



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

# boletín geológico y minero

VOLUMEN 110

Enero - Febrero 1999

NUMERO 1

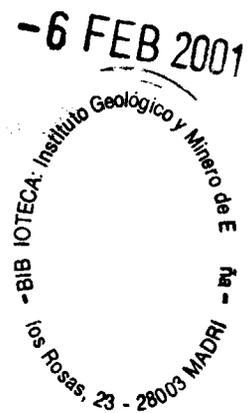




Volumen 110  
 Número 1  
 Enero-Febrero 1999

# boletín geológico y minero

*Salvador*



revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª seri

## Sumario

<b>Geología</b>	J. CUEVAS, A. ARANGUREN, J. M. BADILLO y J. M. TUBIA: Estudio estructural del sector central del Arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantábrica). 3
	J. DE LA NUEZ y M. L. QUESADA: El edificio hidromagmático de Montaña Goteras en la Palma (Islas Canarias). 19
	E. OLLER, E. RAMOS, E. SAINZ-AMOR y M. INGLÉS: Minerales pesados en los sedimentos continentales sintectónicos de las secuencias Bellmunt y Milany (Eoceno, Ud. del Cadí, Pirineos Orientales): Implicaciones sobre su procedencia. 25
<b>Aguas Subterráneas</b>	L. J. LAMBÁN y E. CUSTODIO: Estudio del contenido en tritio en la precipitación y en las aguas subterráneas de la Unidad Anoia (Cordillera Prelitoral Catalana). 41
<b>Ingeniería Geoambiental</b>	J. J. MUÑOZ PÉREZ y J. M. GUTIÉRREZ MÁ: Tipología y eficacia de los espigones de escollera construidos para la mejora de la estabilidad de las playas del litoral atlántico de la provincia de Cádiz. 53
<b>Rocas Industriales y Ornamentales</b>	M. A. GARCÍA DEL CURA, M. A. RODRÍGUEZ, J. A. PINA, J. C. CAÑAVÉRAS, J. M. BALTUILLE y S. ORDÓÑEZ: Los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador" (S.E. España). Caracterización petrológica y criterios de exploración. 67
<b>Estudio de Minerales y Rocas</b>	M. POZO, J. CASAS, J. L. MARTÍN DE VIDALES, J. A. MEDINA y J. A. MARTÍN RUBÍ: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid, I). Kerolitas (Sector de Esquivias y Pinto). 77
<b>Información</b>	S. ORDÓÑEZ: Los textos de mineralogía en España a finales del XVIII: 2.º Centenario de la traducción de "La Orictognósia" de Widenmann por C. Herrgen (1797). 103
	L. M. RÍOS, J. M. CHARLET y F. BODEGA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XLIV Campamento para Prácticas de Geología "Pirineo Central 1998". 109
	Libros. 117

DIRECCION Y ADMINISTRACION  
 Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid  
 Fax 91 349 57 62



Ministerio de Medio Ambiente

El Instituto Tecnológico Geominero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Tecnológico Geominero de España.  
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

PORTADA:  
Frente de explotación de la cantera de mármol "MARRÓN IMPERIAL" en Yecla (Murcia) de Mármoles Visemar, S.L.

Foto: M. A. García del Cura.

Depósito legal: M. 3.279 - 1958  
ISSN 0366-0176  
NIPO 320-99-001-2

Gráficas Chile, S.A.L. - Chile, 27 - Teléf./Fax 91 359 57 55 - 28016 -MADRID

## ESTUDIO ESTRUCTURAL DEL SECTOR CENTRAL DEL ARCO VASCO (CUENCA VASCO-CANTÁBRICA).

Por J. CUEVAS (\*), A. ARANGUREN (\*), J. M. BADILLO (\*) y J. M. TUBIA (\*)

### R E S U M E N

Este trabajo analiza la estructura del sector central del Arco Vasco, entre los ríos Deba y Oria (Guipúzcoa), en el que hemos diferenciado dos dominios estructurales, separados por la falla subvertical de Azkoitia, de dirección N125° E. La estructura del dominio septentrional está dominada por un sistema de cabalgamientos imbricados y grandes pliegues, vergentes al NE. Los cabalgamientos individualizan tres grandes láminas alóctonas superpuestas que son, de abajo a arriba, las de Aia, Pagoeta y Azpeitia. El resultado más destacable del estudio de este dominio es la determinación, de un estrecho control de la reactivación de fallas sin-sedimentarias en el desarrollo de pliegues y cabalgamientos, como respuesta a un proceso de inversión tectónica.

El dominio situado al Sur de la Falla de Azkoitia es la terminación SE del Sinclinatorio de Vizcaya. Las estructuras de afloramiento, reconocidas en este sector, son también pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el NE, aunque aquí la inversión tectónica no ha llegado a cambiar el orden de la secuencia estratigráfica original.

*Palabras clave:* Cabalgamientos, Vergencia al NE, Inversión tectónica, Arco Vasco, Cuenca Vasco-Cantábrica, Guipúzcoa.

### A B S T R A C T

This work deals with the structure of the central part of the Basque Arc (Basque-Cantabrian basin, northern Spain). The subvertical and N125° E-trending Azkoitia fault marks out the boundary between the two structural domains recognized in the area studied. An imbricate thrust system with large-scale and NE-vergent folds characterizes the structure of the northern domain, where three allochthonous sheets have been distinguished: the Aia, Pagoeta and Azpeitia nappes, from bottom to top. The reactivation as thrust of former syn-sedimentary faults during the tectonic inversion of the Basque-Cantabrian basin played a leading role in the development of folds and thrusts.

The southern domain corresponds to the closure of the Biscay Synclinatorium, where the process of inversion tectonics was less pronounced than in the northern domain. NE-vergent folds and thrusts developed at outcrop scale are the main structural evidences for the Pyrenean compression in the Biscay Synclinatorium.

*Key words:* Thrusting, NE-vergence, Inversion tectonics, Basque Arc, Basque-Cantabrian basin, Guipuzcoa.

### 1. INTRODUCCION

La Cuenca Vasco-Cantábrica es la prolongación occidental de los Pirineos. Está constituida por los materiales mesozoicos y cenozoicos, que afloran sobre el Macizo Asturiano al Oeste hasta los Macizos Vascos (Cinco Villas y Aldudes) al Este. Hacia el Norte, los afloramientos se encuentran cortados por la costa del Mar Cantábrico; sin embargo, los materiales de la plataforma, hasta el cañón de Cap Breton, también se incluyen en

la Cuenca Vasco-Cantábrica (RAT, 1988). Hacia el Sur, los cabalgamientos de la Sierra de Cantabria y Montes Obarenes sobre los materiales Terciarios de las cuencas del Ebro y del Duero, constituyen los límites meridionales de la cuenca (Fig. 1). La zona central y oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica está formada por dos dominios principales, el Arco Vasco al Norte y el Bloque Alavés al Sur (Fig. 2). Estos dos dominios poseen acusadas diferencias estratigráficas y estructurales, pues mientras en el Arco Vasco las series del Cretácico Superior y del Terciario son potentes y corresponden a acúmulos en surcos sedimentarios profundos, en el Bloque Alavés, las series del

(\*) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. 48080 Bilbao.

