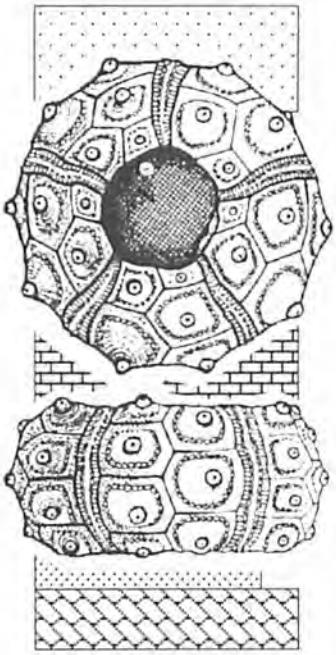


Cidaris

Revista Ilicitana de Paleontología
PUBLICACION SEMESTRAL

Núm. 27-28
Enero-Julio
2005

MUPE
MUSEO PALEONTOLÓGICO DE ELCHE

ELCHE **2005** ELX
SEDIMENTOLOGÍA
XV Congreso

IV Coloquio
ESTRATIGRAFÍA Y PALEOGEOGRAFÍA
PÉRMICO Y TRIÁSICO
DE ESPAÑA

GUÍAS DE LAS EXCURSIONES

Grupo Cultural Paleontológico de Elche

GRUPO CULTURAL PALEONTOLÓGICO DE ELCHE

SUMARIO

	Página
Editorial	*3*
El pérmico y triásico del desert de les palmes, cordillera ibérica oriental, Castellón. J. López-Gómez, A. Arche, A. Márquez-Aliaga, R. Salas, A. Goy, J. Guimerá, S. Tomás,	*5*
Registro de eventos del messiniense y plioceno (Cuenca del Bajo Segura, Alicante) J.M. Soria, J.E. Caracuel, H. Corbí, A. Estévez, C. Lancis, J.A. Pina, J.E. Tent-Manclús y A. Yébenes	*35*

DIRECCION
José Manuel Marín Ferrer
Manuel Iñesta Alcolea

SECRETARIO
Antonio Ródenas Maciá

DISEÑO
Francisco Vives Boix

COLABORADORES
J. López-Gómez, A. Arche, A. Márquez-Aliaga, R. Salas, A. Goy, J. Guimerá, S. Tomás, J.M. Soria, J.E. Caracuel, H. Corbí, A. Estévez, C. Lancis, J.A. Pina, J.E. Tent-Manclús y A. Yébenes

ASESORES Y CORRECTORES CIENTÍFICOS
Dr. D. Plinio Montoya Belló, Univ. de Valencia.
Dra. Dña. Ana Márquez Aliaga Univ. de Valencia.
Ldo. D. Esteban José Sánchez Ferris, Univ. de Valencia.
Dr. D. Enrique Peñalver Mollá, Univ. de Valencia.
Dr. D. José Luis Sanz, Univ. Autonoma de Madrid
Ldo. D. Ignacio Fierro Bandera, Museo paleontológico de Elche
Dr. D. Jesús Caracuel, Univ. de Alicante.
Dr. D. Jesús Soria Mingorance Univ. de Alicante.
Prof. D. Alfonso Yebenes, Univ. de Alicante.

MAQUETACIÓN
Eva Albaladejo Martínez

IMPRIME
Segarra Sánchez, S.L.
Dep. Legal: A-738-1993
I. S. S. N.: 1134-5179

© Grupo Cultural Paleontológico de Elche

CORRESPONDENCIA
Cidaris
Grupo Cultural Paleontológico de Elche
Museo Paleontológico de Elche
Apdo. 450 • Elche (Alicante) España
www.cidarismpe.org
E-mail: info@cidarismpe.org

Cidaris

Revista Ilicitana de Paleontología

Núm. 27-28
Enero-Julio
2005

Portada:
"Realizada realizada para el congreso. Dibujo de Oscar Sanisidro".

NORMAS PARA LOS AUTORES

Cidaris es una revista científica dedicada a la publicación de trabajos de Paleontología de Vertebrados e Invertebrados y Mineralogía.
Los trabajos publicados en la revista Cidaris serán responsabilidad de los autores, aunque exista un comité de redacción, que podrá proponer modificaciones o recomendar la no publicación de los artículos.

TEXTO
Los trabajos no excederán de 20 páginas mecanografiadas a doble espacio en formato Din-A4, o bien mediante soporte magnético en discos de 3.5 pulgadas de Macintosh o MS-DOS, en los que se indicará el procesador de textos utilizado. Excepcionalmente y dependiendo del interés del artículo, el comité de redacción podrá decidir la publicación de artículos de mayor extensión.
Los artículos podrán estar escritos en valenciano, castellano, inglés o francés. En la primera página figurará: el título del trabajo, que será corto pero explícito; el nombre del autor o autores; al pie de la página figurarán la o las direcciones profesionales o particulares de los mismos.

ILUSTRACIONES
La ilustración que acompañe el texto deberá ser la mínima indispensable. El tamaño máximo de las ilustraciones será el del formato de una página de la revista dejando un margen total de 2 cm.
La copia para la publicación deberá ser de buena calidad y en blanco y negro. En el caso de dibujos a plumilla, los originales se podrán entregar sobre papel en blanco o vegetal, en ambos casos deberán llevar obligatoriamente una escala gráfica.
En el caso de fotografías, deberán agruparse en una única lámina. Cada figura deberá ir numerada y acompañada de un corto pie de figura que se presentará mecanografiado en una página aparte.

BIBLIOGRAFÍA
Las referencias bibliográficas serán las estrictamente necesarias. En el texto, las citas deberán contener el nombre del autor seguido del año de publicación. En caso de dos autores deberán figurar los dos; en caso de más autores, solo figurará el primero de ellos seguido de la expresión «et al» y el año de publicación.
En la lista de referencias bibliográficas al final del artículo se incluirán el nombre del autor, año, título del trabajo y publicación.
Cada autor recibirá, de forma gratuita, cinco ejemplares, del número que contiene su colaboración.

FORMA DE ADQUIRIR LA REVISTA
La revista de Paleontología y Mineralogía Cidaris, es de régimen interno del Grupo Cultural Paleontológico de Elche, se podrá obtener por intercambio o por ser socio de la mencionada sociedad, no obstante los excedentes se pondrán a la venta si se cree oportuno.

INSTRUCTIONS TO AUTHORS

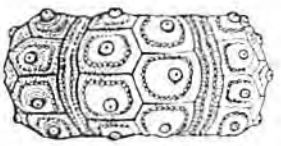
Cidaris is a scientific publication on vertebrate and invertebrate s paleontology and mineralogy.
Authors will be responsible for their publications in Cidaris, although there is an editorial commitee that can propose changes or recomend some articles not to be published.

TEXTS
Publications will not be in excess of 20 pages, in A 4-size paper at double space or in a 3,5" Mackintosh or MS-DOS disc, where the type of processor used should be indicated. Exceptionally and depending on the interest of the article, the editorial commitee could decide on the publication of longer articles.
Articles can be in Valencian, Spanish, English or French. On the first page will be: name of the article, that should be short but explicit; name of author or authors; at the bottom of the page will be their profesional or home address.

ILUSTRATIONS
Ilustrations accompanying the text should be the minimum neccessary. The maximum size of the ilustrations will be that of a page of the magazine leaving a total margin of 2 cm.
The copie for publication must be of good quality in black and white. In case of photographs they should be grouped together in an only page. Each drawing should be numbered and accompanied by a short footnote that needs to be presented typed on a sepate page.

BIBLIOGRAPHY
Bibliographic references will be the strictly neccessary. In the text, quotations should have the name of the author followed by the year of publication. In case of two authors, both should be mentioned; if there were several authors only the first one is mentioned followed by the expression «et al» and the year of publication.
In the list of bibliographic references at the end of the article, the name of the author, year, title of the article and publication must be included.
Each author will receive, free of charge, five magazines of the issue in which his article has been published.

HOW TO GET THE MAGAZINE
The paleontology and mineralogy magazine Cidaris is an internal publication of the Paleontology Cultural Group of Elche, it can be obtained by exchange or by being a member of the above mentioned group. However, excess numbers can be sold should it be considered convenient.



Cidaris

Revista Ilicitana de Paleontología

EDITORIAL

Amigos lectores:

Aquí tenéis un nuevo ejemplar de Cidaris. Una nueva revista que estoy seguro que encontrareis muy interesante. Nuevamente hemos refundido dos ejemplares en uno y espero que en no mucho tiempo podamos volver a la periodicidad semestral inicial.

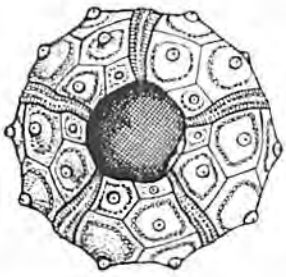
El año 2002 ha estado lleno de interesantes acontecimientos que han hecho que el Grupo Cultural Paleontológico de Elche se encuentre a la vanguardia de la paleontología en la Comunidad Valenciana, ocupando además un destacado lugar en el ámbito nacional.

Las gestiones que llevamos a cabo con los responsables políticos del Ayuntamiento de Elche, encaminadas a la creación del nuevo Museo Paleontológico de Elche (MUPE) siguen una trayectoria imparable y en no mucho tiempo esperamos que este espacio cultural y de investigación sea una realidad. De este acontecimiento os haremos participes a todos vosotros conforme vayan desarrollándose los acontecimientos.

Durante este año el Grupo Cultural Paleontológico de Elche ha recibido tres réplicas de esqueletos de dinosaurios (Deinonicus, Tyranosaurus rex (craneo) y Chasmosaurus) que formaran parte de la exposición del Museo Paleontológico de Elche. Estas réplicas contribuirán a enriquecer y hacer más amena la futura exposición Paleontológica.

Desde aquí os animo a que seáis parte activa de esta revista y nos enviéis artículos y sugerencias que contribuyan a fortalecerla y a consolidar su distribución en España, en la Unión Europea y así como por otros países del mundo.

Manuel Iñesta Alcolea
Codirector



EL PÉRMICO Y TRIÁSICO DEL DESERT DE LES PALMES, CORDILLERA IBÉRICA ORIENTAL, CASTELLÓN.

López-Gómez, J[1]., Arche, A[1]., Márquez-Aliaga, A[2]., Salas, R[3]., Goy, A[4]., Guimerá, J[5]., Tomás, S[4].

[1]*Instituto de Geología Económica, Departamento de Estratigrafía (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.*
[2]*Departamento de Geología, Facultad de Biología, 46100 Burjassot (Valencia).*
[3]*Departement de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geológica, Universitat de Barcelona, Martí i Franques s/n, 08028 Barcelona.*
[4]*Departamento de Paleontología, Facultad de Geología, Universidad Complutense, C/Antonio Nováis, 2, 28040 Madrid.*
[5]*Departement de Geodinàmica y Geofísica, Universitat de Barcelona, Martí i Franques s/n, 08028 Barcelona.*

ÍNDICE

El Desert de les Palmes: la historia de un enclave singular

Primera parte: Consideraciones generales sobre el Pérmico y el Triásico en el Desert de les Palmes y el SE de la Cordillera Ibérica

1. Localización y características geográficas
2. Localización geológica
3. Antecedentes regionales
4. Evolución tectónica
   4.1. Las fases de *rifting*
   4.2. La estructuración mesozoica
   4.3. Etapas de contracción paleógena
5. Las rocas
   5.1. Unidades diferenciadas: descripción, interpretación y edad
      5.1.1. Unidades pérmicas
      5.1.2. Unidades triásicas
         A-La facies Buntsandstein
         B-La facies Muschelkalk (el Triásico Levantino-Balear)
         C-La facies Muschelkalk en la Sección Agulles de Santa Águeda
6. Bibliografía

Segunda Parte: Guía de las paradas

1. Introducción
2. Paradas
   Parada primera
   Parada segunda
   Parada tercera
   Parada cuarta
   Parada quinta

EL DESIERTO DE LAS PALMAS: LA HISTORIA DE UN ENCLAVE SINGULAR

El Desert de les Palmes, declarado "Paraje Natural" en 1989, se encuentra situado en la comarca de la Plana Alta, entre los términos municipales de Benicàssim, Cabanes, La Pobla Tornesa, Borriol y Castellón. Su historia está unida a la del municipio de Benicàssim, en el que se han hallado vestigios de la edad del Bronce y de la ocupación musulmana, ya que fue un centro urbano de Al-Ándalus anterior al s. VIII. Después de la reconquista conservó el antropónimo musulmán (o muladí) de quien la ocupó en la Edad Media, los Beni Qasim. Sin embargo, como núcleo urbano es relativamente reciente ya que, originalmente, sus habitantes vivían diseminados al pié de les Agulles de Santa Águeda. Fue liberado por Jaime I, quién en 1242 crea las Baronías de Benicàssim y Montornés, y le fue concedida Carta Puebla por Dña. Violante de Casalduch, en 1603, en un intento de repoblar la zona, muy castigada por los ataques de corsarios y berberiscos. Esta medida no tuvo los resultados esperados y tan sólo unos pocos pobladores se asentaron en las Baronías. Se trasladaron a su emplazamiento actual en el s. XVIII pero perteneciendo al municipio de Castellón hasta el s. XIX, cuando se convirtió en término municipal independiente.

El Desert de les Palmes debe su nombre a la existencia de un convento carmelitano, cuya orden denomina "desierto" a los lugares de retiro, y al hecho de que en la zona abundan especialmente los palmitos (*Chamaerops humilis*). La historia del convento impregna cada uno de los rincones del paraje y condiciona la arquitectura religiosa que, con dos monasterios y numerosas ermitas, es seguramente la más significativa del espacio natural protegido, aunque existen también construcciones militares de gran interés, como la Fortaleza de Montornés o el castillo de Miravent.

La Orden de los Carmelitas

Procede del Monte Carmelo o San Elías, que es una pequeña cordillera de Palestina, cercana a Haifa, a la que acudía el pueblo judaico para celebrar los novilunios y los sábados. En sus laderas predicaban los profetas Elías y Eliseo en el s. VIII a.C. por lo que fue un foco de atracción para los peregrinos que acudían a Tierra Santa y para los Cruzados. Aunque existen excavaciones recientes, que confirman la existencia de ermitaños de lengua griega y rito bizantino en el Monte Carmelo desde el s. IV, el origen más aceptado de los Carmelitas se sitúa a mediados del s. XII, en que Berthold de Solignac y otros caballeros procedentes de Europa que habían participado en las Cruzadas se instalaron en las laderas del Carmelo como eremitas. No se sabe como se produjo la fusión entre griegos y latinos pero en 1209 el patriarca latino de Jerusalén, Alberto Avogadro, escribe una regla de vida para los ermitaños del Carmelo que empezaran a llamarse Orden de Hermanos de la Bienaventurada Virgen María del Monte Carmelo. Esta regla, que fue confirmada en 1226 por el papa Honorio III, establecía unas normas de estricta austeridad y una vida consagrada a la oración y a la contemplación en soledad.

A mediados del s. XIII iniciaron su expansión por Europa, instalándose en Chipre, Malta, el sur de Italia y de Francia, en Inglaterra y en el norte de la Península Ibérica, donde se introdujeron por Aragón. Sin embargo, su condición de orden eremítica y contemplativa no favorecía su difusión por encontrarse en auge las comunidades mendicantes que habían surgido por aquellas fechas. Por ello los carmelitas reformaron las constituciones de su regla para adaptarlas al modelo franciscano y agustino. Tras el Concilio de Lyon, en 1245, fueron autorizados por el papa Inocencio IV a incluirse entre los mendicantes, con la posibilidad de constituirse en cenobios e instalarse en las ciudades, puesto que hasta entonces sólo podían hacerlo en desiertos y despoblados. A finales del s. XIII, la orden reforzó su carácter europeo, tras la destrucción de los cenobios palestinos por la invasión musulmana en Oriente. Se elaboraron adiciones a la regla para crear una estructura jerárquica y una organización en provincias. Los conventos españoles contaron con una provincia propia, la Provincia Aragoniae, ya que hasta entonces habían estado adscritos a las provincias de Aquitania y Provenza. En la segunda mitad del s. XIV se dividió en dos: España y Cataluña, en 1416 se creó la de Aragón y en 1510 la de Andalucia.

Durante el s. XIV al parecer se produjo una relajación de las normas de austeridad a causa de los conflictos del Cisma de Occidente, que provocó la división de la orden en dos generalatos durante la primera década y de la concesión de excepciones otorgada en 1431 por el papa Eugenio IV. Hubo reacciones contra el abandono de la austeridad original de la regla y algunos grupos monásticos optaron por volver a la antigua observancia produciéndose una primera división frente a los mitigados. El movimiento reformador arraigó en Castilla en la segunda mitad del s. XVI y culminó con la actividad de Teresa de Cepeda y Ahumada que fundó nuevos monasterios carmelitanos regidos por los preceptos de eremitismo, contemplación y austeridad de la primitiva regla. Esto significó la escisión de la orden en dos ramas: carmelitas calzados que continuaron con las normas vigentes y carmelitas descalzos, que eran los nuevamente reformados. Su difusión y las tentativas de independencia de los calzados provocaron recelos y los carmelitas calzados consiguieron en 1575, en el capítulo de Piacenza, la abolición de la rama reformada cerrando la mayoría de los conventos fundados y encarcelando a San Juán de la Cruz. Sin embargo, con el apoyo de Felipe II, los descalzos consiguieron constituirse en una provincia autónoma aunque dependiente del general de la orden. Tras la muerte de Santa Teresa obtuvieron total independencia mediante un breve promulgado por el papa Clemente VIII en 1593.

La idea de que cada provincia religiosa tuviese un desierto, se concibió en 1592 y a partir del s. XVII los desiertos se propagaron con gran celeridad, aunque no siempre fue fácil encontrar las condiciones de habitabilidad y al mismo tiempo aislamiento que permitiera la vida cenobítica exigida por la norma. En lo referente al Desert de les Palmes, en 1694 tres carmelitas descalzos inauguraban la vida religiosa, en una casa transformada en convento, en la baronía de Benicàssim (Blat, 1993).

Arquitectura religiosa en el Desierto de las Palmas

Una de las cosas que más llama la atención cuando se llega por vez primera al Desert de les Palmes es el gran número de construcciones de carácter religioso que se divisan en el entorno. Destacan, entre ellas, dos monasterios y varias ermitas que llegaron a ser 13 en el pasado.

El monasterio antiguo se construyó en el denominado "bancal de la colada", entre 1697 y 1733, y sus dependencias tenían capacidad para albergar a 24 monjes. Constaba de un palacio episcopal, un claustro, aljibes y una hospedería. En 1783, las lluvias torrenciales típicas del otoño en la costa mediterránea (hoy diríamos una o más gotas frías) produjeron movimientos de tierra que dañaron seriamente la estructura del edificio, por lo cual fue abandonado buscándose una ubicación más segura para otro monasterio.

El nuevo monasterio fue edificado en los denominados "bancales de la portería", entre 1784 y 1791. Se utilizó un proyecto de un fraile carmelita, que tiene la particularidad de ser el primer proyecto de arquitectura aprobado por la Real Academia de Nobles y Bellas Artes de San Carlos, en Valencia, cuyos estatutos fueron sancionados por una real pragmática de Carlos III en 1768 y en la que a partir de 1790 se incluyó la enseñanza de la arquitectura. Esta institución tenía entre sus funciones

supervisar los edificios públicos. El monasterio sigue en su estructura las reglas marcadas por los carmelitas descalzos, distribuye las dependencias del convento en torno a la iglesia que ocupa el centro del conjunto y alrededor se disponen las habitaciones y los espacios comunes. Por ello carece de lujos, es muy amplio y está acondicionado, básicamente, para la observancia regular. Su situación en alto, rodeado de huertos con naranjos, y dominando el valle que baja hasta Benicàssim, le convierten en un mirador extraordinario sobre la Plana de Castellón, la costa, e incluso las islas Columbretes.

Los carmelitas, desde sus orígenes, han conservado influencias orientales en el arraigo a la vida eremítica y siempre han favorecido las experiencias de oración silenciosa y contemplativa. El Desert de les Palmes es un buen ejemplo de ello; en él existen numerosas ermitas, antros, grutas, pilares devocionales y algunas capillas, que extienden la espiritualidad fuera de los límites del monasterio. Las ermitas, que son uno de los principales atractivos para los visitantes del desierto, por lo general tienen forma de capilla cuadrangular con espadaña y a veces están flanqueadas por una galería cubierta para resguardarse de la lluvia y el sol. En el interior hay un oratorio y varias dependencias y, a ellas, los ermitaños se retiraban durante determinados periodos del año, siguiendo los mismos horarios del convento. Hoy en día, a pesar de que la afluencia de turistas y visitantes no favorece el recogimiento y la vida contemplativa , en este entorno como en un verdadero desierto carmelitano, 5 de las 8 ermitas que se conservan acogen a personas que desean orar y meditar en soledad durante algún tiempo.

Otros monumentos arquitectónicos de interés

En el interior del Desert de les Palmes se conservan dos interesantes construcciones de carácter militar, la fortaleza de Montornés y el Castillo de Miravet, que han tenido una notable influencia en el entorno desde la Edad Media.

La fortaleza de Montornés se encuentra sobre un cerro de 455m de altitud, a 4km de la villa de Benicàssim, en la solana del Desert de les Palmes. Sus orígenes datan probablemente del s.X. Edificada sobre antiguas construcciones romanas por los musulmanes, fue temporalmente conquistada por el Cid en 1094, reconquistada de forma definitiva por Jaime I en 1233 y abandonada a finales del s.XVI. Tiene grandes dimensiones, con dos torres una cuadrangular que vigila el valle de Miravet y otra cilíndrica de mampostería sobre un acantilado que hay en su extremo de poniente. Es de planta poligonal y a sus pies, en un gran recinto amurallado, se asientan los restos del despoblado cristiano que sirvió de protección de los ataques de corsarios y berberiscos, a los habitantes de la zona, durante la repoblación.

El castillo de Miravet, en el término de Cabanes, se sitúa sobre un promontorio rocoso de 286m de altitud a 12 km al SE de esta localidad, en la margen derecha del río Chinchilla. Este gran poblado fortificado es de origen islámico, aunque en sus inmediaciones se han encontrado yacimientos pre-romanos y romanos. Fue tomado por el Cid en 1091 y mantenido bajo influencia cristiana hasta 1103. Luego, reconquistado por Jaime I en 1233 y cedido al obispo de Tortosa, fue abandonado en el s. XVI. Tiene planta poligonal irregular y ha sido reconstruido casi en su totalidad con arquitectura cristiana y gótica, adaptado a la orografía del peñón donde se emplaza. Actualmente se encuentra en un avanzado estado de ruina, pero todavía destacan la torre del homenaje, varios arcos y vestigios del poblado intramuros, conservándose restos de la antigua mezquita y posterior iglesia de conquista.

PRIMERA PARTE: Consideraciones generales sobre el Pérmico y el Triásico en el Desert de les Palmes y el SE de la Cordillera Ibérica

1. LOCALIZACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

1.1. Localización geográfica

El Paraje Natural del Desert de les Palmes se localiza en la comarca de la Plana Alta, dentro la zona suroriental de la provincia de Castelló, en la Comunidad Valenciana, ocupando parte de cinco términos municipales: Benicassim, Cabanes, La Pobla de Tornesa, Borriol y Castellón (Fig. 1). El acceso a la zona se realiza principalmente desde la localidad de Benicàssim. A esta localidad se puede llegar por la autopista A-7, que discurre paralela a la costa y atraviesa la Comunidad Valenciana, o por las Carreteras Nacionales 232, desde Zaragoza, y 234-340 desde Teruel. Una vez en Benicàssim, el acceso al Desert de les Palmes puede realizarse por dos caminos: tomando la desviación a la Ermita de la Magdalena que está indicada a 3 Km antes de llegar a Benicàssim desde Castellón, o bien siguiendo las indicaciones desde el propio Benicàssim, por el Mas de Salando (Fig. 1), que será la alternativa elegida para esta excursión.

1.2. Características geográficas

El Desert de les Palmes es parte de una serranía litoral paralela a la costa que muestra diferentes alineaciones de montañas, entre las que destacan, de oeste a este, la Serra de les Santes, Serra del Desert y la Serra de las Agujas de Santa Águeda (Fig. 1), todas ellas separadas por profundos barrancos que confieren una visión abrupta del conjunto. La mayor altura pertenece al pico El Bartolo, con 729 m, donde se han situado las antenas del repetidor de televisión. Los barrancos principales son los de Farches y Miravet; en ambos, la circulación del agua es de carácter torrencial, provocando una importante erosión sobre el substrato.

El clima de este paraje es claramente mediterráneo, sin embargo, la disposición de sus sierras y la proximidad

al mar le confieren unas características especiales, con una precipitación media anual de 600 mm y temperatura media de 17,1°C.

Estas características generales han potenciado la aparición de una vegetación particular y de gran riqueza que, en gran parte, ha servido como base para la protección de 3200 Ha mediante la declaración de Paraje Natural, en 1989, por la Generalitat Valenciana. Sin embargo, gran parte del Paraje ha sufrido las consecuencias de repetidos incendios en las últimas décadas, por lo que en la actualidad se considera como una comunidad vegetal en estado de recuperación, donde el pino rodeno y el carrasco, han ido ocupando el espacio dejado por los alcornocales y las zonas agrícolas abandonadas. En la actualidad también es fácil observar el madroño, el durillo, el torvisco, el enebro y el lentisco, entre otros árboles y arbustos.

