
 - **Cordillera Bética, España.**
 - **Cordillera Ibérica, España.**
 - **Apeninos, Italia.**
 - **Zona de Gavrovo-Tripolitza, Peloponeso, Grecia.**

3.1.- América: México y Jamaica.

3.1.1.- México, Estado de Chiapas (SE México).

Contexto geológico.

Si se observa el mapa geológico del Estado de Chiapas (Fig. 2), se pueden distinguir cinco grandes unidades o dominios ligados a la geología de la zona, y son:

- a. La Planicie Costera del Pacífico, al sur, con materiales del Pleistoceno y Reciente.
- b. Las Montañas de la Sierra Madre, donde aflora el Paleozoico.
- c. La Depresión Central y Meseta de San Cristóbal donde aflora principalmente el Cretácico.
- d. Las Montañas Cenozoicas del Norte, que limita con el Estado de Tabasco. Como indica su nombre los materiales que afloran son predominantemente cenozoicos.

El trabajo de campo se desarrolló en el dominio de la Depresión central, donde se muestreó parte de la serie del Cretácico superior, concretamente las Formaciones Ocozocoautla (Sánchez Montes de Oca, 1969) y Angostura (Sánchez Montes de Oca, 1969), pues son facies de plataforma y podían contener macroforaminíferos. De las dos

formaciones citadas, la Fm. Angostura es la que libró abundantes foraminíferos porcelanados de la familia Rhapydioninidae. Las características de estas formaciones son las siguientes:

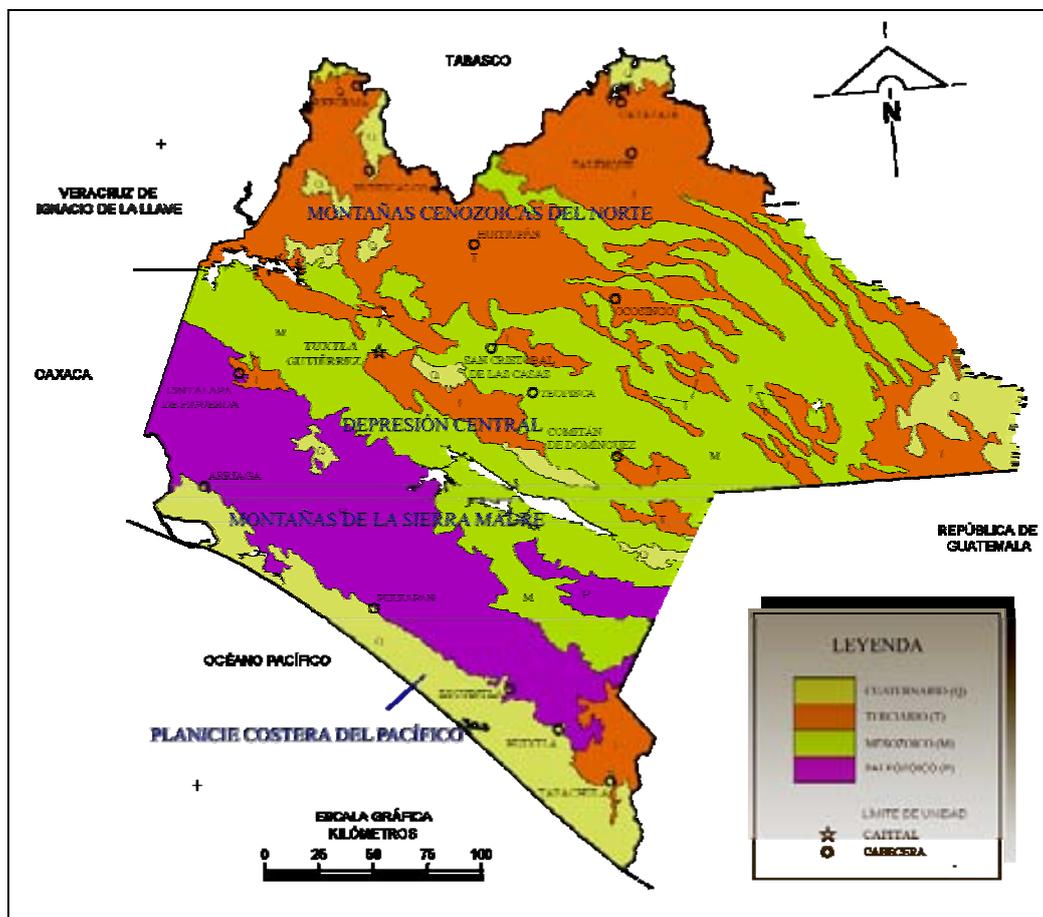


Fig. 2. Mapa geológico del Estado de Chiapas y las diferentes unidades ligadas a la geología. Fuente: INEGI. Conjunto de Datos Geográficos de la Carta Geológica, 1:1 000 000.

- Formación Angostura (Sánchez Montes de Oca, 1969):

Esta formación fue propuesta, en 1969, por Sánchez Montes de Oca y toma el nombre de su cercana ubicación a la presa de la Angostura, situada en el SE de Tuxtla Gutiérrez.

Este autor describe una secuencia de 1330 metros de calizas de diferentes tonalidades con intercalaciones de brechas sedimentarias. Estas calizas se habrían depositado en un ambiente de plataforma poco profunda, y en ellas son comunes los rudistas y los foraminíferos bentónicos. Sánchez Montes de Oca dio a esta formación una edad Campaniense-Maastrichtiense.

Fuera de su localidad tipo, la Fm. Angostura tiene un espesor variable, entre los 400 y los 1500 metros, y aflora en una gran parte de la Sierra de Chiapas,

principalmente hacia la parte central y oriental de la misma, donde aparece en los núcleos de numerosos anticlinales.

- Formación Ocozocoautla (Sánchez Montes de Oca, 1969):

La primera referencia que se tiene de esta formación viene de los autores Page (1921) y Pike y Blom (1922), que designaron a una unidad arenosa y conglomerática, que aflora al oeste del poblado de Ocozocoautla, bajo el nombre de Gravas de Ocozocoautla. Posteriormente, Gutiérrez Gil (1951) propuso el nombre de Serie Ocozocoautla.

En 1959 Chubb subdividió la Serie Ocozocoautla en cinco unidades estratigráficas: Capas Piedra Parada, Conglomerado San Luis, Capas Nuevo, Capas Campeche y Formación Carretera.

Finalmente es Sánchez Montes de Oca (1969) quien le da el rango de Formación Ocozocoautla, considerándola una unidad estratigráfica que se compone de varios cuerpos, que forman intercalaciones de gravas, areniscas, lutitas y calizas. De base a techo, Sánchez de Oca definió los siguientes cuerpos:

- 200 metros de gravas de cuarzo con matriz arcillosa rojiza, que descansan sobre la Fm Sierra Madre.
- 190 metros de areniscas calcáreas con micro y macrofauna (restos de rudistas)
- 140 metros de lutitas arenosas de color crema, con areniscas calcáreas y calizas arenosas intercaladas.
- 200 metros de areniscas de grano fino y lutitas.
- 60 metros de areniscas calcáreas microfósilíferas.
-

La edad atribuida a esta formación es Campaniense superior-Maastrichtiense.

Las facies de la formación Ocozocoautla son contemporáneas a las de la formación Angostura y se interdigitan entre sí hacia el este (fig.3).

ERA	PERIODO	ÉPOCA	EDAD	Formaciones Sierra de Chiapas	
MESOZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR	MAASTRICHTIENSE	OCOZOCUAUTLA	ANGOSTURA
			CAMPANIENSE		
			SANTONIENSE	JOLPABUCHIL	
			CONIACIENSE		
			TURONIENSE		
		MEDIO	CENOMANIENSE	SIERRA MADRE	
			ALBIENSE		
					COBAN

Fig 3. Tabla de las Formaciones del Mesozoico de Chiapas (tabla construida a partir de trabajos internos de PEMEX). Nota: la formación Cobán, aun no siendo visible en la tabla, abarca del Berriasiense (Cretácico inferior) al Maastrichtiense.

Localización del muestreo.

La localización del muestreo llevado a cabo en la formación Angostura aparece en la fig. 4 y 5. Se eligieron dichos puntos por ser unos de los mejores afloramientos del Cretácico superior tardío en la región, pues en el Estado de Chiapas la intensa actividad tectónica y la densa vegetación enmascaran muy a menudo la geología de la zona.

Las localidades donde se realizaron los muestreos son:

A.- Autopista Cuatzocualcos-Ocozocoautla (km 235), situada cerca de la localidad de Ocozocoautla.

B.- La Trinitaria (km 404-405 de la carretera de Comitán a Ciudad de Cuauhtémoc).

Descripción de las secciones.

A.- *Sección de la autopista Cuatzocualcos-Ocozocoautla* (fig. 6). Está formada por tres tramos, dos calcáreos y uno más margoso. Los tramos calcáreos (tramos **a** y **c** indicados en la sección) están compuestos por *wackestones* y *packstones* con macro y microfauna bentónica, así como microflora. La macrofauna está representada por restos de rudistas (radiolítidos) y otros bivalvos indeterminados y fragmentos de gasterópodos y corales. La microflora por algas dasicladáceas. Los principales representantes de la microfauna son los foraminíferos, concretamente **rapidionínidos** (muestras VV-41, VV-42, VV-46, VV-47, VV-48 y VV-50), miliólidos simples y rotálidos. En el tramo **b** no se observó fauna.

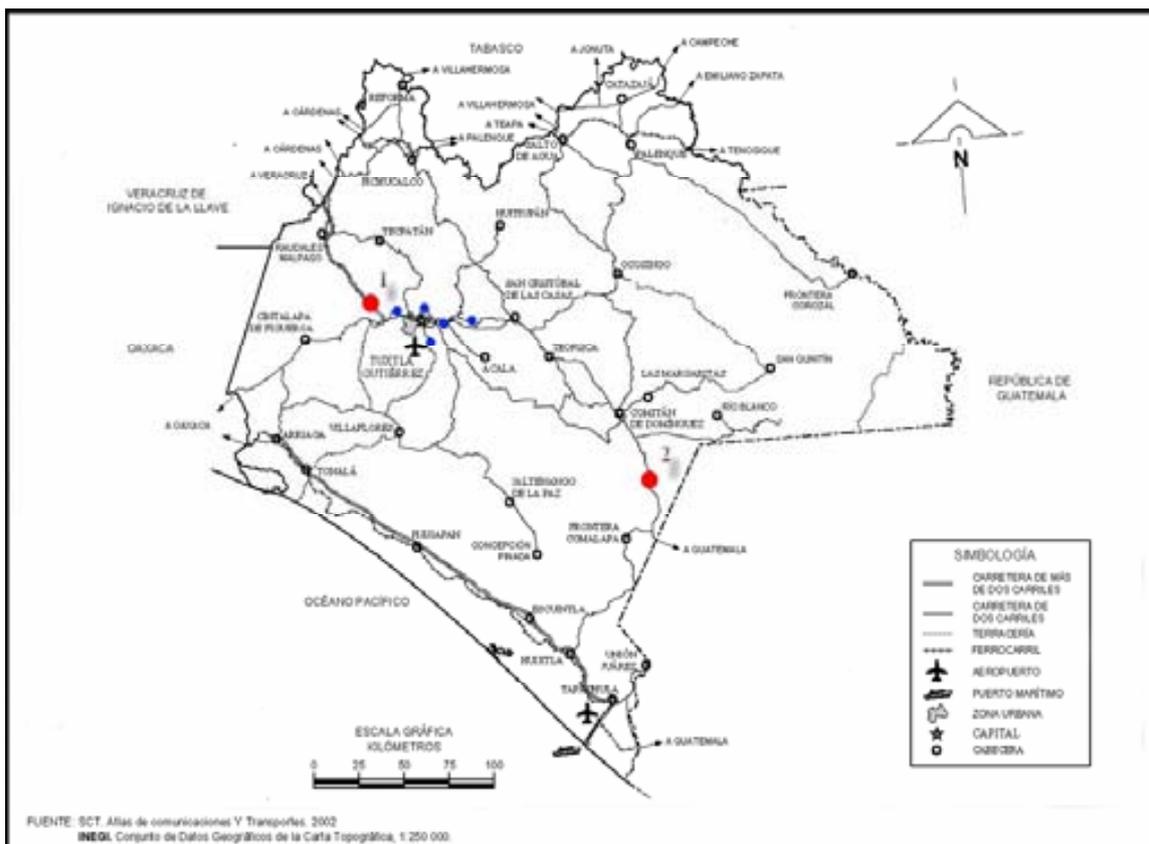


Fig. 4. Localización de las secciones. En color rojo destacan las secciones atribuidas a la formación Angostura y que han librado rapidionínidos. 1: sección *Autopista Cuatzacoalcos-Ocozacoautla*. 2: sección *la Trinitaria*. En azul las atribuidas a la formación Ocozocoautla.

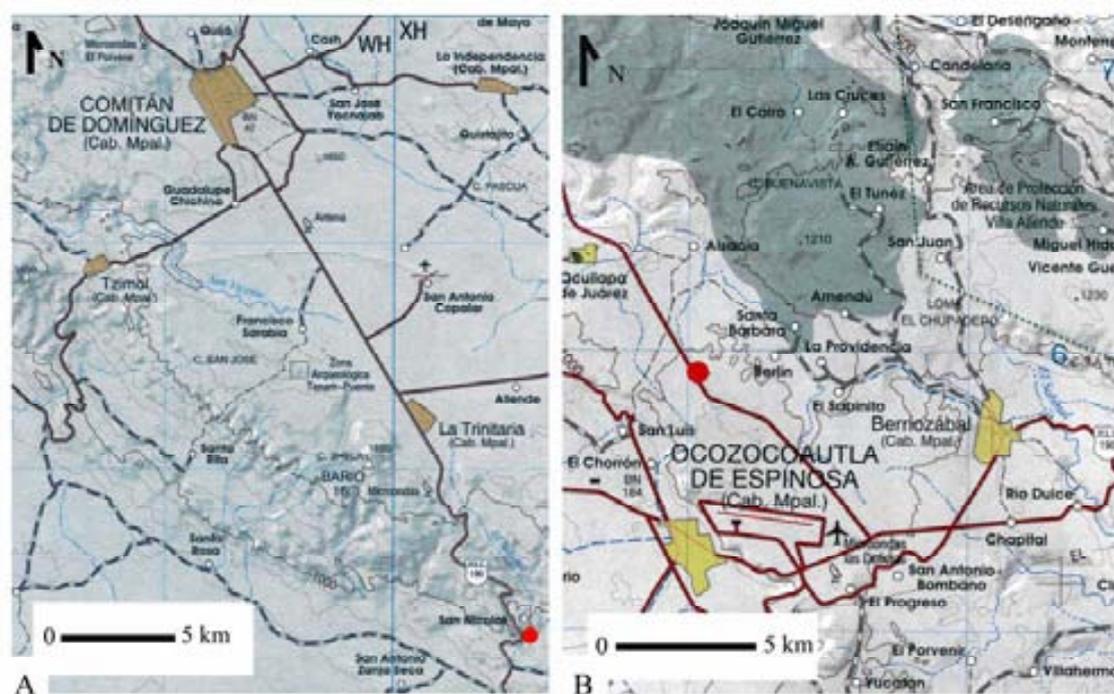


Fig. 5. En la figura se señala la situación de las secciones con un punto rojo: **A.** *Autopista Cuatzacoalcos-Ocozacoautla*. **B.** *La Trinitaria*

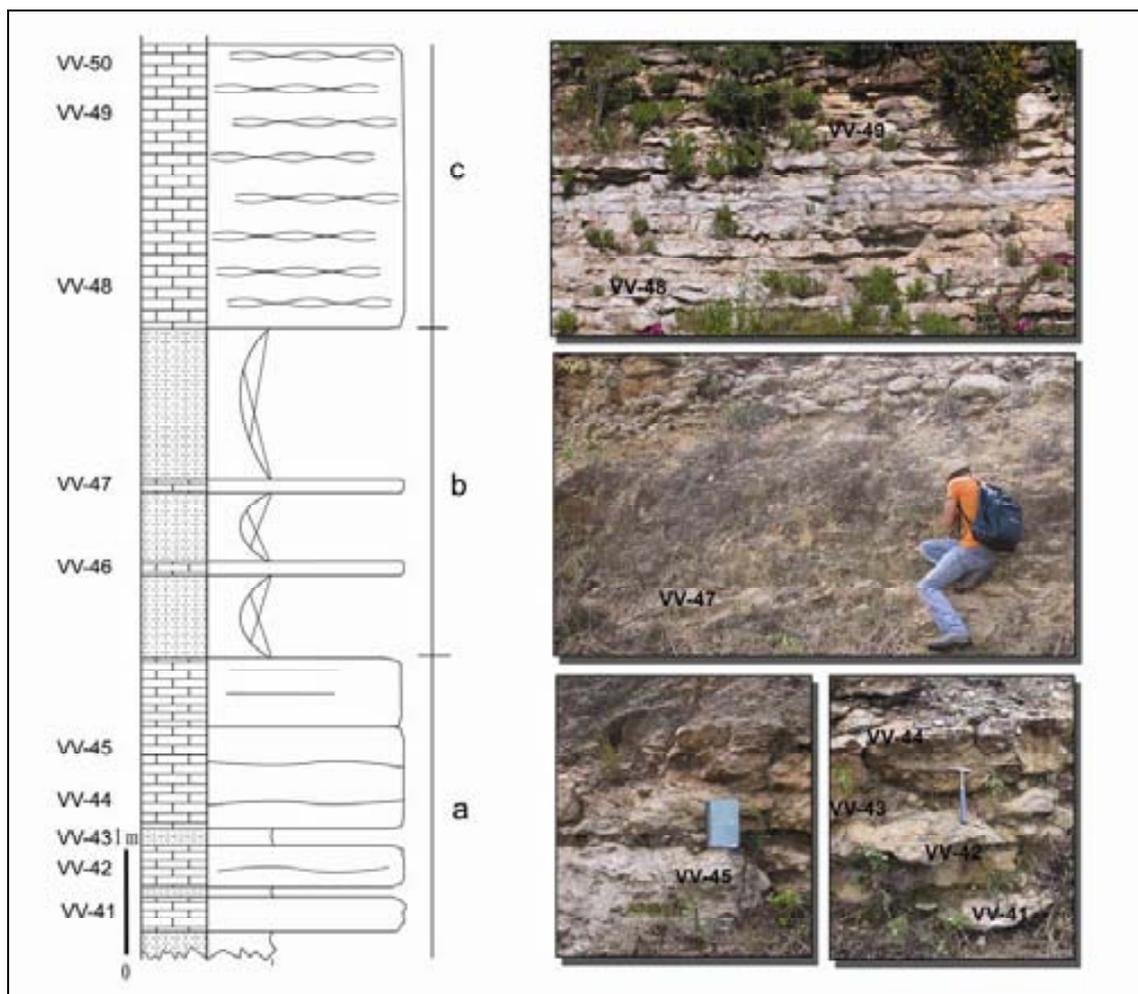


Fig. 6. Sección de la autopista Cuatzacoalcos-Ocozocoautla. Izquierda: columna estratigráfica y posición de las muestras recolectadas (VV-x). Derecha: Fotografías de los afloramientos (se indica la posición de algunas de las muestras).