Cretácico Superior y del Terciario tienen potencias moderadas y representan los depósitos de plataformas continentales someras (RAT, 1988). La porción de la Cuenca Vasco-Cantábrica, estudiada en este trabajo, forma parte del "Arc plissé Basque", definido por RAT en 1962, y que incluye mayoritariamente materiales del Cretácico y del Terciario, localizados entre la ría de Bilbao al Oeste y los Macizos Vascos al Este. La bibliografía posterior ha consagrado el término de "Arco Vasco" (FEUILLÉE y RAT, 1971) para designar a esta zona, considerada la de mayor complejidad estructural de la Cuenca Vasco-Cantábrica. El Arco Vasco está formado por tres grandes conjuntos estructurales que son, de Norte a Sur, el Anticlinorio del Norte de Vizcaya, el Sinclinorio de Vizcaya y el Anticlinorio de Bilbao, que constituye el límite meridional del Arco Vasco. Estas grandes estructuras dibujan en conjunto un arco de círculo, con concavidad hacia el Norte (Fig. 2). Esta torsión también es evidente en el trazado de la Falla de Leiza (LLANOS, 1980), que es la continuación hacia el Oeste de la "escama de Ciga" (LAMARE, 1936). La Falla de Leiza ha sido interpretada como la prolongación de la Falla Norpirenaica en la Cuenca Vasco-Cantábrica (WALGENWITZ, 1976; CHOUKROUNE y MATTAUER, 1978; MENDÍA y GIL IBARGUCHI, 1991) y tiene un interés singular, al ser considerada el límite de placas pre-Albiense entre Iberia y Europa (OLIVET, 1996).



Figura 1.- Esquema simplificado para mostrar la localización geográfica y los límites geológicos de la Cuenca Vasco-Cantábrica, con respecto a los Pirineos y al margen Noribérico. En tono gris oscuro, los afloramientos de materiales de edad Paleozoica y más antiguos localizados en los Pirineos y en la Cuenca Vasco-Cantábrica. Se ha señalado la posición de la Falla de Pamplona, y el límite en el margen continental Noribérico, desde el cañón de Cap Breton.

La región que hemos estudiado está localizada en el núcleo del Arco Vasco (Fig. 2). Su elección se debe a que en ella están representadas las estructuras y sucesiones litológicas más significativas del Arco Vasco por un lado, y al escaso desarrollo de estructuras diapíricas, por otro. Durante los últimos 15 años se han multiplicado las investigaciones geológicas, tanto en tierra firme como en la plataforma continental. Se han producido avances significativos en el conocimiento estratigráfico de esta cuenca; se dispone de una cartografía geológica del País Vasco a escala 1/25.000, realizada y publicada por el Ente Vasco de la Energía (EVE) y se han realizado numerosas campañas de prospección sísmica y de sondeos para la exploración de hidrocarburos. Sin embargo, el conocimiento estructural de la región no ha progresado aún de manera significativa y es la principal cuestión pendiente en el sector central del Arco Vasco.

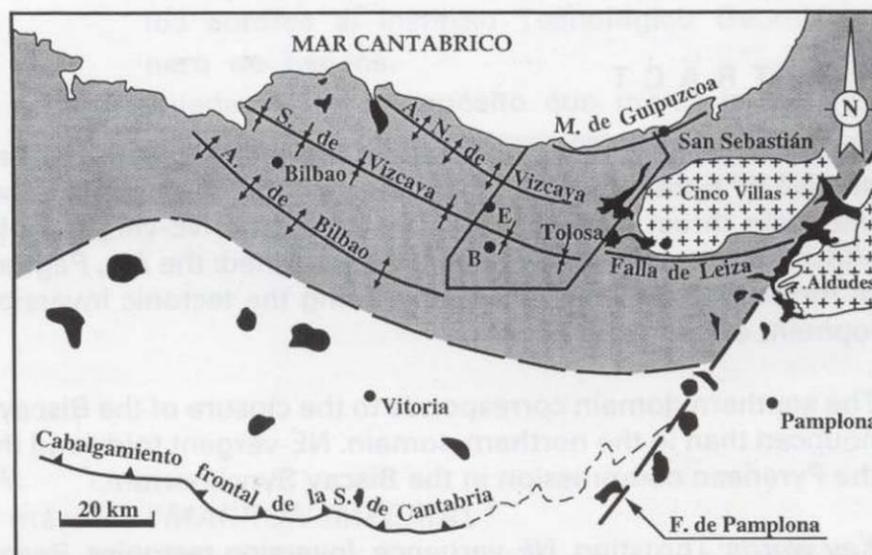


Figura 2.- Esquema estructural de los sectores oriental y central de la Cuenca Vasco-Cantábrica, para ubicar el Arco Vasco (en gris), al norte del Bloque Alavés y separado por la línea discontinua. Se han proyectado las superficies axiales de las grandes estructuras cartográficas, de Sur a Norte, el Anticlinorio de Bilbao, el Sinclinorio de Vizcaya, el Anticlinorio del Norte de Vizcaya y el Monoclinial de Guipúzcoa, con el fin de hacer evidente la torsión de las estructuras, desde la orientación N120° E, en el sector de Bilbao, hasta N70° E en los alrededores de San Sebastián. Esta concavidad también se manifiesta en el trazado cartográfico de la Falla de Leiza. En negro se han indicado los afloramientos del Triás. También se ha indicado el trazado de la Falla de Pamplona, la posición de los macizos paleozoicos de Cinco Villas y Aldudes (con cruces) y la terminación meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica por medio del cabalgamiento frontal de la Sierra de Cantabria y los materiales Terciarios discordantes de la Cuenca del Ebro. El sector estudiado, correspondiente a la figura 3, se ha recuadrado. E: Elgoibar; B: Bergara.

## 2. ANÁLISIS GEOMÉTRICO Y CINEMÁTICO DE LAS ESTRUCTURAS

Las estructuras del Arco Vasco reflejan interacciones complejas entre procesos de cabalgamiento, representados por varias láminas alóctonas, y procesos de plegamiento que forman pliegues disimétricos apretados, de amplitud kilométrica. Las trazas cartográficas de cabalgamientos y pliegues describen una forma arqueada, con eje en el meridiano de Orio (Fig. 3). Las orientaciones de los cabalgamientos y de las superficies axiales de los pliegues varían de forma gradual, pasando de direcciones  $N130^\circ E$  y buzamientos hacia el SO en el lado occidental a direcciones  $N60^\circ E$  y buzamientos hacia el SE en el oriental (Fig. 3). Excepción hecha de alguna estructura local, los pliegues y los cabalgamientos son vergentes hacia el Norte, es decir están asociados a desplazamientos del bloque de techo hacia el interior del Arco Vasco. La figura 3 permite reconocer tres características cartográficas del sector estudiado, que son útiles para discutir la formación del Arco Vasco. La primera corresponde a la constatación de que el arco es asimétrico, mostrando su rama oriental unas dimensiones notablemente inferiores a las de la occidental. En segundo lugar, en el lado oriental del arco las trazas se bifurcan, amoldándose a la forma del macizo paleozoico de Cinco Villas. En tercer lugar, se observan torsiones menores como las de Azkarate (al NO de Azkoitia) o Tolosa, que contribuyen a acentuar localmente el grado de inflexión del Arco Vasco. Las dos primeras observaciones implican que la geometría inicial de la cuenca sedimentaria en la que se acumularon los materiales mesozoicos y terciarios, jugó un papel fundamental en el posterior desarrollo del Arco Vasco; la tercera sugiere que el arqueamiento expresa la reactivación como desgarres transpresivos de antiguas fallas sinsedimentarias. El régimen dextro o siniestro de las fallas reactivadas es función de su orientación, NS o  $N60^\circ E$  respectivamente, con respecto al rumbo,  $N40^\circ E$ , de la compresión pirenaica. El Arco Santanderino, situado al Oeste y de concavidad contraria al Arco Vasco, también parece reflejar un proceso similar de reactivación de fallas sinsedimentarias (RIAZA MOLINA, 1984).