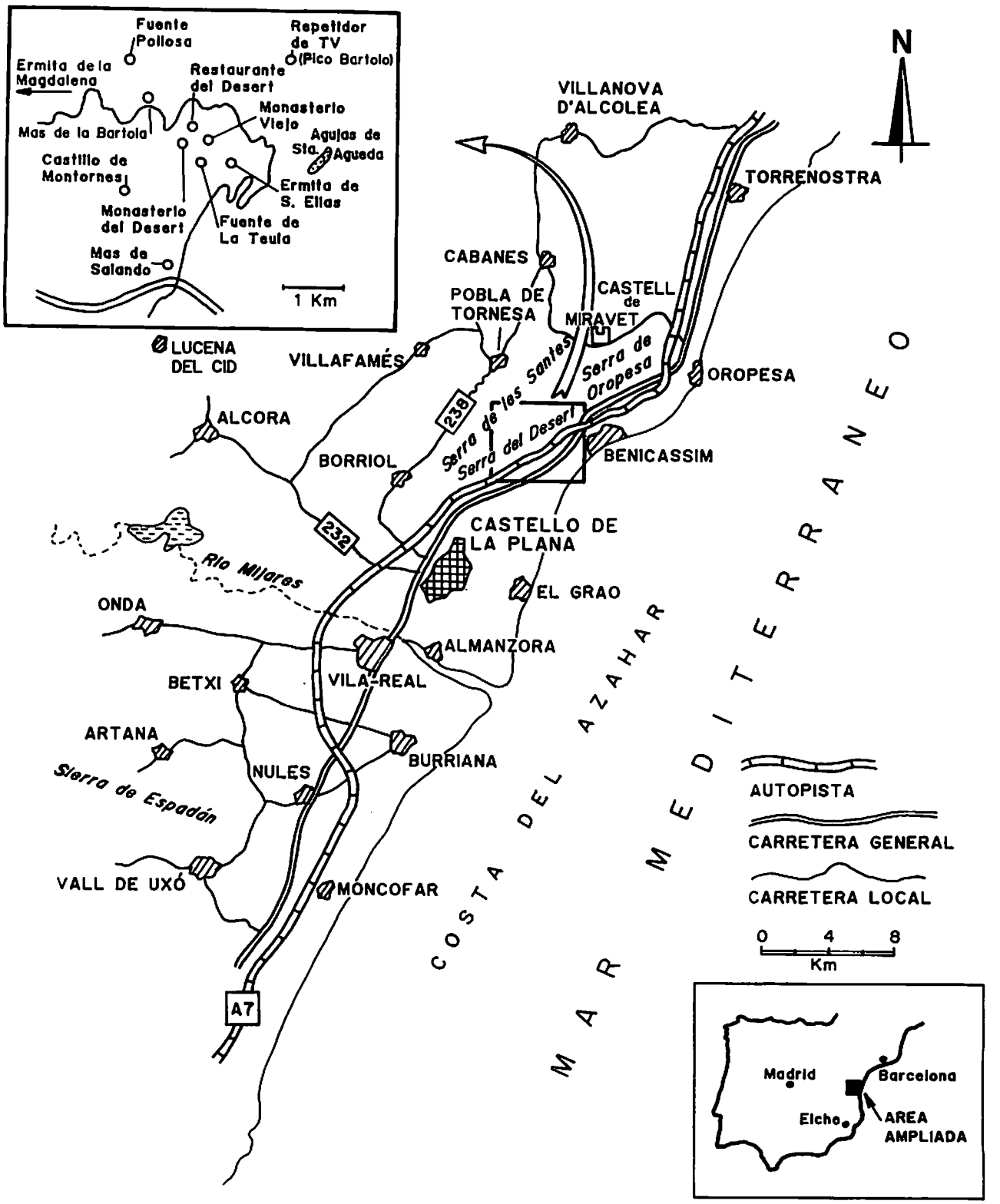


FIGURA 1. *Localización geográfica y acceso a la zona de estudio.*

2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

El Desert de les Palmes está constituido por una estructura anticlinal compleja de dirección NE-SW (Fig. 2). Sus flancos están constituidos básicamente por las sierras de les Santes y de las Agulles de Santa Águeda, esta última buzando hacia la línea de costa. El núcleo está representado por pizarras de edad Carbonífero sobre las que se disponen discordantes las facies de lutitas y areniscas rojas del Pérmico Superior a las que siguen las areniscas del Triásico (Rodeno) que constituyen parte de los resaltes principales de las sierras citadas.

El Desert de les Palmes está localizado en la parte más oriental de la Cordillera Ibérica. Se trata pués del último afloramiento en tierra que registra la evolución de un sector dentro de la cuenca rift Ibérica que experimentó diferentes fases de *rifting* y una importante deformación posterior de tipo compresiva. Los sedimentos muestran, sin embargo, que la evolución de este sector estuvo también condicionada por una directriz tectónica "catalánide" (NE-SW) que se sobreimpone a la Ibérica (NW-SE), proporcionando unas características tectónicas y sedimentarias especiales que determinan el registro sedimentario durante el Mesozoico y la tectónica compresiva posterior de este sector.

3. ANTECEDENTES REGIONALES

Los estudios de los sedimentos Pérmicos y Triásicos de la zona del Desert de les Palmes han quedado durante muchos años relegados a un segundo término si los comparamos con los de otras áreas vecinas, como son los casos de la Cuenca Costero Catalana y la mayoría de la Cuenca Ibérica. Además se trata de trabajos dispersos que no han mantenido una continuidad a lo largo de las décadas pasadas. Sin el ánimo de entrar en detalle en la descripción de los trabajos publicados sobre la geología del Pérmico y el Triásico de esta zona, pretendemos seguidamente hacer una breve descripción cronológica de aquello que consideramos más importante.

Entre los trabajos más antiguos destacamos el de Botella (1854) que, sin especificar, describe el Triásico de Villafamés como una sucesión de areniscas y calizas. Vilanova (1863) sólo cita sedimentos Triásicos en esta zona, considerando la no existencia del Pérmico, mientras que, Cortazar y Pato (1882), describen la presencia tanto de sedimentos pérmicos como triásicos, pero no diferencian entre ellos. Dereims (1898) y Würm (1911) hacen una descripción del Muschelkalk de la zona de Morés, donde diferencian dos niveles carbonáticos separados por otro

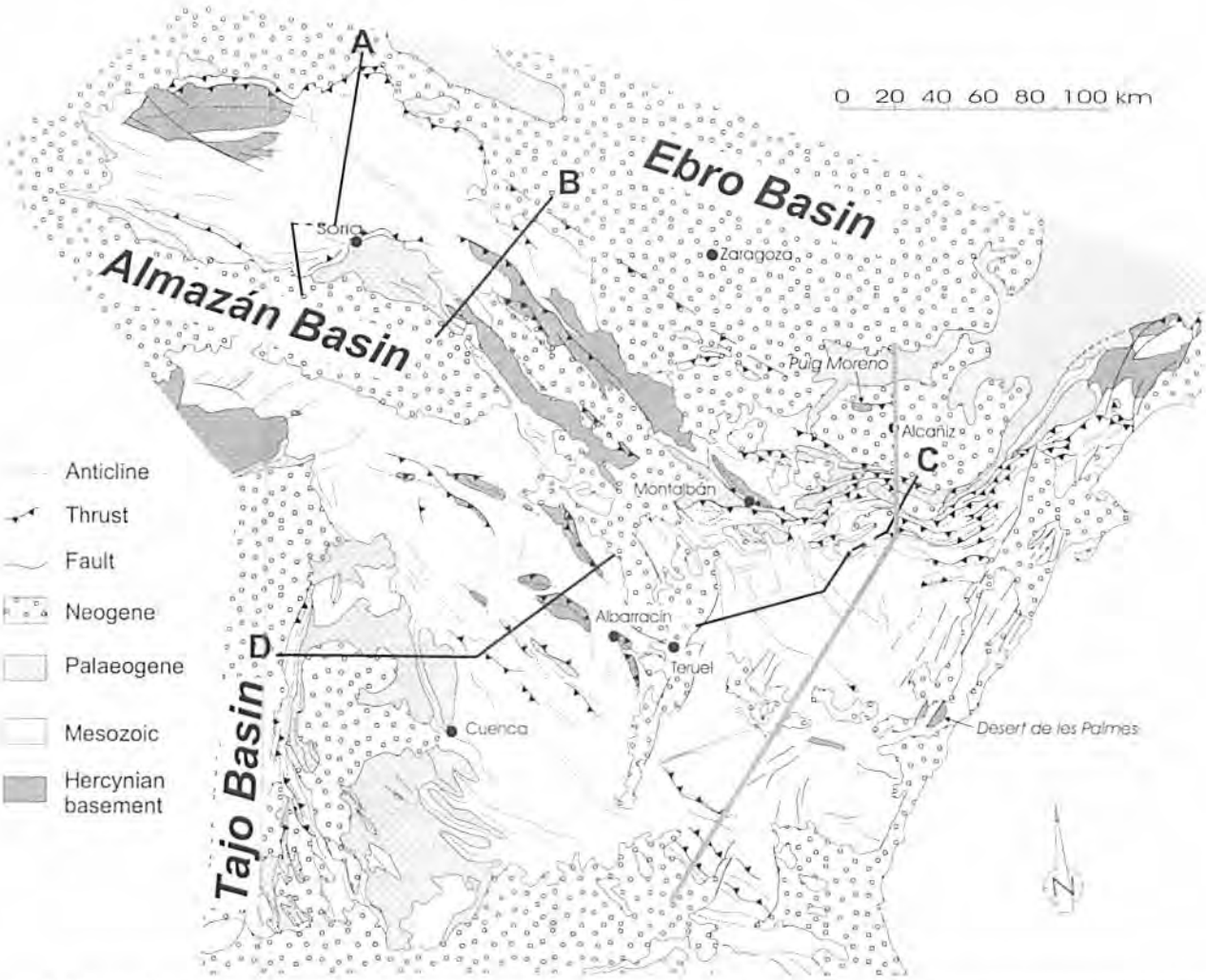


FIGURA 2. *Mapa geológico de la Cadena Ibérica y las cuencas terciarias adyacentes, con indicación de la situación del corte representado en la figura 4. Modificado de Salas et al. (2001).*

de carácter arcilloso; sin embargo, posteriormente, este hecho es negado por Lotze (1929), quien considera que esa disposición es originada por repetición tectónica. Este último autor, además, describe la facies Röt por primera vez en esta zona así como marca algunas de las alineaciones tectónicas más importantes en el Desert de les Palmes. Dentro de otras descripciones generales, podemos también destacar las de rocas triásicas llevadas a cabo por Fallot y Bataller (1926) en las proximidades de Lucena del Cid, señalando, además, que se disponen discordantes bajo rocas cretácicas. Para el Desert de les Palmes, Sos (1933) considera carboníferas los rocas de areniscas y lutitas bajo el "rodeno", aunque previamente, Landerer (1920) ya las había incluido dentro de la facies Buntsandstein.

Uno de los estancamientos en producción científica más notables llega en las décadas de mediados del siglo XX. De esta etapa destacamos el trabajo de Hahne (1943), quien separa Triásico Inferior (o facies Buntsandstein, para el autor) de Superior en el Desert de les Palmes, así como dos direcciones tectónicas principales. En los años cincuenta el IGME comienza la elaboración de una serie de mapas geológicos y memorias a escalas 1:50.000 y 1:200.000. Entre los más antiguos destacamos el de Villafamés (Templado y Meseguer, 1950), donde no se cita ni el Pérmico ni el Jurásico en el Desert de les Palmes. Para la misma memoria, pero de una edición posterior, Obis y Canerot (1973) dividen la facies Buntsandstein en inferior, medio y superior, y citan la facies Muschelkalk, la facies Keuper y el Jurásico. En el mapa de Vinaroz a escala 1:200.000 (IGME, 1972) se describe la parte media y superior del Cretácico sobre el Triásico en el Desert de les Palmes, con un basamento carbonífero y una facies Muschelkalk que puede superar los 400 m, esto último puede deberse a la suma, por posible error, de los tramos dolomíticos de dichas facies con los sedimentos carbonáticos cretácicos. También, a comienzos de esta década, Carreras et al. (1971) separan la facies Buntsandstein de la facies Muschelkalk, aunque sin dar detalles.

La década de los años noventa supuso un gran avance en el conocimiento de las rocas del Pérmico y Triásico del Desert de les Palmes y zonas próximas. López-Gómez y Arche (1992a, 1993) describen formalmente las unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales, respectivamente, para el Pérmico y Triásico Inferior y Medio del SE de la Cordillera Ibérica, donde queda incluida la zona del Desert de les Palmes. Estos mismos autores (1992b) describen la facies Röt para el área de Levante y las características sedimentarias y paleogeográficas de los sedimentos Pérmicos y Triásicos del Levante (1995). Gómez-Gras (1993) realiza un trabajo petrológico detallado de los sedimentos siliciclásticos pérmicos y triásicos del Desert de les Palmes. Salas y Casas (1993) aprecian una clara deceleración de la subsidencia en el tránsito Triásico-Jurásico en algunas áreas de la margen E de Iberia, lo que podría haber resultado en una etapa de exposición y erosión de dichos sedimentos. Estos datos son corroborados posteriormente con nuevos datos de análisis de la subsidencia en el trabajo de Vargas (2002). Finalmente, en López-Gómez et al. (1998), se define por primera vez el Triásico Levantino-Balear, que incluye a la zona del Desert de les Palmes, y en el que se observa cómo el tramo lutítico-margoso que separa las dos barras carbonáticas de la facies Muschelkalk, denominado M2 en el dominio catalán, se transforma lateralmente, hacia el E, en un tramo carbonático, de manera que la totalidad de dicha facies queda constituida por una única barra carbonática. Recientemente, en Arche et al. (2004), se realiza un ensayo de correlación entre las diferentes unidades del Pérmico y Triásico entre las Cuencas Ibérica y Catalana, donde se incluye el área del Desert de les Palmes.

4. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

4.1. Las primeras fases de rifting (Pérmico-Triásico)

La zona del Desert de les Palmes representa hoy en día una parte aflorante del enlace entre las cuencas extensivas pérmico-triásicas Ibérica y Catalana. A esta parte podría añadirse, probablemente, el dominio balear, hoy representado por la isla de Mallorca. La sedimentación pérmico-triásica estuvo controlada por sistemas de fallas normales de orientaciones conjugadas: NW-SE (directriz ibérica) y NE-SW (directriz catalánide) que tuvieron actividad cambiante a lo largo del periodo considerado y que compartimentaron en pequeños bloques independientes este segmento de cuenca sedimentaria extensional, como demuestran las discordancias e hiatos que separan las diversas formaciones sedimentarias y su presencia o ausencia en afloramientos distantes sólo unos pocos kilómetros. La descripción que sigue es una novedad para la zona en cuanto a la relación tectónica-sedimentación en el periodo Pérmico-Triásico, y que detalla con mayor precisión que la de los trabajos hasta ahora disponibles los sucesivos episodios tectono-sedimentarios *sin-rift* y *post-rift* durante el periodo Pérmico-Triásico.

El basamento hercínico aflora extensamente en tres franjas paralelas de orientación NE-SW como base de complejas estructuras monoclinales alpinas: Desert de les Palmes, Pobla Tornesa y Villafamés (Obis y Canerot, 1973). La excursión se centra en la primera de ellas, y se explicará en la parada segunda.

Este basamento, constituido por pizarras y areniscas es de edad Namuriense (Carbonífero inferior) por correlación con materiales semejantes en el anticlinal de Montalbán y el Priorat (ver parada 2), y constituye parte de un bloque elevado, probablemente sometido a transpresión durante el Autuniense (Pérmico Inferior).

Tras la orogenia Hercínica comienza a principios del Pérmico un largo periodo de tectónica extensiva en la Microplaca Ibérica (ver López-Gómez et al., 2002 y Sánchez-Moya y Sopeña, 2004, para una revisión reciente de la vasta bibliografía sobre el tema). Los primeros

testimonios de esta tectónica extensiva son una serie de cuencas tipo semi-graben, de unos pocos kilómetros de longitud, siempre desconectadas entre sí y con un relleno muy variable en espesor, composición litológica y presencia o ausencia de rocas volcánicas asociadas.

Aunque esta etapa no tiene representación litológica en el Desert de les Palmes, es importante mencionar su existencia porque sí lo está en la cercana Sierra del Espadán, 30 Km al SW., donde afloran tuffs andesíticos en la base de la serie post-hercínica.

Esta etapa distensiva estuvo ligada al colapso cortical del cinturón orogénico hercínico (Doblas el al., 1994a, b; Díez-Balda et al., 1995; Arche y López-Gómez, 1992, 1996a), y, durante la misma, el Desert de les Palmes fue parte de un alto estructural durante más de 40 millones de años, hasta el Pérmico Superior. Es muy probable que en este periodo estuviese bajo régimen tectónico transpresivo, asociado al de tipo transtensivo que dió lugar a las cuencas sedimentarias del Pérmico Inferior (Autuniense) de otras zonas del centro y E de la Microplaca Ibérica. Este carácter de zona elevada relativa entre cuencas subsidentes se mantendrá a lo largo del Pérmico Superior y del Triásico, como demuestran los menores espesores de la formaciones presentes en comparación con la Cuenca Ibérica o la Cuenca Catalana y las discordancias e hiatos que las separan, sólo aquí observados.

En el Pérmico Superior (Thuringiense), la zona que visitamos se vió afectada por el segundo episodio tectono-sedimentario extensivo pérmico y que creó las cuencas Ibérica, del Ebro y Catalana entre otras, separadas por altos estructurales paleozoicos como el de Ateca-Montalbán (Calatayud) (Fig. 3). Como en el Desert de Les Palmes la sedimentación comenzó en este periodo con los sedimentos continentales, datados como Pérmico Superior (Thuringiense) (ver Parada 2, Formación Alcotas), la región debía estar situada cerca de uno de los dos sistemas de fallas maestras normales de la Cuenca Ibérica: el de Ateca-Montalbán-Maestrazgo, en el límite NE de la misma (Fig. 3) (Sopeña et al., 1988; Arche y López-Gómez, 1996a,b, 1999a; Capote et al., 2002). La ausencia de estos sedimentos en el sondeo Maestrazgo-1, unos 20 Km al norte, parece indicar que el alto estructural de Ateca-Montalbán estaba cerca, pero no alcanzaba esta zona, que quedaría conectada con la cuenca Catalana situada al NE.

Si el control de la sedimentación por fallas normales de dirección NW-SE en este y posteriores periodos es evidente en las reconstrucciones paleogeográficas (Arche y López-Gómez, 1999a) (Fig. 3), no se había descrito hasta ahora la interrelación con otro sistema conjugado de fallas de dirección NE-SW, al menos para el intervalo Pérmico-Triásico. Se demuestra por las diferencias de espesor de ciertas formaciones entre pequeños bloques kilométricos en sentido NW-SE; por ejemplo, los sedimentos de edad Pérmico (Formación Alcotas, Parada 4) tienen 70 m. en Villafamés, 60 m. en Pobla Tornesa y 135 m. en las Agulles de Santa Águeda (Parada 4).

Otro aspecto interesante es el momento de inicio de la extensión en esta región. El segundo episodio tectono-sedimentario extensivo se inició tanto en la Cuenca Ibérica como en la Catalana en una zona pequeña, la región de Boniches-Cañete (entre Molina y Teruel, Fig. 3) en la primera y en las de Bellmunt y Garraf en la segunda, y, desde allí, se propagó la extensión en forma de apertura de cremallera hacia el NW y SE (Cuenca Ibérica) y hacia el NE y SW (Cuenca Catalana), afectando a la zona del Desert de les Palmes más tarde.

Este episodio extensivo representa el comienzo de la extensión alpina como han reconocido numerosos autores (Sopeña et al., 1988; Arche y López-Gómez, 1989, 1992, 1996a; Salas y Casas, 1993; Roca et al., 1994; Doblas et al., 1994a, b; López-Gómez y Arche, 1993a; 1997; Salas et al., 2001; López-Gómez et al., 2002; Sánchez-Moya y Sopeña, 2004), aunque el detalle del número de fases de extensión, su duración y la importancia relativa de cada una en cada región concreta pueda variar entre los autores citados. Los análisis más recientes (Van Wees et al., 1998; Vargas, 2002) demuestran que cada fase general de extensión se puede subdividir en pulsos *sin-rift* y *post-rift* de 1-4 millones de años de duración. El primer episodio extensivo del Pérmico Inferior ofrece aún problemas de interpretación (fase hercínica póstuma?, primera fase alpina de extensión?) que no pueden ser abordados aquí.

Tras la fase *sin-rift* en que se depositaron los últimos sedimentos siliciclásticos de edad Pérmico en esta área (Formación Alcotas, Parada 2) se produjo una corta fase *post-rift*, con elevación y ligera erosión de su techo, expresada en los afloramientos por el contacto brusco y erosivo entre dicha formación y los sedimentos siliciclásticos de la base del Triásico (Formación Cañizar, Parada 2) que la recubren.

El tercer episodio tectono-sedimentario extensivo representado en la zona del Desert de les Palmes, reconocido en toda Iberia central y NE (Arche y López-Gómez, 1996a; López-Gómez et al., 2002; Arche et al., 2004) y desarrollado durante el Pérmico Superior y el Triásico Inferior y base del Medio, comenzó en una zona relativamente pequeña de la Cuenca Ibérica (Región de Molina de Aragón) y de la Cuenca Catalana (Regiones de Prades y Caldes), para propagarse bidireccionalmente como se ha descrito para el episodio anterior.

La extensión comenzó más tarde en nuestra zona estudio, en un momento aún no precisado del Pérmico Superior o, más probablemente, del Triásico basal. Los sedimentos correlativos a la fase *sin-rift* son las areniscas fluviales del Triásico Inferior y parte del Medio (Formación Cañizar, Parada 2), que presentan paleocorrientes hacia el SE y espesores muy constantes en los diversos afloramientos:110-125 m. (ver apartado 5.1.1.). Al igual que en el episodio anterior, la fase *post-rift* posterior se manifiesta por una elevación y erosión parcial del techo de la Formación Cañizar (Parada 2) y un periodo de estabilidad y exposición subaérea en que se formó una

costra de óxidos de Fe y Mn negra. Este fenómeno ha sido reconocido en puntos de la Cuenca Ibérica, desde Cañete a Teruel (Sopeña et al., 1988; López-Gómez y Arche, 1993b) y en la zona de Prades-Miramar del SW de la Cuenca Catalana (Calvet y Marzo, 1994), pero no se había reconocido en el Desert de les Palmes hasta ahora.

El cuarto episodio tectono-sedimentario extensivo, desarrollado durante el Triásico Medio (Anisiense inferior-medio) de forma muy irregular en las Cuencas Ibérica y Catalana (López-Gómez et al., 2002; Arche et al., 2004), está bien registrado en el Dessert de les Palmes, pero con características propias que demuestran la superposición de actividad *sin-rift* de los dos sistemas de fallas normales principales: NW-SE y NE-SW.

Los sedimentos correlativos de este episodio son areniscas y lutitas de origen fluvial representados por la Formación Eslida en la Cuenca Ibérica SE, y las Formaciones Aragall y Figaró en la Cuenca Catalana (Arche y López-Gómez, 1999b; Calvet y Marzo, 1994) (Paradas 3 y 4), que pueden alcanzar los 600 m de espesor en algunos puntos o estar ausentes en otros, lo que indica condiciones de extensión y propagación lateral de la misma a lo largo de los sistemas de fallas maestras de las cuencas extremadamente variables.

En el Desert de les Palmes, este episodio presenta grandes variaciones de intensidad en cada una de las actuales sierras con afloramientos triásicos (Parada 4): Villafamés, Pobla Tornesa y Agulles de Santa Águeda, y aún a lo largo de ellas. Cada bloque de sólo 3-5 Km, limitado por fallas normales conjugadas, tuvo una historia tectono-sedimentaria diferente. El de Villafamés quedó elevado y no conservó sedimentos. El de las Agulles de Santa Águeda experimentó una fase *sin-rift* de intensidad moderada seguida de una fase *post-rift* muy corta y casi inactiva, mientras que a 5 Km al SW, en el Monasterio Carmelita, la fase *post-rift* se manifestó con elevación y erosión del techo de la Formación Eslida (Fig. 3). Esta respuesta diferenciada a la extensión en zonas tan cercanas se describe aquí por primera vez.

El quinto episodio tectono-sedimentario extensivo, de edad Triásico Medio (Anisiense medio? - Ladiniense medio?) es el último del que ha quedado registro en el Triásico del Desert de les Palmes. Coincide con la primera transgresión del mar del Tethys sobre la margen oriental de la Microplaca Ibérica. La fase *sin-rift* es muy corta y la subsidencia tectónica poco activa y es seguida de una larga etapa *post-rift* dominada por la subsidencia térmica, en la que los sistemas de fallas maestras normales que limitaban hasta ahora las cuencas quedan progresivamente inactivas (López-Gómez et al., 2002; Sánchez-Moya y Sopeña, 2004). Sucesivos ciclos transgresivos-regresivos depositan los sedimentos siliciclásticos marinos someros de las Facies Röt (Formación Marines en la Cuenca Ibérica, Parada 4) y los carbonatos marinos de las facies

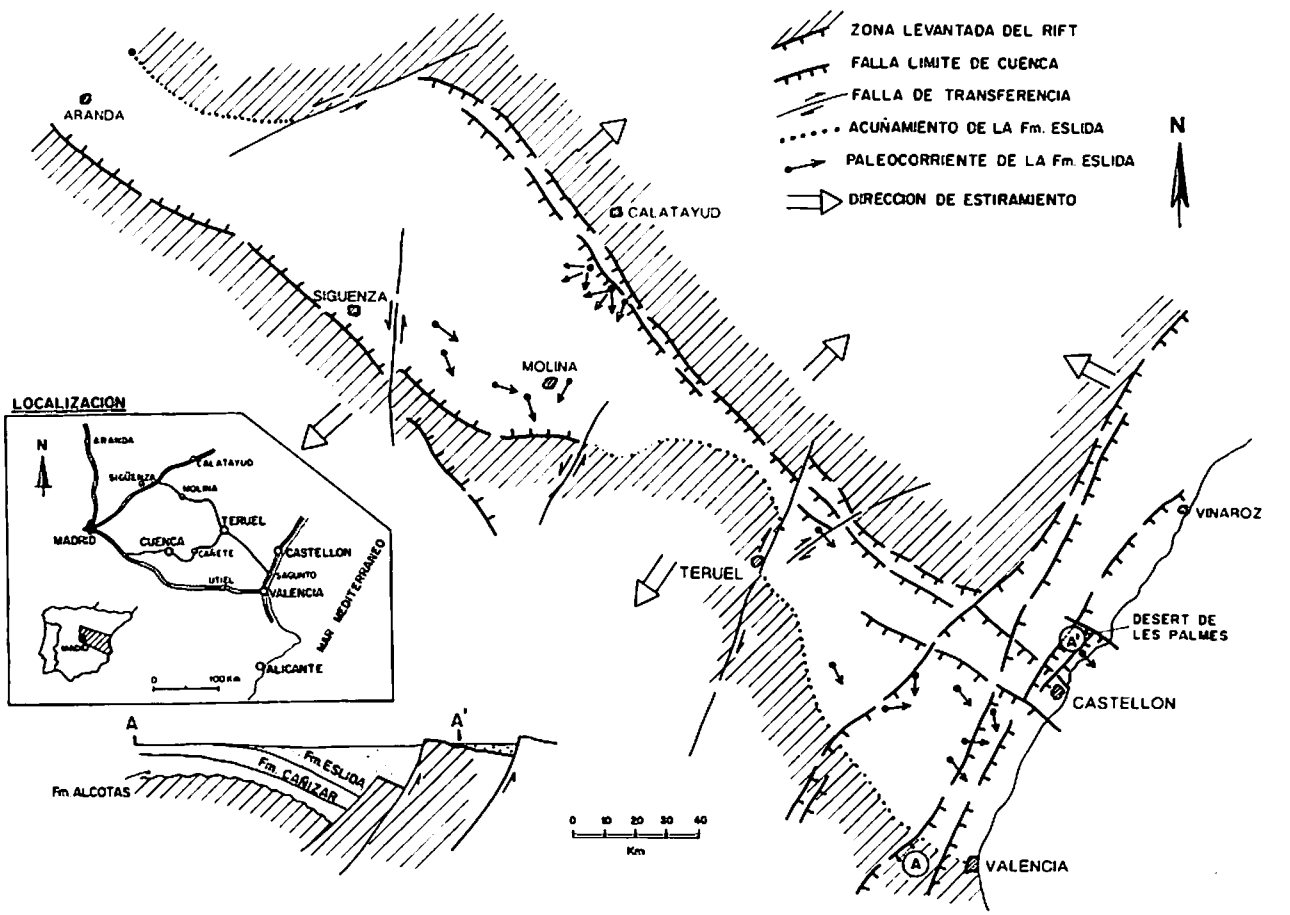


FIGURA 3. *Esquema de la evolución de la Cuenca Ibérica SE para el Ansiense. La sección A-A´ muestra la evolución de dicha cuenca durante la etapa de sedimentación de la Fm. Eslida en un sector próximo al Desert de les Palmes. Modificado de Arche y López-Gómez (1999b) Ver figura 10 para la localización de la Formación Eslida.*

Muschelkalk, que en esta zona pertenece al tipo Levantino-Balear definido por López-Gómez et al. (1998), es decir un único y potente paquete de carbonatos sin intercalaciones margosas o evaporíticas, de edad Anisiense superior? – Carniense basal?, y del que se describe con más detalle en el apartado 5.1.2.