B.- Sección La Trinitaria (fig 7). Se divide en dos tramos, uno inferior (tramo **a**), formado por *mudstones* y *wackestones* con poca fauna. Miliólidos simples, rotálidos, *rapidionínidos* y *nezzazátidos* representan la microfauna de este tramo. El tramo superior (tramo **b**), está formado por *wackestones* y *packstones* con abundante fauna. Aparece un banco de rudistas (*radiolítidos*) en los niveles correspondientes a las muestras VV-75 y VV-76. Los foraminíferos presentes en este tramo superior son principalmente los **rapidionínidos**, *alveolínidos*, *nezzazátidos*, *miliólidos* simples y *rotálidos*. Las muestras VV-80 y VV-81 son las más ricas en cuanto a contenido en *rapidionínidos* y *alveolínidos*, objeto de estudio de este trabajo.

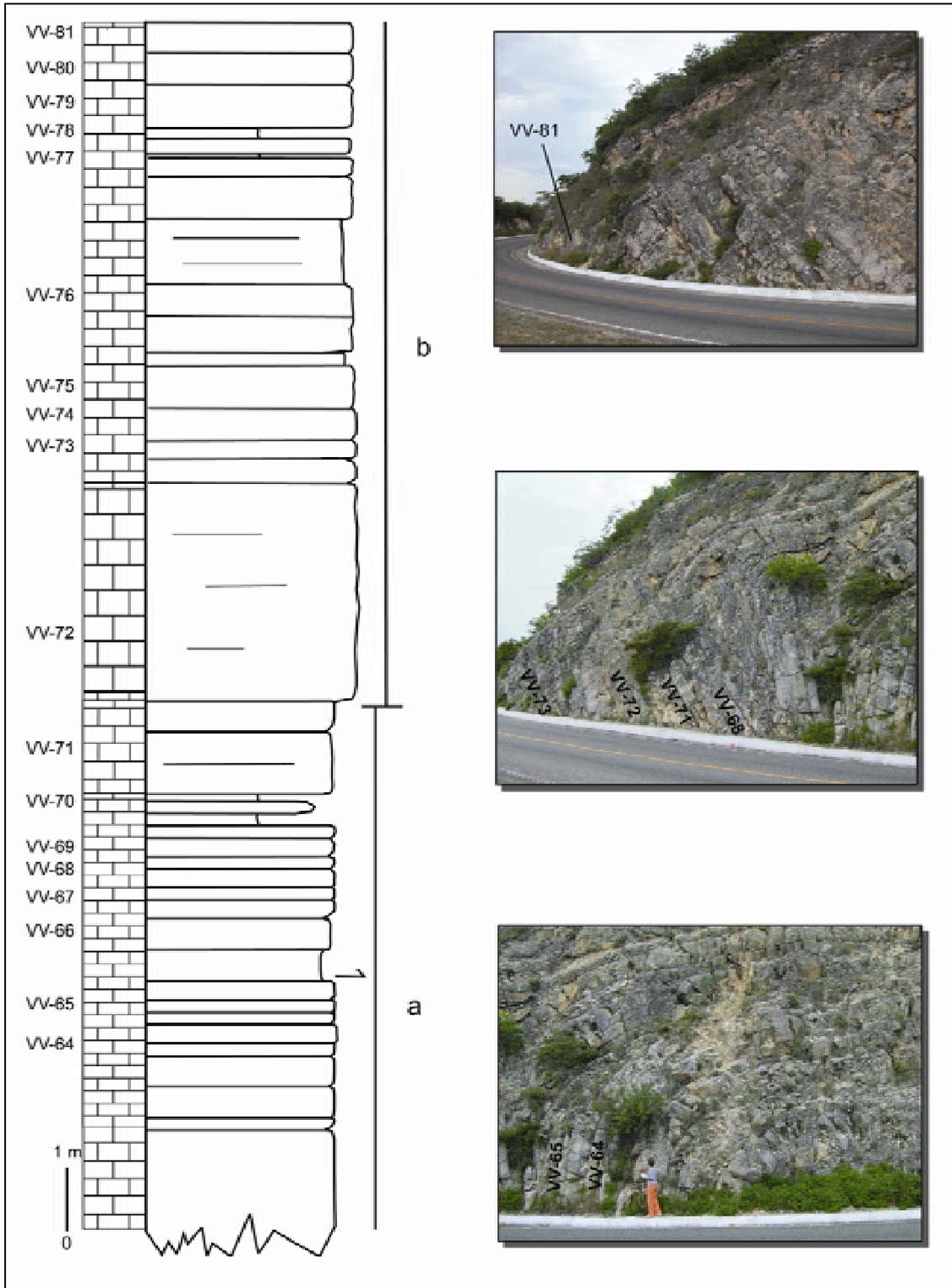


Fig. 7. *Sección La Trinitaria*, situada en el km 404-405 de la Carretera de Comitán a Ciudad de Cuauhtémoc. Izquierda: columna estratigráfica y posición de las muestras recolectadas (VV-x). Derecha: Fotografías de los afloramientos (se indica la posición de algunas de las muestras). Obsérvese la fuerte tectónica que afecta a los materiales de esta zona.

3.1.2.- Jamaica.

Contexto geológico.

Jamaica presenta una historia geológica compleja, influenciada por la elevada actividad tectónica del área donde se sitúa, que es el margen septentrional de la placa tectónica del Caribe.

La historia geológica de Jamaica puede ser resumida en cuatro fases (Robinson y Mitchell 1999, Mitchell 2006):

1.- Cretácico: una sucesión caracterizada por un vulcanismo de arco-isla con extrusión de lavas y deposición de rocas sedimentarias vulcanoclásticas, además de depósitos carbonatados que contienen abundantes rudistas y corales (Mitchell 2002, 2003, Mitchell y Gunter 2002, Mitchell *et al.* 2004) y macroforaminíferos orbitoidiformes, rotaliformes (Brown y Bronnimann 1957) y rapidiónidos del género *Chubbina* (Robinson 1968, Mitchell y Gunter 2002, Mitchell 2005).

2.- Paleoceno-Eoceno inferior: la sucesión estratigráfica está caracterizada por ser, en aquel momento, un área extensiva de intra-arco, dominada por materiales silicoclásticos y, en menor medida, por materiales volcánicos y evaporíticos.

3.- Eoceno medio-Mioceno medio: Jamaica pertenecía a una plataforma carbonatada que se extendía a lo largo del área denominada como “Nicaragua rise”.

4.- Mioceno superior-actualidad: fenómeno de *uplift* que ha derivado en la actual exhumación de las series estratigráficas cretácicas y cenozoicas como representantes del área del Alto de Nicaragua (*Nicaragua rise*).

Cabe destacar que las características estructurales de la isla de Jamaica se desarrollaron principalmente debido a la actividad tectónica acaecida durante el Cenozoico. Durante este tiempo el perfil estructural estaba caracterizado por altos (*blocks*) y surcos (*belts*) (fig. 8).

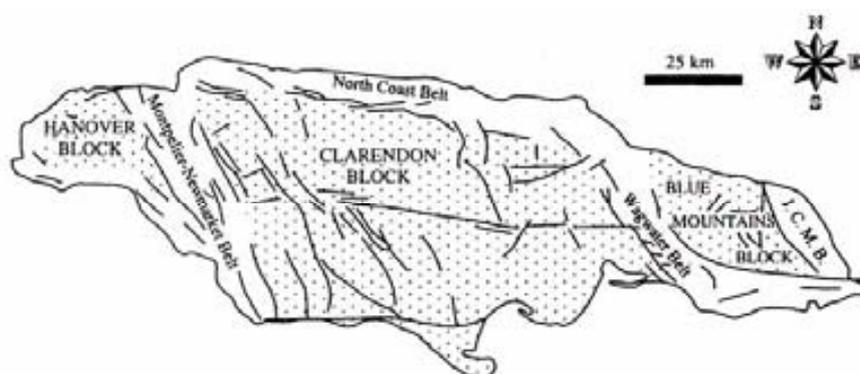


Fig. 8. Mapa estructural de Jamaica (Robinson y Mitchell 1999). Las iniciales J.C.M.B. corresponden a *John Crow Mountains belt*.

El género *Chubbina* (único representante de la familia Rhapydioninidae para el Cretácico superior del dominio americano) aparece en los materiales correspondientes a la formación Guinea Corn:

- Formación Guinea Corn (Coates, 1965): se caracteriza por ser una sucesión mixta de materiales vulcanoclásticos y carbonatos bioclásticos (Mitchell 2006). Estos últimos se caracterizan por ser ricos en rudistas y macroforaminíferos orbitoidiformes, rotaliformes (como el género *Kathina*) y rapidionínidos del género *Chubbina*. La edad de esta formación ha sido motivo de controversia, pero se adjudica al Maastrichtiense superior. La formación Guinea Corn se divide a su vez en diversas unidades (Mitchell y Blisset 2001), de la unidad A a la G, siendo la primera la más baja estratigráficamente.

Localización del muestreo.

El trabajo de campo consistió en un recorrido por el área de Chapelton-Frankfield-Christiana, en el llamado *Clarendon Block* (fig. 8). En la localidad de Frankfield (fig. 9 y fig. 10) aflora parte de la formación *Guinea Corn*, que es donde se tomaron las muestras *Jam-2*, con ejemplares de *Chubbina*. No se trata de la localidad tipo del género, situada más al norte, pero sí de un nivel estratigráfico equivalente.

El nivel de donde proceden las muestras recolectadas con *Chubbina* pertenece a la parte superior de la formación Guinea Corn, en la parte baja de la unidad G, que aflora en el lecho del Rio Minho, en los alrededores de Frankfield (fig. 11).

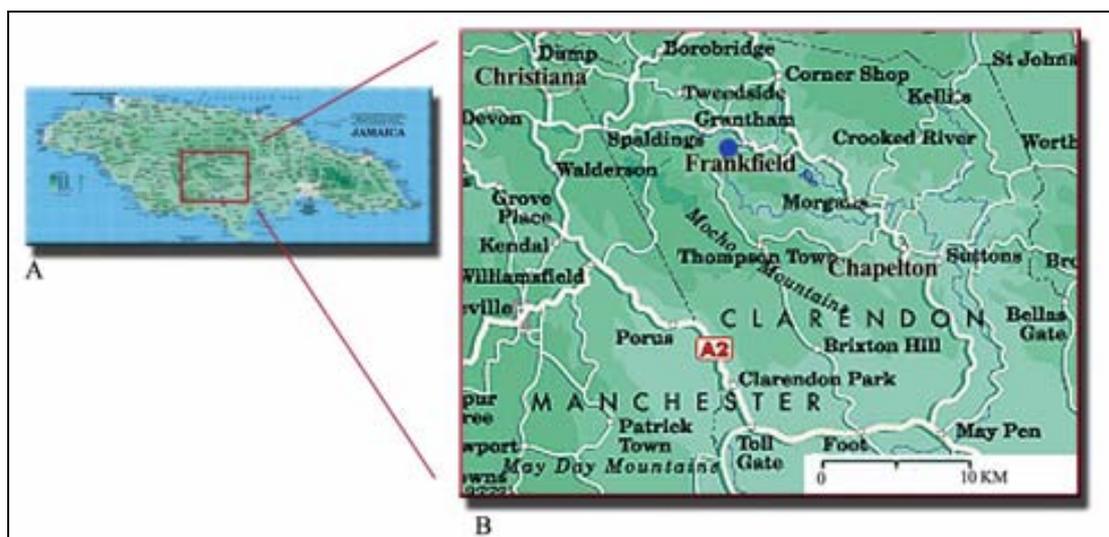


Fig. 9. Situación geográfica de la localidad de procedencia de las muestras *Jam-2* con *Chubbina*. A: mapa general de la isla de Jamaica; B: detalle del área Chapelton-Frankfield-Christiana (marcada con un punto azul la localidad de donde proceden las muestras *Jam-2*) (Fuente: the Survey Department, Kingstone, Jamaica).

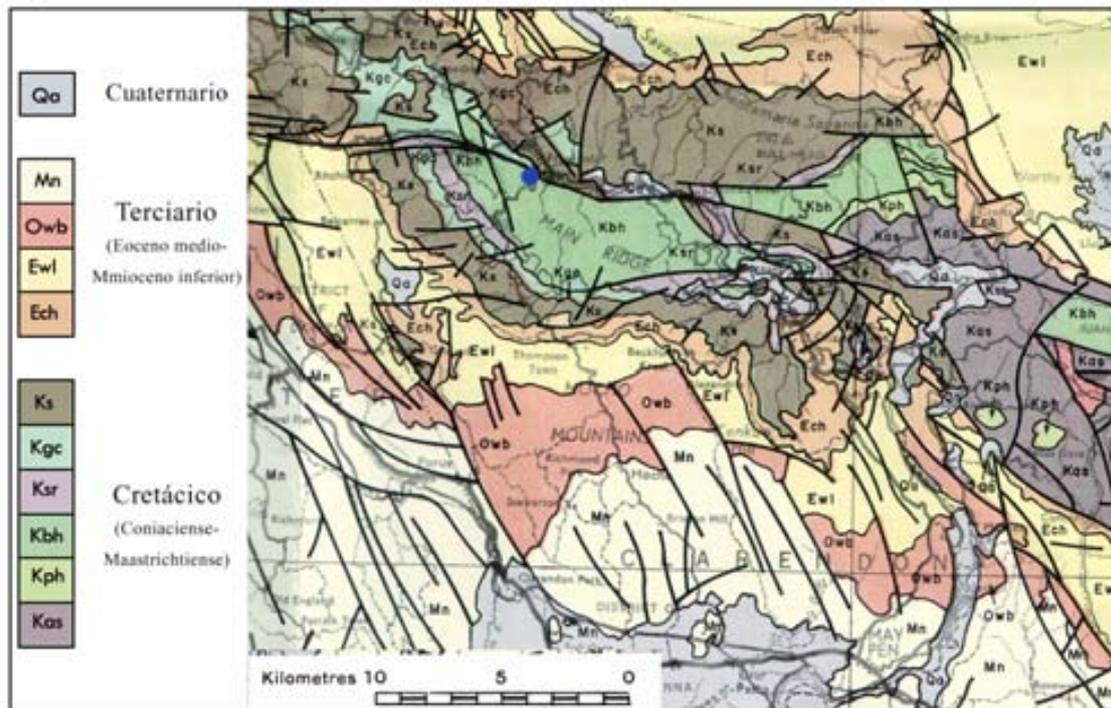


Fig. 10. Mapa geológico del área Chapelton-Frankfield-Christiana y situación de la localidad de procedencia de las muestras *Jam-2* (Fuente: the Survey Department, Kingstone, Jamaica).