Desde el punto de vista cartográfico, el núcleo del Arco Vasco consta de dos sectores claramente

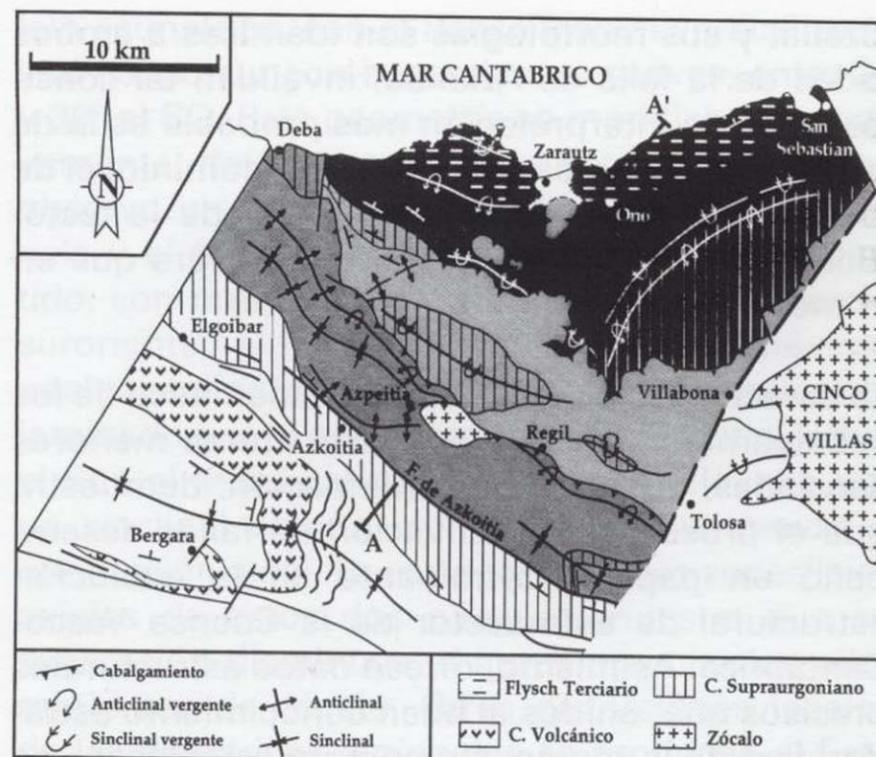


Figura 3.- División estructural del sector estudiado, marcada por la falla subvertical de Azkoitia. Al Norte, el sistema de cabalgamientos (en tres tonos de gris); de abajo a arriba: la lámina alóctona de Aia, la de Pagoeta y la de Azpeitia. Al Sur de la Falla de Azkoitia, el dominio del Sinclinorio de Vizcaya, donde se han señalado con líneas negras, los sills del Complejo Volcánico. También se ha indicado con trazo discontinuo la Falla del Oria, que limita al Este el sector estudiado. Obsérvense los pliegues vergentes al NO de la lámina de Aia, entre el meridiano de Orio y San Sebastián, paralelos aproximadamente al borde NO del Macizo de Cinco Villas (Falla de Ereñozu; CAMPOS, 1976). En esta figura se encuentra situado el corte geológico AA', correspondiente a la figura 6.

diferenciados, separados por la falla de Azkoitia (Fig. 3), de dirección  $N125^\circ E$ . Al Norte del accidente citado se ha desarrollado un sistema de cabalgamientos imbricados que llegan a exhumar pizarras y conglomerados paleozoicos, areniscas y conglomerados del Permo-Trías y rocas carbonatadas jurásicas. En el bloque suroeste de la falla de Azkoitia no existen repeticiones tectónicas ni hay alteraciones significativas del orden estratigráfico normal, de tal manera que los materiales más antiguos, las lutitas negras y areniscas del Complejo Supraurgoniano (Flysch Negro), de edad Albiense, tienen encima las margas, margocalizas y calcarenitas del Flysch Calcáreo (Cenomaniense a Coniacense) que aloja a la mayor parte de las rocas ígneas del Complejo Volcánico. De lo anteriormente expuesto podría inferirse que la evolución tectónica de los dos sectores ha sido diferente; sin embargo, la comprobación de que los tipos de estructuras menores (pliegues, foliación de plano axial y zonas de

cizalla) y sus morfologías son idénticas a ambos lados de la falla de Azkoitia, invalidan tal consideración; la interpretación más probable es la de que esta falla marca el límite de un dominio, el de los cabalgamientos imbricados, donde la tectónica de inversión fué mucho más severa que en el meridional.

La caracterización geométrica y cinemática de los cabalgamientos, pliegues y estructuras menores asociadas, que sigue a continuación, demuestra que el proceso de reactivación de fallas desempeñó un papel determinante en la evolución estructural de este sector de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Asimismo, ofrece datos estructurales precisos que, unidos al buen conocimiento estratigráfico de la región, sirven para establecer una detallada arquitectura de la cuenca en esta zona.

## 2.1 El sistema de cabalgamientos

El sistema de cabalgamientos desarrollado al Norte de la falla de Azkoitia, consta de tres láminas alóctonas principales. En orden ascendente y de Norte a Sur son: la lámina alóctona de Aia, la de Pagoeta y la de Azpeitia (Fig. 3). Los cabalgamientos de las dos láminas superiores afloran en superficie y el de Aia es ciego. El cabalgamiento de Azpeitia es de gran ángulo, con buzamientos entre 48° y 75° hacia el SO, mientras que el de Pagoeta corresponde a una superficie más tendida, incluso subhorizontal en sus afloramientos frontales (CUEVAS et al., en prensa).

-El cabalgamiento de Azpeitia hace aflorar bloques formados por pizarras carboníferas y conglomerados y areniscas permo-triásicas. El mayor de ellos está situado al Este de Azpeitia. Su forma es ovalada (3 km de largo por 1.5 de ancho) y su eje mayor es ligeramente oblicuo a las directrices estructurales de la zona. En posiciones más orientales, jalonando el cabalgamiento, afloran otros bloques de rocas del zócalo, con dimensiones hectométricas. Sobre los bloques de zócalo se disponen evaporitas y ofitas del Trias (Keuper); la distribución de estos materiales es sumamente irregular, debido a movimientos halocinéticos. Por encima aparece una sucesión litológica de unos 2.000 m., que comienza con materiales de edad Liásica y concluye con los de edad Cenomaniense. Las rocas