Finalmente, toda la región experimenta un periodo de levantamiento y erosión parcial que se sitúa sin mayor precisión entre el Ladiniense superior y el Hettangiense inferior (Salas y Casas, 1993), en el que hay basculación de bloques, erosión parcial o total del Pérmico y Triásico y extensión a lo largo de fallas normales de dirección NE-SW y buzamientos al SE y al NW (Salas y Casas, 1993; Roca et al., 1994), produciéndose un relieve que, como veremos más adelante, será fosilizado por los carbonatos marinos someros de la Formación Cortes de Tajuña (Hettangiense inferior) (Paradas 1 y 4).

Por último hay que hacer una consideración sobre la geometría de las fallas maestras que limitaban las cuencas en este periodo pérmico-triásico y los sistemas secundarios asociados. De los sistemas principales de fallas maestras de dirección NW-SE definidas para la Cuenca Ibérica, sólo el de Ateca-Montalbán-Maestrazgo (Arche y López-Gómez, 1996, 1999a) ejercía una cierta influencia en el periodo Pérmico Superior-Triásico Inferior, pero, a partir del Anisiense medio, el sistema conjugado de dirección NE-SW combina su actividad con el anterior de forma creciente en el tiempo. Este sistema de fallas normales ha sido denominado Falla de Castellón y es paralelo a los de Requena y Teruel, más al oeste y a las fallas que controlaban la Cuenca Catalana.

La geometría de los sistemas de fallas maestras es lístrica, como han descrito Arche y López-Gómez (1989,1994, 1996a, b); Doblas et al. (1994 a, b) y Roca et al. (1994) entre otros, pero, mientras que los de orientación NW-SE, con centenares de kilómetros de extensión lateral han sido interpretados como sistemas extensivos que se enraizan horizontalmente a 11-14 Km de profundidad, probablemente en la zona de transición entre corteza frágil y corteza dúctil, los de orientación NE-SW de la zona del Desert de les Palmes parecen ser estructuras mucho más someras y localizadas, enraizándose a 2-2,5 Km. Esta diferencia, observada pero no explicada satisfactoriamente, merece un estudio en el futuro.

4.2. Evolución y estructuración mesozoica

La cuenca del Maestrat está situada en sector oriental de la Cadena Ibérica (Fig. 2). La Cadena Ibérica se desarrolló por la inversión de rifts mesozoicos durante la contracción paleógena (Fig. 4). En cuanto a la evolución de dicha cadena, se pueden distinguir cuatro grandes etapas mesozoicas seguidas de dos eventos terciarios (Salas et al., 2001): 1) Ciclo de *rifting* 1 (Pérmico Superior-Jurásico basal); 2) Etapa de *post-rift* 1 (Jurásico Inferior y Medio); Ciclo de *rifting* 2 (Oxfordiense superior-Albiense medio),

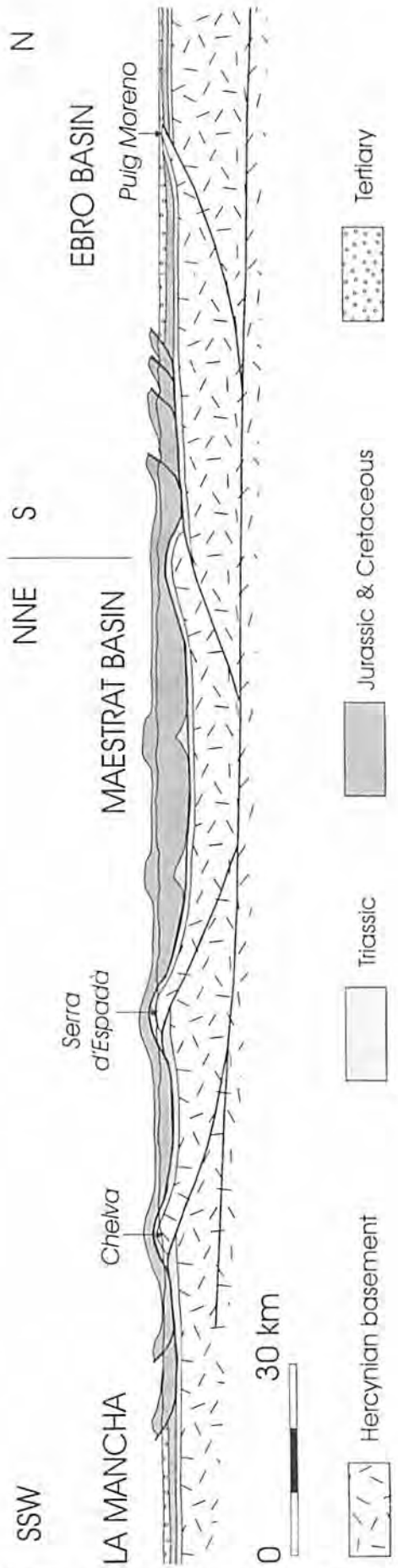


Figura 4. *Corte esquemático de la estructura a través de la cadena Ibérica de la sección que se localiza a la derecha de la figura 2. Modificado de Salas et al. (2001).*

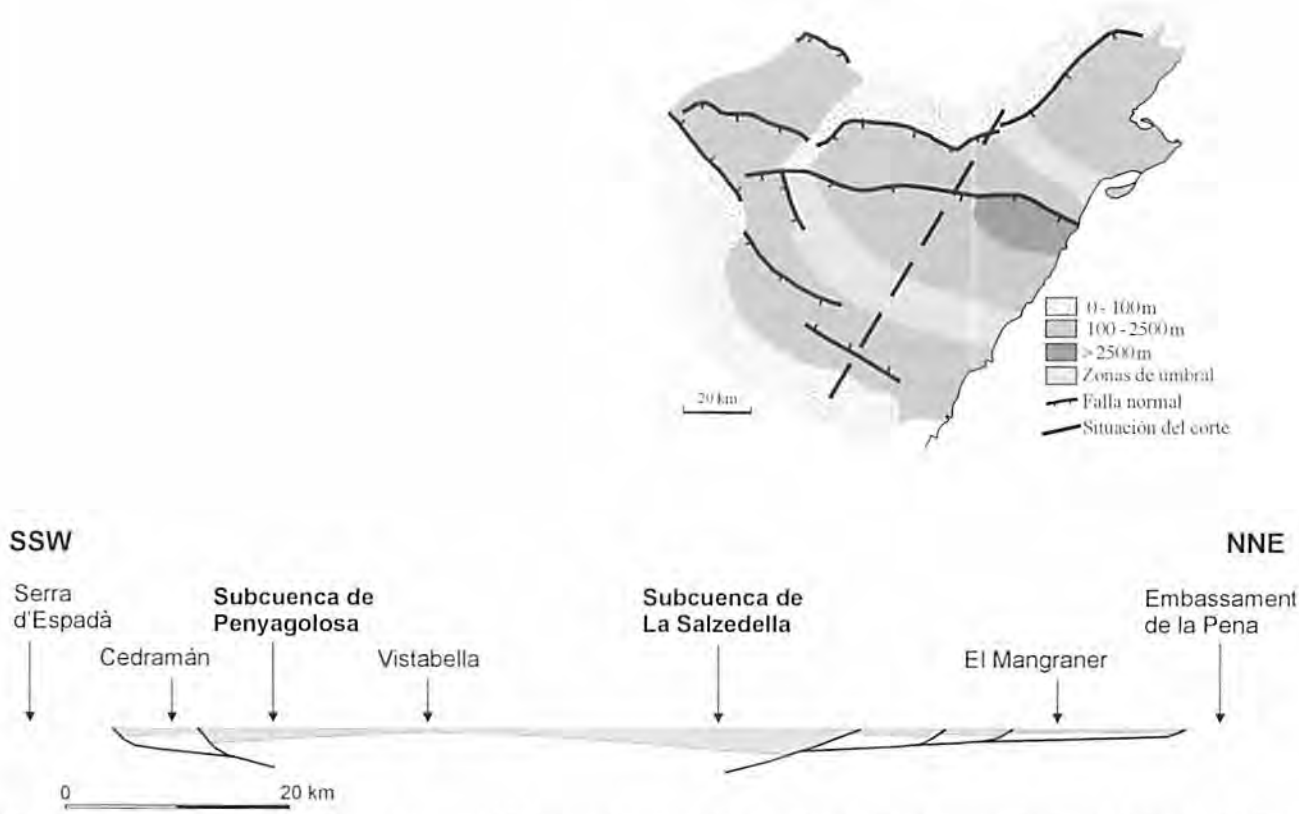


FIGURA 5. *Arriba: estructura extensiva de la cuenca del Maestrat durante el ciclo de* rifting *Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Abajo: Corte estructural sintético restituido a la base de la sucesión* post-rift *Albiense superior-Senoniense. La zona sombreada indica los depósitos* sin-rift *del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. La situación del corte está indicada en la figura superior por una línea de trazos (I-II). Modificado de Salas* et al. *(2005a).*

con el desarrollo de las cuencas del Maestrat, Cameros, Suribérica y de Les Columbrets; 4) Etapa de *post-rift* 2 (Albiense superior-Maastrichtiense); 5) Contracción e inversión (Eoceno superior-Mioceno inferior); 6) *Rifting* del Surco de Valencia (Oligoceno superior-Mioceno medio). Como se vio en el apartado anterior, el primer ciclo ha sido recientemente subdividido en varios episodios *sin-rift*, *post-rift*.

El primer ciclo de *rifting* está relacionado con la propagación del Tethys hacia el oeste y la propagación hacia el sur de los sistemas de rift Ártico-Atlántico Norte y su interferencia con el dominio del Atlántico Norte-Iberia. El segundo ciclo de *rifting* coincide con la actividad de *rifting* del dominio Atlántico Norte, que culminó en el Aptiense medio con la separación entre Iberia, Norteamérica y Europa, al tiempo que se producía la apertura de las cuencas oceánicas del Atlántico Norte y del Golfo de Vizcaya (Ziegler, 1988).

La cuenca del Maestrat, de edad Oxfordiense superior-Albiense medio, fue una cuenca extensiva, limitada por fallas normales (Fig. 5). Dichas fallas se disponen en dos sistemas al norte y al suroeste de la cuenca. Las fallas del sistema septentrional se orientan aproximadamente E-W y buzan hacia el sur; las fallas del sistema meridional, se orientan NW-SE y buzan tanto hacia el NE como hacia el SW. Las fallas del sistema septentrional tuvieron un salto claramente mayor que las del meridional, lo que ocasionó una cuenca asimétrica, con el depocentro principal desplazado hacia el norte.

En el corte sintético presentado (Fig. 5) se ilustra cómo las variaciones de potencia de los sedimentos pueden ser explicadas asumiendo una geometría lístrica para las fallas de ambos sistemas. La combinación de los *roll-over* producidos en los bloques superiores de los dos sistemas de fallas, ocasionó la formación de las dos subcuencas (la de Salzedella, al norte, y de Penyagolosa, el sur), separadas por un umbral (área de Vistabella) localizado en el sector de menor subsidencia entre los dos *roll-over* opuestos. En las áreas al norte del sistema septentrional y al sur del meridional, la potencia de los materiales *sin-rift* es inferior a 100 m, o no se han sedimentado o no se han conservado (Salas et al., 2005a).

La zona del Desert de les Palmes está situada en la margen suroriental de la subcuenca de Penyagolosa (Figs. 5 y 6). Su estructura está caracterizada por el desarrollo de un sistema de fallas NE-SW a ENE-WSW extensivas lístricas (Fig. 7), con un nivel de despegue poco profundo en la corteza superior (1,7-2,2 km). Estas fallas registran dos periodos de *rifting* bien diferenciados: 1) un primer periodo de *rifting* Triásico-Jurásico inicial, que dividió al umbral del Desert de les Palmes en varios bloques; 2) un segundo periodo *rifting* Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que solamente se desarrolló en el sector oriental del umbral del Desert de les Palmes y que está relacionado con la apertura de la cuenca del Maestrat y de la subcuenca de Penyagolosa (Roca et al., 1994).

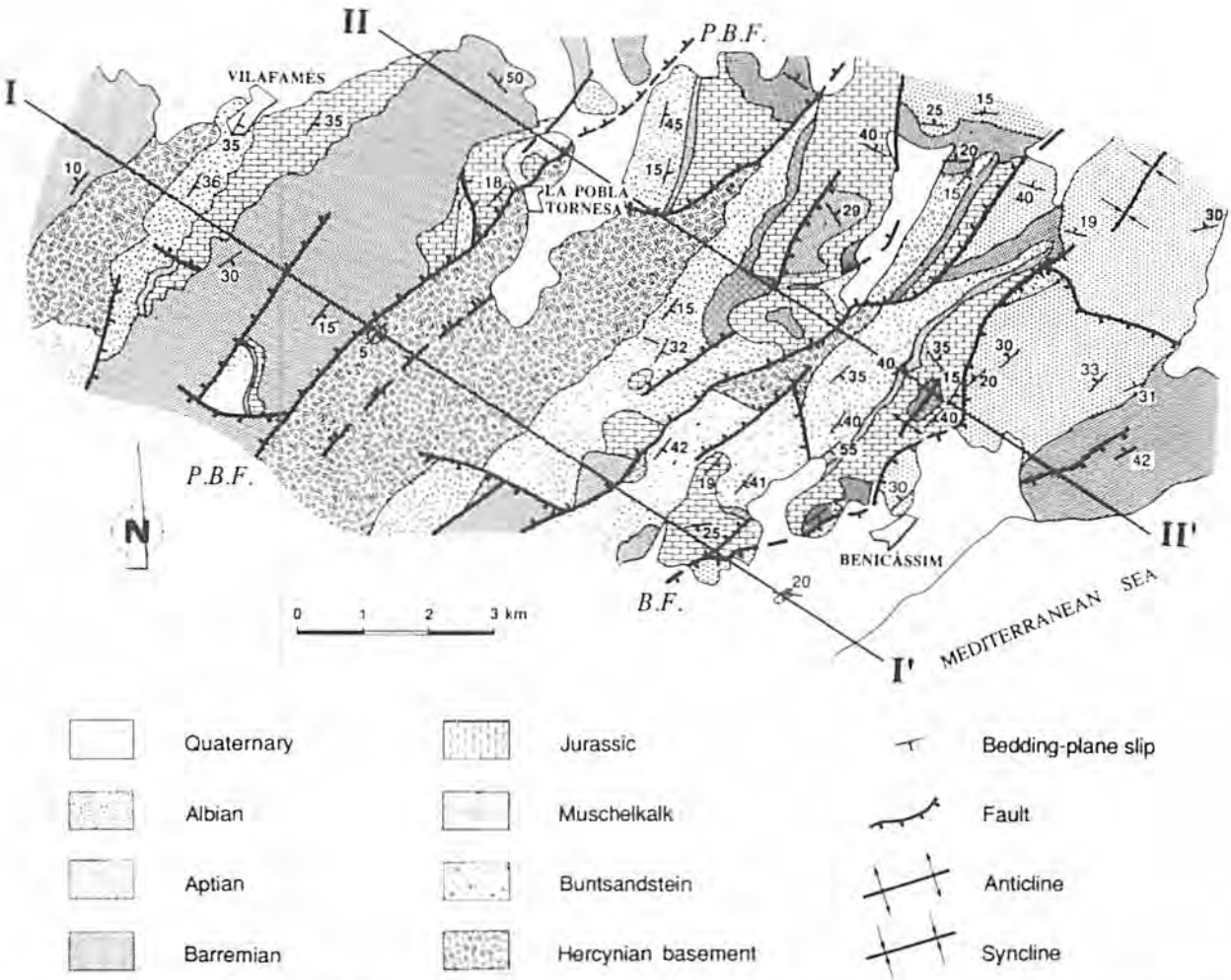


FIGURA 6. *Mapa geológico de El Desert de les Palmes. Las discordancias de la base del Lias (Fm Cortes de Tajuña) y del Cretácico Inferior (facies Weald) están bien expuestas. Las brechas de la base del Lias recubren niveles triásicos diferentes, desde el Keuper al Buntsandstein. Los sedimentos detríticos barremienses en facies Weald recubren a materiales que van desde el Paleozoico al Malm. P.B.F.: falla de La Pobla de Tornesa-Borriol; B.F.: falla de Benicàssim. Modificado de Roca* et al. *(1994).*

El sistema de fallas que afecta solamente al Triásico es de dirección NE-SW y actuó antes de la sedimentación del las brechas del Jurásico basal (Fm Cortes de Tajuña) que fosiliza a dichas fallas. Los planos de falla buzan hacia el NW, como en la Serra de les Santes (Fig. 8), el Castell de Montornés y El Bartolo.

Durante el segundo periodo de *rifting* se pueden observar dos estructuraciones distintas (Figs. 6 y 7): dos sistemas de fallas que presentan sensiblemente direcciones análogas NE-SW a ENE-WSW y que se sucedieron en el tiempo. El sistema de fallas que actuó y controló el Jurásico Inferior y el Barremiense en facies Weald presenta fallas con planos que buzan hacia el NW, mientras que las fallas que controlaron la sedimentación aptiense inferior, como la falla de Benicàssim (B.F.), buzan hacia el SE.

4.3. Etapa contractiva paleógena

La inversión de la cuenca mesozoica del Maestrat tuvo lugar durante el Paleógeno y el Mioceno inferior. La parte norte de esta zona se caracteriza por un conjunto de cabalgamientos de bajo ángulo y pliegues de orientación E-W vergentes al N (Fig. 5). Muchos de ellos corresponden a la reactivación de fallas normales preexistentes. Estos cabalgamientos implican una sucesión mesozoica de más de 5,5 km de potencia que fue despegada del substrato a nivel de los tramos medios de los sedimentos en facies Muschelkalk. Estas láminas cabalgantes imbricadas se desplazan sobre los materiales de la Cuenca del Ebro (Fig. 2). El desplazamiento horizontal a lo largo de cada lámina cabalgante varía entre 1 y 10 km. El acortamiento paleógeno en la cuenca del Maestrat es del orden de 15 km en la dirección NNE-SSW. Los datos obtenidos a partir de trabajo de campo, pozos de petróleo y líneas sísmicas, muestran como hacia el sur este sistema de cabalgamientos corta al basamento hercínico, dando lugar al levantamiento de una estructura de rampa profunda (Fig. 4). En superficie, esta estructura y estructuras similares formadas por cabalgamientos en el basamento, se caracterizan por la disposición casi horizontal de la sucesión mesozoica.

La zona de El Desert de les Palmes estaría poco afectada por la inversión paleógena; por esta razón se habrían conservado los sistemas de fallas extensivas mesozoicas de los sucesivos ciclos de *rifting*.

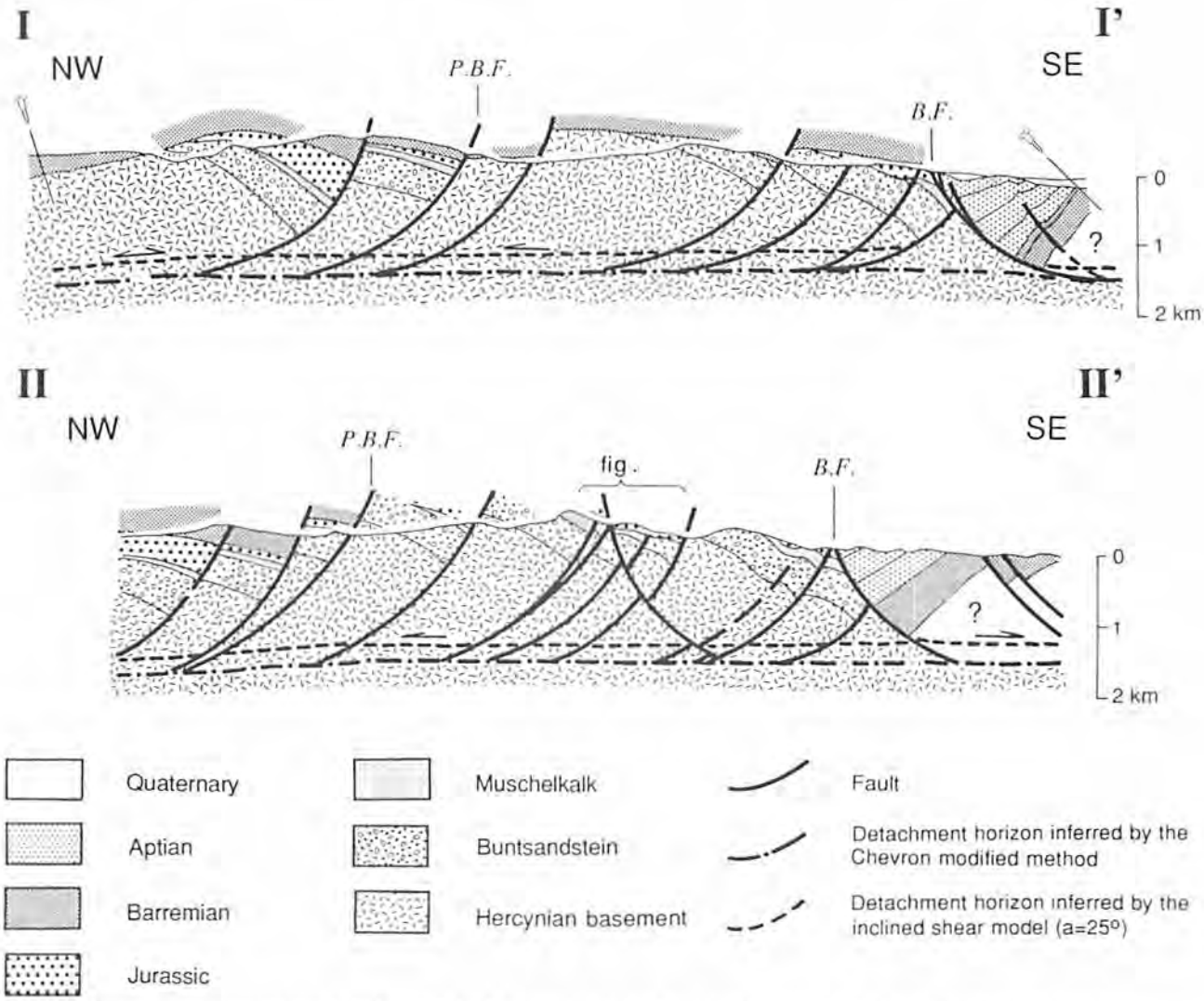


FIGURA 7. *Cortes compensados del área de El Desert de les Palmes (véase la localización en la figura 6). Modificado de Roca et al. (1994).*

5. LAS ROCAS

5.1. UNIDADES DIFERENCIADAS: EDAD, DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN

Las unidades litoestratigráficas del Pérmico-Triásico Medio del Levante español fueron definidas formalmente en López-Gómez y Arche (1992a) y posteriormente ampliadas en número en López-Gómez et al. (1998). En los puntos de mayor desarrollo sedimentario es posible observar un total de cinco unidades con carácter de formación pasando las tres unidades en facies Muschelkalk a una sóla unidad (Muschelkalk Levantino-Balear) en la zona más oriental (Fig. 9). Estas unidades se mantienen, por lo general, en toda la zona del Levante, aunque las variaciones de espesor de las mismas llegan a ser muy acusadas debido, principalmente, a la importante actividad tectónica sinsedimentaria, aspecto que fue tratado previamente.