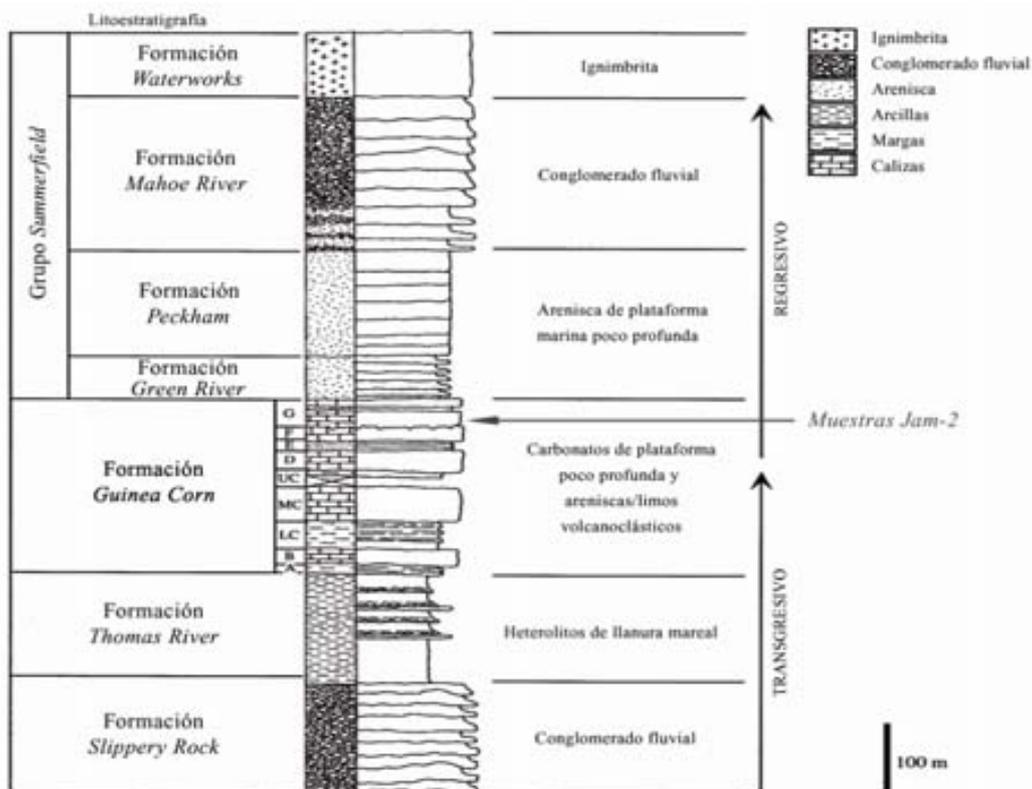


Fig. 11. Esquema estratigráfico de la sucesión de edad Campaniense superior-Maastrichtiense en el área central de Jamaica (extraído de Mitchell 2002, basado en Mitchell y Blissett 2001). Obsérvese la subdivisión en diversas unidades, de la A a la G, de la formación Guinea Corn. Se ha especificado la posición estratigráfica de las muestras *Jam-2* recolectadas en la zona.

3.2. Europa: España, Italia y Grecia.

3.2.1.- España.

Contexto geológico.

En la Península Ibérica los afloramientos de los sedimentos correspondientes al **Cretácico superior** son abundantes y se localizan principalmente en las siguientes unidades geográficas: Cordillera Cantábrica, Cordillera Pirenaica, Cordillera Bética, Cordillera Costero Catalana y Cordillera Ibérica (fig. 12).

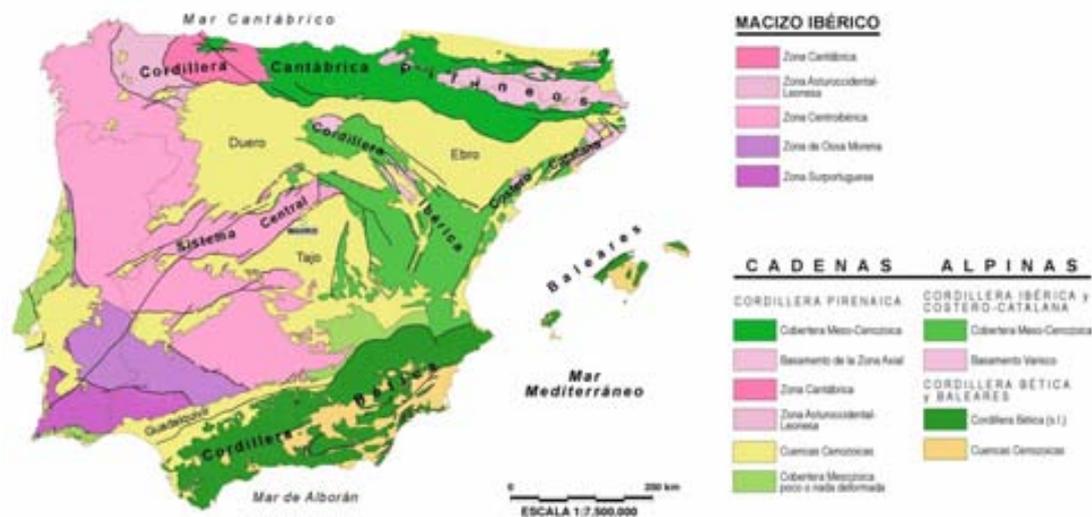


Fig.12. Grandes unidades geológicas de España peninsular, Baleares y Portugal (Vera *et al.* 2004)

Por lo que respecta a los materiales del Cretácico superior de la **Cordillera Costero Catalana o Catalánides** (que se extiende alineada paralelamente a la costa y separa la depresión del Ebro del mar Mediterráneo), **Cordillera Pirenaica** y **Cordillera Cantábrica** las citas de rapidionínidos son escasas o inexistentes.

Por el contrario, es en la **Cordillera Ibérica** y en la **Cordillera Bética** donde existen muchas referencias de foraminíferos de la familia Rhapydioninidae en los materiales mesozoicos. Es por ello que se llevó a cabo un muestreo en diferentes puntos dentro de estas zonas.

- **La Cordillera Bética.**

La Cordillera Bética es una de las grandes cordilleras alpinas de la Península. La dirección tectónica principal, marcada por los ejes de los pliegues, es OSO-ENE. Dentro de la Cordillera Bética se diferencian dos unidades (Azéma *et al.* 1979):

1.- **Zonas Internas Béticas:** situadas en la parte meridional. Formada por un apilamiento antiformal de unidades tectónicas, donde tanto el zócalo pre-mesozoico como la cobertera han sido desplazados. Forman parte de la microplaca Mesomediterránea junto con las Zonas Internas del Rif (Marruecos) y Kabylias (Algeria).

2.- **Zonas Externas Béticas:** situadas en la parte septentrional (hasta Baleares, excepto Menorca) y constituidas principalmente por rocas sedimentarias del Triásico al Mioceno inferior-medio (Azéma *et al.* 1979) (fig. 13). A su vez, en esta unidad se diferencia: la zona **Prebética**, compuesta principalmente de rocas sedimentarias de medios marinos someros, y la zona **Subbética**, al sur, donde los sedimentos pelágicos son los dominantes. Es de la zona Prebética de donde proceden parte de las muestras con rapidionínidos, estudiadas en este trabajo.

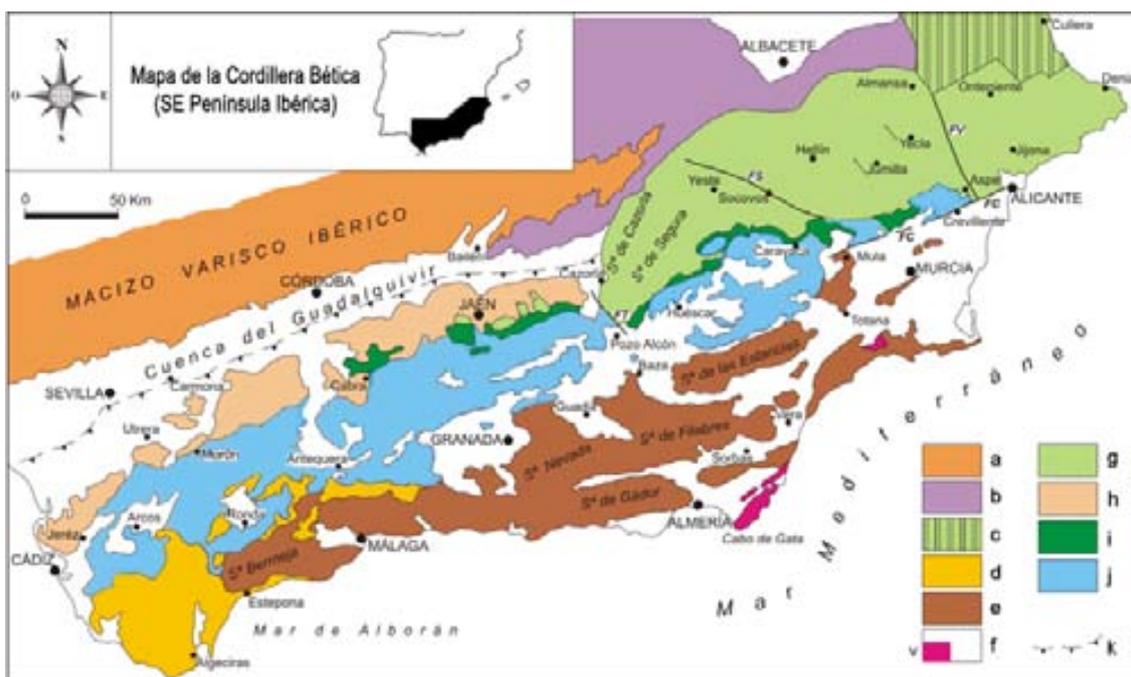


Fig. 13. Mapa de la Cordillera Bética, SE de la Península Ibérica (Modificado de Vera *et al.* 2004). a: Macizo Ibérico. b: Cobertera Tabular (Cobertera no deformada del Macizo Ibérico). c: Cordillera Ibérica. d: Complejo del Campo de Gibraltar. e: Zonas Internas Béticas. f: cuencas Neógenas postorogénicas (v: rocas volcánicas neógenas). **g-j: Zonas Externas Béticas.** g: Prebético. h: afloramientos del Complejo Olistostrómico del Guadalquivir. i: Dominio Intermedio. j: Subbético. k: Frente norte del complejo Olistostrómico del Guadalquivir detectado en el subsuelo. Abreviaturas: FC: Falla de Crevillente, FS: Falla de Socovos, FT: Falla de Tíscar, FV: Falla del Vinalopó.

- El sector Prebético.

Para entender a grandes rasgos la geología de la zona cabe destacar que las Zonas Externas Béticas correspondían al margen pasivo SE de la placa Ibérica, donde se situaban las plataformas carbonatadas poco profundas en la parte más septentrional (Prebético) y las facies pelágicas al sur (Subbético).

Cabe destacar que debido a la intensa influencia tectónica (orogenia alpina) y la subsidencia, la paleogeografía durante el Cretácico superior en el Prebético es compleja. Esto queda reflejado en los depósitos de plataforma someros típicos de ambientes mixtos carbonatados-silicoclásticos (Martín-Chivelet, 1992, 1996).

Dentro del sector Prebético podemos distinguir dos áreas geográficas (Vilas *et al.* 2004 y García Hernández *et al.* 2004) (fig. 14):

1.- Prebético del sector oriental, al E de Hellín.

Se puede dividir a su vez en cuatro unidades morfoestructurales, según las características del relieve actual, de la naturaleza y espesor de los materiales y de la tectónica: Prebético de Hellín-Almansa, Prebético de Jumilla-Yecla, Prebético de Onteniente-Denia y Prebético de Jijona-Aspe-Alicante.

2.- Prebético del sector central, de Hellín a la falla de Tíscar, y afloramientos más occidentales (alrededores de Jaén).

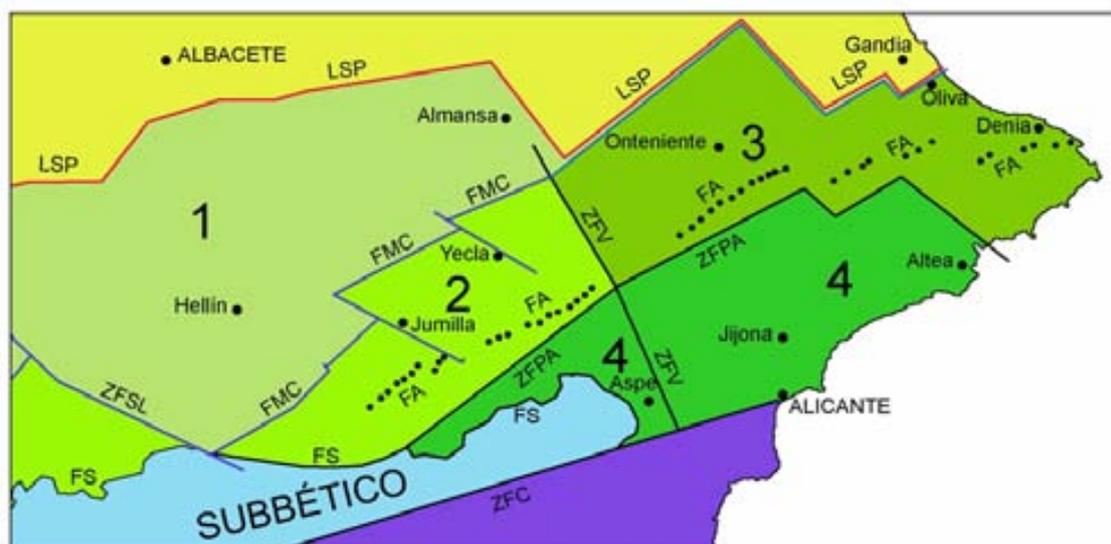


Fig. 14. **Prebético Oriental.** Unidades morfoestructurales. 1: Prebético de Hellín-Almansa, 2: Prebético de Jumilla-Yecla, 3: Prebético de Onteniente-Denia, 4: Prebético de Jijona-Aspe-Alicante. Límites y elementos estructurales: **LSP**: límite septentrional del Prebético, **FMC**: falla de El Molar-Caudete, **ZFSL**: zona de falla de Socovos-Liétor, **ZFV**: zona de falla del Vinalopó, **FS**: frente subbético, **ZFC**: zona de falla de Crevillente, **FA**: franja anómala, **ZFPA**: zona de falla de Pinoso-Alcoy. (Modificado de Vilas *et al.* 2004).

Siguiendo aproximadamente una alineación de O a E existe la llamada *franja anómala* (Martínez del Olmo et al. 1982) (fig. 14). Se trata de una franja estrecha caracterizada por la ausencia de gran parte del Cretácico superior y un hiato estratigráfico entre las dolomías del Cenomaniense-Turonense y las calizas de edad Campaniense superior. Los materiales que faltan en esta zona sí se encuentran al norte y al sur de dicha franja, interpretada como un paleotalud, donde los sedimentos hacían un *by-pass* entre las zonas someras del norte (Prebético de Hellín-Almansa, Prebético de Jumilla-Yecla y Prebético de Ontinyent-Denia) y las zonas profundas (facies hemipelágicas del Prebético de Jijona-Aspe-Alicante).

El muestreo se ha llevado a cabo en los sedimentos correspondientes al Cretácico superior tardío pues existían referencias de la aparición de rapidionínidos en puntos diferentes del sector oriental Prebético (Prebético de Hellín-Almansa, Jumilla-Yecla y Ontinyent-Denia), concretamente en los alrededores de Hellín (Prebético de Hellín-Almansa), en la Sierra de los Gavilanes y Sierra de los Agüeros (Prebético Jumilla-Yecla) y en la Sierra de la Solana y Sierra Grossa (Prebético Ontinyent-Denia) (fig. 15).

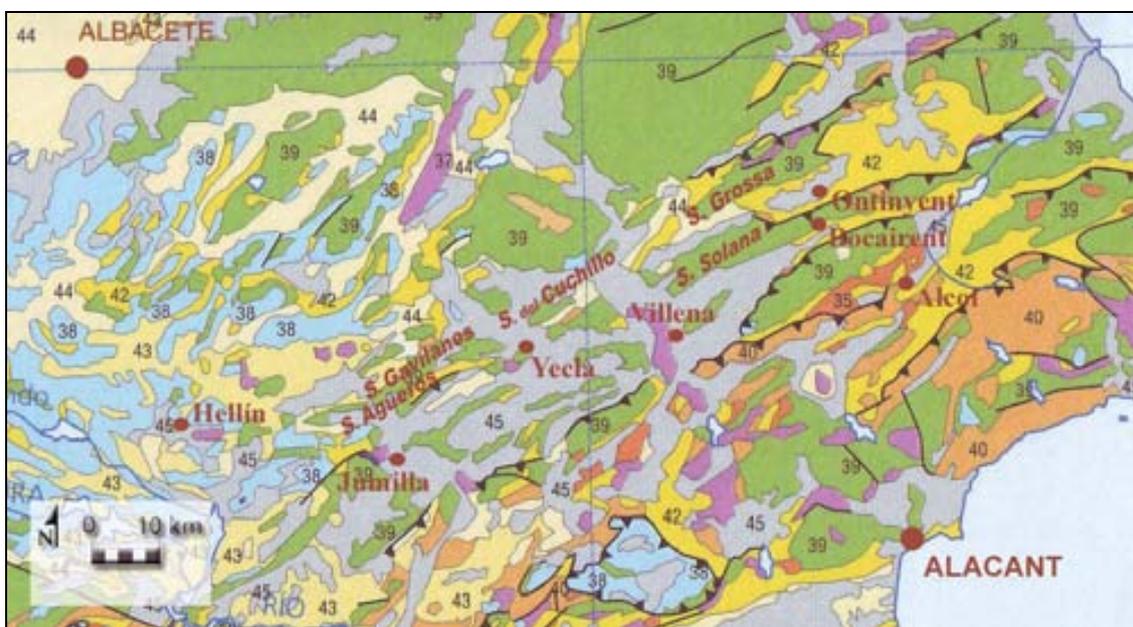


Fig. 15. Mapa geológico de la zona del Prebético (modificado del mapa geológico 1:2.000.000 del Instituto Geológico y Minero de España, 2004). Obsérvese en color verde la abundancia de afloramientos del Cretácico.