del Jurásico son principalmente calizas y dolomías y su espesor máximo no rebasa los 540 m. (JEREZ MIR et al., 1971; EVE, 1995); la base de esta sucesión de materiales jurásicos es frecuentemente un contacto tectónico. Por encima aflora el "Complejo Urganiano", que abarca materiales cuya edad oscila desde el Barremiense hasta el Albiense superior. Este término, ampliamente aceptado en la literatura regional, tiene importantes variaciones laterales de potencias (desde 100 a 2.000 m.) y sirve para designar calizas arrecifales, con rudistas y corales, brechas y megabrechas calcáreas, margas y calizas impuras y areniscas silíceas y lutitas, en menor proporción. En la lámina alóctona de Azpeitia el espesor del Complejo Urganiano oscila entre 1.000 y 1.600 m. El "Complejo Supraurgoniano" incluye a los materiales detríticos, lutitas, areniscas y conglomerados, situados entre el Complejo Urganiano y los primeros estratos calcáreos del Cretácico superior. Sin embargo, en muchas zonas, estos materiales pueden ser el equivalente lateral del Complejo Urganiano, ya que su base es fuertemente diacrónica desde el final del Albiense inferior hasta el Albiense superior (FEUILLÉE, 1967; BADILLO et al., 1983). AGIRREZABALA et al. (1992) han puesto de manifiesto la existencia de cambios laterales de facies entre el Complejo Urganiano y el Supraurgoniano en el sector occidental de esta lámina alóctona. La formación más típica del Complejo Supraurgoniano es el "Flysch Negro" o flysch Nordpirenaico, que forma un rosario de afloramientos turbidíticos, que se extienden de manera discontinua desde Bilbao, al Oeste, hasta el Golfo de Lyon, por el Este, bordeando la Zona Norpirenaica (SOUQUET et al., 1985; PUIGDEFÀBREGAS y SOUQUET, 1986). Este tramo tiene espesores variables, superando en algunos lugares los 700 m. Los materiales del Cretácico superior sólo afloran en el extremo oriental de la lámina de Azpeitia, con un espesor inferior a 200 m. Son niveles alternantes de margas, margocalizas y calcarenitas pertenecientes al "Flysch Calcáreo" (MATHEY, 1987).

-El cabalgamiento de Pagoeta es de bajo ángulo, con buzamientos inferiores a 30° y superpone evaporitas y ofitas (Keuper) en el bloque de techo, sobre el Flysch Calcáreo (Cenomaniense medio y superior), en el bloque de muro. Por encima, las series del Jurásico y Cretácico infe-

rior, son de litología semejante a las que afloran en la lámina de Azpeitia. El espesor de los materiales jurásicos es similar a los de la lámina de Azpeitia, pero el Complejo Urganiano tiene potencias entre 480 y 540 m. Los materiales más modernos de esta lámina son los del Complejo Supraurgoniano, que alcanzan un espesor de unos 800 m. y afloran en una estructura sinclinal, vergente hacia el NE, cuyo flanco inverso está laminado por el cabalgamiento de Azpeitia (Fig. 3).

-La lámina de Aia es la que ocupa la posición inferior. Su cabalgamiento de muro no llega a aflorar. Su existencia se deduce a partir de la geometría de los grandes pliegues vergentes hacia el NE que se observan, incluso, en los materiales más altos de su columna litológica. También en esta lámina, los materiales inferiores son evaporitas del Trias. Hasta el Complejo Supraurgoniano, la sucesión mesozoica suprayacente es similar a la de las otras dos láminas alóctonas. Además, en la lámina de Aia existe una buena representación de los materiales del Flysch Calcáreo, de edad Cretácico superior y es la única que incorpora al Flysch Terciario.

### 2.1.1. Estructura interna de las tres láminas alóctonas

En cada una de las tres láminas alóctonas se observan directamente, o se pueden reconstruir, pliegues de dimensiones cartográficas.

La lámina de Azpeitia presenta en posición frontal el anticlinal del Goltzibar, que se prolonga unos 30 km. en dirección axial, N125° E, desde el Sur de Tolosa al Este hasta el Sur de Deba al Oeste. El eje del pliegue tiene una inmersión de unos 5° hacia el NO. El mejor lugar para reconocer este pliegue está en los alrededores de Azpeitia, donde se observa como un pliegue vergente al NE, de amplitud kilométrica, dibujado por los crestones de rocas carbonatadas del Complejo Urganiano (Fig. 4a). Esta megaestructura, cuya existencia estaba ya recogida en el trabajo de JEREZ MIR et al. (1971), ha pasado desapercibida en la cartografía del EVE y en los trabajos geológicos más recientes. La geometría de este pliegue varía de NO a SE. En el tercio noroccidental su perfil es el de un pliegue para-

lelo asimétrico, con el flanco frontal verticalizado y el flanco sur con buzamientos suaves, entre 20 y 30° al SO. Esta geometría se modifica progresivamente, de manera que en el tercio central se observa un engrosamiento en la zona de charnela y el flanco frontal está adelgazado e invertido, con buzamientos de 60° al SO. En el tercio suroriental, el flanco inverso alcanza su máximo adelgazamiento, llegando a estar localmente laminado por el cabalgamiento de Azpeitia. Hacia el Sur, el anticlinal del Goltzibar es relevado por un sinclinal abierto, con la misma vergencia y orientación axial. La cartografía de las superficies axiales de estos dos pliegues muestra que su separación disminuye al aproximarse a los afloramientos de zócalo. Otras distorsiones locales de las directrices regionales se producen al Este de Deba y al Sur de Tolosa, donde las superficies axiales se curvan hasta adquirir orientaciones N160° E y N60° E, respectivamente. El pliegue de dimensiones cartográficas que aparece en posición más retrasada es un anticlinal con la superficie axial subvertical cuyo núcleo, formado por calizas y dolomías liásicas, está perforado por arcillas Triásicas.

La lámina de Pagoeta tiene como estructura más representativa el sinclinal del Ernio (Fig. 4b). Este sinclinal es vergente al NE y ocupa la posición más retrasada de esta lámina. Su flanco meridional, con un buzamiento medio de 62°, aparece invertido y cortado por el cabalgamiento de Azpeitia. El flanco septentrional está en posición normal y su buzamiento medio varía desde 16° en sectores frontales a 30° acercándose a la charnela. El eje del sinclinal del Ernio tiene una culminación en el collado Zelatun (1 km. al NE de Regil), desde donde se hunde suavemente hacia el NO y el SE. La superficie axial, de dirección N120° E y con un buzamiento medio de 42° al SO, está formada por tres segmentos desplazados entre sí y con un trazado sigmoide en cartografía, debido al funcionamiento de las fallas de Regil y del Oria (Fig. 3). Estas figuras cartográficas se prestan a confusión, porque las sigmoides parecen reflejar movimientos sinistros, pero el desplazamiento de la traza axial es dextro; esta aparente contradicción se explica teniendo en cuenta que se trata de fallas en régimen transpresivo dextro, que no sólo desplazan al sinclinal del Ernio, sino que pliegan su superficie axial. En posiciones más avanzadas de la lámina de

Pagoeta existe un anticlinal y, por último, un sinclinal. Ambos pliegues son simétricos y suaves, con buzamientos de los flancos inferiores a  $20^\circ$ .

La lámina de Aia es la que tiene mayor complejidad estructural, debido a la presencia de cinco grandes pliegues, con diferentes orientaciones, y del retrocabalgamiento de Aizarnazabal (al Este de Deba). Tres de estos pliegues están ligados al sistema de cabalgamientos, ya que tienen orientaciones axiales y vergencias semejantes a las del sinclinal del Ernio y del anticlinal del Goltzibar. En la posición más meridional, existe un sinclinal que invierte los materiales del Flysch Calcáreo, llegando a presentar el flanco inverso buzamientos de tan sólo  $30^\circ$  al SO. Este flanco inverso está laminado por el cabalgamiento del Pagoeta casi en su totalidad. Los afloramientos del Flysch Terciario, que forman el Monoclinal de Guipúzcoa, describen un sinclinal apretado, de vergencia NE al Oeste de Orio. Su superficie axial buza  $47^\circ$  al SO, y su eje, de dirección  $N118^\circ$  E, es subhorizontal. Este sinclinal es relevado hacia el Sur por un anticlinal, con idéntica geometría y orientación del eje y de la superficie axial, que deforma al Flysch Calcáreo (Fig. 3).