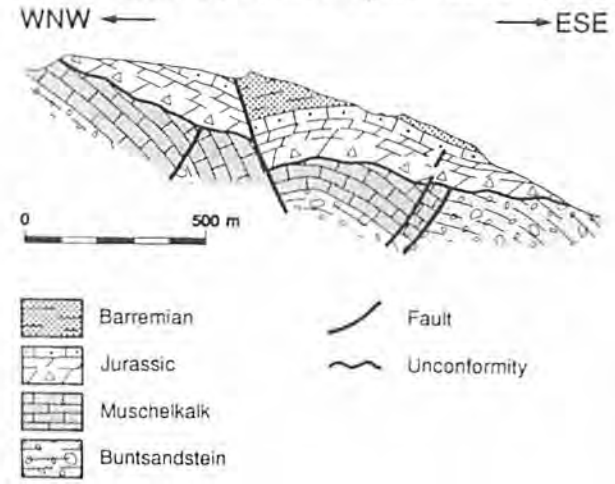


FIGURA 8. *Corte de detalle de la Serra de les Santes (véase la localización en la figura 1). La base del Jurásico (Fm Cortes de Tajuña) recubre en discordancia la sucesión triásica que está afectada por fallas normales NE-SW. Modificado de Roca* et al. *(1994).*

5.1.1. UNIDADES PÉRMICAS

Para todo el Pérmico del Levante se ha reconocido una única unidad, la Formación Limos y Areniscas de Alcotas (Fig. 10). Esta unidad fue originalmente descrita en el SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (López-Gómez y Arche, 1986), siendo la Formación Capas de Montesoro (Ramos, 1979) su equivalente temporal en la zona centro de dicha Cordillera y la Formación Tabuenca (Arribas, 1984) la equivalente en la Rama Aragonesa. Los equivalentes temporales en la Cuenca Catalana serían

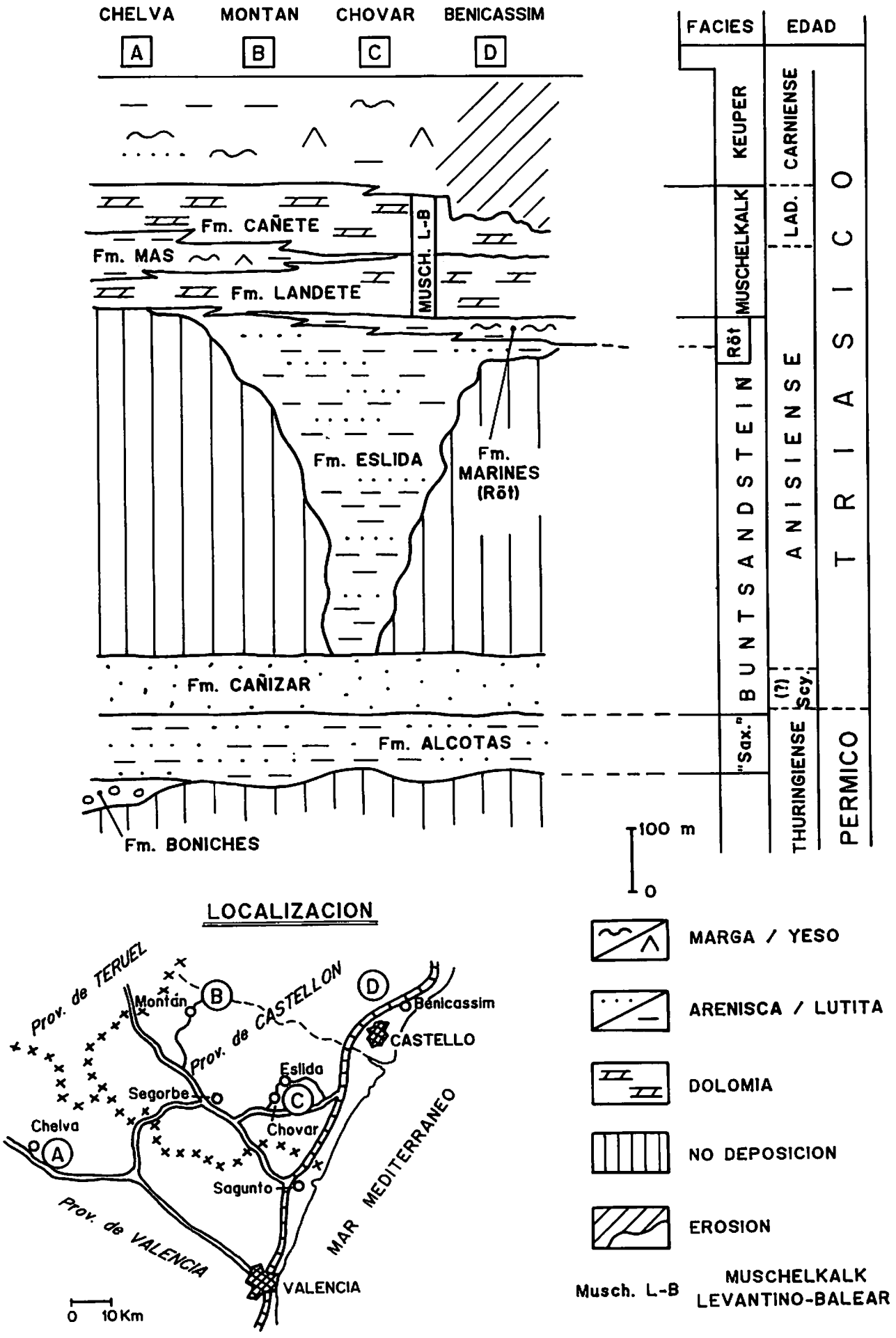


FIGURA 9. *Esquema estratigráfico de la unidades del Pérmico y Triásico del Levante peninsular.*

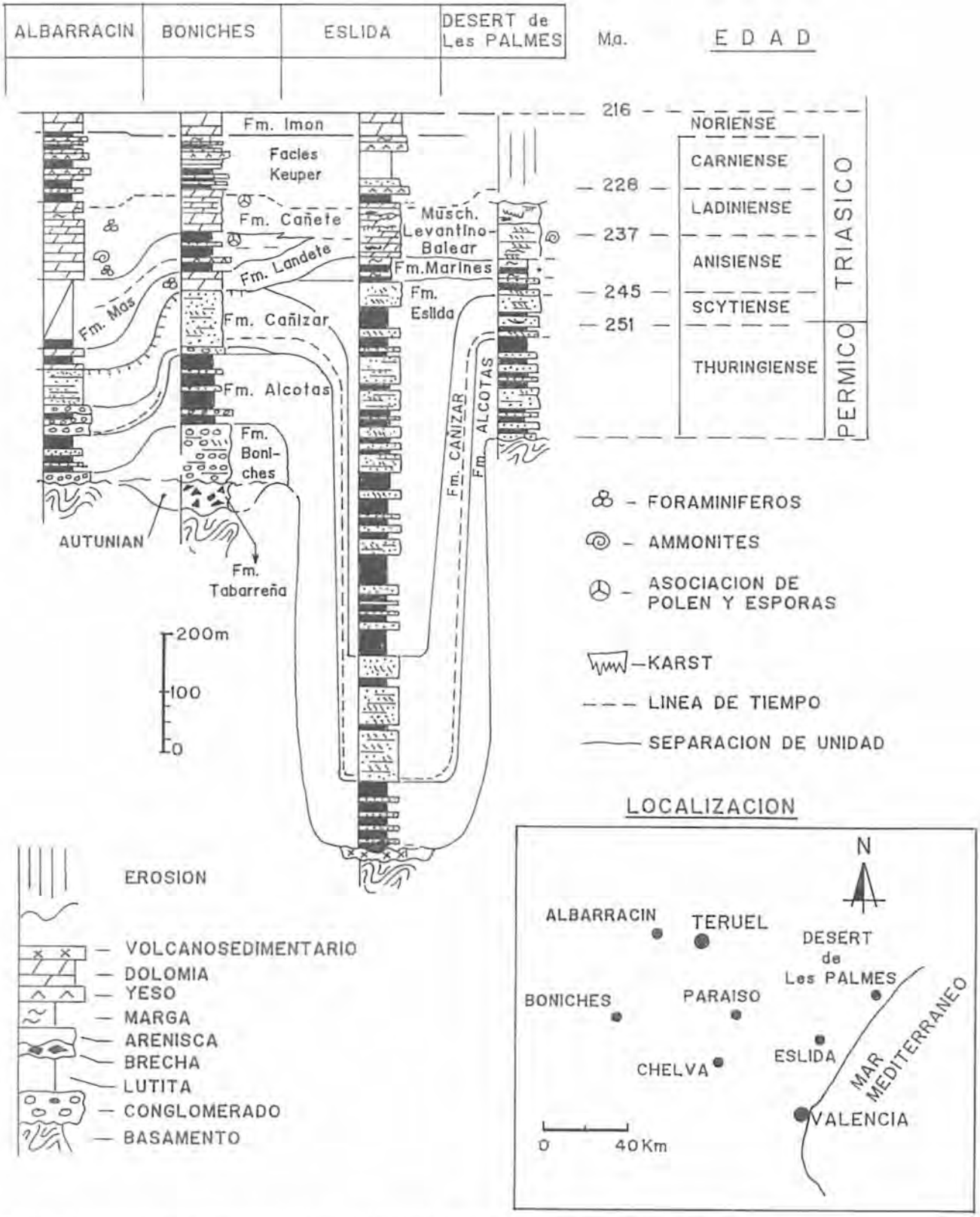


FIGURA 10. *Secciones estratigráficas tipo del Pérmico y Triásico del área Centro y SE de la Cordillera Ibérica.*

las Unidades Bellmunt, Brugers y Riera de Sant Jaume (Marzo, 1980).

La Formación Alcotas ha sido datada como Pérmico Superior (Thuringiense) en diferentes puntos de la Cordillera Ibérica mediante asociaciones de polen y esporas (Ramos y Doubinger, 1979; Doubinger et al., 1990; Sopeña et al., 1995; Diez, 2000), una de ellas, en el Desert de les Palmes, que muestra la presencia de *Lueckisporites virkkiae, Nuskoisporites dulhuntii, Paravesicaspora splendens, Falcisporites zapfei, converrucosisporites eggeri, Klausipollenites schaubergerii, Protohaploxipinus sp.* (Solé de Porta, Com. Pers.). En la zona de estudio, esta unidad puede apoyarse discordante sobre el Carbonífero marino (Fig 11A) o directamente sobre el basamento paleozoico.

La Formación Alcotas está constituida por lutitas

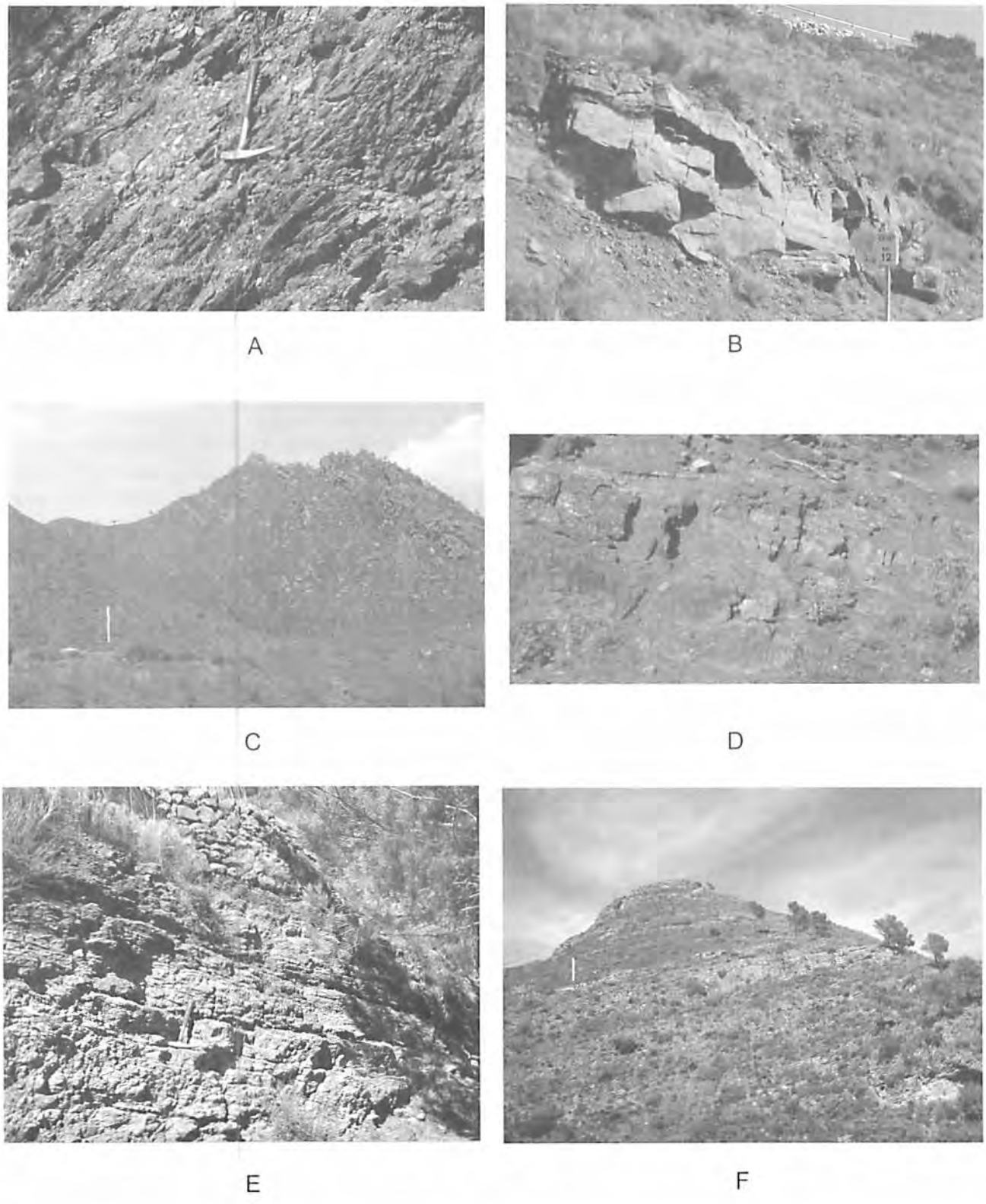


FIGURA 11. *A) Basamento carbonífero, B) Fm. Alcotas, C) Fm. Cañizar (barra de escala = 36 m), D) Fm. Eslida (martillo de escala en el centro izquierda de la foto), E) Fm. Marines (facies Röt), F) facies Muschelkalk del Triásico Levantino-Balear (barra de escala = 18 m).*

con intercalaciones de areniscas y ocasionalmente conglomerados que forman cuerpos de decenas a centenas de metros de extensión lateral (Fig 11B). Su potencia es variable a lo largo de la Cordillera Ibérica, oscilando entre 85 m y 163 m. Muestra un color rojo vino característico con algunos tramos que pueden ser más rosáceos.

Las areniscas son de color rojo y rosa y ocasionalmente muestra niveles blanquecinos. Desde un punto de vista petrológico se trata de sublitoarenitas a cuarzoarenitas (Gómez-Gras, 1993). Los niveles intercalados de areniscas forman cuerpos aislados de 2 a 4 m de espesor que pueden llegar a unirse formando tramos amalgamados de hasta 15 m. En detalle, estos cuerpos constituyen secuencias granodecrecientes de 0,6 a 1,3 m. de espesor. Cuando estas secuencias están completas la base es erosiva y en la parte inferior muestran estratificaciones cruzadas de surco y/o planar que se hacen más tendidas hacia la parte superior, pudiendo terminar a techo en laminación planar y/o ripples de corriente y, esporádicamente, en niveles milimétricos con bioturbación. Algunos tramos muestran restos de plantas inclasificables e impresiones por raíces. Las direcciones de paleocorrientes muestran un abanico entre N55° y N90°.

En conjunto, esta unidad se interpreta como sistemas fluviales de tipo *braided*, con cuerpos que básicamente muestran una evolución de tipo "*multistorey*" (*sensu* Friend, 1983), desarrollados entre amplias llanuras aluviales marcadas por diferentes etapas de inundación y abandono (López-Gómez y Arche, 1993a).

5.1.2. Unidades triásicas

Para el sector del Desert de les Palmes se han reconocido un total de cuatro unidades de edad Triásico. Las tres inferiores son de carácter siliciclástico y están incluidas en la facies Buntsandstein, mientras que, la superior, es carbonatada y constituye la facies Muschelkalk (Fig. 9) (López-Gómez y Arche, 1995; López-Gómez et al., 2002).

A. La facies Buntsandstein

Está constituida por las Formaciones Areniscas del Cañizar, Limos y Areniscas de Eslida, y Arcillas, Limos y Yesos de Marines (facies Röt) (Fig. 10).

Formación Cañizar. Fue definida en el SE de la Cordillera Ibérica (López-Gómez, 1985; López-Gómez y Arche, 1986). Es equivalente temporal de la Formación Rillo de Gallo (Ramos, 1979) de la zona central de dicha Cordillera, de las Unidades Prades, Eramprunyá y Caldes de la Cordillera Costero Catalana y de la Formación Aranda de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Arribas, 1984, 1985).

La Formación Cañizar muestra un color rojo y rosa típico siendo conocida por ello como "Rodeno" en extensas zonas de la geografía peninsular (Fig. 11C). Está constituida por areniscas que en el Desert de les Palmes muestran una composición de sublitoarenitas a cuarzoarenitas (Gómez-Gras, 1993). Esta unidad ha sido datada únicamente en su parte más alta en la Serranía de Cuenca mediante una asociación palinológica que indica una edad Anisiense (Triásico Medio) (Doubinger et al., 1990). No se ha encontrado, por el momento, ningún otro contenido fósil en esta unidad que pueda indicar una edad precisa.

Aunque las características generales de esta unidad son bastante homogéneas en los diferentes afloramientos de la Península Ibérica, su potencia, sin embargo, puede oscilar entre 85 y 170 m. En conjunto está dividida en subunidades (hasta 6, en el SE de la Cordillera Ibérica) que se separan por superficies mayores (*major boundary surfaces*) de escala regional y que representan discontinuidades separando subunidades deposicionales (López-Gómez y Arche, 1993b). Cada una de estas subunidades está constituida por tramos de 5-6 m constituidas por secuencias menores de 0,9-1,2 m.

Las secuencias menores son granodecrecientes en su mayoría. Cuando están completas estas secuencias muestran estratificaciones cruzadas, de surco y planar a la base, y laminaciones paralelas y ripples de corriente a techo. La base de las mismas es erosiva y las estructuras por reactivación son frecuentes.

Esta unidad se interpreta como depósitos de sistemas fluviales arenosos de tipo *braided*, con canales y barras simples o compuestas que rellenan aquellos de forma similar a los ejemplos actuales descritos por Smith (1970) y Cant y Walker (1978) en los ríos Platte y South Saskatchewan respectivamente.

Formación Eslida. Fue definida en la zona E de la Cordillera Ibérica en López-Gómez y Arche (1992) y descrita sedimentológicamente en detalle en Arche y López-Gómez (1999b) (Fig. 9). Su equivalente temporal en la Cordillera Costero Catalana serían las unidades Aragal y Fígaro definidas por Marzo (1980) y la Formación Rané, definida por Arribas (1984) en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Arche et al., 2004). Su edad es Ansiense, dato basado mediante una asociación palinológica obtenida en el corte de Chovar-Eslida, 60 Km al sur del Desert de les Palmes que presenta *Podocarpeaepollenites thiergartii, Minutosaccus potoniei, Platysaccus papilionnis, Succintisporites sp., Cristatitriletes baculatus* (Boulouard y Viallard, 1982). Su contenido fósil se completa, únicamente, con la presencia de restos de plantas de difícil clasificación por mala conservación.

Aunque la extensión lateral de esta unidad no es muy grande, sin embargo es significativa la variación de potencia que presenta (Fig. 10). Esta variación, como se muestra en el capítulo 4, está estrechamente relacionada con la actividad tectónica de esta zona de la Cuenca Ibérica para el Anisiense. Así, la unidad llega a alcanzar 750 m en la zona de Chovar-Eslida y llega a reducirse a menos de 20

m en el Desert de les Palmes.

Esta unidad está constituida por lutitas de color rojo-vino con intercalaciones de cuerpos de arenisca, de 60-130 cm, del mismo color (Fig.11D). Las lutitas suelen ser masivas, aunque pueden mostrar niveles con pequeños niveles edáficos y bioturbación. Las areniscas son básicamente litoarenitas y se muestran constituyendo cuerpos que tienen centenares de metros de extensión lateral con base plana poco erosiva, y que se subdividen en otros menores que representan secuencias decimétricas. Estas secuencias son granodecrecientes y presentan estratificaciones cruzadas planares y/o de surco a la base y laminación paralela y ripples de corriente a techo, donde alternan con niveles lutíticos milimétricos. Las paleocorrientes tienen un rango de variación de NE-SE.

En conjunto, esta unidad se interpreta como depósitos de sistemas fluviales de tipo *braided* distales que discurren entre amplias llanuras de inundación. En el área de Chovar-Eslida puede, además, mostrar arquitecturas de tipo multiepisódico con morfología amalgamada y rellenos de tipo *ribbon* pudiendo mostrar sistemas de acumulación de tipo *nested* (Arche y López-Gómez, 1999b).

Formación Marines (facies Röt). Esta unidad es la más alta de la facies Buntsandstein (Fig. 9). Fue descrita en López-Gómez y Arche (1992a) en el área del Levante peninsular y tiene su equivalente en la Cordillera Costero Catalana, aunque sin denominación formal. Su edad es Ansiense obtenida mediante asociaciones palinológicas (Doubinger et al., 1990).

Esta unidad está básicamente constituida por lutitas y margas, aunque también puede mostrar niveles de escasos centímetros de areniscas, yesos y calizas. Su potencia puede llegar a alcanzar los 65 m (Fig. 10) y, en general, presenta colores verde, amarillo, rosa y ocre (Fig. 11E). Cuando aparece completa, muestra una transición gradual desde el techo de la Formación Eslida. En campo muestra una alternancia milimétrica o de escasos centímetros de las diferentes litologías arriba señaladas.

Se interpreta esta unidad como sedimentos de transición entre los depósitos continentales propios de la facies Buntsandstein y los marinos en facies Muschelkalk, similar a los descritos como comienzo de la transgresión marina en la Cuenca Alemana por Paul and Franke (1977), y representaría el comienzo del primer ciclo transgresivo marino sobre el borde E de la Microplaca Ibérica.

B. La facies Muschelkalk: el Triásico Levantino-Balear

La facies Muschelkalk está representada en el Desert de les Palmes por una única unidad carbonatada que corresponde al intervalo comprendido entre la parte superior del Anisiense y la parte basal del Carniense, característica que permitió definir al triásico del Levante peninsular como Triásico Levantino-Balear (López-Gómez et al., 1998) (Fig. 9). Estos sedimentos representan la fusión de los dos niveles carbonatados y el intermedio lutítico-margoso del denominado Triásico Mediterráneo (Virgili et al., 1977; Sopeña et al., 1983) en un único nivel (Fig. 10). La serie del Desert de les Palmes (Fig. 11F) es la que permite, hasta ahora, la mejor observación de este tipo de Muschelkalk en la costa mediterránea, ya que es la que muestra el contenido faunístico con control cronoestratigráfico mejor conservado.

Esta unidad está básicamente representada por dolomías de grano fino a grueso de color gris y gris oscuro con niveles esporádicos de margas ocres. Su contacto con la Formación Marines (facies Röt) es neto y su potencia está en torno a los 100 m. Presenta diferentes secuencias, básicamente de tipo *shallowing upwards*, que oscilan entre 0,3 y 0,8 m de potencia y representan la evolución de diferentes subambientes de una plataforma carbonatada que cambia desde zonas más protegidas, tipo lagoon, hasta otras de tipo bajío e intermareal con episodios de tempestitas. En conjunto representa dos ciclos consecutivos transgresivo-regresivo con intervalos esporádicos de interrupción en la sedimentación principalmente en la parte inferior del ciclo superior.

Esta unidad ha podido ser datada y correlacionada de forma relativamente precisa, debido a la existencia de ammonoideos en Menorca y de ammonoideos, braquiópodos y conodontos en el SE de la Cordillera Ibérica (Llompart et al., 1987; Goy, 1995; López-Gómez et al., 1998).

Los niveles de referencia más importantes corresponden al tránsito Ansiense-Ladiniense y están relacionados con una discontinuidad regional que puede ser reconocida en la mayor parte del ámbito considerado. La secuencia Anisiense con frecuencia termina con uno o más niveles endurecidos, que en algunos casos corresponden a *hardgrounds*. Por debajo de la discontinuidad, la existencia de *Mentzelia mentzeli* (Dunker) en la sección de Serra, 40 Km al S del Desert de les Palmes, permite atribuir los niveles que contienen dicho fósil a la parte superior del Anisiense (Ylliriense). Por encima de la discontinuidad se encuentran Trachyceratidae del género *Eoprotrachyceras*, en todo el Triásico de Menorca y en el Desert de les Palmes, que caracterizan el Ladiniense inferior (Fassaniense), Zona de *Eoprotrachyceras curionii*.

En Menorca, por encima de la Zona de *Eoprotrachyceras curionii*, existen numerosos niveles con ammonoideos que permiten caracterizar el Ladiniense superior (Longobardiense), Zona de *Protrachyceras hispanicum*, y la parte inferior del Carniense (Juliense), Zona de *Trachyceras aon*. En la parte SE de la Cordillera Ibérica los ammonoideos del Ladiniense superior son muy escasos, o están ausentes, por lo que no ha sido posible realizar precisiones biocronoestratigráficas y nunca se han encontrado ammonoideos carnienses.

C. La facies Muschelkalk en la Sección Agulles de Santa Águeda (Desert de les Palmes)

Ammonoideos. En esta sección se han reconocido dos episodios con ammonoideos que se sitúan en los niveles 13 y 15 de la columna estratigráfica representada (Fig. 12). El primero de estos niveles se sitúa cerca del techo de un tramo de unos 20 m, constituido por secuencias de somerización de hasta 0,5 m de espesor, que están compuestas originalmente por *packstones* a *grainstones* dolomíticos y muestran estratificación cruzada planar en la base y ripples de oscilación y corriente en el techo. La última de estas secuencias muestra en el techo un nivel endurecido de 25 cm, siendo ferruginoso en la parte superior, con nódulos de sílex por debajo y, en su parte media, bajo los nódulos, presenta acumulación de fósiles de moluscos (incluyendo ammonoideos), equinodermos y braquiópodos. Se trata de un nivel de *hardground* que representaría un episodio de interrupción de la sedimentación relacionado con una discontinuidad de interés regional.

El segundo nivel con ammonoideos se sitúa en la parte inferior de un tramo de unos 10 m, también constituido por secuencias de somerización de hasta 0,5 m de espesor, que están compuestas originalmente por *wakestones* dolomíticos, con ripples de oscilación y corriente en el techo. Incluyen fósiles de moluscos y equinodermos y, en concreto, los ammonoideos pueden encontrarse en niveles de tormenta o en niveles ferruginosos, relacionados con episodios de interrupción de la sedimentación y con pequeñas discontinuidades o hiatos.

Consideraciones biocronoestratigráficas y correlación con otras áreas. El hecho de que todos los especímenes estudiados correspondan a individuos juveniles dificulta notablemente su atribución taxonómica. Además, las asociaciones obtenidas están dominadas netamente por los Arcestaceae, grupo que, en el estado de conocimiento actual, aporta poca información biocronológica (cf. Tozer, 1994). No obstante, se han obtenido unos pocos ejemplares de Trachyceratacea pertenecientes al género *Eoprotrachyceras* que muestran afinidades con la especie *E. curionii* (Mojsisovics, 1882). Este género es característico de la parte inferior del Ladiniense y tiene una distribución igual a la Zona de *Eoprotrachyceras curionii* (Krystin, 1983; Brack y Rieber, 1993; Goy, 1995; Brack et al., 2003), que es equivalente a la Zona Protrachyceras de la zonación estándar del Tethys (Mietto y Manfrin, 1995). En Canadá es característico de la Zona Matutinum con la que Tozer (1994) hace comenzar el Ladiniense.

Por otra parte, desde el año 2004, después de una controversia que duró más de dos décadas, la ISTS ha acordado proponer que el GSSP de la base del piso Ladiniense se sitúe en la base de la Zona de *Eoprotrachyceras curionii* de la sección de Bagolino (S de los Alpes), de acuerdo con la propuesta de Brack et al. (2003). En consecuencia, en la sección de Agulles de Santa Águeda, se puede aceptar que el Ladiniense comienza en el nivel 13.

Este nivel con *Eoprotrachyceras*, situado inmediatamente por encima de una superficie ferruginizada y silicificada, ha sido correlacionado por López-Gómez et al. (2000) con el primer nivel que contiene *E. curionii* por encima de una superficie análoga en Menorca (Llompart et al., 1987). También, puede ser correlacionado con un nivel que contiene *Eoprotrachyceras* en la parte inferior de la Unidad Rasquera de las Cordilleras Costero Catalanas. En el Baix Ebre-Priorat existe, asimismo, una ferruginización y silicificación cerca del contacto entre la Unidad Benifallet y la Unidad Rasquera (Calvet et al., 1990), donde se sitúa aproximadamente el límite Ansíense-Ladiniense.

6 BIBLIOGRAFÍA

Anadón, P., Julivert, M. y Sáez, A. (1983): *El Carbonífero de las Cadenas Costeras Catalanas*. In: Martínez, C. (Editor): Carbonífero y Pérmico de España: 331-336. IGME.

Anadón, P., Julivert, M. y Sáez, A. (1985): *El Carbonífero de las Cadenas Costeras Catalanas*. C.R.X Congr. Int. Strat. Geol. Carbonifère, 1: 99-108.