Las formaciones litoestratigráficas de las cuales procede parte del material estudiado en este trabajo son (fig. 16):

- Fm. Calizas y Brechas Calcáreas de la Sierra de Utiel o Fm. Sierra de Utiel (Vilas *et al.* 1982, Martín-Chivelet 1994): unidad definida por Vilas *et al.* (1982) en el sector meridional de la Cordillera Ibérica y extendida por Martín-Chivelet (1994) a la Zona Prebética.

Este último autor la define como calizas *wackestone-packstone* con cantos negros, miliólidos, gasterópodos, radiolítidos y lacazinas “en los metros superiores”. Le da una edad: Coniaciense superior?-Santoniense superior (Vilas *et al.* 2005).

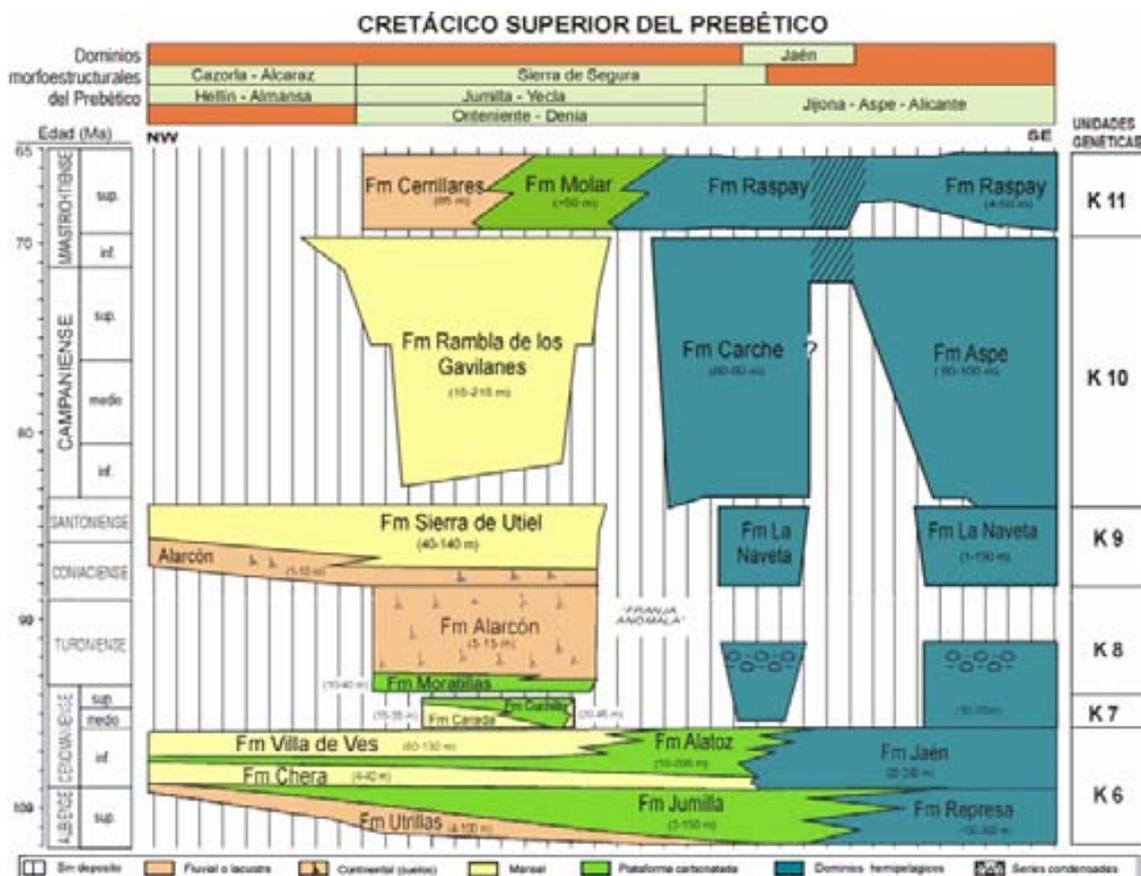


Fig. 16. Distribución geográfico-temporal de las formaciones del Cretácico superior del Prebético. Tabla extraída de Martín-Chivelet y Chacón 2004.

- Fm. Rambla de los Gavilanes (Martín-Chivelet 1994). Son micritas con carofitas, ostrácodos y gasterópodos y biomicritas con algas verdes, rudistas, miliólidos y *Murciella*. Pueden presentar exposición subaérea y pedogénesis. Según este autor la formación nombrada es muy heterogénea, pues la complicada paleogeografía durante Cretácico superior en la Zona Prebética (con altos geográficos y zonas deprimidas) provocó cambios laterales de espesor, de facies y de contenido silicoclástico.

Atribuida al Campaniense inferior-Maastrichtiense inferior.

- Fm. Calizas Arenosas del Molar o Fm. Molar (Martín-Chivelet 1994). Son calizas arenosas con orbitoídeos, calizas biomicríticas con rudistas y corales y areniscas con estratificación cruzada, de edad Maastrichtiense superior.

- Fm. Margas de los Cerrillares o Fm. Cerrillares (Martín-Chivelet 1994). Esencialmente silicoclástica pero con intercalaciones de calizas con carofitas, ostrácodos, gasterópodos y discórbidos. Puede presentar huellas de raíces. Edad: Maastrichtiense superior.

Localización de los muestreos.

A. Serra Grossa (provincia de Valencia):

De las localidades muestreadas, la Serra Grossa es la sierra situada en el extremo más nor-oriental, justo en las cercanías de la población de Ontinyent, sur de la provincia de Valencia (fig. 17).

Los materiales muestreados de la serie del Cretácico superior se sitúan en la carretera CV-665, que une Ontinyent con Vallada y Moixent, entre los kilómetros 3 y 5. Fourcade (1970) realizó parte del trabajo de campo de su tesis doctoral en esta sierra y citó rapidionínidos en los sedimentos carbonatados. Estructuralmente los materiales muestreados corresponden al flanco sur de un anticlinal, con un buzamiento de 15°-20° hacia el S.

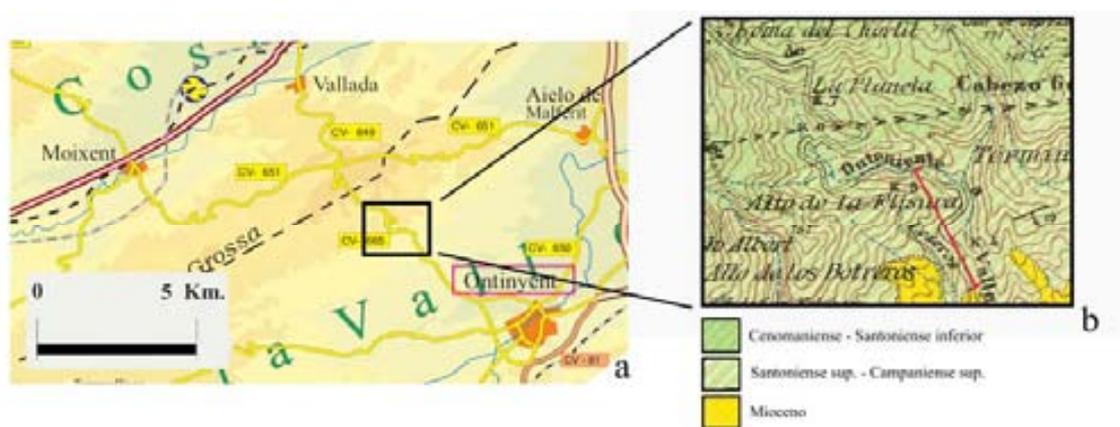


Fig. 17. Situación sección Serra Grossa. a, detalle del *mapa de carreteras de València* (Oficina del Pla de Carreteres, Generalitat Valenciana); b, detalle del mapa geológico correspondiente a la hoja *Canals 794* (serie 1:50.000, Instituto Geológico y Minero de España)

En este sector el Cretácico superior tardío se caracteriza por presentar una alternancia entre sedimentos carbonatados y sedimentos con un alto porcentaje de elementos silicoclásticos, hecho que evidencia la cercanía de tierras emergidas.

Los sedimentos carbonatados evolucionan desde ambientes someros de plataforma, con presencia de foraminíferos bentónicos como *Lacazina*, hasta ambientes lacustres muy restringidos con carofitas. La primera parte de la serie corresponde probablemente a la “Formación Calizas y Brechas Calcáreas de la Sierra de Utiel” y se le otorga la edad de Coniaciense superior?-Campaniense basal (Martín-Chivelet 1994, Luperto Sinni *et al.* 2000).

Descansando sobre esta primera parte se sitúan unas calizas, calcarenitas y areniscas. El contenido fosilífero es muy pobre, pero se han podido distinguir foraminíferos del género *Orbitoides*. Probablemente estos materiales correspondan a la Formación Molar o Formación Calizas Arenosas del Molar (Martín-Chivelet 1994). Lamentablemente la calidad de las secciones de orbitoídeos es baja y no se ha podido precisar la especie.

Existe un último término, que reposa sobre los materiales descritos anteriormente (Fm. Molar), y está formado por calizas y margocalizas con carofitas, gasterópodos y *Murciella*. Lo que hace suponer que corresponderían a la Formación Cerrillares o Formación Margas de los Cerrillares, cuya edad sería Maastrichtiense superior (Martín-Chivelet 1994).

Cabe aclarar que la Formación Molar cambia lateralmente hacia el W a la Formación Cerrillares y, en este punto del Prebético, se observa claramente esta transición pero en sucesión vertical. Según Martín-Chivelet (1994), la Formación Cerrillares descansa siempre sobre la Formación Rambla de los Gavilanes excepto en la Cuerda del Patojo donde reposa sobre la Formación Molar. En este trabajo se evidencia que en la Sierra Grossa, situada más al noreste, también podría ocurrir lo mismo.

Descripción de la serie (fig. 18):

a.- 6,5 m de dolomías y calizas dolomíticas

b.- 11 m de calizas con miliólidos, lacazínidos y fragmentos de *Cuneolina/Dicyclina*

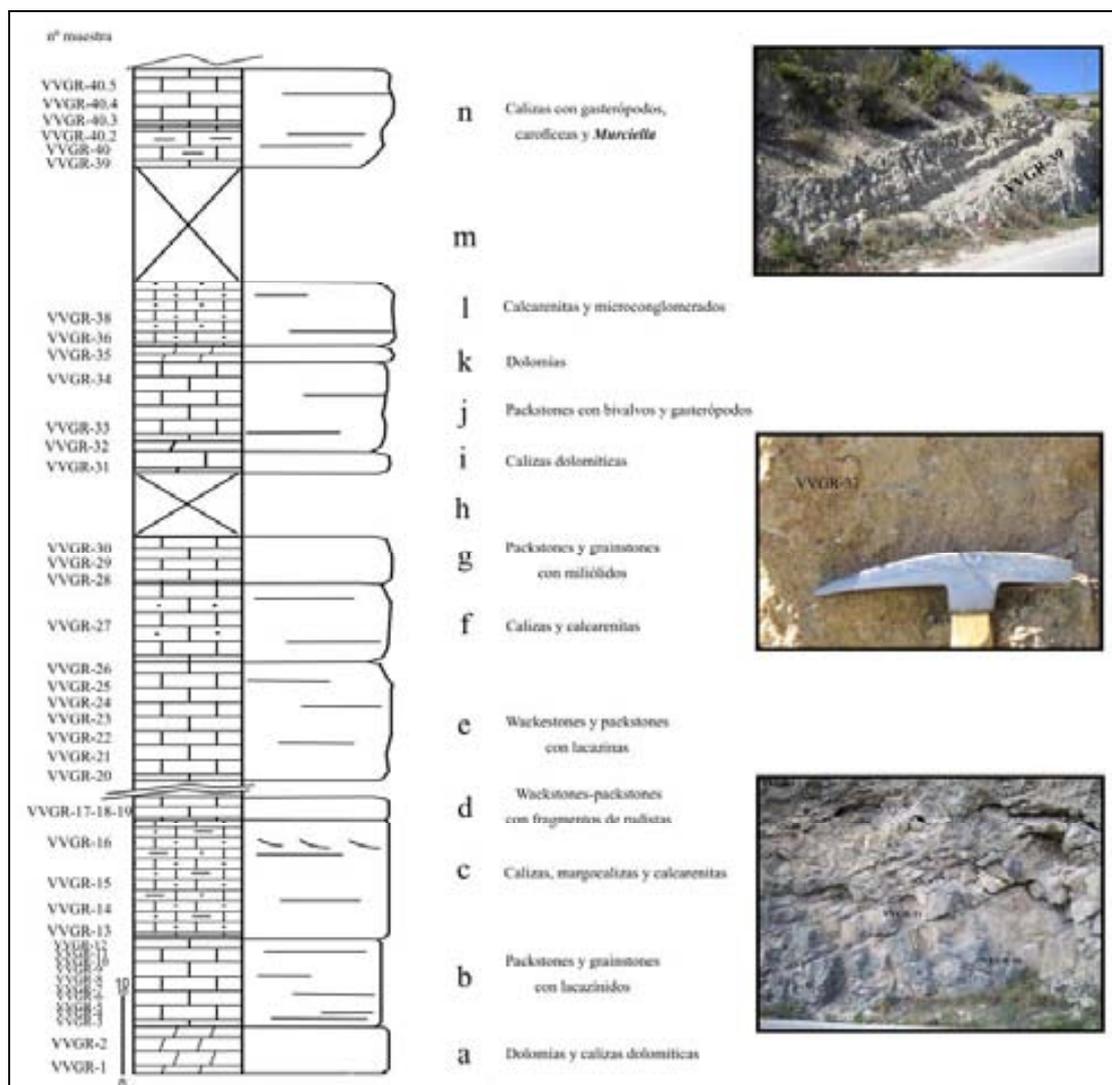


Fig. 18. Serie de la Serra Grossa.

c.- 14 m de calizas, margocalizas y calcarenitas con escasa fauna. En ciertos niveles calcareníticos se observa laminación cruzada

d.- 3 m de *mudstones-packstones* con fragmentos de rudistas (radiolítidos)

e.- 5 m de *wackestones-packstones* con miliólidos, fragmentos de *Cuneolina/Dicyclina*, lacazinas y fragmentos de rudistas

f.- 10 m de calizas y calcarenitas con escasa fauna

g.- 6 m de *packstones* y *grainstones* con miliólidos y fragmentos de *Cuneolina/Dicyclina*

h.- 10 m cubierto

i.- 4 m de calizas dolomíticas

j.- 10 m de *packstones* con fragmentos de bivalvos, gasterópodos y textuláridos

k.- 2 m de dolomías

l.- 8 m de calcarenitas, areniscas y microconglomerados con grandes granos de cuarzo. En los niveles calcareníticos se han distinguido ejemplares de foraminíferos del género *Orbitoides*.

m.- 15 m cubierto

n.- 12 m de calizas, calizas margosas con abundantes gasterópodos, carofitas y foraminíferos del género *Murciella* (*Murciella* n. sp. 2 de este trabajo). Las calizas de la parte baja de este nivel poseen textura nodulosa (probablemente debido a una bioturbación por raíces) así como algún nivel margoso intercalado.

Nótese que el género *Murciella* caracteriza los sistemas regresivos justo antes de una emersión. En la Sierra Grossa se puede constatar este hecho debido a que, como se ha dicho anteriormente, aparece en sedimentos de ambiente muy restringido y con una gran influencia continental. Además en este último tramo existen algunos niveles con una fuerte bioturbación producida por raíces.

B. Sierra de la Solana (provincia de Valencia):

El muestreo del Cretácico superior fue llevado a cabo en las cercanías de la población valenciana de Bocairent, en el “Barranc de la Frontera”. De la misma manera que en la Sierra Grossa, situada a escasos kilómetros al noreste, los materiales correspondientes al Cretácico superior tardío que se estudiaron se caracterizan por tener una considerable influencia continental, con importantes aportes terrígenos. Sí son extraordinariamente abundantes los foraminíferos de los géneros *Orbitoides* y *Lepidorbitoides*. También aparece algún nivel con rudistas que han sido identificados como *Hippurites cornucopiae* DeFrance, 1821 (comunicación personal del Dr. Josep Maria Pons), especie típica del Maastrichtiense superior (Pons *et al.* 1994). Probablemente estos materiales sean equivalentes a la Formación Calizas Arenosas del Molar, descrita por Martín-Chivelet (1994) y compuesta por calizas arenosas con orbitoídeos y rudistas, del Maastrichtiense superior. Las facies someras con carofitas, gasterópodos y *Murciella* no fueron halladas en este punto de la Sierra de la Solana.

C. Sierra de los Gavilanes (provincia de Murcia):

La Sierra de los Gavilanes es un anticlinal de flancos simétricos formado por materiales del Cretácico superior (Fourcade 1970) y donde aflora la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. En el muestreo (fig. 19) se utilizó la información estratigráfica de Martín Chivelet 1993.