Los dos pliegues restantes, situados en la mitad oriental de la lámina de Aia, describen una geometría arqueada. Sus superficies axiales son paralelas, y su orientación varía desde la dirección  $N70^\circ$  E, al Sur de San Sebastián, hasta la dirección N-S, en sus terminaciones meridionales. El flanco corto que es común a estos dos pliegues, está invertido y adelgazado. A pesar de que la geometría de estos pliegues es semejante a la de los otros pliegues, el hecho de que sus vergencias sean hacia el O o el NO y que la dirección de las superficies axiales sea netamente oblicua a la superficie de cabalgamiento de Pagoeta, demuestra que estos pliegues no guardan relación con el sistema de cabalgamientos descrito. La solución más verosímil es que se trate de pliegues por propagación de falla, asociados a un cabalgamiento ciego local. Puesto que la dirección de estos pliegues es paralela a la Falla de Ereñozu (paralela al borde NO del Macizo de Cinco Villas, al Este del área estudiada), que corresponde a una falla normal sinsedimentaria, reactivada como falla inversa durante la compresión pirenaica (CAMPOS, 1976), se puede consi-

derar que la localización del cabalgamiento ciego estuvo condicionada por la reactivación de otra falla de zócalo. Esta falla sería paralela a la falla principal (la Falla del Oria) que con dirección ENE, limitaba el zócalo emergido de Cinco Villas durante el Mesozoico (RAT, 1959; JEREZ MIR et al., 1971; CAMPOS, 1976).

### 2.1.2 Pliegues menores y estructuras asociadas en las láminas alóctonas.

En las tres láminas alóctonas se observan, a escala de afloramiento, pliegues asimétricos, con ejes subhorizontales. La orientación de los ejes oscila entre valores  $N135^\circ$  E y  $N60^\circ$  E, dependiendo de su localización dentro del Arco Vasco. La mayoría de los pliegues son vergentes al N (NE o NO). El perfil de estos pliegues menores varía en función de su mayor o menor proximidad a las superficies de cabalgamiento. De forma general, se observa que en los bloques de muro los pliegues alejados de las superficies de cabalgamiento son de geometría angular, y tienen ángulos apicales iguales o menores de  $60^\circ$ , mientras que a distancias inferiores a 100 m. de los cabalgamientos, su geometría llega a ser la de pliegues isoclinales. Sólo en el bloque de techo de la lámina alóctona de Azpeitia se da una situación similar, ya que los pliegues menores presentes en el flanco inverso del anticlinal del Goltzibar son sistemáticamente más apretados que los de su flanco normal.

Durante el proceso de plegamiento, se genera una foliación de plano axial. Se trata de una foliación originada por procesos de disolución por presión, asociados a un aplastamiento significativo, incluso en los niveles más competentes de calizas arrecifales con rudistas. En las láminas alóctonas de Pagoeta y Aia, la foliación tiene un buzamiento medio suave ( $<25^\circ$ ) hacia el SO y está concentrada en bandas, de dirección media  $N120^\circ$  E, correspondientes a los flancos inversos y zonas de charnela de los grandes pliegues vergentes (Fig. 4d). En cambio, en la lámina alóctona de Azpeitia, la foliación está representada por doquier, tanto en los flancos inversos como en los normales y tiene un buzamiento medio mayor de  $58^\circ$  hacia el SO. La foliación es tan penetrativa que llega a ser la única superficie reconocible a

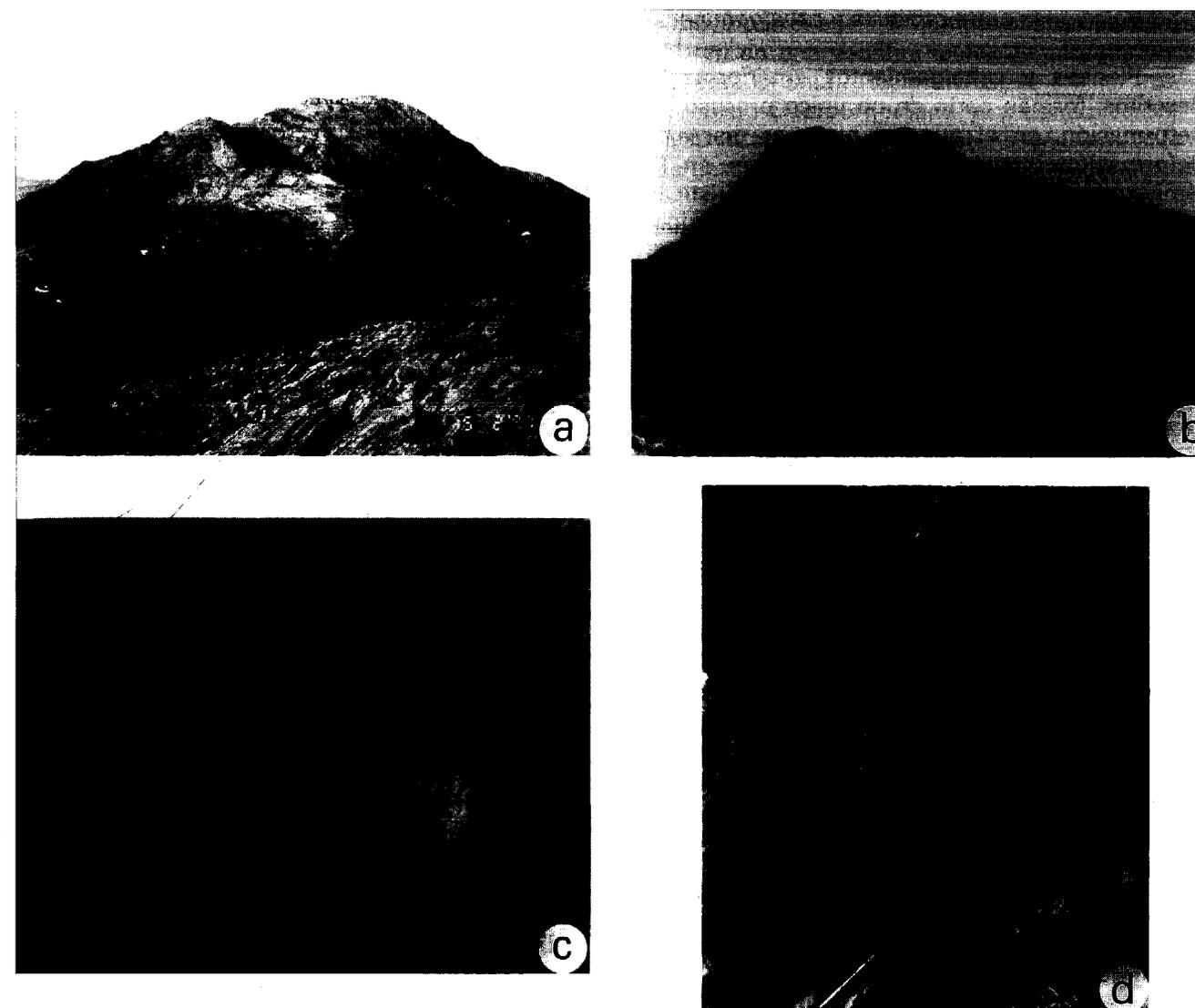


Figura 4.- Estructuras de campo en el área estudiada. a) Sección del anticlinal vergente de Goltzibar, dibujado por los crestones de calizas urgonianas; en primer término se puede observar la foliación en el flanco inverso. Esta fotografía corresponde al frente de la lámina de Azpeitia. b) Sinclinal vergente del Ernio, en el techo de la lámina de Pagoeta. c y d) Pliegues vergentes cizallados y desarrollo de la foliación en el Flysch Calcáreo del Cretácico Superior, del techo de la lámina de Aia. La escala en ambos casos es el bolígrafo.

escala de afloramiento, sobre todo en los flancos inversos de los pliegues próximos a los cabalgamientos (anticlinal del Goltzibar, sinclinal del Ernio y sinclinal del Flysch Calcáreo). En esos flancos inversos, la foliación actúa como una superficie de discontinuidad, que es aprovechada localmente para el desarrollo de fallas inversas, que contribuyen al adelgazamiento de dichos

flancos, a la acumulación de charnelas desenraizadas y al desarrollo de pliegues intrafoliares (Fig. 4c y 4d). La lineación de intersección entre la estratificación y la foliación es subhorizontal y paralela a los ejes de los pliegues. Su orientación varía desde direcciones  $N135^\circ$  E a  $N60^\circ$  E, en función de su posición en distintos sectores del Arco Vasco.