Arche, A. y López-Gómez, J. (1989): *Fluvial sedimentation during the early rifting phase in the southeastern Iberian Ranges*. Excursion Guidebook Fieldtrip 8, 4th Int. Fluvial Sediment. Meeting, 88 p. Servei Geologic Catalunya.

Arche, A. y López-Gómez, J. (1992): Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca permo-triásica del SE de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 16: 115-143.

Arche, A. y López-Gómez, J. (1996a): Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266: 443-464.

Arche, A. y López-Gómez, J. (1996b): Control tectónico sobre la evolución de los estilos fluviales del Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica suroriental. *Cuad. Geol. Ibérica*, 21: 203-226.

Arche, A. y López-Gómez, J. (1999a): Tectonic and geomorphic controls on the fluvial styles of the Eslida Formation, Middle Triassic, Eastern Spain. *Tectonophysics*, 315: 187-207.

Arche, A. y López-Gómez, J. (1999b): Subsidence rates and fluvial architecture of rift-related Permian and Triassic alluvial sediments of the southeastern Iberian Ranges, eastern Spain. *Spec. Pub. Int. Ass. Sedimentol.*, 28: 283-304.

Arche, A., López-Gómez, J., Marzo, M. y Vargas, H. (2004): The siliciclastic Permian-Triassic deposits in Central and Northeastern Iberian Peninsula (Iberian, Ebro and Catalan Basins): A proposal for correlation. *Geologica Acta*, 2: 305-320.

Arribas, J. (1984): *Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincias de Soria y Zaragoza)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid,

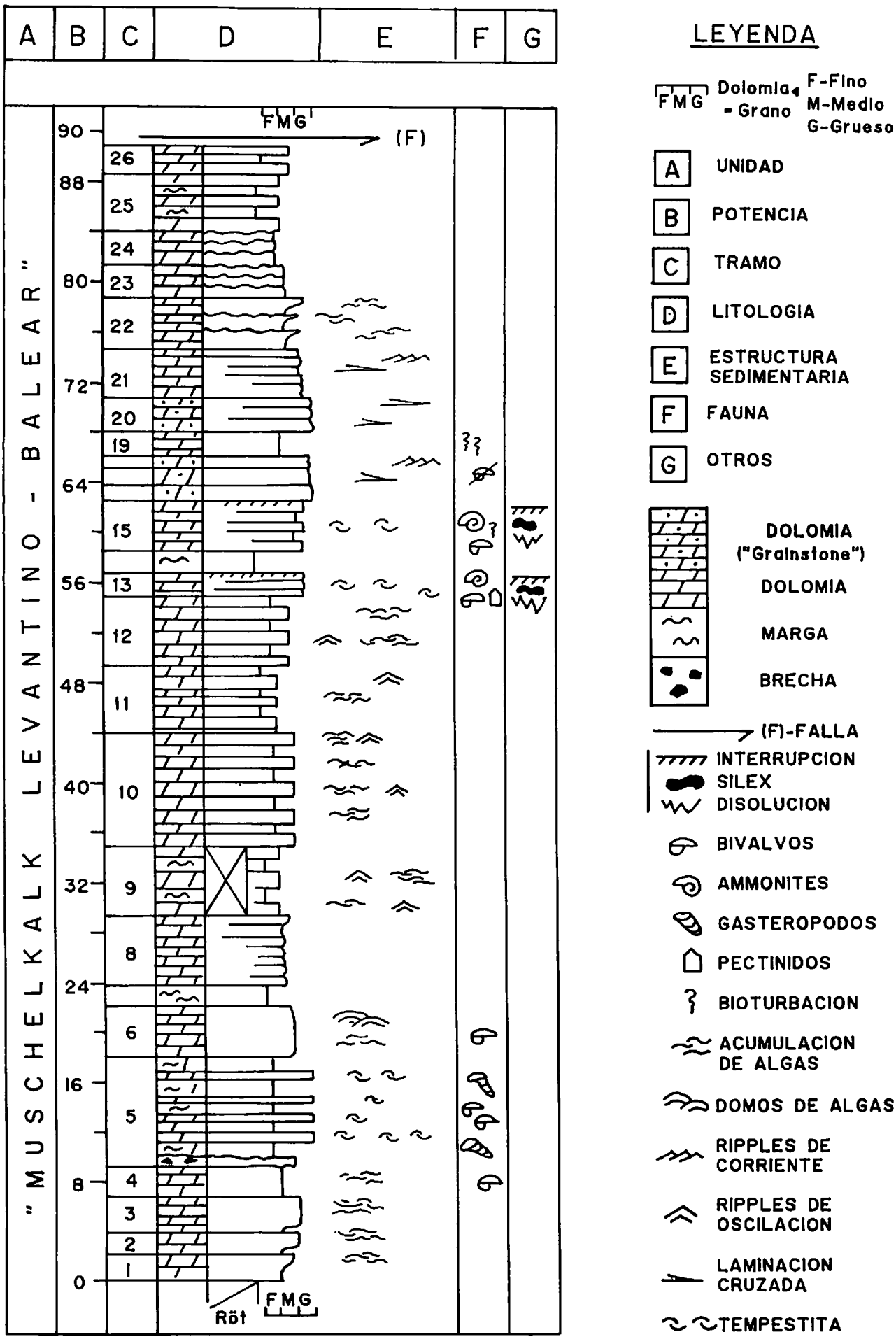


FIGURA 12. *Columna estratigráfica de la facies Muschelkalk del Triásico Levantino-Balear en el Barranc de Les Agulles, Benicàssim.*

211p.

Arribas, J. (1985): Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte). *Estudios Geológicos*, 41: 47-57.

Botella, F. (1854): Ojeada sobre la geología del reino de Valencia. *Revista Minera*, 5: 562-573.

Brack, P. y Rieber, H. (1993): Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 86 (2): 415-527.

Brack, P., Rieber, H. y Nicora, A. (2003): The Global Stratigraphic Section and Point (GSSP) of the base the Ladinian Stage (Middle Triassic)-A proposal for the GSSP at the base or the Curionii Zone in the Bagolino section (Southern Alps, Northern Italy). *Albertiana*, 28: 13-25.

Calvet, F., Tucker, M.E. y Henton, J.M. (1990): Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, system tracts sequences and controls. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 9: 79-108.

Cant, D.J. y Walker, D. (1978): Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25: 625-648.

Capote, R., Muñoz, J.A. y Simón, J.L. (2002): Alpine Tectonics 1: the Alpine system north of the Betic Cordillera. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.): *The Geology of Spain*. Geol. Soc. London, pp. 367-400.

Carreras, A., Saavedra, J., Hernán, A. y Heras, R. (1971): *Contribución a la geología de la zona de Castellón, entre Peñíscola, Benicasim y Albocacer*. I Congreso Hispano-Luso Americano de Geología Económica, 1: 23-48.

Cortazar, D. Y Pato, M. (1882): Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 10: 417pp.

Dereims, A. (1898): Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon. *Annales de Stratigraphie et de Paléontologie*, 2: 1-199.

Diez, J. B. (2000): *Geología y paleobotánicade la facies Buntsandstein de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Implicaciones paleogeográficas en el Perithethys Occidental*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza (España) y Universidad de París (Francia), 426 pp.

Díez-Balda, M.A., Martinez-Catalán, J.R. y Ayarza, P. (1995): Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of step tectonics: the Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). *J. Struct. Geology*, 17: 163-182.

Doblas, M., Oyarzun, R., Sopeña, A., López-Ruiz, J., Capote, R., Hernández-Enrile, J.L., Hoyos, M., Lunar, R. y Sánchez-Moya, Y. (1994a): Variscan-Late Variscan-Early Alpine progressive extensional collapse of central Spain. *Geodinamica Acta*, 7: 1-14.

Doblas, M., López-Ruiz, J., Oyarzun, R., Mahecha, V., Sánchez-Moya, Y., Hoyos, M., Cebriá, J.M., Capote, R., Hernández-Enrile, J.L., Lillo,J., Lunar, R., Ramos, A. y Sopeña, A. (1994b): Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. *Tectonophysics*, 238: 95-116.

Doubinger J., López-Gómez, J. y Arche, A. (1990): Pollen and spores from the Permian and Triassic sediments of the southeastern Iberian Ranges, Cueva de Hierro (Cuenca) to Chelva-Manzanera (Valencia-Teruel) region, Spain. *Review of Paleobotany and Palynology*, 66: 25-45.

Fallot, P. y Bataller, J. (1926): Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y del Maestrazgo. *Mem. Acad. Cien. Art.*, 20: 227-359.

Fernández-López, S. (1985): *El Bajociense de la Cordillera Ibérica*. 850 pp. Tésis Doctoral. Dpto. Paleontología, Universidad Complutense, Madrid, 1-850.

Fernández-López, S. (1987): Ammonites, clinos tafonómicos y ambientes sedimentarios. *Revista Española de Paleontología*, 12: 102-128.

Gómez-Gras, D. (1993): El Permotrías de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología sedimentaria (Parte II). *Bol. Geol. Min.*, 104-5: 467-515.

Goy, A. (1995): Ammonoideos del Triásico Medio de España: Bioestratrigrafía y Correlaciones. *Cuad. Geo. Ibér.*, 19: 21-60.

Hahne, K. (1943): Das Keltiberische Gebirgsland östlich del linie Cuenca-Teruel-Alfambra. *Abh. N. F. 16, Z. Geol. D. Westl. Mediterra. Geb.* Traducción por M. San Miguel en *Publ. Extr. Geol. Esp., CSIC*, 2: 51-100.

IGME (1972): *Mapa Geológico de España a escala 1:200.000*. Vinaroz, 48: 25 pp.

Krystin, L. (1983): Das Epidaurus-Profil (Griechenland)-ein Beitrag zur Conodonten- Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. Schriftenr. In: H. Zapfe, Ed. Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. *Schrift. Erdwiss. Komm., Öster. Ak. Wiss.*, 5: 231-258.

Landerer, J. (1920): Estudio geológico de la región comprendida entre Tortosa y Castellón. *Ibérica*, 312-314.

Llompart, C., Rosell, J. Márquez-Aliaga, A. y Goy, A. (1987): El Muschelkalk de la Isla de Menorca. *Cuad. Geol. Ibér.*, 11: 223-235.

López-Gómez, J. (1985): Sedimentología y estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos del sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva de Hierro y Chelva (provincias de Cuenca y Valencia). *Seminarios de Estratigrafía, serie monografías*, 11: 1-344.

López-Gómez, J y Arche, A. (1986): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en facies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 42: 259-

270.

López-Gómez, J. y Arche, A. (1992a): Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico Inferior y Medio en el sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 48: 123-143.

López-Gómez, J. y Arche (1992b): Paleogeographical significance of the Röt (Anisian, Triassic) Facies (Marines Formation) in the Iberian Ranges, Eastern Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 103: 347-361.

López-Gómez, J. y Arche, A. (1993a): Sequence stratigraphy análisis and paleogeographic interpretation of the Buntsandstein and Muschelkalk facies (Permian-Triassic) in the SE Iberian Ranges, Eastern Spain. *Paleogeogr. Paleoecol.Paleoclim.*, 103: 347-361.

López-Gómez, J. y Arche, A. (1993b): Architecture of the Cañizar fluvial sheet sandstones, Early Triassic, Iberian Ranges, SE Spain. In: Marzo, M., Puigdefabregas, C. (Eds.): Fluvial Sedimentology. *Spec. Pub. Int. Ass. Sedimentology Spec. Paper*, 17: 363-381.

López-Gómez, J. y Arche, A. (1995): El Pérmico y el Triásico del Levante español. Características principales y consideraciones paleogeográficas. *Cuad. Geol. Iber.*, 19: 201-234

López-Gómez, J. y Arche, A. (1997): The Upper Permian Boniches Conglomerates Formation: evolution from alluvial fan to fluvial systems environments and accompanying tectonic and climatic controls in the SE Iberian Ranges, central Spain. *Sed. Geol.*, 87: 165-193.

López-Gómez J., Arche, A., Calvet, F. y Goy, A. (1998): Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle and Upper Triassic in the westernmost part of the Tethys Sea, Iberian Peninsula. In:, Bachmann G.H. & Lerche, I. (eds) Epicontinental Triassic, *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, (1), 9-10: 1033-1084.

López-Gómez J., Arche, A. y Pérez-López, A. (2002): Permian and Triassic, In: Gibbons, W., Moreno, T. (Ed.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, pp. 185-212.

Lotze, F. (1929): Stratigraphie und tectonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Beitrage Geologie Westlitche Mediterranean*, 3: (XIV), 1-320.

Maestro-Maideu, E., Estrada, R. Y Remacha, E. (1998): La sección del Carbonífero en el Priorat central (Provincia de Tarragona). *Geogaceta*, 23: 91-94.

Martínez- Chacón, M.L., Winkler-Prins, C.E., Sanz, J., Ferrer, F. y Magrans, J. (2003): Braquiópodos mississípicos de los alrededores de Barcelona. *Rev. Esp. Paleontol.*, 18: 189-204.

Marzo, M. (1980): El Buntsandstein de los Catalánides: Estratigrafía y procesos de sedimentación. Ph D thesis. Universitat de Barcelona.

Mietto, P y Manfrin, S. (1995): A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm. A preliminary report. *Bulletin Societé Geologiqué du France*, 5: 539-563.

Mojsisovics, E. (1882): Die Cephalopoden den mediterranean Triasprovinz. *Abhandlungen der Kaiserlich-Königlichen Geoogischen Reichsanstalt, Wien*, 10: 1-322.

Obis, A. y Canerot, J. (1973): *Mapa geológico de España a escala 1:50.000*, Serie MAGNA. Hoja 616, Villafamés, 21p.

Paul, J. y Franke, W. (1977): Sedimentologie einer Transgression: Die Röt/Muschelkalk Grenze bei Göttingen. *Neues. Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh.*, 3: 148-177.

Ramos, A. (1979): Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al oeste de Molina de Aragón (Província de Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 6: 1-313.

Ramos, A y Doubinger, J. (1979): Découverte d'une microflore thuringienne dans le Buntsandstein de la Cordillere Ibérique (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289: 525-528.

Riding, R. y Tomás, S., (2005): Bacterial origin of *in situ* precipitated peloid microspar? stromatolite reef crust, Early Cretaceous, Spain. *Sedimentology* (en prensa).

Roca, E., Guimerà, J. y Salas, R. (1994): Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geological Magazine*, 131 (2): 155-168.

Sacher, L. (1966): Uber Karbonische sedimente bei Montalbán in den östlichen Iberischen Ketten (Spanien). *N. Jahrbuch Geol. Paläont. Abh.*, 7: 436-443.

Salas, R.y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle in the Eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.

Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). In: P.A. Ziegler, W., Cavazza, A.F.H. Robertson y S. Crasquin-Soleau (Eds), Peri-Tethys Memoir 6: PeriTethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. *Mémoires du Muséum national d Histoire naturelle*, 186: 145-185.

Salas, R., Martín-Closas, C., Delclòs, X., Guimerà, J., Caja, M.A. y Mas, R. (2005a): Factores principales de control de la sedimentación y los cambios bióticos durante el tránsito Jurásico-Cretácico en la Cadena Ibérica. *Geogaceta* (en prensa).

Salas, R., Caja, M.A. Martín, J.D., Mas, R. y Permanyer, A. (2005b): Mid-Late Cretaceous volcanism, metamorphism and regional thermal event affecting the Northeastern Iberian basins (Spain). Global Events during the Quiet Aptian-Turonian superchron. *Géologie Alpine, Série Spéciale, Colloques et Excursions*, 6: 55-58.

Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A. (2004): El rift mesozoico

Ibérico. In: Vera, J.A. (Ed.): *Geología de España*. 484-492. IGME-Soc. Geol. España.

Simón, J.L. (1986): Sobre las deformaciones del Paleozoico en el Macizo del Desierto de las Palmas (Castellón). *Estudios Geol.* 42: 407-414.

Smith, N.D. (1970): The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north central Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 2993-3014.

Sopeña, A. Virgili, C., Arche, A., Ramos, A. y Hernando, S. (1983): Triásico. En: Comba, J. (Ed.), *Geología de España 2*, IGME, Madrid, 47-63.

Sopeña, A., López, J., Pérez-Arlucea, M., Arche, A., Ramos, A., Virgili, C. y Hernando, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. In: Manspeizer, W. (Ed.): *Triassic-Jurassic rifting and the opening of the Atlantic*. Elsevier, 2: 757-786.

Sopeña, A., Doubinger, J., Ramos, A. y Pérez-Arlucea, M. 1995. Palynologie du Permian et du Trias dans le centre de la Péninsule Ibérique. *Sciences Geologiques Bulletin*, 48: 119-157.

Sos, V. (1933): Los fósiles triásicos españoles del Museo de Ciencias Naturales de Madrid. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, **33**: 287-302.

Templado, D y Meseguer, J. (1950): Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Serie MAGNA. Hoja 616, Villafamés, 42 p.

Tozer, E.T. (1994): Canadian Triassic ammonoid faunas. *Geological Servey Canada Bulletin*, 467: 1-663.

Van Wees, J.D., Arche, A., Beijdorf, C.G., López-Gómez, J. y Cloetingh, S. (1998): Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward-modelling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics*, 300: 285-310.

Vargas, H. (2002): *Análisis y comparación de la subsidencia entre las cuencas Ibérica y Ebro Central durante el Pérmico y el Triásico y su relación con el relleno sedimentario*. Tesis Doctoral, U.Complutense, Madrid. 310. Inédita.

Vilanova, J. (1863): Ensayo de descripción geognóstica de la provincia de Teruel en sus relaciones con la agricultura de la misma. *Junta de Estadística*. Madrid. 312 p.

Virgili, C., Sopeña, A., Ramos, A. y Hernándo, S. (1977): Problemas de la cronoestratigrafía del Trías en España. *Cuad. Geol. Iber.*, 4: 57-88.

Würm, A. (1911): Untersuchungen über den geologischen bau der Trias von Aragonien. *Zeitschift der Deutchen. Geologischen. Gesellschaft*, 63: 38-175.

Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Memoir, 43: 198 p.

SEGUNDA PARTE: Paradas de la excursión

1. INTRODUCCIÓN

Las diferentes paradas que se plantean en esta guía de campo están pensadas para llevarse a cabo en una jornada y se muestran en la figura 13 donde se señala el orden de las mismas. Este orden intenta atender, partiendo desde el basamento, a la sucesión estratigráfica que presentan las diferentes unidades litoestratigráficas que se muestran. Estas unidades representan a toda la sucesión sedimentaria del Pérmico y Triásico del área del Desert de les Palmes, e igualmente, con mayor o menor desarrollo, las que representan al Pérmico y Triásico del Levante peninsular.

En el comienzo de la primera parada se explicará la evolución tectosedimentaria de las diferentes etapas del rift Ibérico en un corte a pie de carretera, y se mostrará la discordancia angular de la base de las brechas dolomíticas de la Fm de Cortes de Tajuña (Jurásico Inferior) sobre los materiales de facies Buntsandstein y localmente Muschelkalk.

En la segunda parada, se observarán los sedimentos siliciclásticos continentales del Pérmico (Formación Alcotas) y de la base del Triásico (Formación Cañizar) que se depositan directamente, en discordancia, sobre las rocas carboníferas del basamento.

En la tercera parada, la más larga de duración, se realiza una aproximación andando hasta la base de la cara norte de Las Agulles de Santa Águeda. En esta parada se mostrará la facies Muschelkalk del Triásico Levantino-Balear y, en la distancia, se observarán los sedimentos siliciclásticos continentales del Triásico Medio (Formaciones Eslida y Marines). De igual modo, se mostrará el efecto de basculamiento producido por el sistema de fallas extensivas NE-SW a ENE-WSW del segundo ciclo de rift Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

La cuarta parada es nuevamente a pie de carretera, en los muros del Monasterio del Desert de les Palmes, donde se observarán en detalle los sedimentos siliciclásticos continentales del Triásico Medio (Formaciones Eslida y Marines). También se observará el basculamiento de los materiales triásicos hacia el E y su relación con las fallas normales que buzan hacia el NW, tanto en una vista hacia el castillo de Montornés como hacia el pico El Bartolo.

Un detalle de las rocas del Cretácico Inferior que se disponen directamente sobre el Triásico Medio en facies Muschelkalk se mostrará en la quinta y última parada, donde podrán observarse ejemplos de arrecifes de corales microsolénidos con incrustaciones estromatolíticas.

En una jornada es posible realizar todas las paradas propuestas, aunque no habrá que descuidar la hora y será necesario marcar un tiempo determinado para cada parada si se quiere llegar hasta el final. En este sentido hay que llamar la atención sobre la segunda parada, a la que sólo se puede acceder mediante una pequeña marcha de hora y media (ida y vuelta) por el campo. El tramo final de la misma tiene dos posibilidades, a elegir, en función de la

disposición física del excursionista. Ambas alternativas conducen al mismo punto, situado próximo al nacimiento del Barranc les Agulles, donde se llevarán a cabo las explicaciones generales, pero la que presenta algo más de dificultad (señalada como A en la figura 13), permitirá observar, además, las características sedimentarias de la facies Muschelkalk del Triásico Levantino-Balear con más detalle.

2. PARADAS

Parada Primera

Localización. Al sur de la localidad de Benicàssim, pero todavía en el casco de la población, aparece una rotonda que indica hacia el Desert de les Palmes en una de sus salidas. Siguiendo esta carretera (cv 147) y, una vez cruzada la autopista, se emprende la subida del puerto

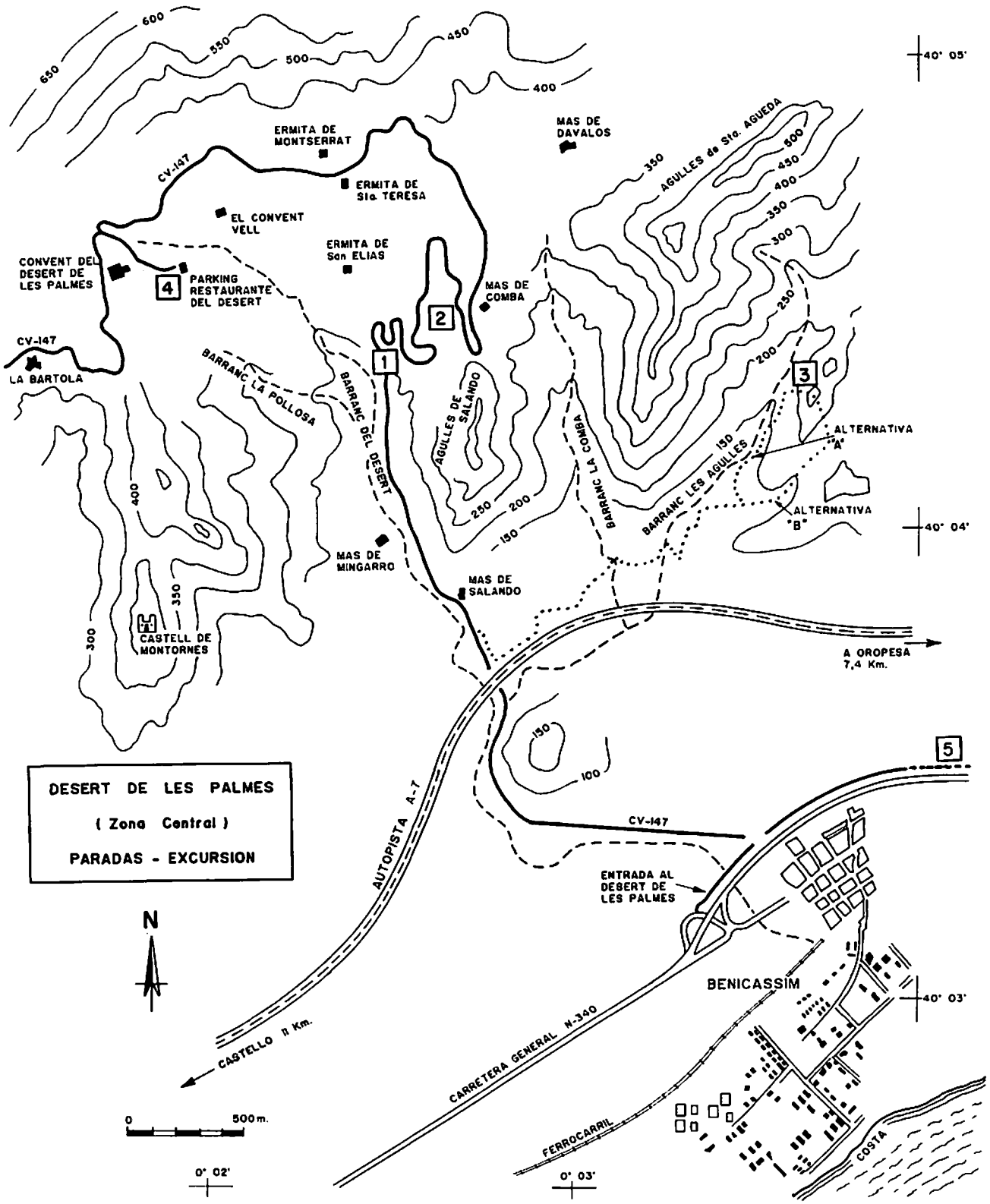


Figura 13. *Mapa topográfico del área de la excursión. Las paradas figuran por su orden en recuadro.*

que nos lleva al Monasterio del Desert de les Palmes. Tras recorrer 2,3 Km, encontramos el punto en el que damos comienzo a la primera parada en un pequeño apartadero a la izquierda de la carretera (Fig. 13, parada 1).

Objetivos: Esta parada tiene dos objetivos principales: **(A)** la explicación de las primeras etapas de *rifting* permo-triásicas de la Cuenca Ibérica aprovechando la panorámica del Desert de les Palmes y **(B)** observación de la discordancia angular de la base de las brechas dolomíticas de la Fm Cortes de Tajuña, (Jurásico Inferior) sobre los materiales triásicos en facies Buntsandstein y localmente Muschelkalk aprovechando el corte, en la distancia, del Castell de Montornés.

Observaciones: **(A)**-Las explicaciones se basan en las ideas que se aportan en el texto del capítulo 4 de esta guía y en las figuras 3 y 14, apoyándose en la observación, *in situ*, de algunas de las fallas principales de dirección catalánide (NE-SW) que afectan directamente a la estructura y evolución sedimentaria del Desert de les Palmes. **(B)**- Por debajo de esta discordancia poco deformada, el zócalo hercínico y los depósitos triásicos están fuertemente basculados, 30° hacia el E, y afectados por fallas normales de salto hectométrico que buzan hacia el NW (Fig. 14).

PARADA SEGUNDA

Localización: Subiendo 1.500 m por la misma carretera que nos llevó hasta la parada anterior, hasta superar una curva cerrada que se sitúa en el Km 12 (Fig. 13, parada 2).

Objetivos: Observación del basamento de edad Carbonífero y de las unidades siliciclásticas que rellenaron las cuencas de las primeras fases *rifting*, las Formaciones Alcotas y Cañizar, de edad Pérmico y Triásico, respectivamente.