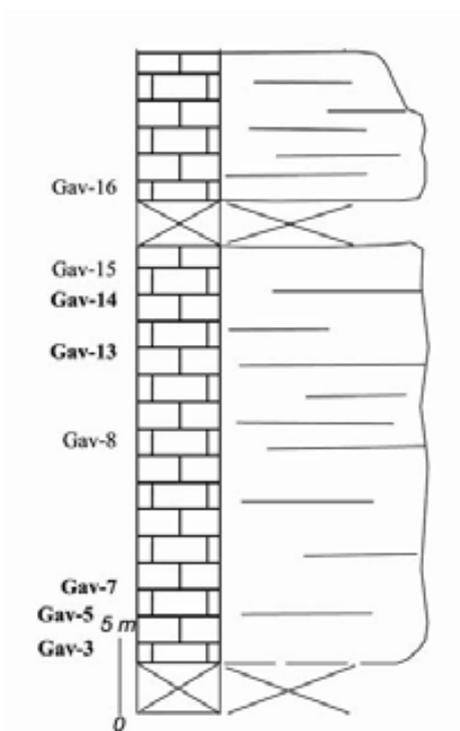


Fig. 19. Columna-esquema de los materiales correspondientes a la Formación Rambla de los Gavilanes. El tramo muestreado es el mismo que el de la columna estratigráfica "Gavilanes II" de Martín-Chivelet 1993. La correspondencia es la siguiente: muestra *Gav-3* procede del nivel 1 de Martín-Chivelet; *Gav-5* del nivel 2, *Gav-7* del nivel 4, *Gav-13* del nivel 19 y *Gav-14* procede del nivel 22.

D. Sierra de los Agüeros (provincia de Murcia):

En la Sierra de los Agüeros, al norte de Jumilla, se sitúa la localidad tipo del género *Murciella cuvillieri* Fourcade 1966, en sedimentos correspondientes a la formación Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. De esta localidad proceden las muestras *92-Be*.

E. Alrededores de Hellín (provincia de Albacete):

De los alrededores de Hellín procede la muestra *HE*, pues presenta un gran contenido en ejemplares del género *Murciella* (figurada como *Murciella* n. sp. 1 en este trabajo) y *Cuvillierinella* en un estado de preservación excelentes. El hecho de que la muestra sea un *grainstone*, donde los granos están cementados por esparita, hace que las conchas porcelanadas de *Murciella* se diferencien perfectamente. Se trata únicamente de dos láminas delgadas cedidas por J. Martín-Chivelet procedentes de muestras de la Formación Rambla de los Gavilanes.

- **La Cordillera Ibérica o Sistema Ibérico.**

Se sitúa entre el límite más oriental del Macizo Ibérico y el mar Mediterráneo (fig. 20). La zona de confluencia entre la Cordillera Ibérica (o Sistema Ibérico) y la Cordillera Costero Catalana (o Catalánides) es el Maestrazgo (Maestrat) y, como se ha dicho anteriormente, enlaza también con la Cordillera Bética en el sector Prebético, donde había una sedimentación análoga durante el Cretácico superior.

El Sistema Ibérico ha sido dividido, según los autores, en diferentes sectores siguiendo diversos criterios (morfológicos, estructurales, etc.). Guimerà (2004) propone agrupar el Sistema Ibérico y los Catalánides (por presentar los mismos rasgos estructurales) bajo el nombre de Ibérica.

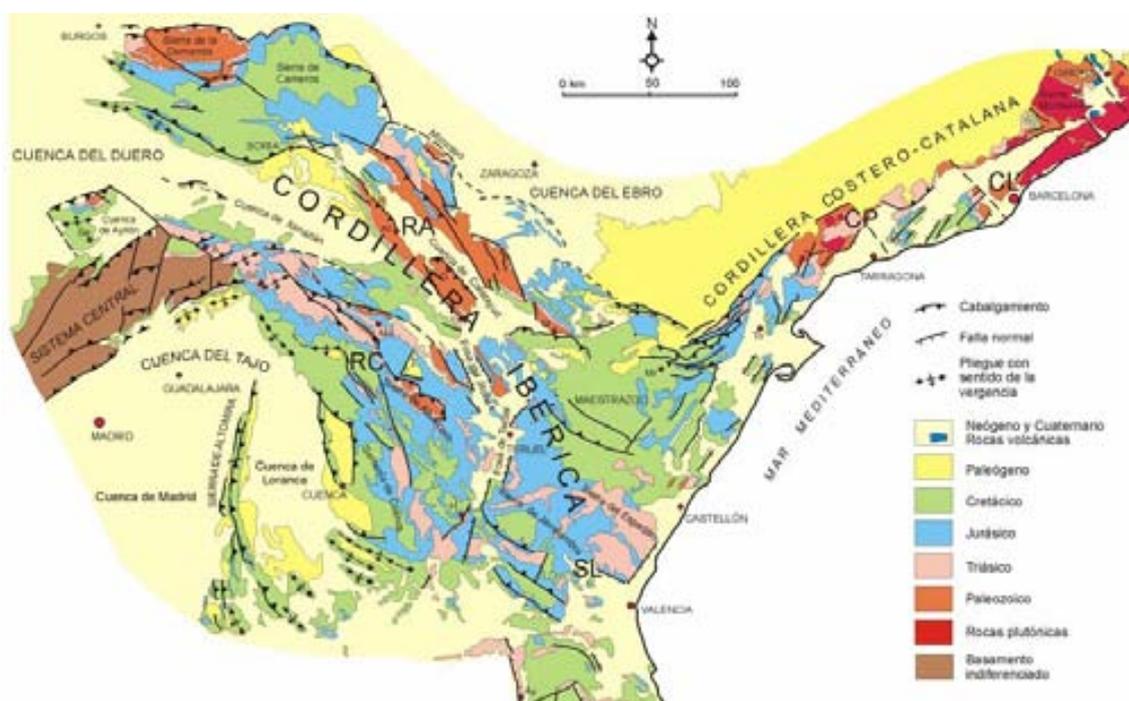


Fig. 20. Esquema geológico de la Cordillera Ibérica y los Catalánides. CL: Cordillera Litoral Costero-Catalana. RA: Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. RC: Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. SL: Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. Localidades: A: Atienza, At: Ateca, Ay: Ayora, D: Daroca, H: Henarejos, M: Montalbán, Mo: Molina de Aragón, Mr: Morella, Se: Sepúlveda, Si: Sigüenza, To: Tortosa. (Sopeña y De Vicente, 2004).

En este trabajo se utiliza la nomenclatura de Gil *et al.* (2004), que divide los afloramientos del Cretácico superior de esta Cordillera en ocho sectores (fig. 21): Demanda-Cameros Sistema Central Sigüenza-Ayllón Rama Aragonesa La Mancha-Altomira, Sierra de Cuenca-Montes Universales, Maestrazgo-Bajo Aragón e Ibérica Valenciana.

Se ha centrado el estudio en los materiales correspondientes al intervalo de tiempo entre el Albiense y el Cenomaniense del **Maestrazgo-Bajo Aragón** (localidades de Puerto del Remolcador, Villaroya de los Pinares y Ejulve) y la **Ibérica Valenciana** (localidad de Montiel). Se eligieron estas localidades y esa edad por presentar buenas condiciones de afloramiento de materiales con rapadionínidos del género *Selliaveolina* Colalongo 1963.

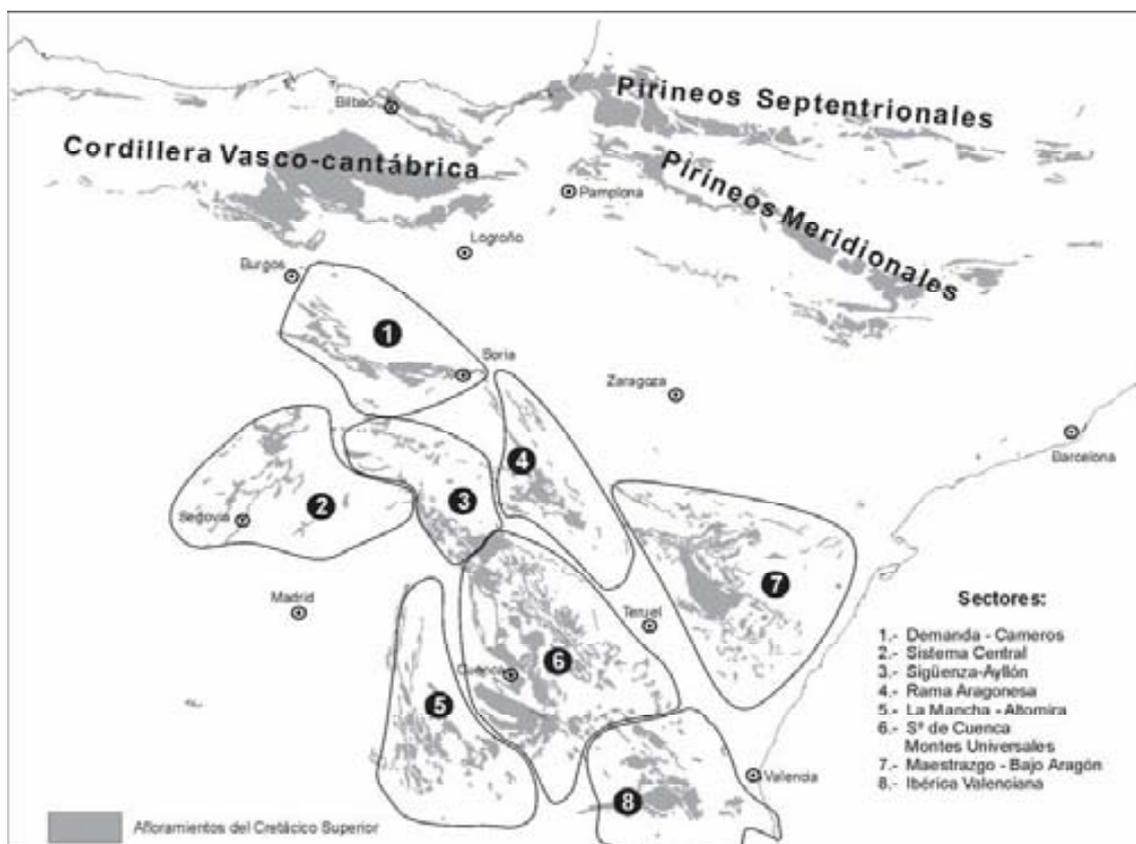


Fig. 21. Afloramientos del Cretácico superior y subdivisión en sectores de la Cordillera Ibérica (Gil. *et al.* 2004).

Las formaciones litoestratigráficas de la Cordillera Ibérica de las cuales procede parte del material estudiado en este trabajo corresponden a depósitos del Albiense superior?-Cenomaniense.

Ha existido siempre una gran controversia a la hora de definir los miembros y formaciones de esta zona, pues es muy extensa y existen importantes cambios laterales de facies que hacen difícil la extensión lateral de las mismas. Debido a este hecho hay nombres locales diferentes para designar cada una de las formaciones según el sector geográfico del que se trate. Por lo que en este trabajo se simplifica y se toman

únicamente las siguientes formaciones, de base a techo: 1. Margas de Chera, 2. Dolomías de Alatoz, 3. Dolomías de Villa de Vés, 4. Barranco de los Degollados.

A continuación se describen las formaciones anteriormente nombradas:

- Formación Margas de Chera (Vilas *et al.* 1982, García *et al.* 1989): son margas verdes con ostreidos y niveles calcáreos intercalados, principalmente en la parte superior.

En el contenido fosilífero de los niveles calcáreos hay abundantes foraminíferos: orbitolínidos y alveolináceos (*Ovalveolina? maccagnoae* y *Sellialveolina*).

Edad: Albiense superior-Cenomaniense inferior (Calonge 1989).

Debido a su extensión geográfica (desde el oeste de Cuenca y el Maestrazgo hasta el prebético de Alicante), reducido espesor (30-40m) y constancia de sus facies, García *et al.* (1989) afirman que esta unidad es un excelente nivel guía y debe considerarse más como una Capa que como una Formación.

- Formación Dolomías de Alatoz (Vilas *et al.* 1982): unidad heterogénea formada por calizas dolomíticas, calizas nodulosas y margas calcáreas con bivalvos, gasterópodos y abundantes macroforaminíferos, entre los que destacan *Praealveolina iberica*, *P. pennensis* y orbitolínidos.

Edad: Cenomaniense inferior (Calonge *et al.* 2002)

- Dolomías de Villa de Vés (Vilas *et al.* 1982): se trata de calizas masivas y calizas margosas que pasan hacia la parte superior hacia calizas dolomíticas y dolomías. Las calizas son ricas en fósiles, destacando los foraminíferos: alveolínidos (*Praealveolina debilis*) y rapidionínidos (*Pseudedomia drorimensis*), orbitolínidos y nezzazátidos.

A esta formación se le adjudicó una edad de Cenomaniense medio-superior (Vilas *et al.* 1982, Calonge *et al.* 1996a). Pero en Calonge *et al.* 2002 se le adjudica una edad únicamente de Cenomaniense medio.

Los rapidionínidos se encuentran en dos niveles superpuestos, un nivel inferior con especímenes atribuidos a *Sellialveolina viallii* y un nivel superior con otros atribuidos a *Pseudedomia/Sellialveolina drorimensis* (fig. 22).

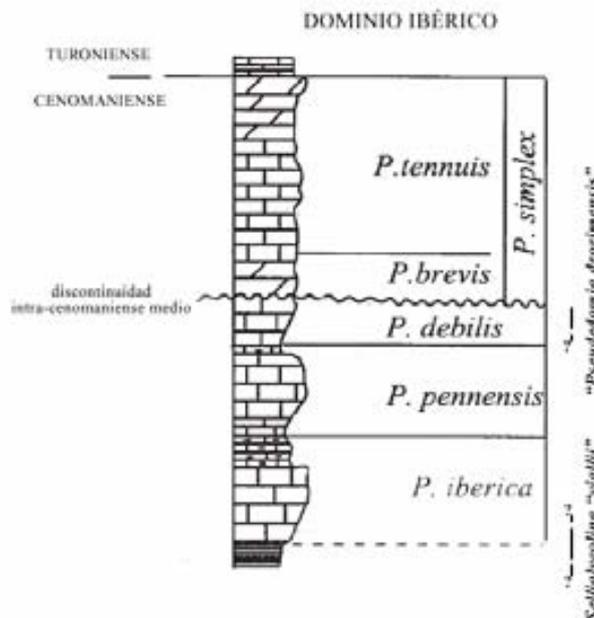


Fig. 22. Distribución estratigráfica en el dominio ibérico (Cordillera Ibérica) de las especies de *Praealveolina* y *Sellialveolina*. (Modificado de Calonge *et al.* 2002. No a escala).

Posteriormente se ha podido comprobar que las sellialveolinas del Cenomaniense del dominio ibérico muestran diferencias respecto las citadas especies *S. viallii* y *P. drorimensis* (de Italia e Israel respectivamente), por lo que se han definido especies nuevas (véase capítulo 6)

Localización de los muestreos.

Las localidades donde se realizaron los muestreos se distribuyen en tres provincias (fig. 23):

1.- Teruel:

- Ejulve
- Morrón de Pinarueco
- Puerto de Villaroya

2.- Castellón:

- Puerto del Remolcador

3.- Valencia:

- Montiel

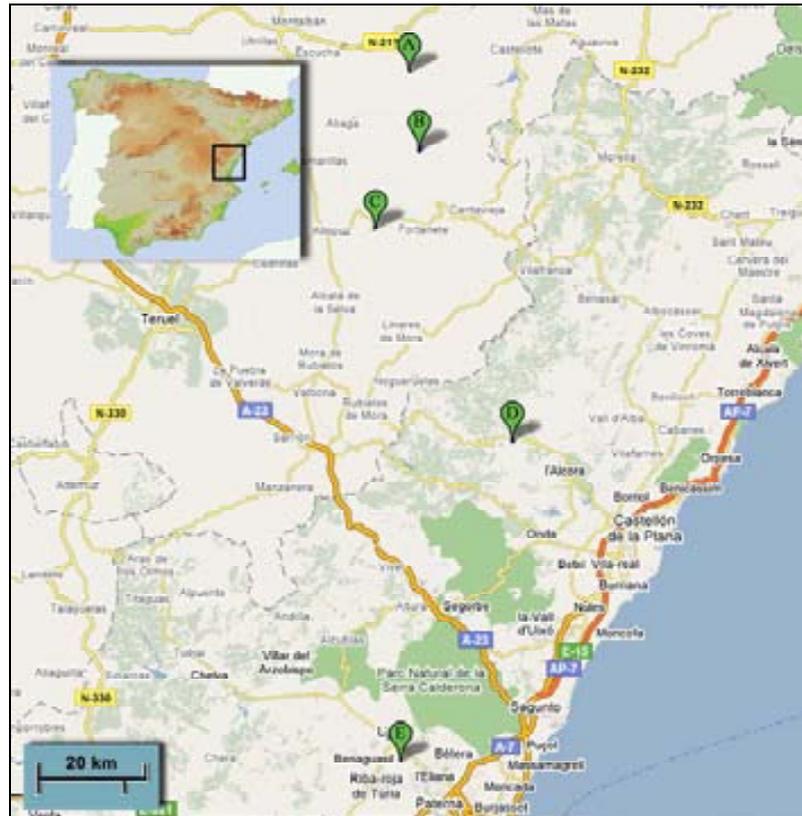


Fig. 23. Situación geográfica de los puntos de recolección de material. Las localidades se reparten en tres provincias, Teruel (A, B y C), Castellón de la Plana (D) y Valencia (E). A: Ejulve, B: Morrón de Pinarueco, C: Puerto de Villarroya, D: Puerto del Remolcador, E: Montiel. Fuente: Google maps.