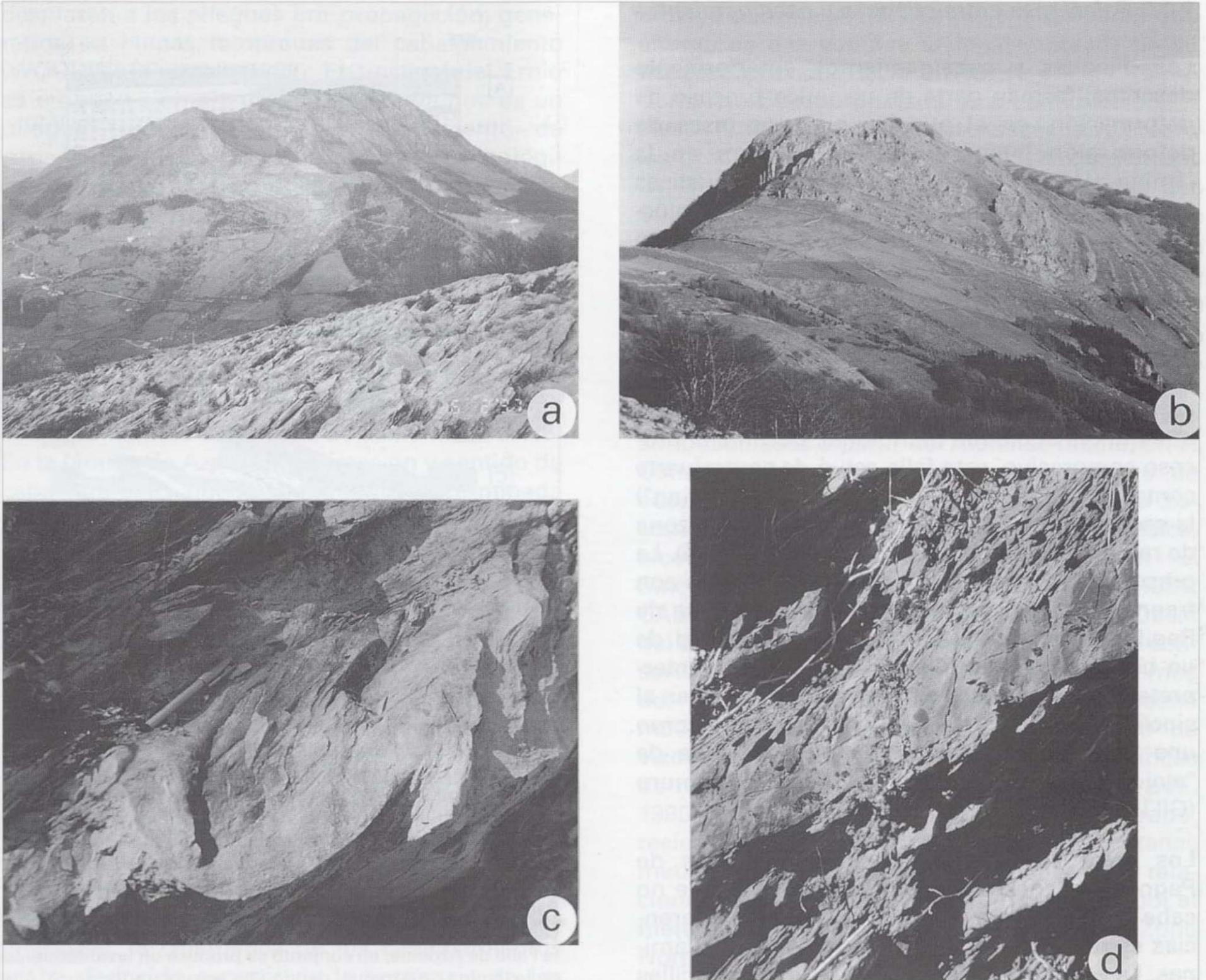


Figura 4.- Estructuras de campo en el área estudiada. a) Sección del anticlinal vergente de Goltzibar, dibujado por los crestones de calizas urgonianas; en primer término se puede observar la foliación en el flanco inverso. Esta fotografía corresponde al frente de la lámina de Azpeitia. b) Sinclinal vergente del Ernio, en el techo de la lámina de Ragoeta. c y d) Pliegues vergentes cizallados y desarrollo de la foliación en el Flysch Calcáreo del Cretácico Superior, del techo de la lámina de Aia. La escala en ambos casos es el bolígrafo.

escala de afloramiento, sobre todo en los flancos inversos de los pliegues próximos a los cabalgamientos (anticlinal del Goltzibar, sinclinal del Ernio y sinclinal del Flysch Calcáreo). En esos flancos inversos, la foliación actúa como una superficie de discontinuidad, que es aprovechada localmente para el desarrollo de fallas inversas, que contribuyen al adelgazamiento de dichos

flancos, a la acumulación de charnelas desenraizadas y al desarrollo de pliegues intrafoliares (Fig. 4c y 4d). La lineación de intersección entre la estratificación y la foliación es subhorizontal y paralela a los ejes de los pliegues. Su orientación varía desde direcciones N135° E a N60° E, en función de su posición en distintos sectores del Arco Vasco.

### 2.1.3 Relaciones entre pliegues y cabalgamientos

Los pliegues y cabalgamientos anteriormente descritos, forman parte de un único proceso de deformación, en el que las mayores tasas de deformación interna finita se alcanzan en la lámina alóctona de Azpeitia. Las características estructurales y litológicas de esta lámina alóctona requieren un mecanismo de deformación que permita explicar: (1) el desarrollo de un cabalgamiento de gran ángulo, (2) el carácter generalizado de la foliación de plano axial y (3) la exhumación de bloques del zócalo. Estas características indican que el cabalgamiento de Azpeitia se ha formado sobre una falla sinsedimentaria que hundía el bloque meridional. Durante el proceso compresivo, esta falla actuó de contrafuerte contra el que se aplastó (efecto de "butressing") la secuencia mesozoica, antes de superar la zona de rampa que suponía dicho accidente (Fig. 5). La presencia de niveles de brechas poligénicas con fragmentos de materiales paleozoicos al Este de Regil también concuerda con la proximidad de un borde de cuenca. De acuerdo con esta interpretación, los bloques del zócalo, que cabalgan al sinclinal del Ernio, se pueden considerar como una "isla flotante" producida por una falla de "atajo" (short-cut fault) en el bloque de muro (GILLCRIST et al., 1987; COWARD, 1994).