Observaciones: El basamento carbonífero sobre el que se apoya discordante la Formación Alcotas, está constituido por una alternancia de pizarras y grauvacas de grano fino organizadas en secuencias granodecrecientes centimétricas, cuya base no está expuesta. Esta alternancia aparece siempre cubierta en discordancia angular por los materiales del Pérmico Superior. No está afectada por procesos metamórficos importantes y tienen al menos 300 m de espesor en la zona de El Pla de Miravet-Pla de la Comba. Presentan ripples de corriente en la base, gradación granulométrica normal muy marcada, *flute casts* y clara ritmicidad.

Entre las escasas referencias bibliográficas existentes sobre este basamento hay que destacar la de Simón (1986), que describe en detalle los materiales, los interpreta como "flysch", más concretamente como lóbulos deposicionales de abanico intermedio turbidítico y los correlaciona con depósitos similares de la región de Montalbán y del sur de los Catalánides, hipótesis que compartimos plenamente.

Los escasos restos de flora encontrados han sido datados como Viseense- Namuriense (Carbonífero inferior) por Sacher (1966) y por Sos (1982), lo que confirmaría la correlación con la parte superior de las facies "Culm" del Priorat (Anadón et al., 1983, 1985) recientemente denominada Formación Poboleda (Maestro-Maideu et al.,

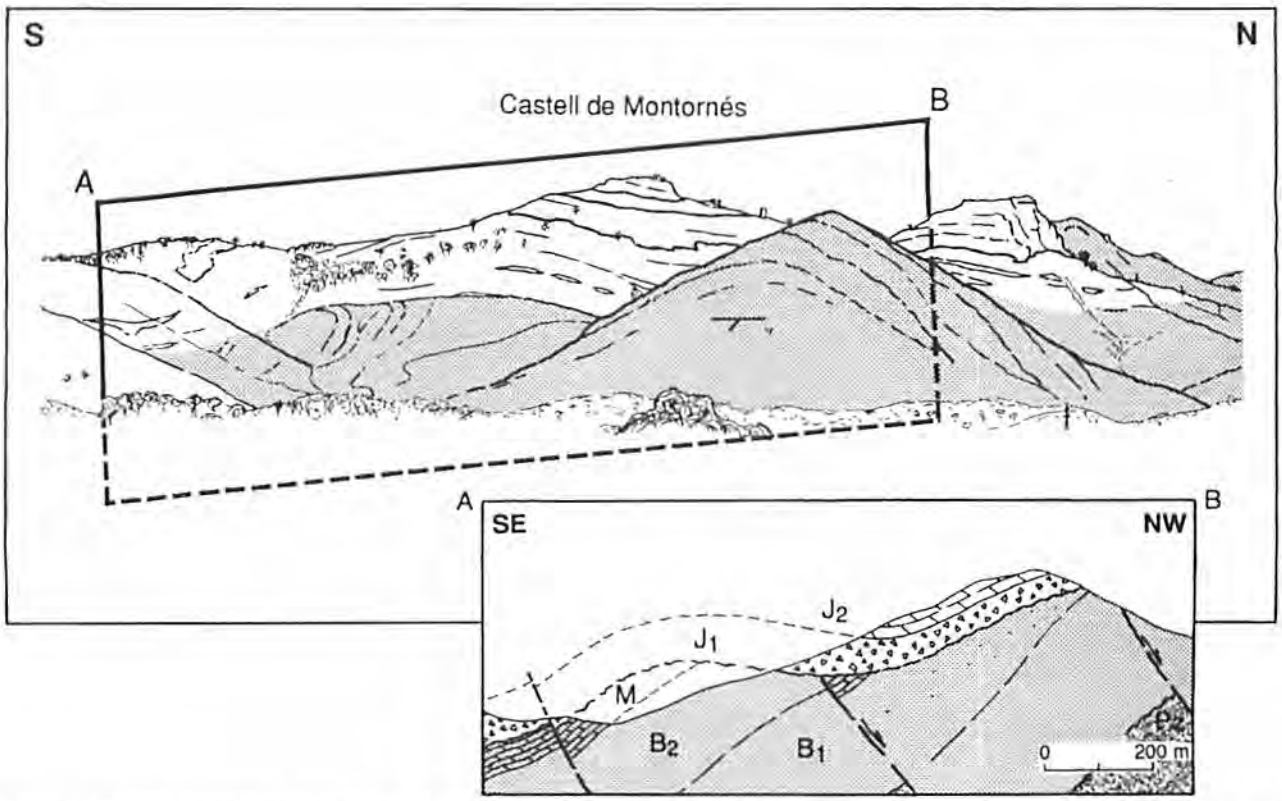


FIGURA 14. *Esquema de la discordancia angular de las brechas dolomíticas base del Lias (Fm Cortes de Tajuña, J1) sobre el Trías (B: Buntsandstein, M: Muschelkalk) basado en corte e interpretación de foto-composición de paisaje.*

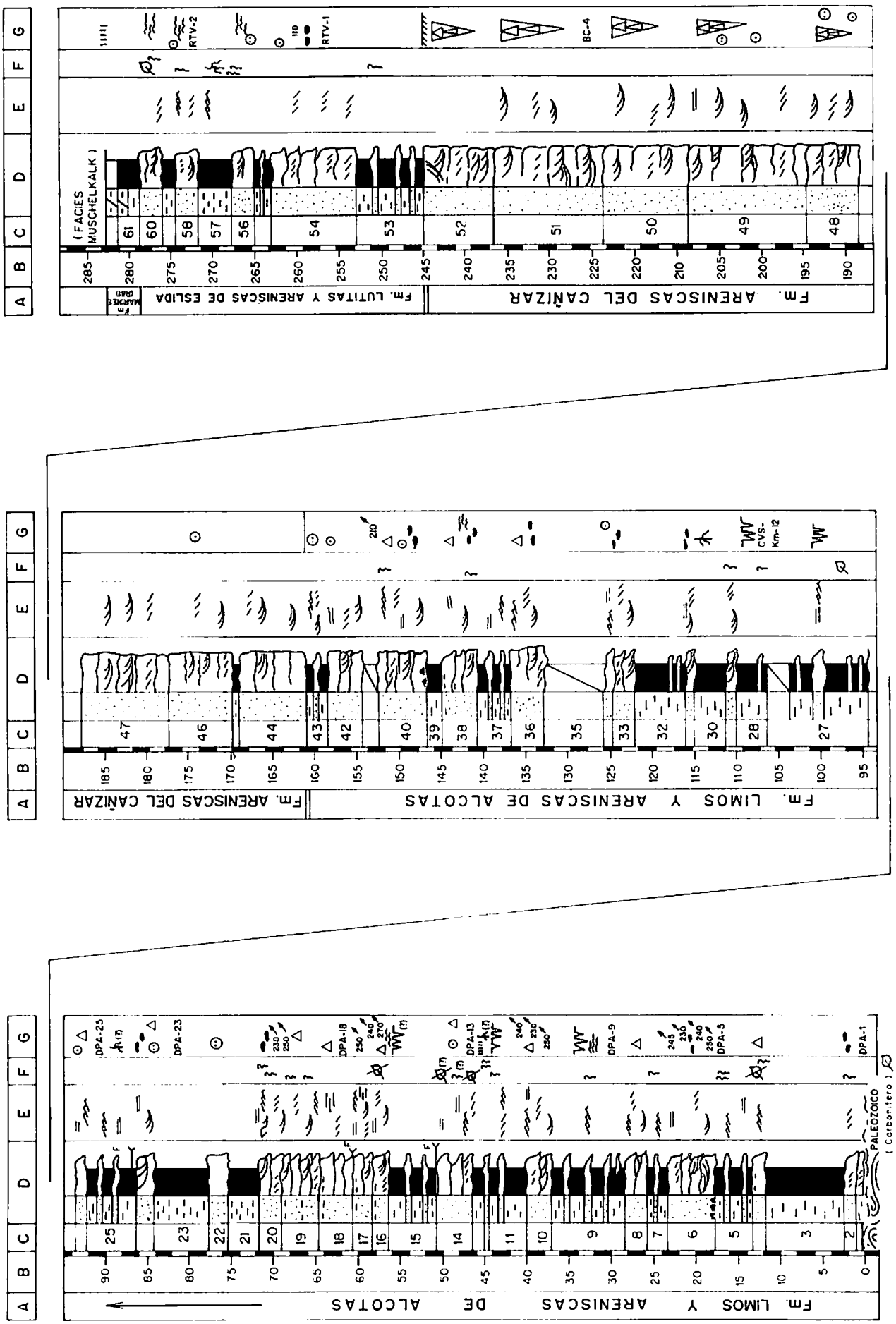


FIGURA 15. *Columna estratigráfica de las Fms. Alcotas, Cañizar, Eslida y Marines en las Agudes de Santa Águeda.*

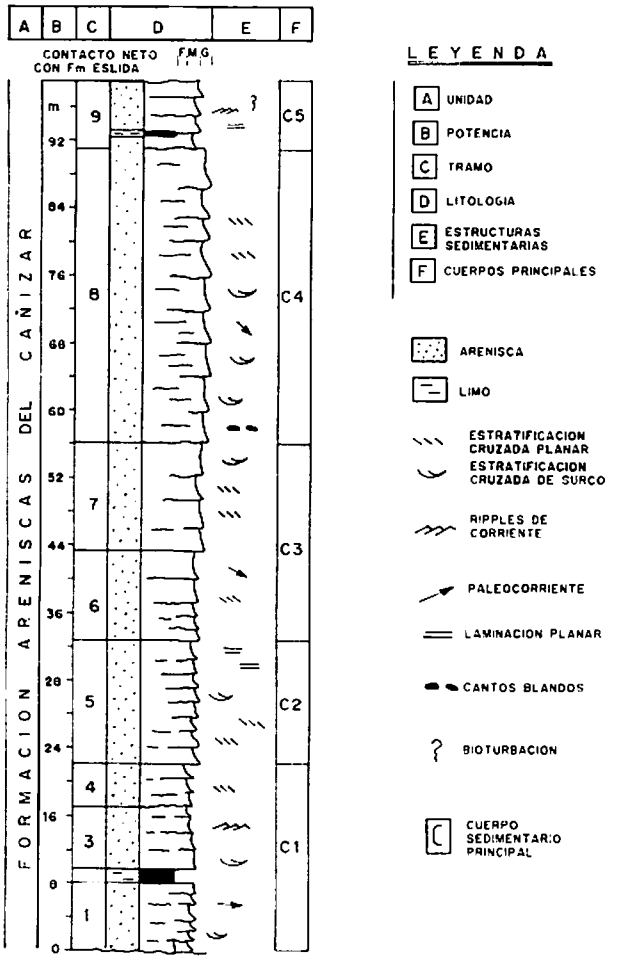


FIGURA 16. *Columna estratigráfica de la Fm. Cañizar en las Agulles de Santa Águeda.*

1998) y datada como Namuriense (Martínez-Chacón et al., 2003).

La Formación Alcotas se dispone a lo largo de la carretera, con buen afloramiento y con un buzamiento inferior a 30° (Fig. 15). La potencia de la misma en este punto es similar a la de otros afloramientos de la Cordillera Ibérica.

La observación de esta unidad termina a unos 110 m subiendo por la carretera, cuando se alcanza una curva pronunciada de casi 180°. Desde este punto se observa el contacto transicional con la Formación Cañizar suprayacente. Esta última unidad se puede observar en sus primeros metros y a lo largo de toda la cresta que sube a las Agulles de Santa Águeda, donde se ha realizado la columna que se muestra en la figura 16. En esta serie se pueden apreciar cinco secuencias o cuerpos sedimentarios principales que marcan una tendencia granocreciente entre ellos. Una separación similar se ha observado en extensas áreas de la Cordillera Ibérica y se ha relacionado con episodios de ámbito regional ligados a discontinuidades sedimentarias producidas por estiramiento durante la etapa de *rifting* que afectó al Triásico Inferior (López-Gómez y Arche, 1993).

PARADA TERCERA

Localización: Se regresa por la cv 147 en dirección Benicàssim hasta el puente que cruza la autopista y que habíamos cruzado previamente. A unos 70 m antes de llegar al puente, poco después de pasar el Mas de Salando, se accede a un camino de tierra desde el que partimos andando hasta alcanzar, tras 2,5 Km, la cabecera del Barranc les Agulles (Fig. 13, parada 3), donde se realizarán las observaciones de esta parada.

Objetivos: (A) Características generales de la facies Muschelkalk del Triásico Levantino-Balear y la implicación en aquella de los ammonoideos encontrados. (B) Localización estratigráfica de las Formaciones Eslida y Marines. (C) Corte panorámico NW-SE mirando hacia el NE para observar la porción SE del corte I-I de la Fig. 7.

Observaciones:

(A) El Triásico Levantino-Balear fue definido en López-Gómez et al. (1998). La característica principal de dicho triásico es mostrar una facies Muschelkalk que presenta una única barra carbonatada con una edad Ansíense-Ladiniense. Esto implica que, el tramo lutítico-margoso que en el Triásico de tipo Mediterráneo (Virgili et al., 1977) separa dos tramos o barras carbonatadas (que en el dominio catalán es conocido como M2), está representado también por otro tramo carbonatado, de manera que, la facies Muschelkalk del Triásico Levantino-Balear consiste en un único tramo carbonatado, al quedar unidos los tramos superior e inferior antes citados del Triásico Mediterráneo, por otro carbonatado de características similares. El apoyo decisivo para poder argumentar este planteamiento tuvo que ser de tipo cronoestratigráfico, siendo el contenido en ammonoideos, como veremos seguidamente, la base para el mismo.

Ammonoideos identificados en la sección de Agulles de Santa Águeda. La mayor parte de los ammonoideos identificados en el nivel 13 y la casi totalidad de los del nivel 15 de la columna de la facies Muschelkalk del Triásico Levantino-Balear en las Agulles de Santa Águeda (Fig 12) corresponden a Arcestaceae (Fig. 17, 2-5), estando también representados en una proporción mucho menor los Trachyceratacea (Fig. 17, 1a-b). Han sido identificados:

En el nivel 13, *Eoprotrachyceras* sp., cf. *E. curionii* (Mojsisovics, 1882) y *Proarcestes* sp., cf. *P. subtridentinus* (Mojsisovics, 1882). En el nivel 15, Trachyceratidae y *Proarcestes* sp., cf. *P. subtridentinus* (Mojsisovics, 1882).

Se han obtenido también algunas secciones de ammonoideos que muestran un notable parecido con las secciones de Ptychitidae, pero el hecho de que esté recristalizado la mayor parte del fragmocono y de que no se aprecien las líneas de sutura de los tabiques en los ejemplares separados de la roca, no permite efectuar una clasificación precisa de los especimenes de este grupo.

Tipo de asociación: ammonoideos resedimentados

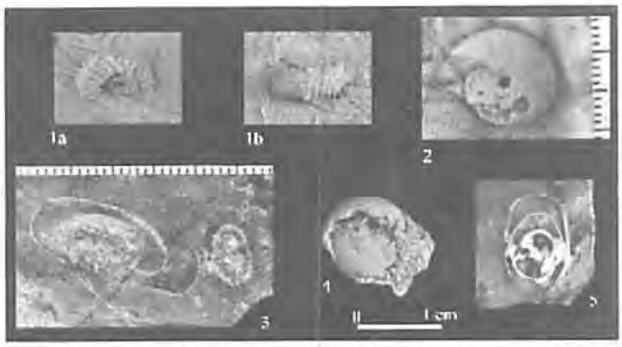


FIGURA 17. *Ammonoideos encontrados en la columna estratigráfica de la facies Muschelkalk del Triásico Levantino-Balear en el Barranc de les Agulles, Benicàssim: 1a, 1b,* Eoprotrachyceras *sp., cf.* E. curionii *(Mojsisovics); 2 y 4,* Proarcestes *sp., cf.* P. subtridentinus *(Mojsisovics); 3 y 5, secciones de* Proarcestes *sp.*

en los que puede verse que, con frecuencia, las vueltas internas del fragmocono no se han rellenado por completo a causa de la rapidez del enterramiento. En general conservan la mayor parte de la cámara de habitación y en algunos ejemplares (Fig. 17, 4) puede apreciarse cómo los tabiques se separan progresivamente al final del fragmocono, lo que es indicativo de que todavía no han detenido o ralentizado su crecimiento.

Se trata de una asociación tafónica de tipo I (Fernández-López, 1985, 1997) en el sentido de clino tafonómico por dispersión. Prácticamente todos los ammonoideos corresponden a individuos jóvenes. Los restos de adultos son muy escasos o están ausentes. Suelen presentar monotipia a nivel específico. Probablemente corresponden a una sola asociación faunística que vivió cerca del lugar de enterramiento, ya que si hubo selección sería de los elementos de mayor tamaño, que habrían sido derivados a otras áreas. Fue introducida en el área estudiada, después de un moderado transporte, por tempestades o fenómenos equivalentes.

Consideraciones paleobiogeográficas: La asociación obtenida en el Desert de les Palmes muestra una ámplia distribución geográfica en el Ladiniense inferior. Es típica de la Provincia del Tethys, en particular de las regiones alpinas (Italia, Hungría, Grecia, etc.) pero, aunque son más raros, estos taxones también han sido hallados en la Provincia Sefardí (Israel, Sinaí, Cordillera Bética). Es probable que durante el biocrón correspondiente a la Zona Curionii, el Triásico Levantino-Balear, estuviese relativamente bien comunicado con la Provincia del Tethys.

En esta misma serie se ha determinado el siguiente contenido en bivalvos y gasterópodos: *Hoernesia socialis* (niveles 4 y 6), *Natica*, *Miophoria vulgaris* y *Hoernesia*

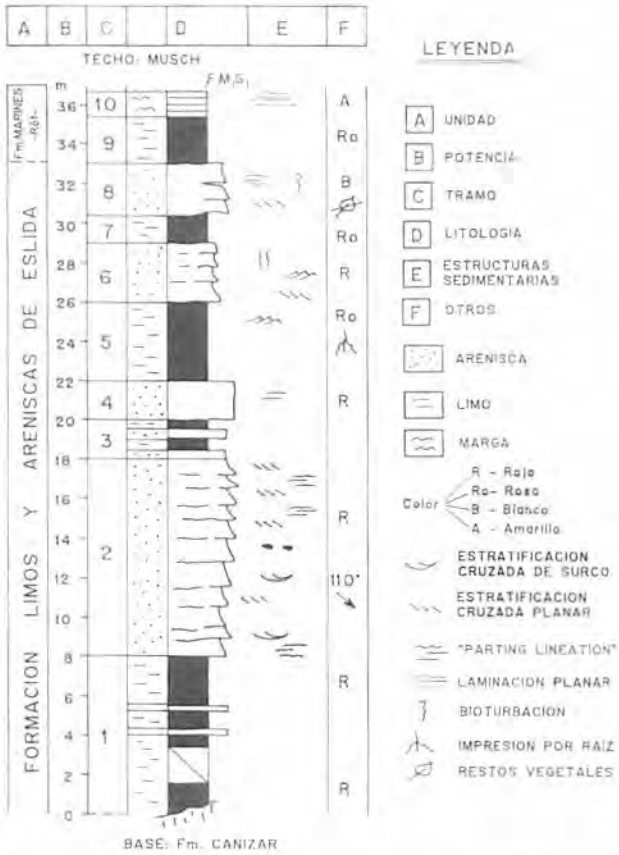


FIGURA 18. *Columna estratigráfica de las Fms. Eslida y Marines en la vertiente NW del pico El Bartolo.*

sp. (nivel 13).

(B) La panorámica desde este punto nos permite ver y comentar la disposición estratigráfica de las Formaciones Eslida y Marines (Fig. 18) que serán mostradas en detalle en la siguiente parada.

(C) Los materiales en facies Buntsandstein de les Agulles de Santa Àgueda están fuertemente basculados hacia el SE por el efecto del sistema de fallas extensivas NE-SW a ENE-WSW del segundo ciclo de rift Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Fig. 19). Por encima se disponen el Muschelkalk y el Jurásico completo. La falla de Benicàssim (B.F.) buza hacia el SE y pone en contacto al Jurásico Superior con un potente abanico de capas del Aptiense inferior (Fm. Villaroya) que se abren y chocan contra el plano de dicha falla.

PARADA CUARTA

Localización: Terraza del restaurante "Desierto de las Palmas", junto al Monasterio carmelita.

Objetivos: Se muestran en detalle las Formaciones

FIGURA 19. *Vista panorámica desde Les Agulles de Santa Àgueda a Benicàssim. La panorámica abarca aproximadamente el tercio SE del corte I-I' de la figura 7. TrB-Triásico en facies Buntsandstein, TrM- Triásico en facies Muschelkalk, J- Jurásico Inferior, Ki- Cretácico Inferior.*

Eslida y Marines, el contacto entre ambas y su significado paleogeográfico (Figs. 20, 21, 22). En situación análoga a la Parada 1, se observará el pico El Bartolo con otro punto de observación de mayor visibilidad, mostrando las fallas normales que afectan a los materiales triásicos y la discordancia a la base de las brechas de la Fm. Cortes de Tajuña (Jurásico Inferior).

Observaciones: En este punto se puede observar con mayor detalle las características generales de la Fm. Marines (Fig. 20), su relación de yaciencia sobre la Fm Eslida (Fig. 21) y el significado paleogeográfico de esa relación (Fig. 22). Igualmente se observará el pico El

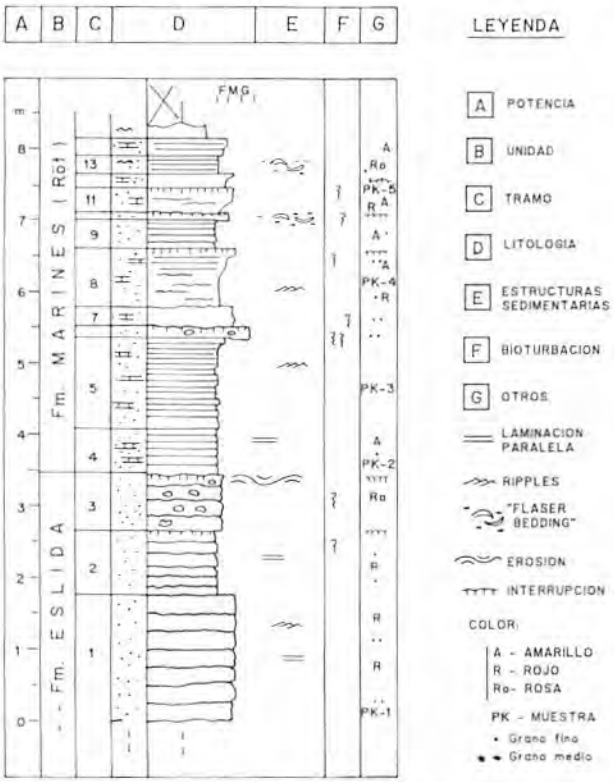


FIGURA 20. *Columna estratigráfica de las Fms. Eslida y Marines en el Monasterio del Desert de les Palmes.*

Bartolo que, al igual que sucedía en la vista del Castell en Montornés en la primera parada, los materiales triásicos están fuertemente basculados hacia el E y aparecen recortados por fallas normales de salto hectométrico buzando hacia el NW (Fig. 23). Las brechas dolomíticas de la Fm. de Cortes de Tajuña dan lugar al pico El Bartolo y a la cornisa calcárea que corona la serie. La base de estas brechas fosiliza las fallas y es discordante sobre los materiales en facies Buntsandstein y localmente

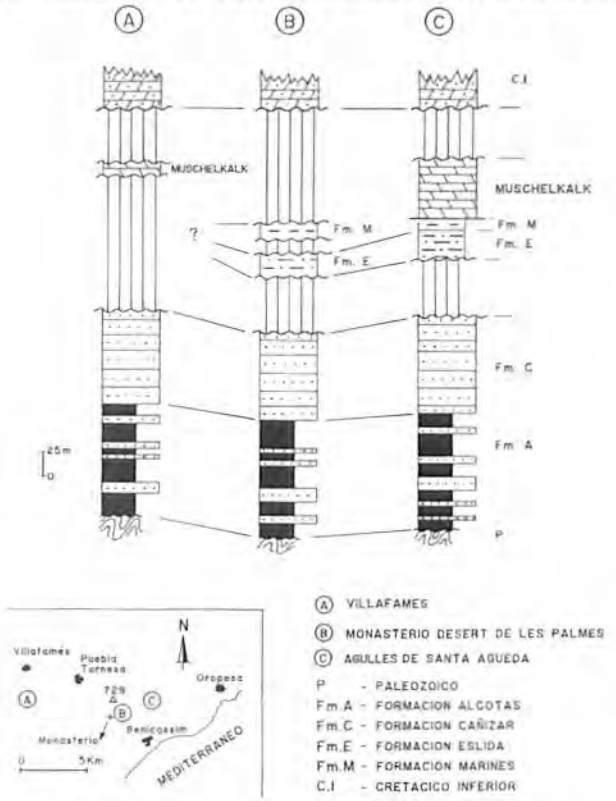


FIGURA 22. *Esquema de las variaciones laterales de las unidades del Pérmico y Triásico en el área del Desert de les Palmes.*

Muschelkalk (Fig. 23). Las coloraciones blancas de la base del Muschelkalk son debidas a la marmorización de esta facies. Este fenómeno estaría producido por gradientes térmicos elevados (60ºC/km) en la zona del Desert de les Palmes, en relación con un evento térmico que afectó el NE de Iberia durante el Cretácico medio y Superior (Salas et al., 2005b).

PARADA QUINTA

Localización: Benicàssim, en la falda sur del cerro de El Llom del Moltó, sobre la gasolinera de la carretera N-340.