A. Ejulve (provincia de Teruel):

El muestreo se llevó a cabo en el margen derecho de la carretera que une Ejulve con Villarluengo (actual A-1702) (fig. 24).

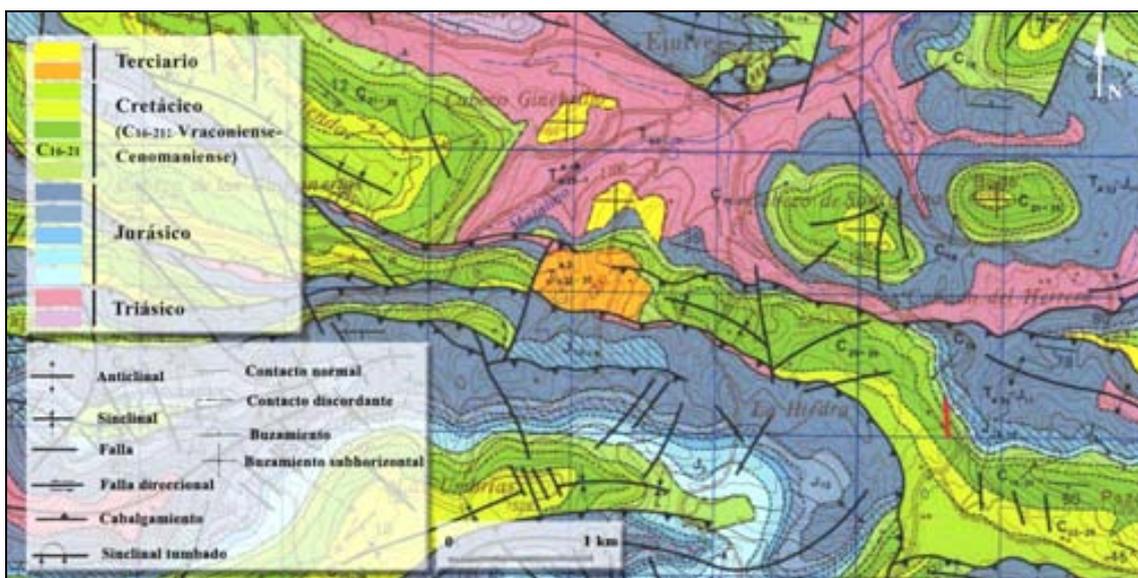


Fig. 24. Mapa geológico de los alrededores de Ejulve (fragmento de la Hoja 518 Montalbán, Instituto Geológico y Minero de España). Línea roja: lugar por donde se realizó el muestreo.

En esta localidad aflora la formación Vila de Vés. Se han encontrado rapidionínidos de la especie *Sellialveolina gutzwilleri* n. sp. (*Pseudedomia drorimensis* en Calonge 1989) en la muestra VVTE-1 (fig. 25).

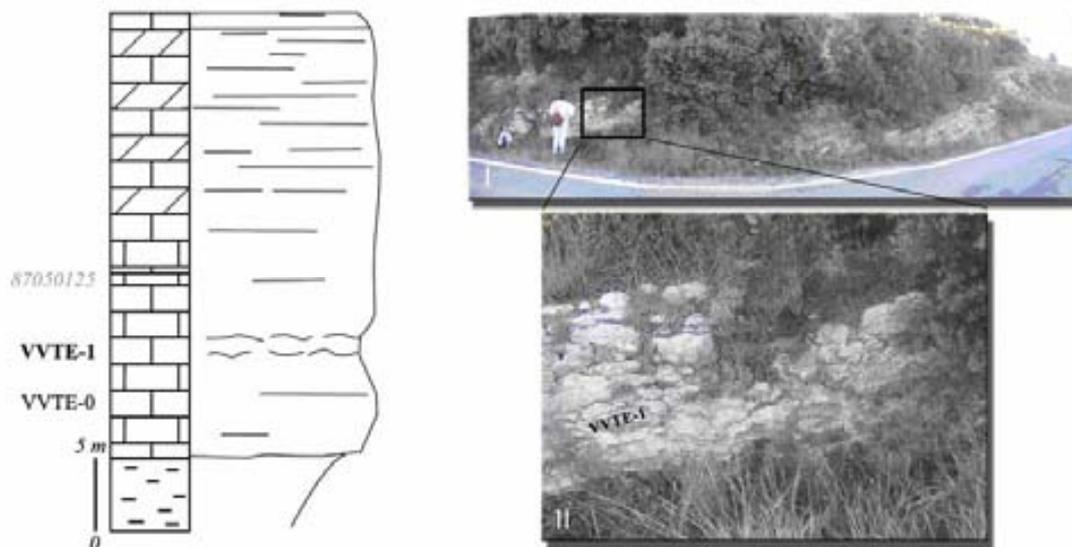


Fig. 25. Columna-esquema de los materiales muestreados correspondientes a la Formación Villa de Vés (equivalente en trabajos anteriores a la parte superior de las Calizas y Margas de Mosqueruela de Canerot 1982) basada en la columna “Carretera de Ejulve” de Calonge 1989. La muestra VVTE-1 es equivalente a la muestra 87050124 de Calonge 1989. La 87050125 también es de dicha autora y se ha colocado en la columna-esquema como referencia. I: vista general del afloramiento; II: detalle del nivel con *Sellialveolina gutzwilleri*.

B. Morrón de Pinarueco (provincia de Teruel):

Las muestras proceden del afloramiento del Cenomaniense situado en la carretera que une Villarluego con Cañada de Benatanduz, en el desfiladero del Morrón de Pinarueco (fig. 26).

En esta localidad aflora la Formación Villa de Vés. Aparecen rapidionínidos de la especie *Sellialveolina gutzwilleri* n. sp. (*Pseudedomia drorimensis* en Calonge 1989) en la muestra VVTE-2 (fig. 27).

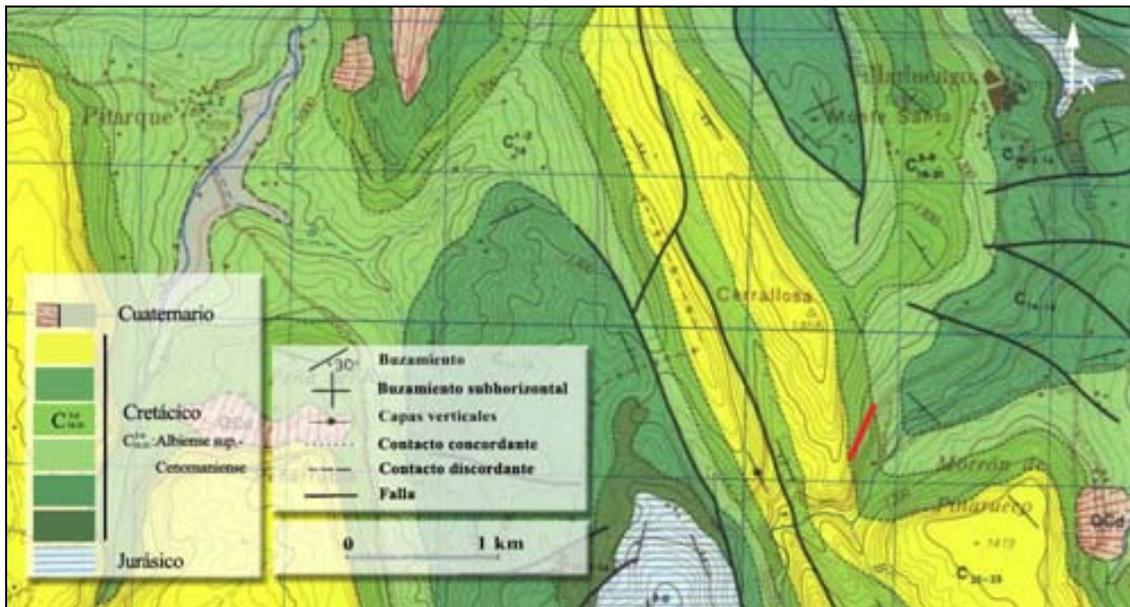


Fig. 26. Mapa geológico de los alrededores de Villarluengo (fragmento de la Hoja 543 Villarluengo, Instituto Geológico y Minero de España). Línea roja: lugar por donde se realizó el muestreo, en el desfiladero de Morrón de Pinarueco.

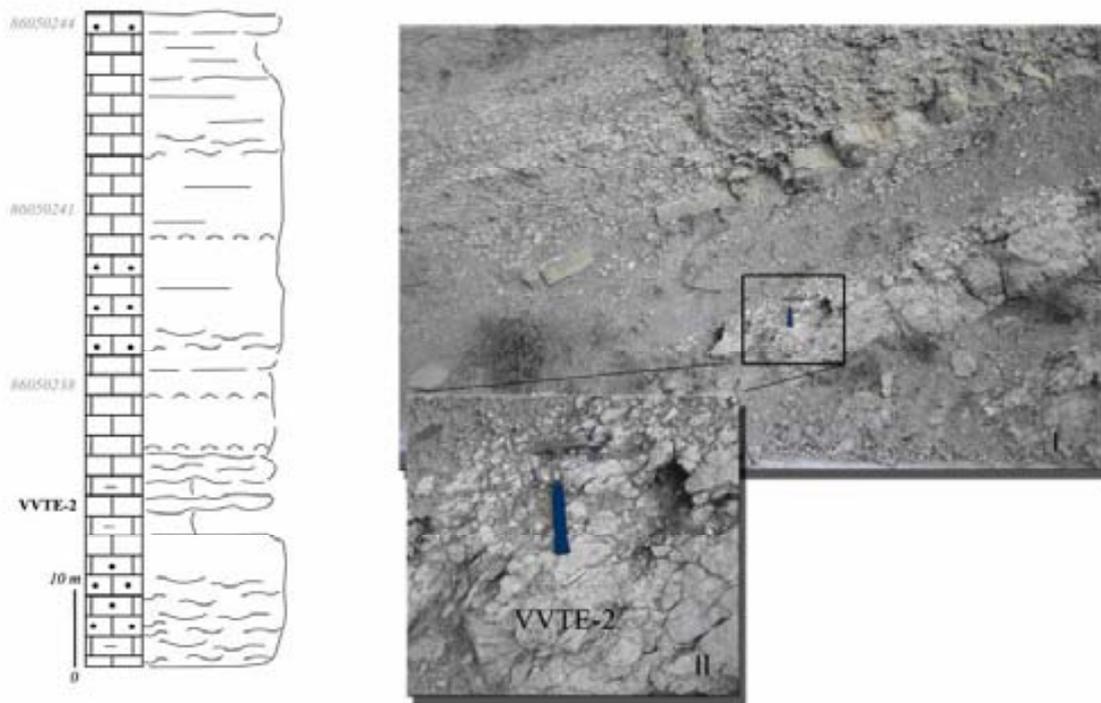


Fig. 27. Columna-esquema de los materiales correspondientes a la formación Villa de Vés (parte de la formación Calizas y Margas de Mosqueruela de Canerot 1982 en anteriores trabajos) basada en la columna "Morrón de Pinarueco" de Calonge 1989. La muestra VVTE-2 equivale a la muestra 86050134 en Calonge 1989. Las muestras 96050238, 86050241 y 86050244 fueron recolectadas por la misma autora y se han colocado en la columna-esquema como referencia. I: vista general del afloramiento; II: detalle del nivel con *Selliolvelina gutzwileri* n. sp.

C. Puerto de Villaroya (provincia de Teruel):

El afloramiento se sitúa en la subida del Puerto de Villaroya, a unos 19 Km de Cantavieja, en la carretera que une esta última localidad con Teruel (actual carretera A-226) (fig. 28).

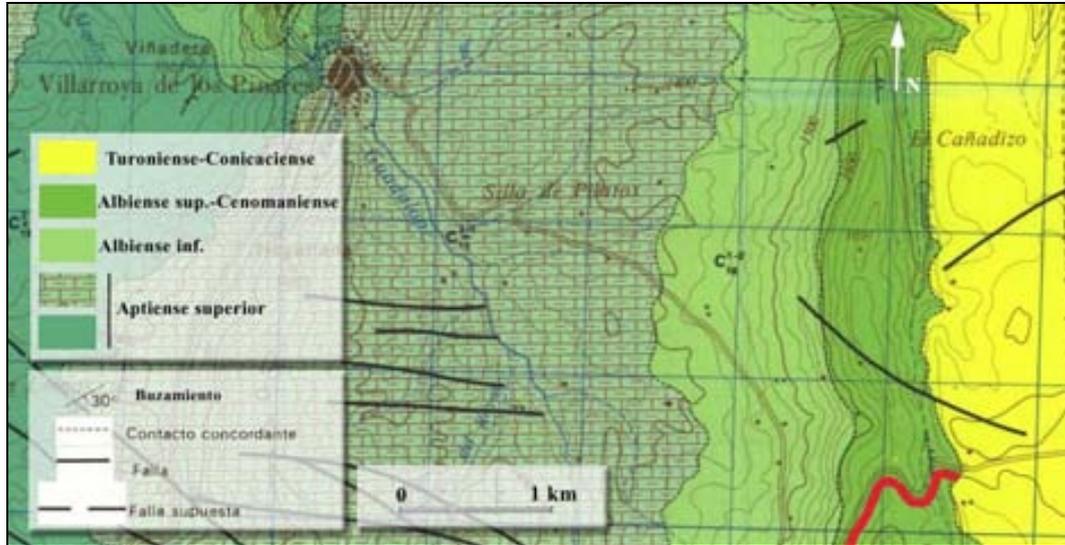
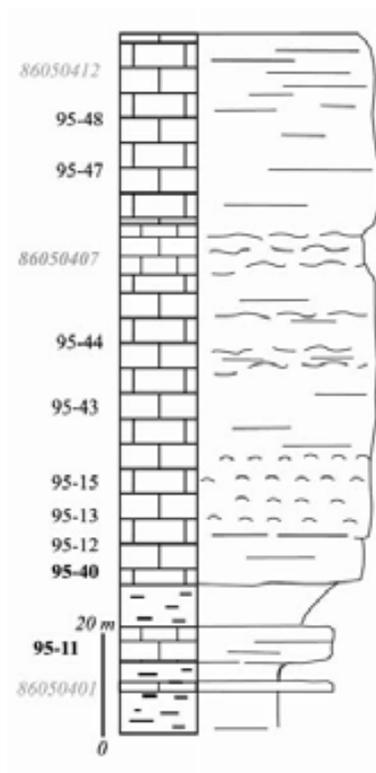


Fig. 28. Mapa geológico de los alrededores de Villarroya de los Pinares (fragmento de la Hoja 543 Villarluengo, Instituto Geológico y Minero de España). Línea roja: lugar por donde se realizó el muestreo.

En esta sección puede seguirse de base a techo las formaciones Margas de Chera, Dolomías de Alatoz y Villa de Vés (fig. 29). En esta sección se identificaron tres



niveles diferentes con *Sellialveolina*, dos situados en la base de la sección, donde se encuentra *S. quintanensis* n. sp. (*S. viallii* en Calonge 1989) (muestras 95-11 y 95-40), y otro hacia techo, donde se encuentra *S. gutzwilleri* n. sp. (muestra 86050407).

Fig. 29. Columna-esquema de los materiales correspondientes a las formaciones Margas de Chera, Dolomías de Alatoz y Villa de Vés (unidades no diferenciadas en la columna-esquema. Son equivalentes en trabajos anteriores a las Calizas y Margas de Mosqueruela de Canerot 1982) basada en la columna “Puerto de Villaroya” de Calonge 1989. La muestra 95-40 es equivalente a la muestra 86050403 de Calonge 1989. Las muestras 86050407 y 86050412 fueron recolectadas Calonge 1989 y se han colocado como niveles de referencia.

D. Puerto del Remolcador (provincia de Castellón de la Plana):

El muestreo se llevó a cabo en el margen derecho subiendo al Puerto del Remolcador, en la actual carretera CV-190, sentido de Lucena del Cid a Castillo de Villamalefa (fig. 30).

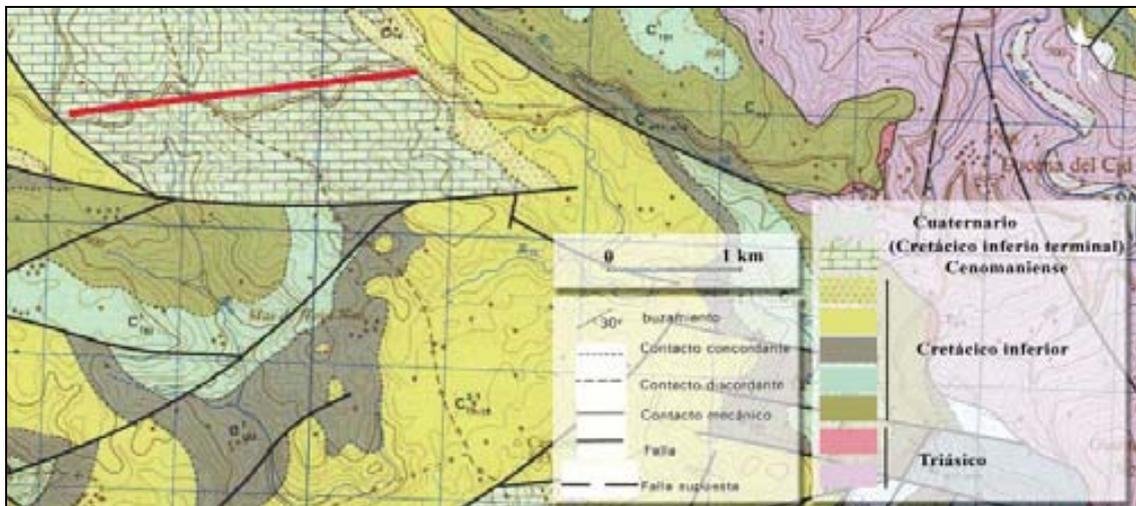


Fig. 30. Mapa geológico de los alrededores de Lucena del Cid (fragmento de la Hoja 615 Alcora, Instituto Geológico y Minero de España). Línea roja: lugar por donde se realizó el muestreo.