Los materiales de las láminas alóctonas de Pagoeta y Azpeitia, son similares, por lo que no cabe atribuir a variaciones litológicas las diferencias estructurales observadas en estas dos láminas. La presencia de pequeños retazos de arcillas triásicas en la base de la lámina alóctona de Pagoeta, indica que han actuado como nivel de despegue localmente. No obstante, conviene tener presente que en los bordes del área estudiada existen importantes estructuras diapíricas (Mutriku, Zarautz, Villabona y Tolosa), por lo que puede suponerse que la mayor parte de las rocas evaporíticas habrán migrado hacia los diapiros, ya que está probada la existencia de movimientos halocinéticos, al menos desde el Cretácico medio (HANISCH y PFLUG, 1974; CAMPOS, 1976). Los pliegues vergentes de las láminas alóctonas de Pagoeta y Aia comparten un conjunto de rasgos geométricos, entre los que destacan su carácter marcadamente asimétrico, el desarrollo de foliación e inversión del flanco corto y su asociación espacial con cabalgamien-

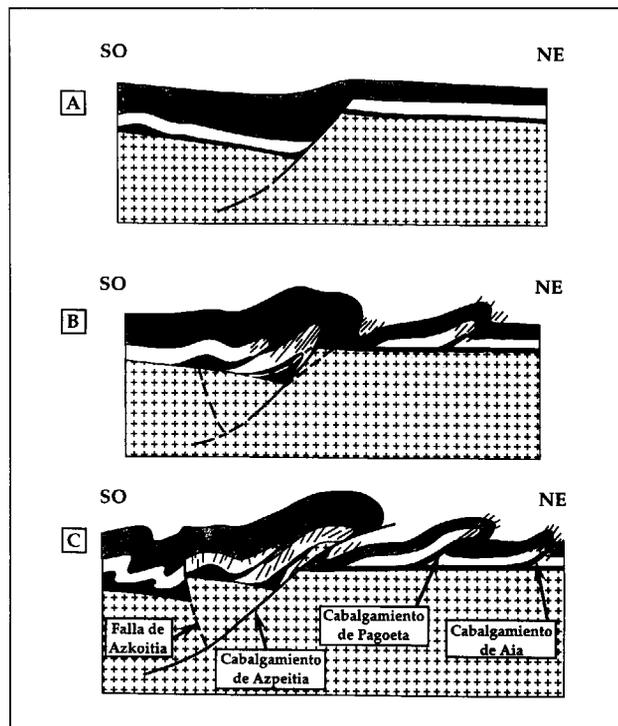


Figura 5.- Esquema evolutivo que ilustra el funcionamiento de la Falla de Azpeitia. A) Durante el depósito de los materiales funciona con una componente extensional que hunde el bloque SO, dando lugar a un acúmulo mucho mayor durante el Cretácico. B) Durante el inicio de la compresión, la falla de Azpeitia cambia de régimen y actúa de contrafuerte contra el que se aplastan los materiales, iniciándose el plegamiento y el desarrollo de la foliación. Esto produce la falla de "atajo" en el zócalo y condiciona la propagación de cabalgamientos hacia el frente (NE), desarrollando el cabalgamiento de Pagoeta. C) Se desarrolla la Falla de Azkoitia que es un retrocabalgamiento, probablemente cortado en profundidad por la Falla de Azpeitia; en conjunto se produce un levantamiento de la lámina de Azpeitia, dando una estructura "pop-up". A la vez se propaga el cabalgamiento de Pagoeta y se genera el cabalgamiento ciego de Aia. Simbología: con cruces, el zócalo (Paleozoico+Permotriás); en negro, margas, arcillas y evaporitas del Triás (Keuper); en blanco, los materiales del Jurásico sin diferenciar y por encima, los materiales del Cretácico en gris claro.

tos, que los asemejan a los pliegues por propagación de falla. Los pliegues por propagación de falla se forman sobre la terminación de cabalgamientos ciegos, y absorben, mediante deformación plástica, el acortamiento originado por el desplazamiento a lo largo de la superficie de cabalgamiento (MITRA, 1990). El avance de un cabalgamiento a través de sucesiones litológicas con contrastes reológicos, propicia la aparición de nuevas superficies de cizalla, que bisectan y

desplazan a los pliegues por propagación, generados en etapas tempranas del cabalgamiento (WOODWARD et al., 1989). El sinclinal del Ernio es un buen ejemplo de lo anterior, ya que es un pliegue truncado por el cabalgamiento de Azpeitia y que deforma a dos sucesiones litológicas con acusados contrastes de competencia: una inferior, formada por las rocas carbonatadas del Jurásico y del Complejo Urganiano, sobre la que se dispone otra más débil, el Complejo Supraurgoniano, formada mayoritariamente por una secuencia multicapa de lutitas y areniscas.

Tanto pliegues como cabalgamientos proporcionan numerosos criterios cinemáticos que señalan desplazamientos del bloque de techo hacia el NE. En la lámina de Azpeitia, la dirección y sentido de cabalgamiento queda claramente determinada por la vergencia al NE del anticlinal del Goltzibar (Fig. 3). Las estructuras menores asociadas a este pliegue (lineación de intersección, estrías sobre planos de falla, ejes de pliegues), proporcionan la misma cinemática. En las láminas de Pagoeta y Aia el sentido de movimiento sólo puede obtenerse por métodos indirectos, aplicando las técnicas del análisis estructural en estructuras menores, ya que por ser el cabalgamiento de Pagoeta subhorizontal, su trazado cartográfico muy festoneado no sirve para determinar la dirección de cabalgamiento, y en la lámina de Aia las estructuras mayores sólo pueden reconstruirse mediante el concurso de las estructuras menores. En consecuencia, en las dos láminas inferiores, la cinemática de los cabalgamientos se ha deducido a partir de la vergencia de los pliegues menores, de la asimetría de microestructuras C-S, del crecimiento de venas en escalón y de la fábrica de las rocas de falla que jalonan los cabalgamientos.

### 2.2 El Sinclinal de Vizcaya

El sector estudiado comprende la terminación oriental del Sinclinal de Vizcaya, que está separado del sistema de cabalgamientos por la falla subvertical de Azkoitia. El límite meridional del Sinclinal de Vizcaya es un contacto subvertical, la falla de Angiozar (EVE, 1995), por medio de la cual los materiales del Complejo Supraurgoniano se superponen al Flysch Calcáreo.

Los materiales más antiguos del Sinclinal de

Vizcaya pertenecen al Complejo Urganiano, que afloran en una ventana tectónica, situada en su extremo oriental. Hacia arriba, se encuentran el Complejo Supraurgoniano y, a continuación, el Flysch Calcáreo, con características similares a las descritas para el sistema de cabalgamientos. Un rasgo distintivo del Flysch Calcáreo del Sinclinal de Vizcaya es la importante acumulación de rocas volcánicas y subvolcánicas, de composición básica (basaltos alcalinos y diques y sills de picritas y teschenitas) y de rocas vulcanodetríticas (brechas de almohadillas y cineritas), denominadas como Complejo Volcánico (CUEVAS, 1979; MATHEY, 1987; EVE, 1995). Esporádicamente, aparecen coladas de lavas almohadilladas a partir del Albiense medio, en el Complejo Supraurgoniano. El magmatismo de edad Cretácica está representado, de manera discontinua a lo largo de toda la Zona Norpirenaica, alcanzando su máximo desarrollo en el Sinclinal de Vizcaya (AZAMBRE y ROSSY, 1976; CABANIS y LE FURT-BALOUET, 1990). Al Oeste del área estudiada, el Sinclinal de Vizcaya conserva en su núcleo los materiales más modernos del Arco Vasco, de edad Luteciense (Eoceno medio). El cierre periclinal del Sinclinal de Vizcaya está perforado por estructuras diapíricas de reducidas dimensiones (CUEVAS, 1979; EVE, 1995). Asociadas a ellas se han encontrado, recientemente, bancos de rocas carbonatadas metamórficas, con asociaciones minerales y relaciones texturales idénticas a las producidas por el metamorfismo mesozoico en el resto de la Zona Norpirenaica (CUEVAS et al., 1997).