FIGURA 23. *Vista panorámica del pico El Bartolo. TrB-Triásico en facies Buntsandstein. TrM- Triásico en facies Muschelkalk. J- Jurásico Inferior.*

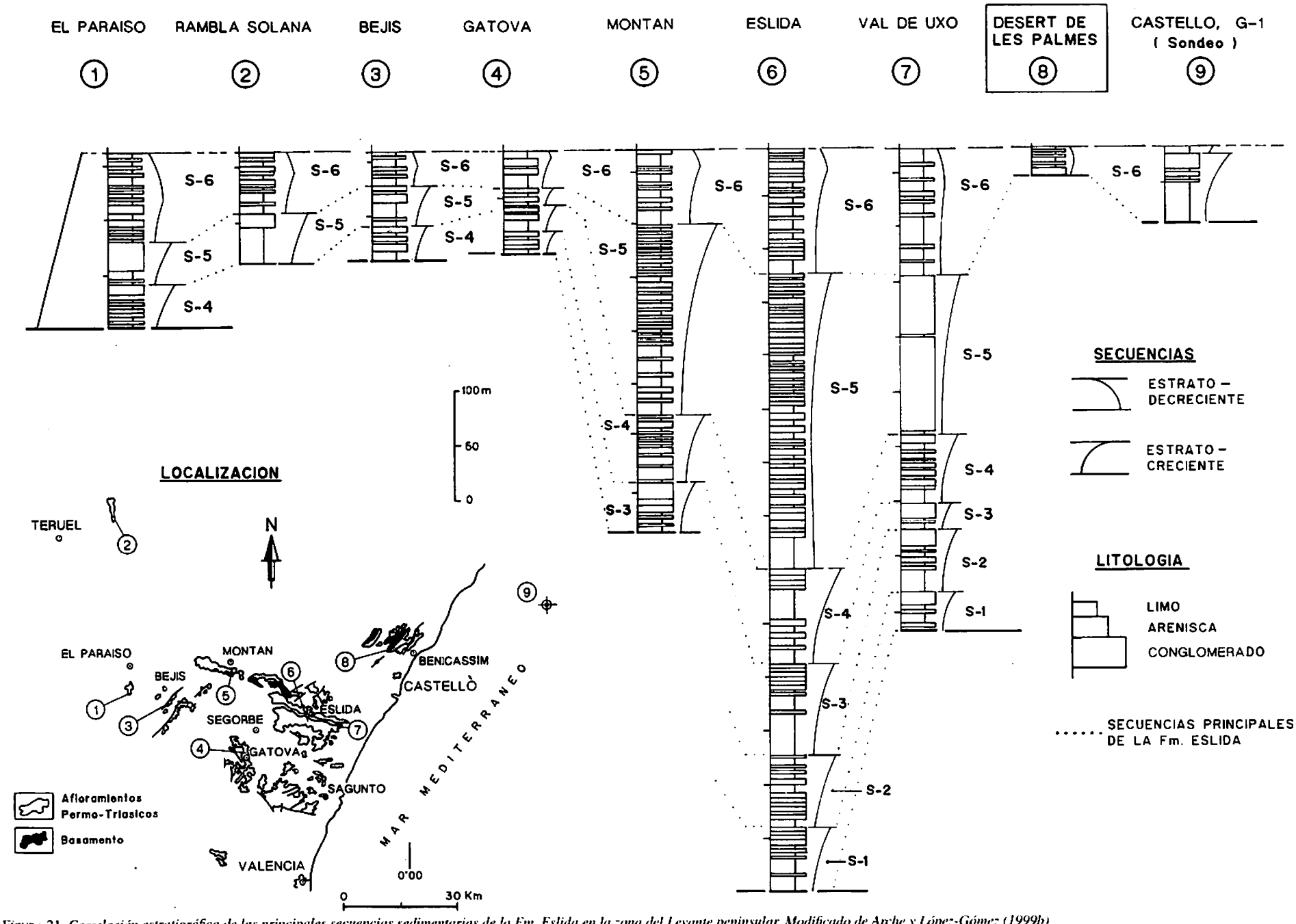


FIGURA 21. *Correlación estratigráfica de las principales secuencias sedimentarias de la Fm. Eslida en la zona del Levante peninsular. Modificado de Arche y López-Gómez (1999b)*

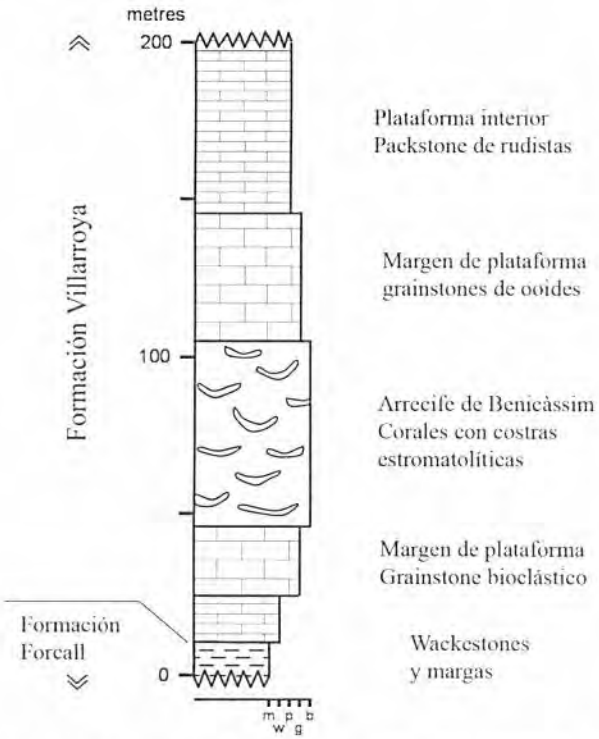


FIGURA 24. *Estratigrafía de la plataforma cretácica inferior en El Llom del Moltó. Se indican los medios sedimentarios y las unidades litoestratigráficas (Riding y Tomás, 2005).*

Objetivos: Arrecifes de corales microsolénidos y costras estromatolíticas del Aptiense inferior (Fm Villarroya).

Observaciones: Los arrecifes de corales microsolénidos con incrustaciones estromatolíticas se formaron a una profundidad por debajo del nivel de acción de las tormentas, estimándose a más de 20 m. Sin embargo, los corales que contiene la unidad superior de *grainstones* oolíticos, que corresponde a depósitos más energéticos de margen de plataforma (Fig. 24), son distintos, de mayor talla, y presentan morfologías que van desde planas a globosas y masivas.

Las costras estromatolíticas se presentan encostrando a corales microsolénidos en forma de plato y a otros componentes esqueléticos (Fig. 25). Presentan una morfología masiva y columnar. Internamente, los estromatolitos son homogéneos con una distintiva fábrica peloidal grumosa y porosidad fenestral. La incorporación de granos alóctonos reconocibles y de microfósiles calcificados es escasa. Los peloides se presentan uniformemente espaciados en una matriz microesparítica, dando el aspecto de un *grainstone* peloidal. Sin embargo, la matriz arrecifal adyacente de grano fino no presenta ni microseparita ni porosidad fenestral, y no rellenó los espacios abiertos del estromatolito (Riding y Tomás, 2005).

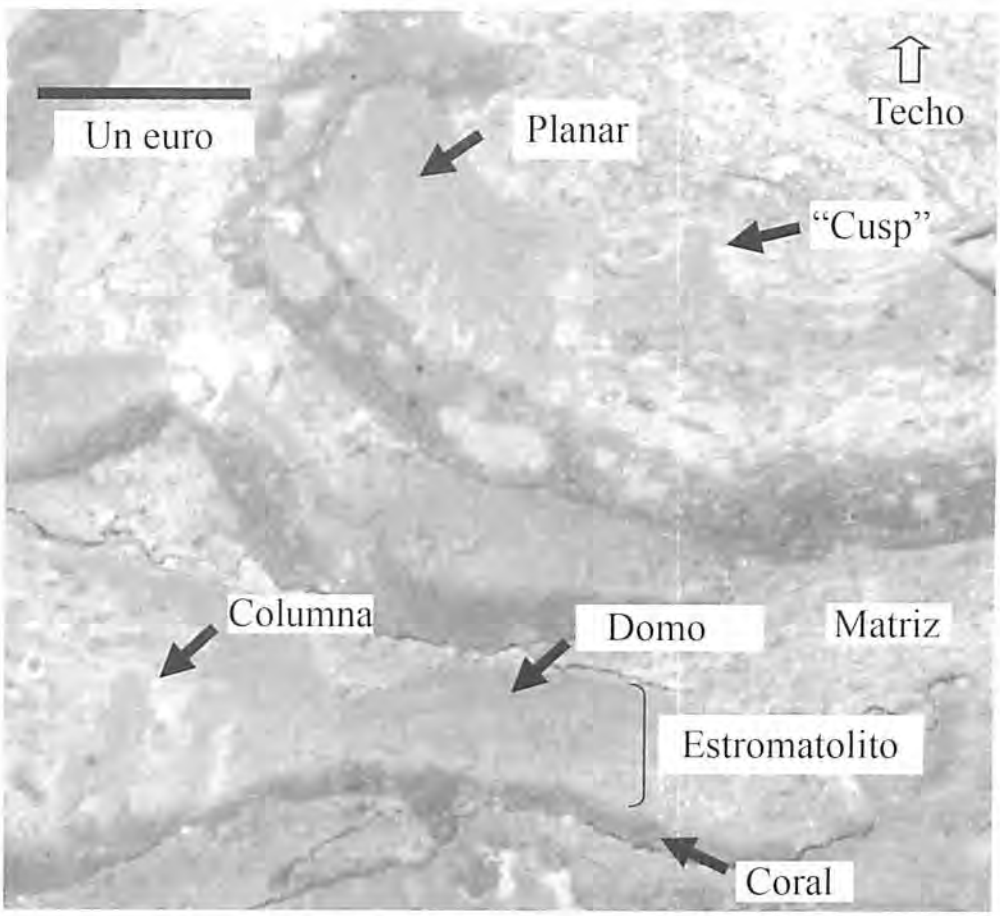


FIGURA 25. *Detalle de corales microsolénidos de morfología laminar (plato), localmente con los borde curvados, costras estromatolíticas centimétricas y matriz fina. Los estromatolitos están incrustando preferentemente las superficies superiores de los corales y muestran formas columnares, cuspidadas, dómicas y planas. La laminación está bien desarrollada en los estromatolitos planos y ligeramente dómicas, como en este caso. Algunos contactos están estilolitizados por presión/disolución de carga (Riding y Tomás, 2005).*

REGISTRO DE EVENTOS DEL MESSINIENSE Y PLIOCENO (CUENCA DEL BAJO SEGURA, ALICANTE)

J.M. Soria, J.E. Caracuel, H. Corbí, A. Estévez, C. Lancis, J.A. Pina, J.E. Tent-Manclús y A. Yébenes

Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Apdo. Correos 99, 03080 Alicante

1. CONTEXTO GEOLÓGICO. LA CORDILLERA BÉTICA. SÍNTESIS GEODINÁMICA GENERAL

La Cordillera Bética forma, junto con el Rif en el norte de África, la terminación más occidental del conjunto de cadenas alpinas que circundan el Mediterráneo (Fig. 1). Es un orógeno constituido por dos dominios geológicos principales, las Zonas Internas al sur y las Zonas Externas al norte (Fig. 2). Las primeras representan un fragmento cortical, el Bloque de Alborán según Andrieux *et al.* (1971), que sería una de las partes desmembradas de un elemento original conocido como Placa Alkapeca (Bouillin *et al.*, 1986) o Mesomediterránea (Durand Delga y Fontboté, 1980) y cuya patria paleogeográfica se sitúa en el interior del Mediterráneo occidental. Las Zonas Internas forman un edificio de tres unidades mayores apiladas tectónicamente que, de base a techo, son Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide. Las Zonas Externas representan un antiguo margen continental localizado al sur del Antepaís Ibérico (de ahí su denominación como Paleomargen Sudibérico, Comas y García Dueñas, 1988). Habitualmente se han dividido en Prebético, al norte, y Subbético, al sur (García Hernández *et al.*, 1980). En el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas aparece un rosario de afloramientos pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar, el mayor de los cuales se encuentra en el Campo de Gibraltar, cuya patria paleogeográfica se encontraba en posición intermedia entre el Paleomargen Sudibérico y la Placa Alkapeca.

El proceso orogénico responsable de la estructuración de la Cordillera Bética se inició durante el Mioceno Inferior, cuando tuvo lugar la deriva hacia el oeste del Bloque del Alborán (fragmento de la Placa Alkapeca), como resultado de la apertura y oceanización de la Cuenca Argelo-Provenzal (Sanz de Galdeano, 1990), y su colisión contra el Paleomargen Sudibérico. Tras esta colisión inicial, el Bloque se deslizó hacia el W a favor de la Falla de Cre-

Fig. 1. *La Cordillera Bética en el contexto de cadenas alpinas que circundan el Mediterráneo.*

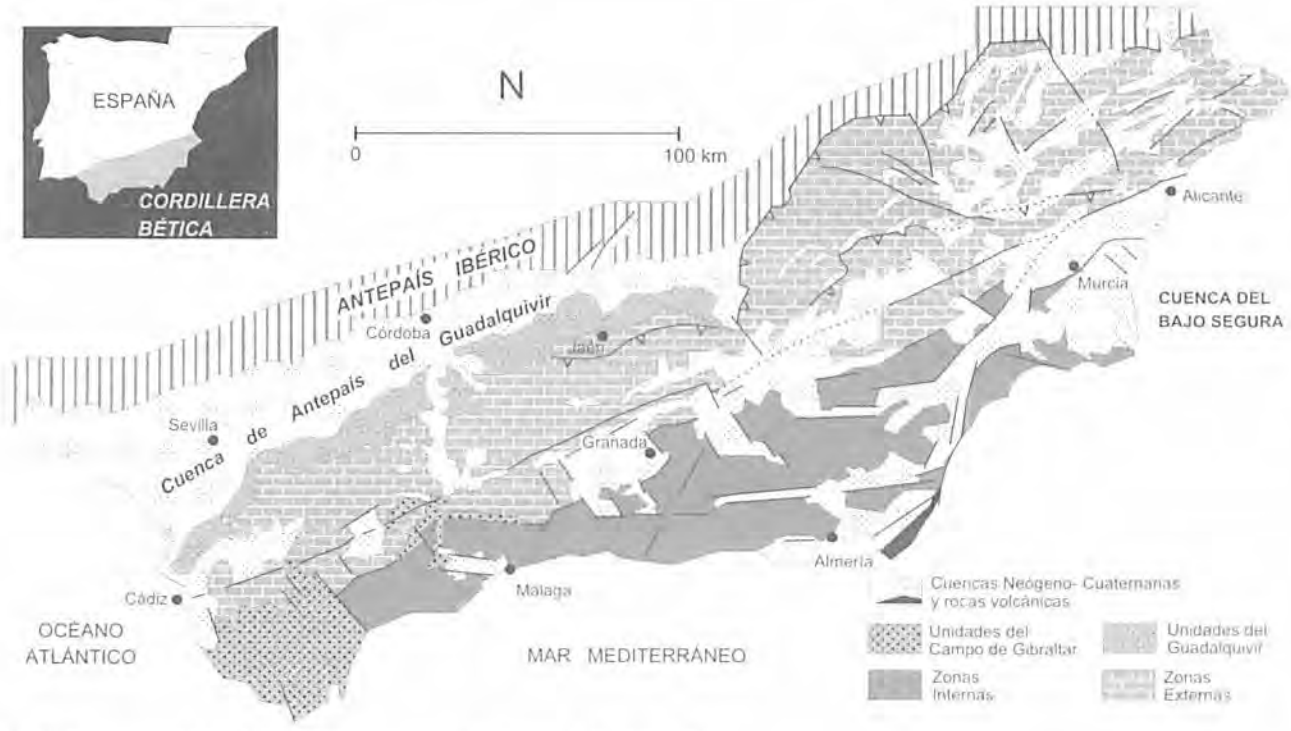


Fig. 2. *Esquema geológico de los diferentes dominios que forman la Cordillera Bética.*

villente durante el Mioceno Medio (Tent-Manclús, 2003), provocando la intensa deformación del margen sur de Iberia. Al final del Mioceno Medio cesó el movimiento relativo entre los dos bloques (Tent-Manclús, 2003), con el Bloque de Alborán, las Zonas Internas, instalado en una posición muy parecida a la que actualmente presenta. Las unidades del Campo de Gibraltar se encuentran pinzadas a lo largo del contacto entre ambos dominios, aunque en su mayor parte, fueron expulsadas hacia la terminación occidental de la Cordillera. Tras el proceso de colisión y deslizamiento, la Cordillera Bética quedó configurada con los siguientes elementos paleogeográficos: 1) al sur, los relieves emergidos de las Zonas Internas y parte de las Zonas Externas, dentro de los cuales existían surcos sedimentarios que reciben el nombre de Cuencas Intracadena (Sanz de Galdeano y Vera, 1992), 2) inmediatamente hacia el norte, un amplio pasillo marino conocido clásicamente como Estrecho Norbético (Colom, 1952) y posteriormente denominado como Cuenca de Antepaís Norbética (Soria, 1998), y 3) al norte de esta cuenca, los terrenos estables del Antepaís Ibérico. Durante parte del Mioceno Inferior y todo el Mioceno Medio la Cuenca de Antepaís Norbética, a través de la que existía una amplia comunicación marina entre el Atlántico y Mediterráneo, fue sometida tanto al avance tectónico hacia el norte del frente orogénico bético, como a frecuentes vertidos gravitacionales (turbiditas y olistostromas) procedentes de dicho frente (Roldán, 1995).

Con el Mioceno Superior se inicia la Etapa Neotectónica de la Cordillera Bética (Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; Sanz de Galdeano, 1983; Ott d'Estevou y Montenat, 1985; entre otros), que se lleva a cabo en un contexto de acercamiento entre las placas litosféricas de África e Iberia. Durante esta etapa se forman estructuras, tanto en régimen transpresivo como transtensivo, que controlan la geometría y disposición de un conjunto de nuevas cuencas sedimentarias, recientemente denominadas como Cuencas Neógenas Postorogénicas (Viseras *et al.*, 2004). Estas cuencas se desarrollaron en el seno de los nuevos relieves montañosos generados y sustituyeron tanto a las Cuencas Intracadena como a la Cuenca de Antepaís Norbética previas. También durante esta etapa se inicia el levantamiento general de la Cordillera Bética, por lo que las Cuencas Neógenas Postorogénicas pasan de ser marinas, durante el Tortoniense, a continentales, al final del Plioceno. Como rasgo general conviene señalar que las cuencas tortonienses estuvieron interconectadas, sirviendo de comunicación marina entre el Atlántico (donde se ubica la Cuenca del Guadalquivir) y el Mediterráneo (en cuyo margen bético se localiza, entre otras, la Cuenca del Bajo Segura). La edad del cierre definitivo de esta vía marina ha sido establecida en el Tortoniense superior (Soria *et al.*, 1999). A partir de este momento, y especialmente en el Messiniense, quedaron separadas las cuencas marinas de afinidad Atlántica al oeste (Guadalquivir y Ronda) de las cuencas marinas de afinidad Mediterránea al este (Níjar, Sorbas, Tabernas, Vera y Bajo Segura) (Fig. 3).

2. LA CUENCA DEL BAJO SEGURA

La Cuenca del Bajo Segura (Alfaro, 1995) es una cuenca neógena postorogénica que se origina tras la desarticulación de las Cuencas Intracadena al sur y de la Cuenca de Antepaís Norbética al norte. Los materiales de las cuencas previas, cuyo registro sedimentario está representado por los materiales de edad Mioceno Inferior

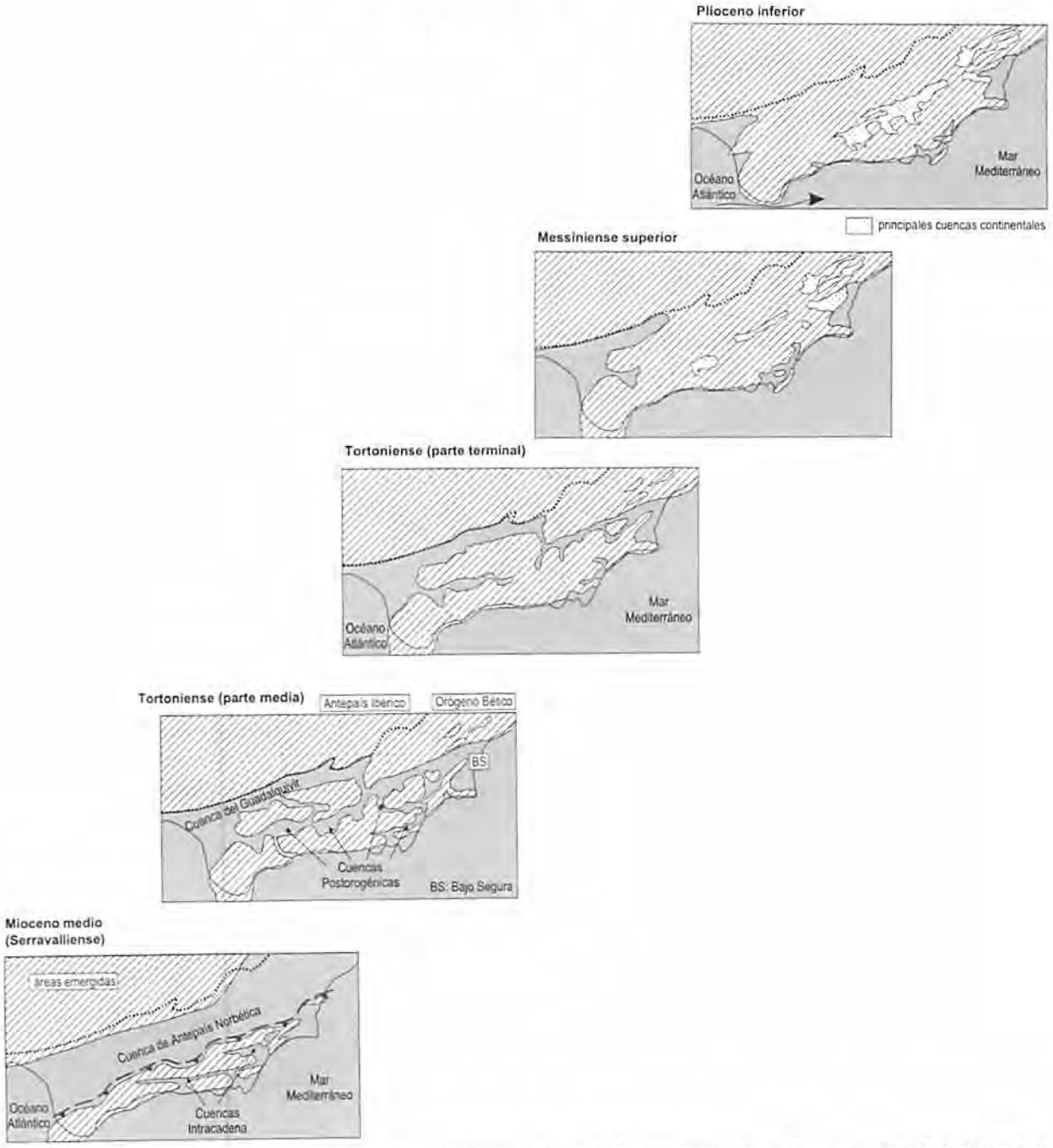


Fig. 3. *Evolución paleogeográfica de las cuencas neógenas de la Cordillera Bética desde el Mioceno medio al Plioceno (modificado de Viseras* et al., *2004).*

y Medio que Montenat *et al.* (1990) denominaron como "Neógeno Antiguo", afloran tanto en el sector norte de la cuenca, desde Alicante hasta la Sierra de Abanilla, como en el sector sur, en las proximidades de Murcia. Las causas del cambio paleogeográfico que dio lugar a la Cuenca del Bajo Segura están relacionados con los movimientos tectónicos que tuvieron lugar entre el final del Mioceno Medio y la parte inicial del Mioceno Superior (Tent-Manclús *et al.*, 2005). La sedimentación en la Cuenca del Bajo Segura se generalizó en el Tortoniense superior, cuando, coincidiendo con un periodo de menor actividad tectónica, se depositaron los materiales de facies de plataforma mixta que marcan el inicio de su evolución.

3. RASGOS TECTÓNICOS

Independientemente de las estructuras de deformación que caracterizan al basamento de la cuenca, en el que se incluyen los materiales del "Neógeno Antiguo", la Cuenca del Bajo Segura presenta un conjunto de fracturas y pliegues que han actuado desde el Tortoniense, momento en el queda definida paleogeográficamente esta cuenca. Estas fracturas y pliegues forman la terminación septentrional de una estructura regional denominada Segmento Bético de la Zona de Cizalla Trans-Alborán - ZCTA (de Larouzière *et al.*, 1988) (Fig. 4). La ZCTA forma una lineación de fracturas de desgarre de carácter litosférico, sinestrosas, inversas y

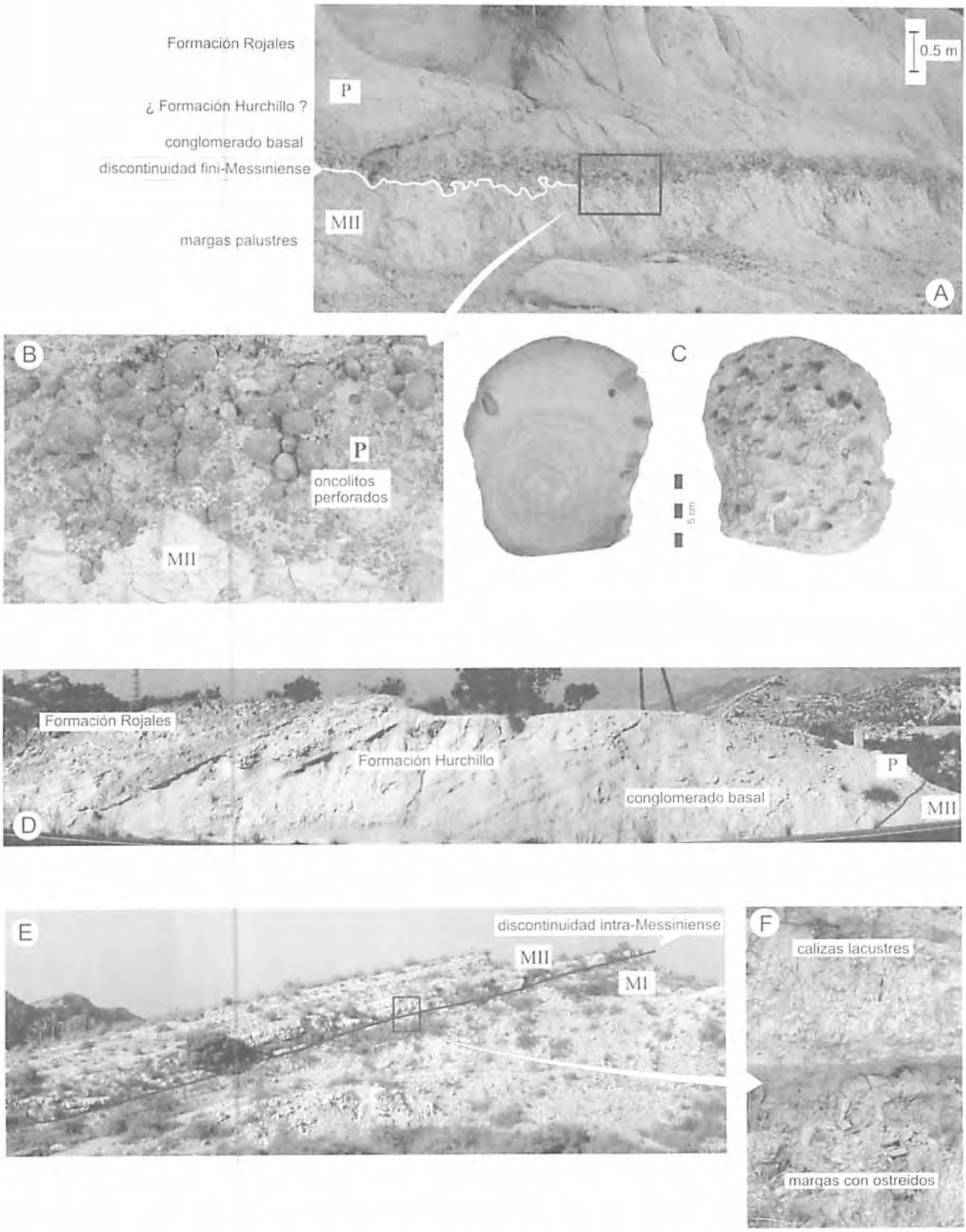


Fig. 14. *Discontinuidades intra- y fini-Messiniense. Límites entre las unidades MI (MIb, margas lagunares costeras con ostreas; equivalentes a la Formación La Virgen I) y MII (MIIb, calizas lacustres), y entre las unidades MII (MIIc, margas palustres, no marinas) y P (conglomerado costero basal (P0) y margas marinas pelágicas (P1); Formación Hurchillo).*