En esta localidad afloran todas las formaciones descritas para el Cenomaniense de la Cordillera Ibérica, sin embargo solo se han encontrado rapidionínidos en la base de la serie (Margas de Chera).

Sellialveolina montieli n. sp. (*S. viallii* en Calonge 1989) aparece en la muestra 95-74, equivalente a la muestra 87101072 de Calonge 1989 (fig. 31).

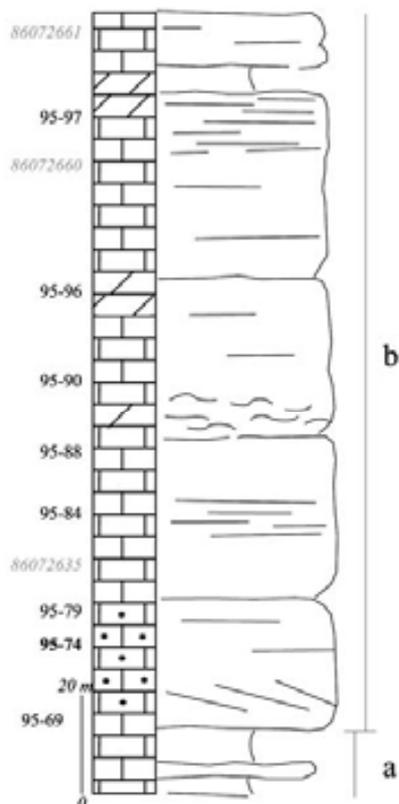


Fig. 31. Columna-esquema de los materiales correspondientes a las Formación Margas de Chera (a) y a la Formación Villa de Vés (b) basada en la sección de “Puerto del Remolcador” de Calonge (1989). Las muestras 86072635, 86072660 y 86072661 fueron recolectadas por Calonge y se han colocado en la columna-esquema como niveles referencia.

E. Montiel (provincia de Valencia):

El muestreo se llevó al oeste de Benaguacil, en el camino que sube a la Ermita de Nuestra Señora de Montiel (fig. 32).

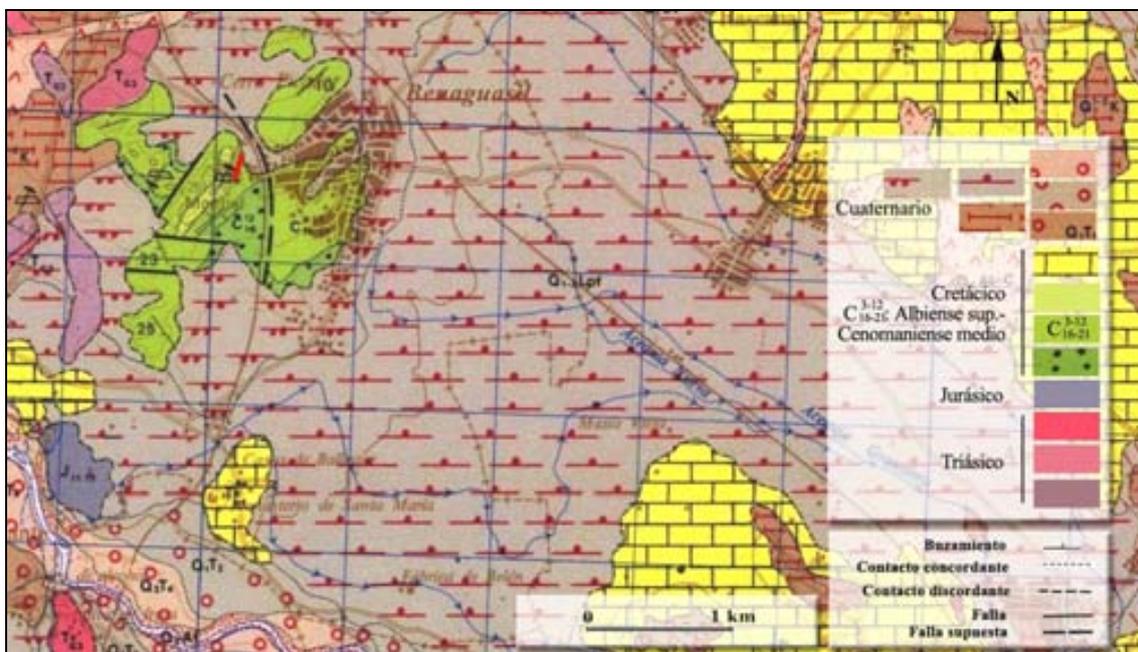


Fig. 32. Mapa geológico de los alrededores de Benaguacil (fragmento de la Hoja 695 Liria, Instituto Geológico y Minero de España). Línea roja: lugar por donde se realizó el muestreo.

En esta localidad la dolomitización de los materiales del Cenomaniense es importante, por lo que el contenido faunístico no es abundante. Solamente en la parte inferior, formada por calizas y calizas margosas de la Formación Margas de Chera (tramo a de la fig. 33), es donde se encontraron rapidionínidos, concretamente

Sellialveolina montieli n. sp. (*Pseudedomia vialli* en Calonge 1989) en el nivel correspondiente a las muestras *M-01* a *M-04*.

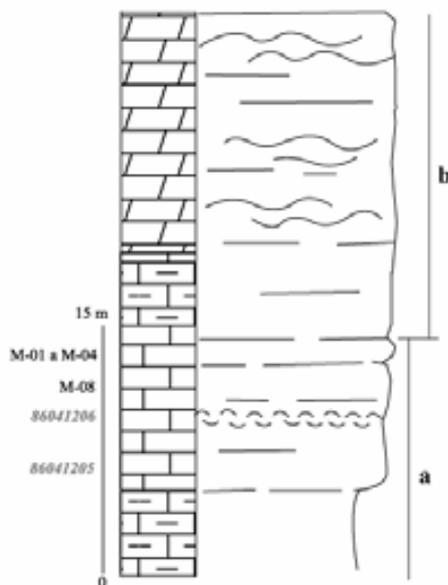


Fig. 33. Columna-esquema de los materiales correspondientes a la Formación Margas de Chera (a) y a la Formación Dolomías de Alatoz (b) basada en la sección “Ermita de Montiel (Benaguacil)” de Calonge (1989). Las muestras 86041206 y 86041205 fueron recolectadas por Calonge y se han colocado como niveles referencia. Las muestras *M-01* a *M-04* son equivalentes a la 86072311 de la misma autora.

3.2.2.- Italia.

Contexto geológico.

Las muestras que se estudian en este trabajo proceden del Cenomaniense de una región situada al sur de los Apeninos (fig. 34), cadena montañosa de cerca de 1000 km que recorre la península italiana de norte a sur.

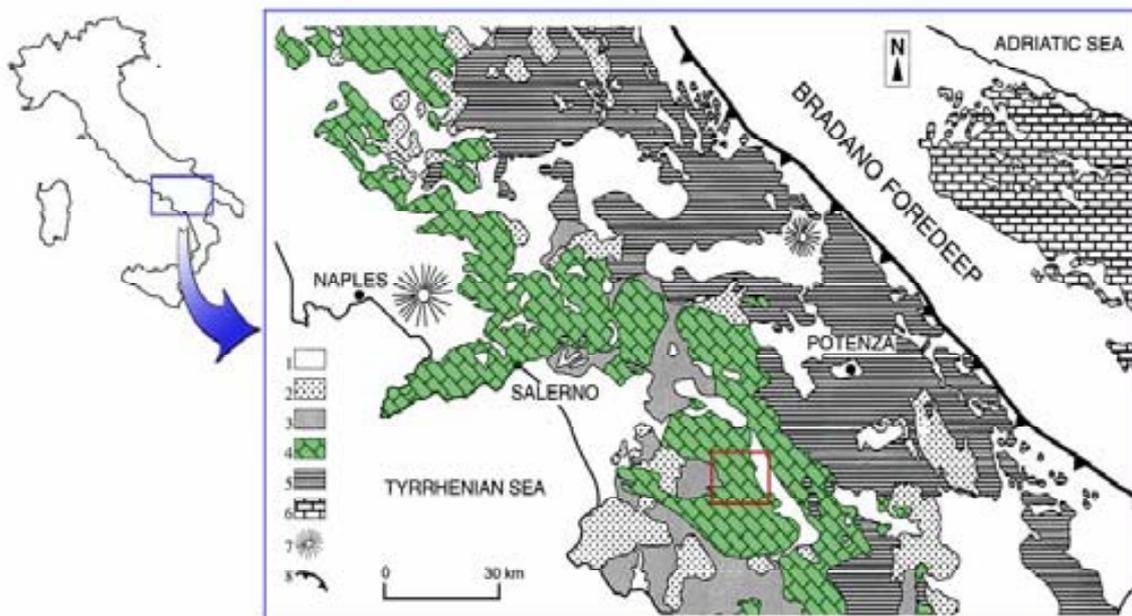


Fig. 34. Mapa geológico simplificado del sur de los Apeninos (modificado de Pescatore *et al.* 1999). Leyenda: 1, Plio-Cuaternario; 2, Mioceno; 3, ofiolitas cretácico-oligocenas; 4, carbonatos mesozoicos de aguas poco profundas de la plataforma Apenínica; 5, depósitos del Triásico inferior-medio al Mioceno de las cuencas Lagonegro, Numidiana y Irpiniana (depósitos de agua profunda y poco profunda); 6, carbonatos de agua poco profunda meso-cenozoicos de la plataforma Apuliana; 7, volcanes; 8, frente de la falla. El cuadrado rojo indica la procedencia de las muestras estudiadas.

Las sucesiones carbonatadas situadas en el sur de los Apeninos fueron depositadas en plataformas poco profundas del margen africano, desde el Triásico medio hasta el Paleógeno (de Parente *et al.* 2007). Durante el Cenomaniense, que es el intervalo de tiempo que nos ocupa en este trabajo para esta zona, se desarrolló una plataforma carbonatada aislada, pero de contenido paleontológico similar a otras regiones circum-mediterráneas (Mancinelli *et al.* 2003).

Las muestras con rapidionínidos estudiadas (*LC-41* y *LC-42*, que proporcionaron ejemplares de la especie tipo *Sellialveolina viallii*) proceden de la Formación Calizas con Requiénidos y Gasterópodos, en la unidad tectónica Alburno-Cervati-Pollino. Las formaciones que la constituyen son las siguientes (comunicación personal de Dr. Mariano Parente):

- Formación Dolomia superior (**DBS**)
- Formación Calizas con *Cladocoropsis* y *Clypeina* (**CCM**): edad Batoniense-Titoniense.
- Formación Calizas con Requiénidos y Gasterópodos (**CRQ**). edad Neocomiense-Cenomaniense sup. Constituida principalmente por calizas grises, generalmente bien estratificadas, con niveles ricos en gasterópodos y requiénidos. En esta formación se distinguen varios miembros, pero es en el superior (CRQ₄) en el que aparecen rapidionínidos del género *Sellialveolina*.
- Formación Calizas con Rudistas y Orbitolínidos (**RDO**): edad Albiense-Cenomaniense.
- Formación Calizas con Radiolítidos (**RDT**): edad Senoniense
- Formación de Trentinaria (**TRN**): edad Ilerdiense inf.-Luteciense inf.

Localización del muestreo.

La localización exacta de las muestras procedentes de Italia y estudiadas en este trabajo se indica en la fig. Se recolectaron en una sección realizada en Monte Panno, por Mariano Parente, a 3km de distancia de la localidad tipo del género *Sellialveolina*.

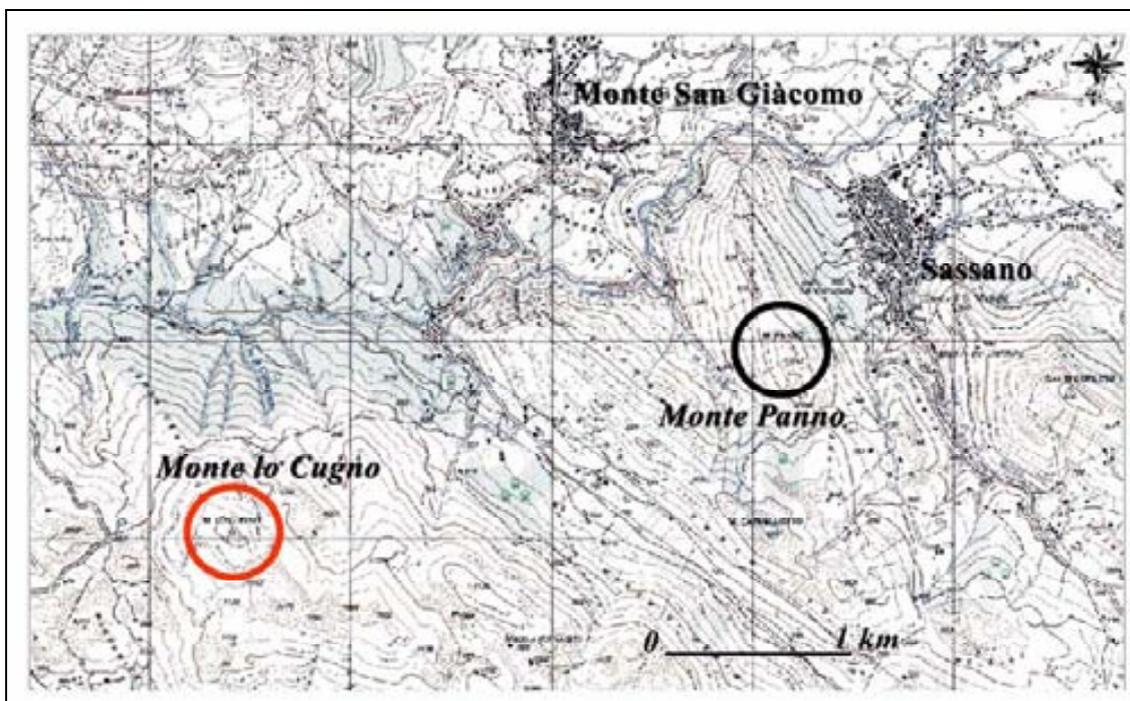


Fig. 35. Localización de las muestras procedentes de Monte Panno, a 3 Km de Monte lo Cugno, la localidad tipo del género *Sellialveolina*. IGM.

3.2.3- Grecia.

Contexto geológico.

Las cadenas montañosas de Grecia y parte del territorio de Albania forman parte de una unidad estructural llamada Cadena Helénica.

Fleury 1980 utilizó el término de zonas isópicas (internas y externas) para realizar una división paleogeográfica dentro del dominio de la Cadena Helénica, entendiendo como zonas isópicas aquellas que poseen unas mismas condiciones de depósito en un mismo período de tiempo. Según este concepto la sucesión de facies debería ser la misma en las diferentes zonas isópicas. Concepto muy teórico, pues la realidad es diferente y existen numerosos factores locales que pueden alterar las condiciones de depósito regionales y, por tanto, alterar la sucesión estratigráfica.

Aún así se utiliza esta idea y se distinguen las zonas (isópicas) internas y externas. Las externas, afectadas solamente por la tectónica a partir del Eoceno (sus sucesiones estratigráficas son continuas del Triásico al Eoceno), y las internas, afectadas por una tectónica pre-cenozoica (con sucesiones estratigráficas discontinuas relacionadas con esta paleotectónica). Asimismo, las zonas externas y las zonas internas se dividen en subzonas (véase Fleury 1979, donde describe las características de cada zona y los autores que trabajaron en ellas hasta dicha fecha) (fig. 36):

1. Zonas externas:
 - Preapúlica, Jónica
 - Gavrovo-Tripolitza
 - Pinde-Olonos
 - Parnaso
 - Beótica
2. Zonas internas:
 - Zona del Vardar
 - Macizo Serbo-Macedonio, etc.

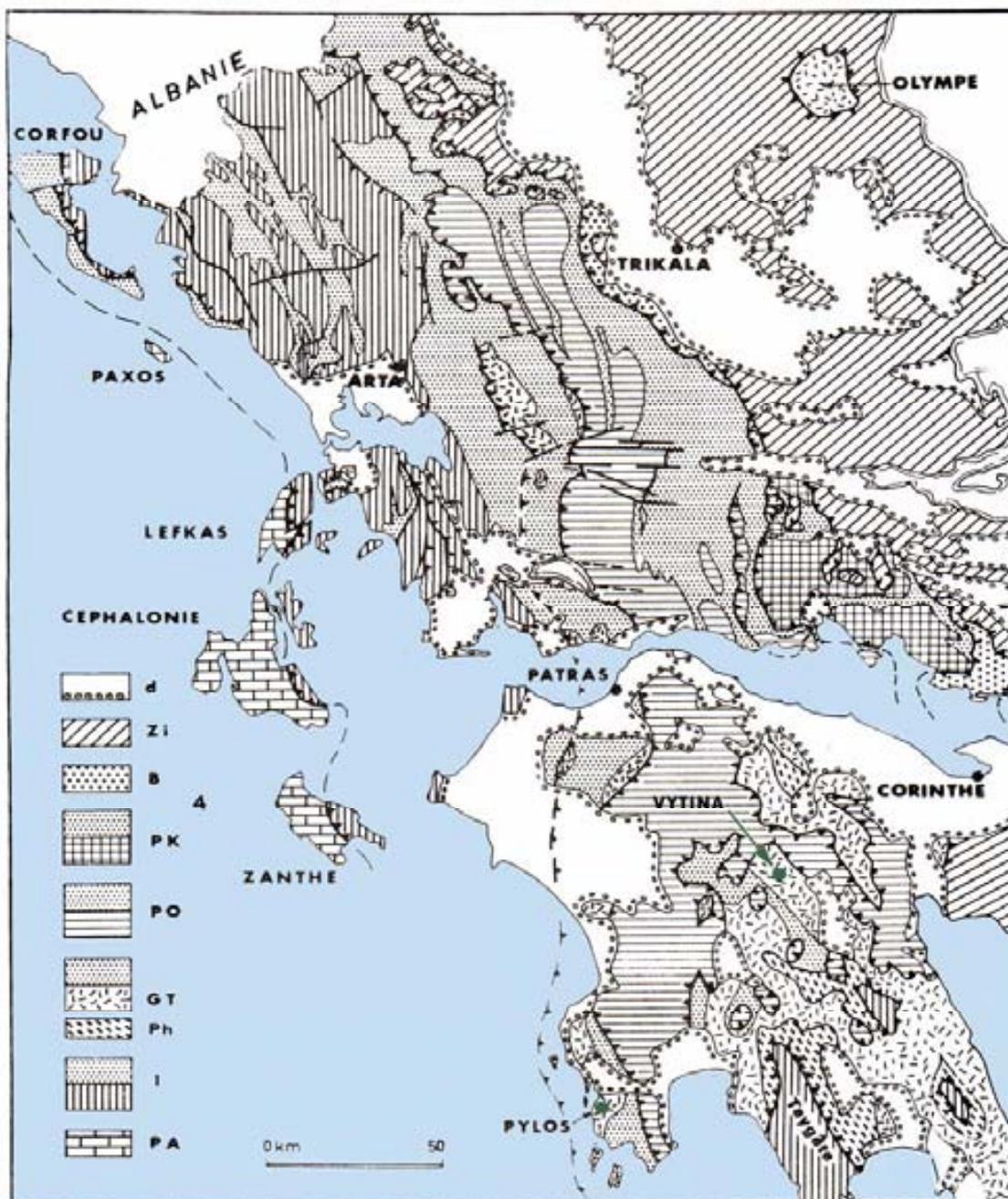


Fig. 36. Mapa esquemático estructural del oeste de Grecia (extraído de Fleury 1980). PA: zona Preapuliense; I: zona Jónica; GT/Ph: zona de Gavrovo-Tripolitza; PO: zona de Pinde-Olonos, PK: zona de Parnaso; B: zona Beotienense; Zi: zonas internas indiferenciadas, d: formaciones discordantes post-tectónicas. Obsérvese los puntos de color verde, que indican las localidades de recolección de material (Vytina y Pylos).

Parte del estudio cuyos resultados se presentan en este trabajo ha sido realizado en las series sedimentarias carbonatadas del Cretácico superior tardío de la Zona de Gavrovo-Tripolitza, que abarca, entre otras, la parte central y sur del Peloponeso (S de Grecia): localidades de Vytina y Pylos.

Localización de los muestreos.

Región de Vytina.

La localización de los afloramientos tanto en esta región como en la de Pylos (tratada más adelante) se llevó a cabo en base a las descripciones realizadas por Fleury en su tesis doctoral (1979). En el caso de Vytina (fig. 37), probablemente debido a la modificación del trazado de la carretera donde se localizaba el afloramiento, ha sido imposible localizar todos los niveles con rapidionínidos que Fleury describió. Si se ha conseguido localizar el nivel que contiene *Rhapydionina liburnica* (Stache 1889) (muestras *Vytina*).

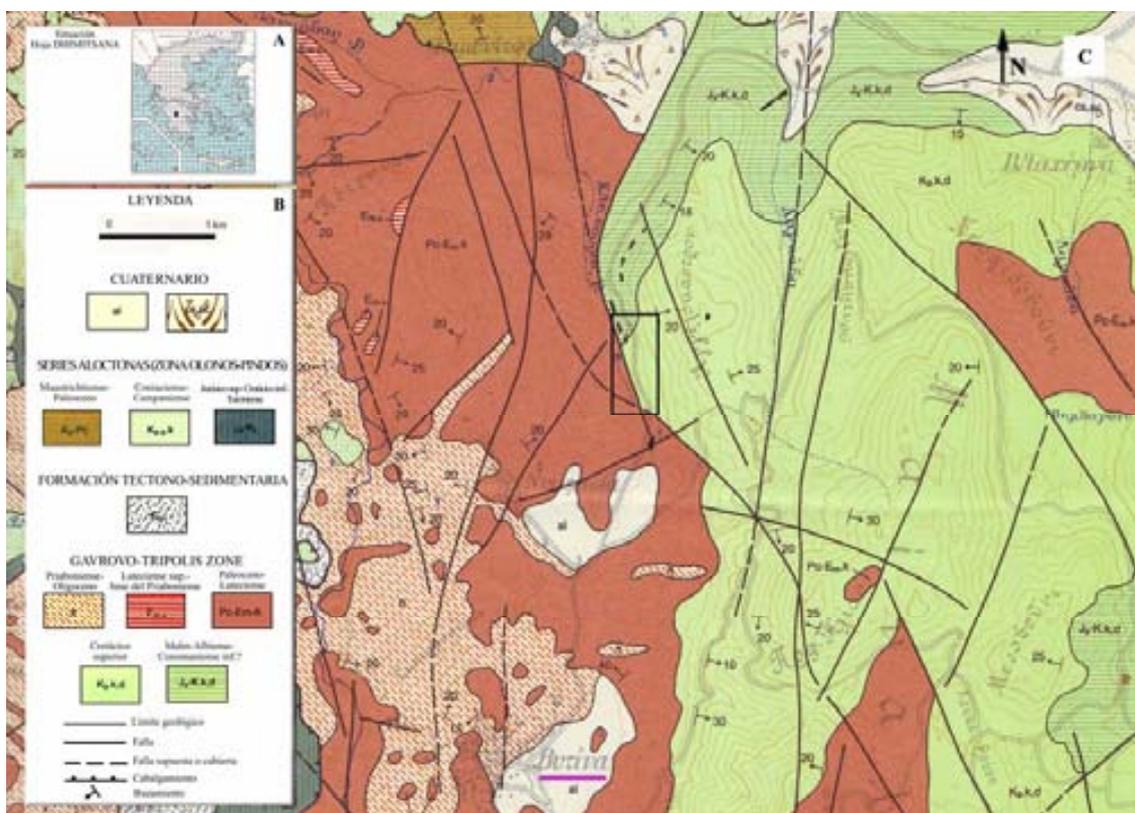


Fig. 37. Situación de la Hoja de Dhimitsana dentro del territorio griego (Fuente: Instituto de Exploración Geológica y Mineral, Grecia). B: Leyenda. C: Detalle de la Hoya de Dhimitsana, el recuadro indica el área donde se recolectaron las muestras. La población de Vytina está resaltada con una línea violeta.

Región de Pylos

El muestreo se llevó a cabo en las cercanías de la Ciudadela de Pylos (fig. 38), al noroeste de la misma. Comienza desde la orilla oeste, mirando a las islas y dejando el faro detrás a escasos metros. El buzamiento general de la serie es 20° noreste.

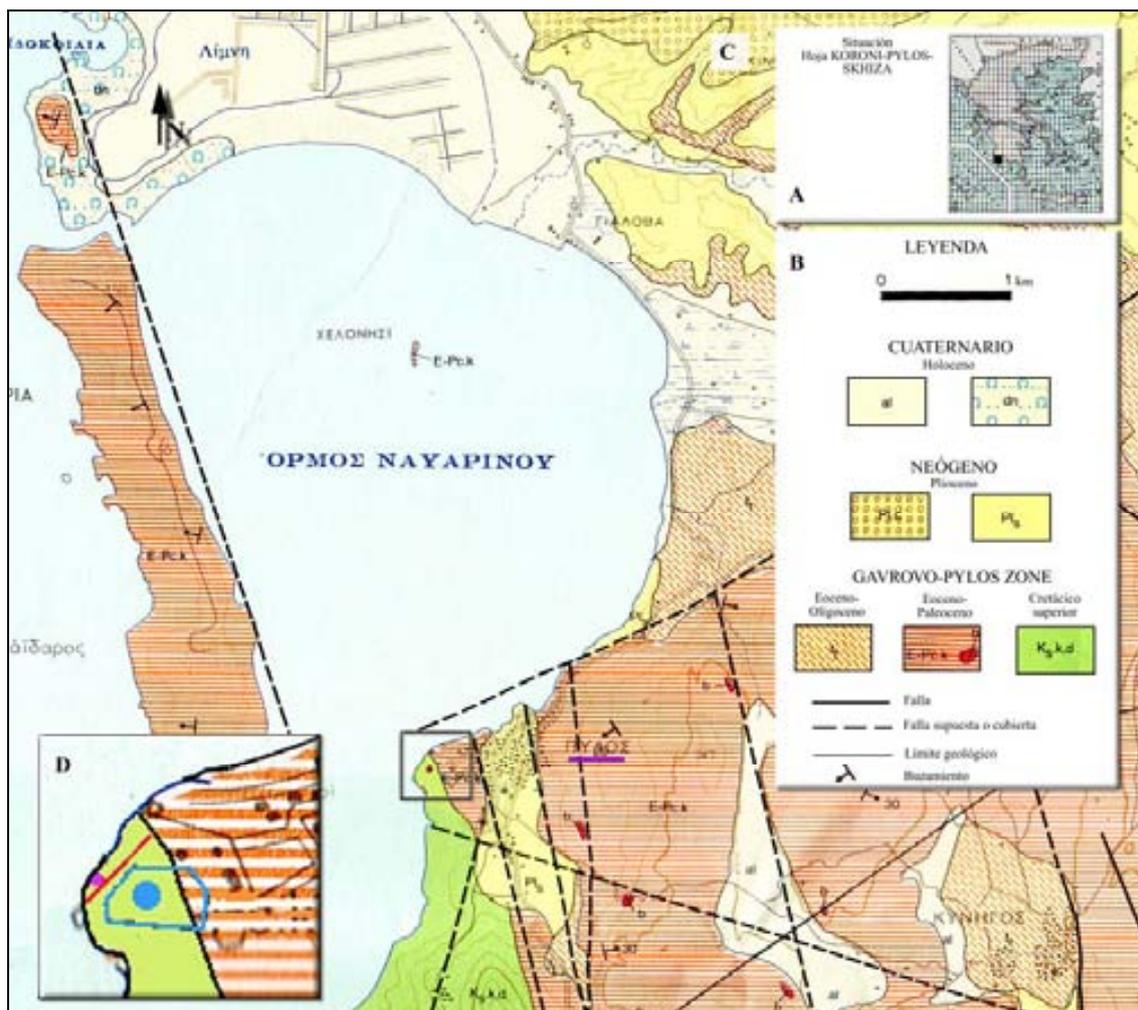


Fig. 38. A. Situación de la Hoja Karoni-Pylos-Skhiza dentro del territorio griego (Fuente: Instituto de Exploración Geológica y Mineral, Grecia). B. Leyenda. C. Detalle de la Hoja Karoni-Pylos-Skhiza. El mapa geológico original ha sido modificado atendiendo al estudio realizado. El recuadro corresponde el sector donde se realizó el muestro. D: aplicación del sector estudiado. La línea roja indica la posición de la sección realizada. El punto de color violeta indica la posición del faro (punto de referencia). En azul está representada esquemáticamente la Ciudadela de Pylos.

La serie está compuesta por calizas de ambiente somero. Se han distinguido los tramos que a continuación se describen (fig. 39):

a.- El tramo inferior está representado por calizas, en ocasiones parcialmente dolomitizadas, con escasa fauna. Destaca la presencia de foraminíferos rotálidos, foraminíferos porcelanados de tipo *Scandonea* (?), y fragmentos de rudistas (radiolítidos).

b.- Calizas con abundantes foraminíferos bentónicos y fragmentos de rudistas (radiolítidos). El nivel correspondiente a la muestra *Py-12* es donde aparecieron rapidionínidos del género *Cyclopsuedomia*, *Cuvillierinella* y *Rhapydionina*. En los

niveles superiores de este tramo la dolomitización es importante y las conchas de los foraminíferos presentan una fuerte recristalización.

c.- el tramo superior se caracteriza por presentar escasa fauna. Solamente es destacable la presencia de foraminíferos bentónicos (*Cuneolina*) y fragmentos de rudistas (radiolítidos).

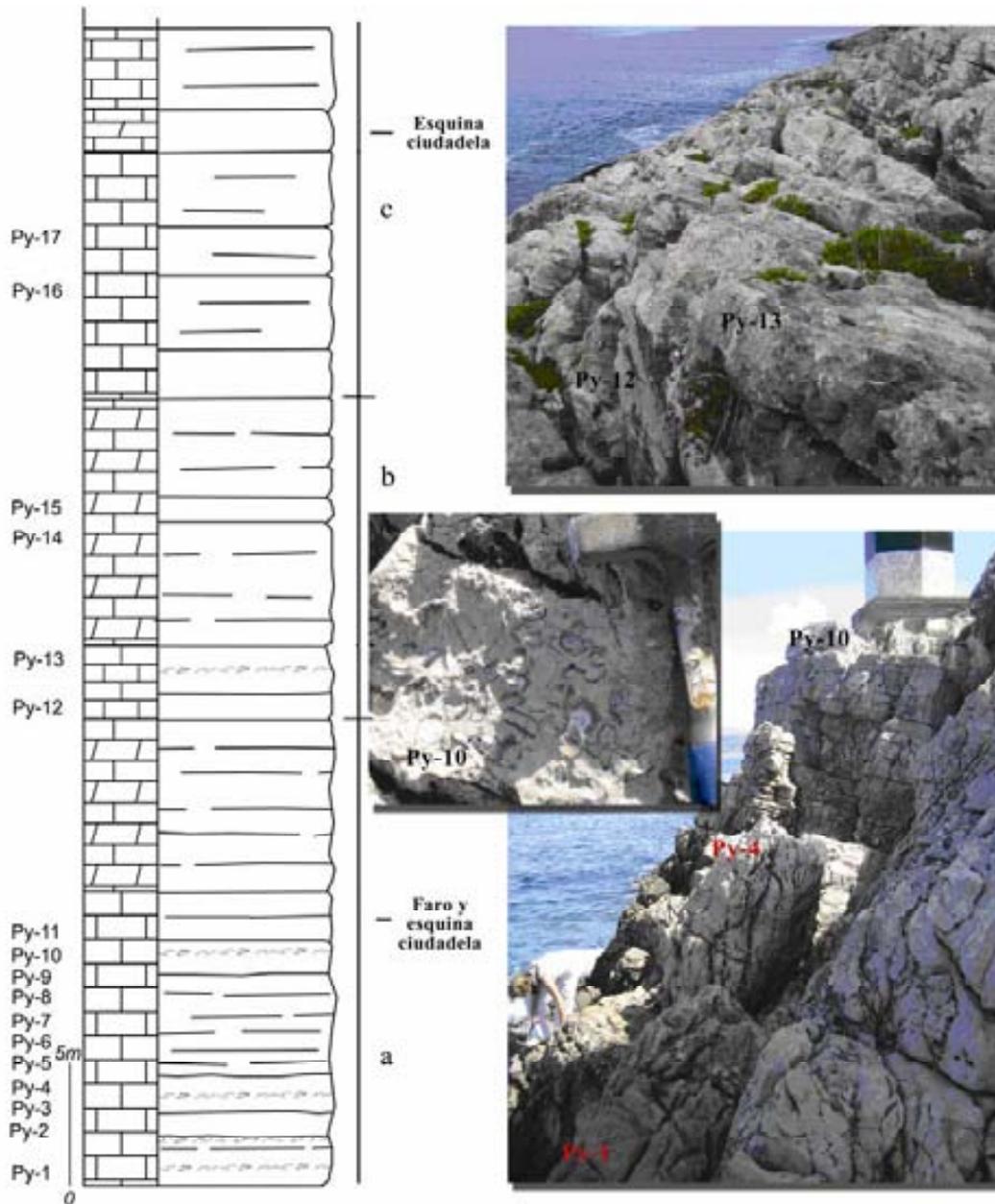


Fig. 39. Muestreo llevado a cabo en las cercanías de la localidad de Pylos. En la izquierda se ilustra la columna estratigráfica y las muestras recolectadas (Py), en la derecha se muestran algunas fotografías tomadas en el campo (se ha indicado la posición de alguna de las muestras).