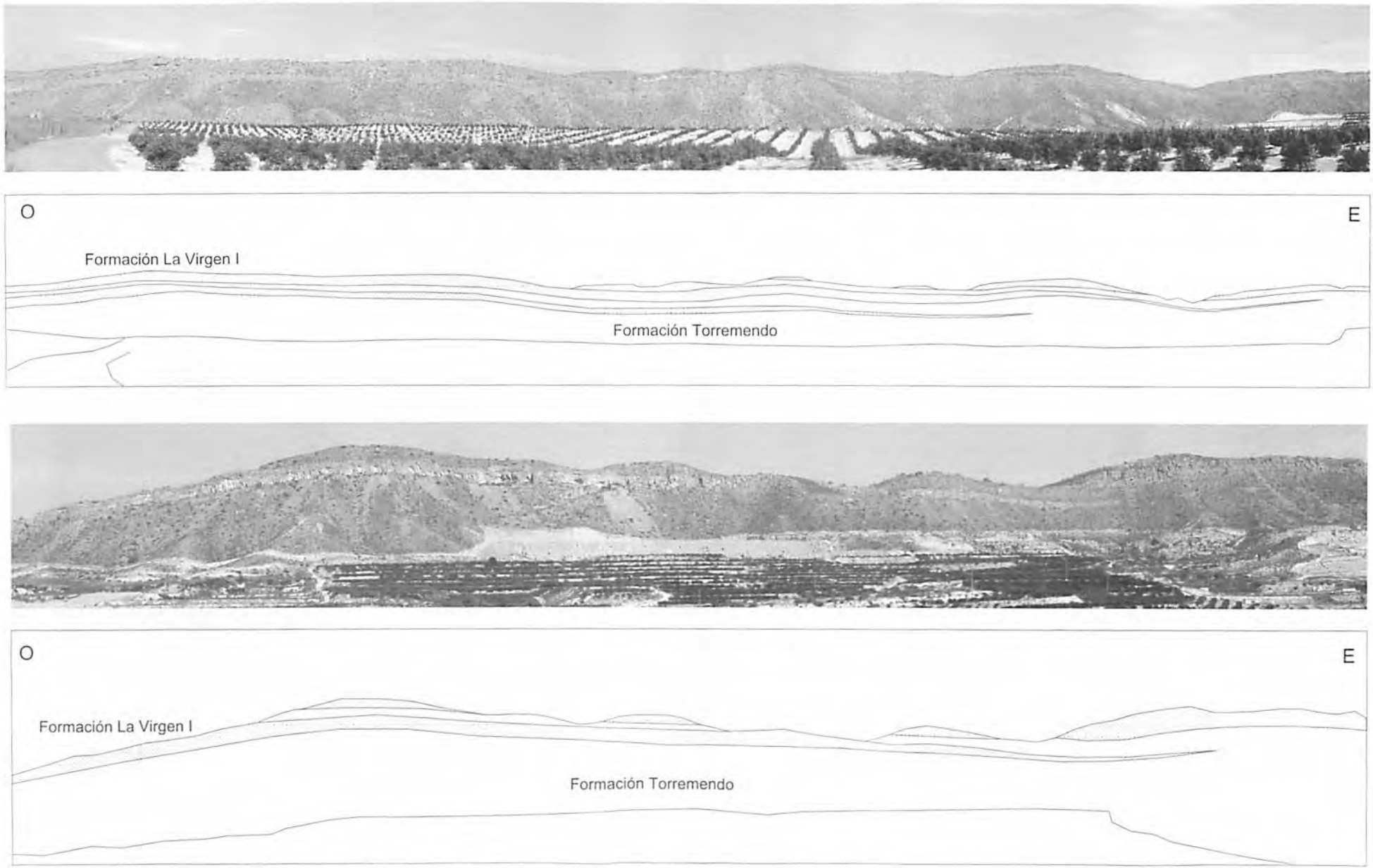


Fig. 15. *Sistemas marinos de la unidad MI. Relaciones laterales y verticales entre los depósitos de plataforma marina somera (Formación La Virgen I) y los depósitos de cuenca pelágica (Formación Torremendo).*

Fig. 16. *Discontinuidad fini-Messiniense, que separa la unidad MI (MId, Formación Torremendo) de la unidad P (P0, conglomerado costero y marino somero basal).*

El sistema de conglomerados (P0) se localiza en la base del relleno de dos paleovalles modelados en la discontinuidad fini-Messiniense. El primero, aflora en Crevillente - Elche (sector norte de la cuenca) y está formado por un lag de cantos calcáreos y oncolitos, cuyo espesor máximo es de 7 metros, donde los elementos se presentan ferruginizados, perforados por litófagos e incluso colonizados por balánidos; la matriz arenosa contiene abundantes restos esqueletales de ostréidos y pectínidos. La interpretación propuesta por Caracuel (2004) sostiene que estos depósitos son el resultado de la implantación de ambientes de playa tras la fase de erosión que caracteriza a la discontinuidad fini-Messiniense; según este modelo, la concentración de los elementos que forman el lag es el resultado del "aventamiento" producido por el oleaje sobre un fondo de gravas de la unidad MII, cuyos cantos eran colonizados por organismos marinos litorales. El segundo paleovalle, de grandes dimensiones, está situado en el Embalse de la Pedrera (sector sur de la cuenca). Aquí, este sistema llega a superar los 30 metros de espesor y se caracteriza por una alternancia irregular de conglomerados, dispuestos en bancos de potencia métrica, y arenas con ripples de oscilación y de corriente, y estratificación hummocky – swaley de pequeña a mediana escala. Montenat *et al.* (1990) sugieren que se trata de olistolitos procedentes del desmantelamiento de las areniscas de la Formación la Virgen, tras su levantamiento tectónico. Alternativamente, Martínez del Olmo y Serrano Oñate (2000) consideran que estos olistolitos son brechas de alta energía que rellenan un valle inciso formado como consecuencia de una caída del nivel del mar.

El sistema de margas pelágicas (P1) ha sido definido como Formación Hurchillo o Plioceno 1 por Montenat *et al.* (1990). En el sector norte de la cuenca forma el relleno del paleovalle de Elche – Crevillente, donde está constituido por margas ricas en organismos planctónicos, con abundantes bivalvos y equinodermos muy rubefactados, y nódulos de limonita. Estas margas representan la sedimentación en condiciones marinas pelágicas. La presencia de estructuras sedimentarias típicas de ambientes costeros (ripples de oscilación) y marinos someros (estratificación cruzada tipo hummocky – swaley) situadas por encima del conglomerado basal indica una progresiva profundización de este sistema. Hacia el techo las margas incorporan areniscas, formando una secuencia de somerización estrato y granocreciente. Los foraminíferos planctónicos determinados por Montenat *et al.* (1990) han permitido datar el Plioceno Inferior (biozona de *G. puncticulata*), en coincidencia con la determinación de la biozona NN13 de nanoplancton calcáreo realizada por Lancis (1998).

El sistema de areniscas (P2) corresponde a la Formación Rojales o Plioceno 2 de Montenat *et al.* (1990). En las sucesiones más completas, se reconocen de base a techo cuatro tipos de facies superpuestas: i)

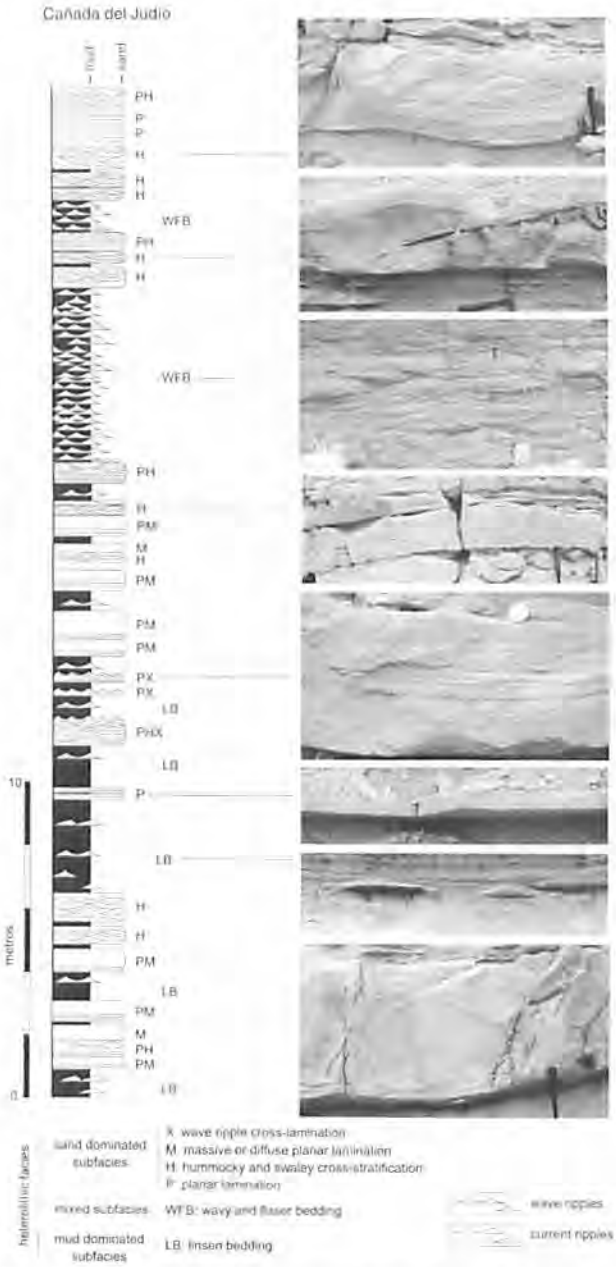


Fig. 17. *Areniscas con lechos de tormentas (tempestitas) de la Formación La Virgen II (MIIf).*

areniscas calcáreas con bivalvos (ostréidos y pectínidos) y abundantes trazas de *Thalassinoides*, en cuya parte superior aparecen sets de estratificación cruzada originada por la migración de dunas subacuáticas, depositadas en ambientes marinos someros ii) areniscas calcáreas y gravas con bivalvos y clastos perforados por litófagos, iii) areniscas calcáreas bien clasificadas, sin fósiles, con laminación cruzada de ángulo alto formada por la migración de dunas eólicas, en las que se intercalan bancos canalizados de gravas y niveles de estromatolitos, y iv) calizas travertínicas, margas con gasterópodos y niveles ricos en materia orgánica, depositadas en ambientes palustres. Esta secuencia de facies registra una progresiva somerización, desde ambientes marinos someros a ambientes continentales. La edad de este sistema se ha establecido mediante micromamíferos, localizados en sedimentos de tipo palustre del techo de la secuencia antes descrita, que han sido atribuidos al Plioceno Inferior, biozona MN14 (yacimiento de Barranco de Fayona; Alfaro *et al.*, 1995).

El sistema de arcillas y conglomerados (P3) coincide con la Formación arcillas versicolores de Montenat *et al.* (1990). Está constituido fundamentalmente por arcillas rojas con paleosuelos y trazas de raíces en las que se intercalan bancos canalizados de gravas y arenas. En menor proporción aparecen margas ocasionalmente ricas en materia orgánica. En determinadas partes de la cuenca, como ocurre entre Rojales y La Zeneta (sector sur), las gravas se hacen progresivamente más abundantes hacia el techo y pueden individualizarse como un conjunto litológicamente independiente denominado Formación conglomerados del Segura (Montenat *et al.*, 1990). Este sistema corresponde a depósitos de carácter fluvial o aluvial s.l. Su edad se ha establecido, mediante micromamíferos, como Plioceno Inferior, base de la biozona MN15 (yacimiento de Rojales; Soria *et al.*, 1996).

5. EVENTOS Y CAMBIOS PALEOGEOGRÁFICOS

Las dos discontinuidades reconocidas en el sector norte de la Cuenca del Bajo Segura (ver en la Figura 6 el esquema estratigráfico de detalle, de Soria *et al.*, en prensa), y que se han extrapolado al sector sur para construir el esquema estratigráfico general de la Figura 5, marcan cambios a escala de toda la cuenca en la distribución de los sistemas deposicionales. Representan, por tanto, los cambios paleogeográficos mayores que ocurrieron durante el Messiniense en una cuenca marginal del Mediterráneo occidental (ver en la Figura 7 la evolución paleogeográfica del sector norte de la cuenca, de Soria *et al.*, en prensa). La unidad MI se depositó cuando toda la cuenca, como el resto del Mediterráneo, estaba ocupada por el mar. Esto nos conduce a interpretar la unidad MI como un tracto de sistemas de nivel del mar alto. El límite entre las unidades MI y MII se ha identificado como la discontinuidad intra-Messiniense, una superficie erosiva que se interpreta como la consecuencia de una caída del nivel del mar. Esta superficie presenta un relieve poco acentuado, que sólo en el área de Elche está representado por un paleovalle. Tras esta primera caída del nivel del mar, un nuevo ascenso inundaría toda la cuenca dando lugar a la sedimentación de la unidad MII también en condiciones de nivel del mar alto. Sin embargo, comparando los dos sistemas deposicionales que hay por debajo y por encima de la discontinuidad se infiere un desplazamiento de la línea de costa superior a 25 km entre ambos sistemas. Este cambio paleogeográfico se manifiesta tanto en el sector norte, como en el sector sur. En el norte, los sistemas costeros y marinos someros (MIc, Formación La Virgen I) de la unidad MI son reemplazados por sistemas con-

Fig. 18. *Areniscas con lechos de tormentas de la Formación La Virgen II (MIIf) y evaporitas de la Formación San Miguel (MIIg).*

tinentales fluviales y lacustres de la unidad MII. En el sur, los sedimentos marinos pelágicos de la unidad MI (MId, Formación Torremendo) son sustituidos de forma brusca por las areniscas marinas someras (MIIf, Formación La Virgen II) y por las evaporitas marinas someras (MIIg, Formación San Miguel) de la unidad MII. Tras la sedimentación de la unidad MII tuvo lugar una nueva caída del nivel del mar que originó la superficie erosiva correspondiente a la discontinuidad fini-Messiniense. Durante esta etapa erosiva se modelaron los paleovalles de Elche – Crevillente (sector norte) y del Embalse de la Pedrera (sector sur), al tiempo que pequeñas cicatrices erosivas se rellenaron de depósitos fluviales de grano grueso (unidad MIII). Durante el Plioceno Inferior, una última subida del nivel marino provocó la entrada del mar en la cuenca. En una primera fase, la transgresión del Plioceno rellenó los paleovalles anteriormente mencionados, formando una secuencia de profundización que se inicia con depósitos costeros (P0) y que termina con margas pelágicas (P1, Formación Hurchillo). En una segunda fase, el mar se extendió por toda la cuenca y, en estas condiciones de alto nivel del mar, se inició la progradación de los sistemas continentales (P3, Formación arcillas versicolores) sobre sistemas costeros y marinos someros (P2, Formación Rojales) y la de éstos sobre los sistemas marinos pelágicos (P1, Formación Hurchillo).

6. RELACIÓN CON LA CRISIS DE SALINIDAD MESSINIENSE

La crisis de salinidad Messiniense se manifiesta por dos eventos diacrónicos de acumulación de evaporitas (Martín y Braga, 1994; Clauzon *et al.*, 1996; Martínez del Olmo, 1996; Riding *et al.*, 1998 y 1999; Roveri *et al.*, 2001). Uno, corresponde a las evaporitas registradas mediante sondeos y líneas sísmicas en el subsuelo de la llanura abisal del Mediterráneo; el otro, a las evaporitas que se reconocen en los afloramientos de las cuencas marginales o perimediterráneas, como es el caso de la Cuenca del Bajo Segura.

Las evaporitas de las partes abisales del Mediterráneo contienen, además de yeso, halita (Nesteroff, 1973, Hsü *et al.*, 1973; Friedmam, 1973). Para muchos autores, estas evaporitas se formaron en aguas someras, lo que obliga a asumir un contexto de nivel del mar muy bajo, o incluso una desecación, del Mediterráneo (Hsü, 1983). Otra consecuencia derivada de este descenso sería el desarrollo de una superficie de erosión subaérea en los márgenes del Mediterráneo. En la Cuenca del Bajo Segura hemos documentado dos superficies de este tipo, las denominadas intra-Messiniense y fini-Messiniense. Tentativamente, proponemos que es la superficie o discontinuidad fini-Messiniense la mejor candidata para

ser correlacionada con las evaporitas sondeadas en la llanura abisal mediterránea. La misma opinión ha sido planteada por otro autores en otras cuencas (Clauzon *et al.*, 1996; Martínez del Olmo, 1996; Martínez del Olmo y Serrano Oñate, 2000), si bien contradice las ideas de otro grupo de investigadores (Riding *et al.*, 1999) cuyo modelo sostiene que es la discontinuidad intra-Messiniense la superficie erosiva correlativa con las evaporitas abisales.

En las cuencas marginales también aparecen evaporitas, la Formación San Miguel (MIIg) en el caso de la Cuenca del Bajo Segura, relacionadas con el inicio de la crisis de salinidad Messiniense.

7. ITINERARIO

Hemos seleccionado seis paradas para reconocer algunos de los rasgos estratigráficos más significativos del registro Messiniense y Plioceno de la Cuenca del Bajo Segura. Las tres primeras se encuentran en el sector norte (Fig. 8) y las tres últimas se localizan en el sector sur (Fig. 9). Cada una de las paradas se ha ilustrado gráficamente con esquemas y/o fotografías, cuya explicación se encuentra en el pie de las figuras correspondientes.

Parada 1. **Sierra del Colmenar.**
Subparada 1A: Hotel Ibis (Fig. 10), subparada 1B: Casas de Agua Amarga (Fig. 11), subparada 1C: Polígono industrial del Colmenar (Fig. 12).

Parada 2. **Porquet** (Fig. 13).

Parada 3. **Crevillente** (Fig. 14).

Parada 4. **Sierra del Cristo** (Fig. 15).

Parada 5. **Embalse de la Pedrera** (Fig. 16).

Parada 6. **San Miguel de Salinas.** Subparada 6A: Cañada del Judío (Fig. 17), subparada 6B: Canal de San Miguel (Fig. 18).

AGRADECIMIENTOS

Este itinerario de campo recoge parte de los resultados de los proyectos de investigación BTE2003-05047 y BTE2003-01113 ambos del MCYT y GV04B-629 (Generalitat Valenciana) y el grupo AVCiT - GRUPOS03/085.

REFERENCIAS

Alfaro, P. (1995): *Neotectónica en la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental).* Tesis Doctoral, Universidad de Alicante, 217 p.

Alfaro, P., Andreu, J.M., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M. y Teixidó, T. (2002a): Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed by high-resolution reflection profiling. *Geological Magazine*, 139, 331-341.

Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M. y Yébenes, A. (2002b): Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, 186, 337-349.

Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Molina, J.M., Moretti, M. y Soria, J.M. (2002c): Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *International Journal of Earth Sciences – Geol. Rundsch.*, 91, 505-513.

Alfaro, P., Soria, J.M. y Ruiz Bustos, A. (1995): Precisiones biostratigráficas y paleoecológicas en el Neógeno de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética Oriental). *Est. Geol.*, 51, 57-63.

Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Plan. Sc. Letters*, 12, 191-198.

Boullin, J. P., Durand-Delga, M. y Olivier, P. (1986): Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive feature, genesis and development stages. In: *The origine of Arcs* (Wezel, F. C. ed.). *Developments in Geotectonics, Elsevier*, 21, 281-308.

Calvet, F., Zamarreño, I. y Vallés, D. (1996): Late Miocene reefs of the Alicante-Elche Basin, southeast Spain. En: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions* (E.K. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward, y J.M. Rouchy, eds.). Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Concepts in Sedimentology and Paleontology, 5, 177-190.

Caracuel, J.E., Soria, J.M. y Yébenes, A. (2004): Early Pliocene transgressive coastal lags (Bajo Segura Basin, Spain): a marker of the flooding after the Messinian salinity crisis. *Sedim. Geol.* 169, 121-128.

Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A. y Loutre, M.F. (1996): Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved?. *Geology*, 24, 363-366.

Colom, G. (1952): Aquitanian - Burdigalian deposits of the North-Strait. Spain. *Journ. Pal.*, XXVI, 867-885.

Comas, M.C. y García Dueñas, V. (1988): Evolución de un segmento del Paleomargen Sudibérico: Zona Subbética. Introducción y Guía de Campo (Excursión B-3). *II Congreso Geológico de España*. Granada.

De Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C. y Ott d'Estevou, P. (1988): The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.

Durand Delga, M. y Fontboté, J.M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. En: *Géologie des chaînes Alpines issues de la Téthys*. 26 Congr.

Géol. Int., Paris, Mém. B.R.G.M., 15, 67-85.

Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1983): Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Basins du Guadix-Baza et de Grenade). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24, 1, 23-34.

Friedman, G.M. (1973): Thin-section petrography of the Mediterranean evaporites. *Init. Rep. D.S.D.P.* 13, II, 695-713.

Garcés, M., Krijgsman, W. y Agustí, J. (1998): Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): implications for the Messinian evolution of the eastern Betics. *Earth Plan. Sci. Let.*, 163, 69-81.

García Hernández, M., López Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.*, 59 (2), 155-168.

Hsü, K.J. (1983): *The Mediterranean was a Desert.* Princeton Univ. Press.

Hsü, K.J., Cita, M.B. y Ryan, W.B.F. (1973): The origin of the Mediterranean evaporites. *Init. Rep. D.S.D.P.* 13, II, 1203-1221.

Lancis, C., 1998. *El nanoplancton calcáreo de las cuencas béticas orientales.* Tesis Doctoral, Universidad de Alicante, 423 p.

Martín, J.M. y Braga, J.C. (1994): Messinian events in the Sorbas Basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean. *Sedim. Geol.*, 90, 257-268.

Martínez del Olmo, W. (1996): Depositional sequences in the Gulf of Valencia *Tertiary basin. En: Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, eds.). World and Regional Geology, Cambridge University Press, Cambridge, 6, 55-67.

Martínez del Olmo, W. y Serrano Oñate, A. (2000): Secuencias de depósito en el Neógeno de la Cuenca del Mar Menor (Alicante - Murcia, SE de España). *Geotemas*, 1 (2), 243-246.

Martín-Suárez, E. y Freudenthal, M. (1998): Biostratigraphy of the Continental Upper Miocene of Crevillente (Alicante, SE Spain). *Geobios*, 31, 839-847.

Martín-Suárez, E., Freudenthal, M. y Civis, J. (2001): Rodent palaeoecology of the continental Upper Miocene of Crevillente (Alicante, SE Spain). *Palaeogeogr. Palaeoecol. Palaeoclim.*, 165, 349-356.

Montenat, C. (1977): Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia. Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique. *Docum. Lab. Géol. Lyon* 69, 1-345.

Montenat, C. y Ott d'Estevou, P. (1996): Late Neogene basins in the Eastern Betics. In: *Tertiary basin of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, eds.) World and Regional Geology. Cambridge University Press, Cambridge, 6, 372-386.

Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y Coppier, G. (1990): Les bassins neógènes entre Alicante et Cartagena. *Doc. et Trav. I.G.A.L.* 12-13, 313-368.

Nesteroff, W.D. (1973): Mineralogy, petrography, distribution, and origin of the Messinian Mediterranean evaporites. *Init. Rep. D.S.D.P.* 13, II, 673-693.

Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1985): Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, 363-368.

Riding, R., Braga, J.C. y Martín, J.M. (1999): Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the "Salinity Crisis" erosion surface on-land in southeast Spain. *Sedim. Geol.*, 123, 1-7.

Riding, R., Braga, J.C., Martín, J.M. y Sánchez-Almazo, I.M. (1998): Mediterranean Messinian Salinity Crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Mar. Geol.*, 146, 1-20.

Roldán, F.J. (1995): *Evolución neógena de la Cuenca del Guadalquivir.* Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 250 p.

Roveri, M., Bassetti, M.A. y Ricci Lucchi, F. (2001): The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective. *Sedim. Geol.*, 140, 201-214.

Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.*, 39, 157-165.

Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-109.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4, 21-36.

Soria, J.M. (1998): La Cuenca de Antepaís Norbética en la Cordillera Bética Central (sector del Mencal): evolución tectosedimentaria e historia de la subsidencia. *Rev. Soc. Geol. España*, 11, 23-31.

Soria, J.M. y Molina, J.M. (2001): Tempestitas del Messiniense en la Cuenca del Bajo Segura (provincia de Alicante). *Geotemas*, 3(2), 95-98.

Soria, J.M., Alfaro, P., Ruiz Bustos, A. y Serrano, F. (1996): Organización estratigráfica y biostratigrafía del Plioceno en el borde sur de la Cuenca del Bajo Segura (sector de Rojales, Alicante). Cordillera Bética Oriental. *Est. Geol.* 52, 137-145.

Soria, J.M., Caracuel, J.E. y Yébenes, A. (2005): Rasgos morfológicos e icnológicos de la superficie erosiva del límite Messiniense-Plioceno (Sierra del Colmenar, Alicante). Relación con la crisis de salinidad del Mediterráneo. *Geogaceta*, 37, 187-190.

Soria, J.M., Caracuel, J.M., Yébenes, A., Fernández, J. y Viseras, C. (en prensa): The stratigraphic record of the Messinian salinity crisis in the northern margin of the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology.*

Soria, J.M., Fernández, J. y Viseras, C. (1999): Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): Implication for an Atlantic-Mediterranean connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151, 255-266.

Soria, J.M., Yébenes, A. y Caracuel, J. (2002): La sección Messiniense – Plioceno de Crevillente (Cordillera Bética oriental): expresión de la crisis de salinidad del Mediterráneo. *Geogaceta*, 31, 167-170.

Soria, J.M., Yébenes, A. y Caracuel, J.E. (2003): Estratigrafía del Messiniense y Plioceno en el margen norte de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental). Cambios paleogeográficos asociados a la crisis de salinidad del Mediterráneo. *Geotemas*, 5, 219-223.

Tent-Manclús, J. E. (2003): Estructura y estratigrafía de las sierras de Crevillente, Abanilla y Algayat: su relación con la Falla de Crevillente. Tesis Univ. Alicante 970 p.

Tent-Manclús, J. E., Yébenes, A. y Estévez, A. (2005): ¿Por qué son tan diferentes las sierras de Crevillente y Abanilla?. *Geogaceta*, 37: 71-74

Viseras, C., Soria, J.M. y Fernández, J. (2004): Cuencas neógenas postorogénicas de la Cordillera Bética. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.). SGE – IGME, 576-581.

ORGANIZAN:

VNIVERSITAT DE VALÈNCIA

Universitat d'Alacant · Universidad de Alicante · University of Alicante

UA

MUPE

GRUPO CULTURAL PALEONTOLÓGICO DE ELCHE