#### 2.2.1 Características estructurales del Sinclinal de Vizcaya.

El Sinclinal de Vizcaya es un sinforme compuesto, vergente al NE, de dirección N130° E, cuyo eje se hunde suavemente hacia el NO (RAT, 1959). Localmente desarrolla una foliación subvertical, de dirección N120° E, que llega a afectar al Flysch Terciario. Observaciones estructurales posteriores (CUEVAS et al., 1982), han demostrado que el Sinclinal de Vizcaya es una estructura tardía, que deforma a pliegues y cabalgamientos generados previamente. A lo largo de todo el Sinclinal existen estructuras menores, pliegues vergentes al NE y fallas inversas asociadas, semejantes a las descritas al Norte de la falla

de Azkoitia; sin embargo, el desarrollo de estas estructuras está sujeto a un fuerte control litológico y tectónico, pues se concentran preferentemente junto al contacto del Flysch Calcáreo con el Complejo Supraurgoniano y en las cercanías de la falla de Azkoitia. El carácter multicapa del Flysch Calcáreo explica que tenga una densidad de estructuras menores sensiblemente superior al Complejo Supraurgoniano.

En el flanco septentrional del Sinclinorio de Vizcaya, la característica más llamativa del Complejo Supraurgoniano, es que sus estratos se disponen subhorizontales o con buzamientos muy suaves hacia el Sur, al alejarse del contacto con el Flysch Calcáreo suprayacente. En el área estudiada, esta característica tan sólo está representada en su extremo NO. Hacia el SE, las areniscas y lutitas del Complejo Supraurgoniano están confinadas estructuralmente por la falla subvertical de Azkoitia al NE y por el contacto (de gran ángulo) con el Flysch Calcáreo al SO. Esta circunstancia permite explicar la presencia de pliegues apretados, de superficie axial subvertical y con desarrollo de foliación de plano axial en los niveles lutíticos. Los ejes de los pliegues, de dirección media N135° E, muestran inmersiones hacia el SE y NO. Con frecuencia se observa que cerca de la falla de Azkoitia, las capas del Complejo Supraurgoniano buzan hacia el NO, lo que indica que esta falla funciona localmente como un retrocabalgamiento, bajo el que se introduce este Complejo.

En el flanco Norte del Sinclinorio de Vizcaya, y dentro del Flysch Calcáreo, se reconocen dos generaciones de pliegues superpuestos homocinéticos. Esta superposición de pliegues fué descrita por vez primera en los afloramientos de los acantilados de Barrika (al oeste del área estudiada; CUEVAS et al., 1982). En el sector estudiado para este trabajo, las condiciones de observación son más deficientes, pero permiten reconocer estas estructuras con idénticas características geométricas. La única diferencia reseñable atañe a la orientación de los ejes de los pliegues, que muestran inmersiones de hasta 30° en dirección N310° E, como consecuencia de la ubicación de este sector en el cierre del Sinclinorio de Vizcaya. Las dos generaciones de pliegues poseen geometrías angulares. Los pliegues más antiguos son apretados (ángulos api-

cales variables entre 50° y 20°) y vergentes al NE. Frecuentemente están asociados a fallas inversas, con la misma vergencia, que laminan los flancos inversos y producen engrosamiento en los flancos normales. Estos pliegues y fallas inversas, aparecen deformados por los pliegues de segunda generación. Las superficies axiales de estos últimos pliegues, son subverticales y los ángulos entre flancos cercanos a los 80°. Por último, existen fallas inversas de ángulo alto (> 50°), con buzamiento hacia el SO. Todas estas estructuras se atenúan al alejarse del contacto con los materiales del Complejo Supraurgoniano. La presencia generalizada de cabalgamientos y pliegues vergentes hacia el NE en el Flysch Calcáreo, son una evidencia de desplazamientos, en régimen compresivo, semejante a la detectada en el sistema de cabalgamientos. Este corte estructural, en un contacto que sigue mostrando rocas más jóvenes sobre rocas más antiguas se considera la mejor prueba de una tectónica de inversión parcial, mediante la reactivación, como cabalgamiento, de una falla normal previa (SOPER y ANDERTON, 1984; POWELL, 1987). Además, la conservación de sucesiones litológicas subhorizontales en el bloque de muro, sugiere un efecto de aplastamiento ("butressing") contra la antigua falla normal, necesario para explicar la atenuación de pliegues, cabalgamientos y fallas inversas de ángulo alto, al alejarse del contacto con el Complejo Supraurgoniano infra-yacente.

### 2.3 Características estructurales de un corte tipo

Las estructuras compresivas reconocidas en los dos dominios separados por la falla de Azkoitia, ocasionan un acortamiento que se resuelve mediante pliegues y cabalgamientos, asociados a movimientos de los bloques de techo hacia el NE (Fig. 3). El corte compensado, realizado en la transversal de Azpeitia, tiene la finalidad de calcular el acortamiento originado en este sector por la compresión pirenaica. Se ha elegido esta transversal, paralela a la dirección de transporte, como la más representativa, ya que es la única en la que se cortan la mayor parte de las estructuras mayores descritas y las rocas del zócalo que afloran en Azpeitia.

Para construir el corte se han utilizado técnicas

clásicas basadas en la modificación de la geometría de los pliegues por propagación de falla (SUPPE, 1983; MITRA, 1990), la cartografía de las superficies axiales de los pliegues (SHAW et al., 1994), el análisis de la variación regional de buzamientos (SUPPE, 1983) y la proyección de las fallas para calcular la profundidad de superficies de despegue (DAHLSTROM, 1969). En nuestro caso, estas técnicas están sujetas a una serie de limitaciones, entre las que cabe destacar: 1) los modelos geométricos clásicos de sistemas de cabalgamientos están elaborados para sucesiones litológicas en las que las capas apenas modifican sus potencias a lo largo del corte geológico; esta condición está lejos de ser cierta en la Cuenca Vasco-Cantábrica, donde el desarrollo de cuencas sedimentarias pre-Cenomanienses, de dimensiones reducidas, puede dar lugar a importantes variaciones de potencias en transversales adyacentes. 2) el desencadenamiento sinsedimentario de movimientos halocinéticos ocasionó

una distribución heterogénea de las arcillas y evaporitas triásicas, condicionando su capacidad para actuar como nivel de despegue durante la compresión pirenaica. 3) las fallas sinsedimentarias reactivadas actúan como contrafuertes que distorsionan la geometría de los sistemas de cabalgamientos.

Estas limitaciones no son exclusivas de la Cuenca Vasco-Cantábrica; su superación requiere un análisis estructural minucioso que considere, además, las variaciones de potencias y buzamientos. Esto permite establecer la geometría y la evolución cinemática de las estructuras asociadas a inversión tectónica (MITRA, 1993). Las cuatro claves fundamentales para la construcción del corte geológico (Fig. 6) son: 1) el cabalgamiento de Azpeitia es de gran ángulo en todo su recorrido cartográfico; 2) el cabalgamiento de Pagoeta aflora como una superficie tendida, subparalela al flanco largo del sinclinal del Ernio. Su buza-

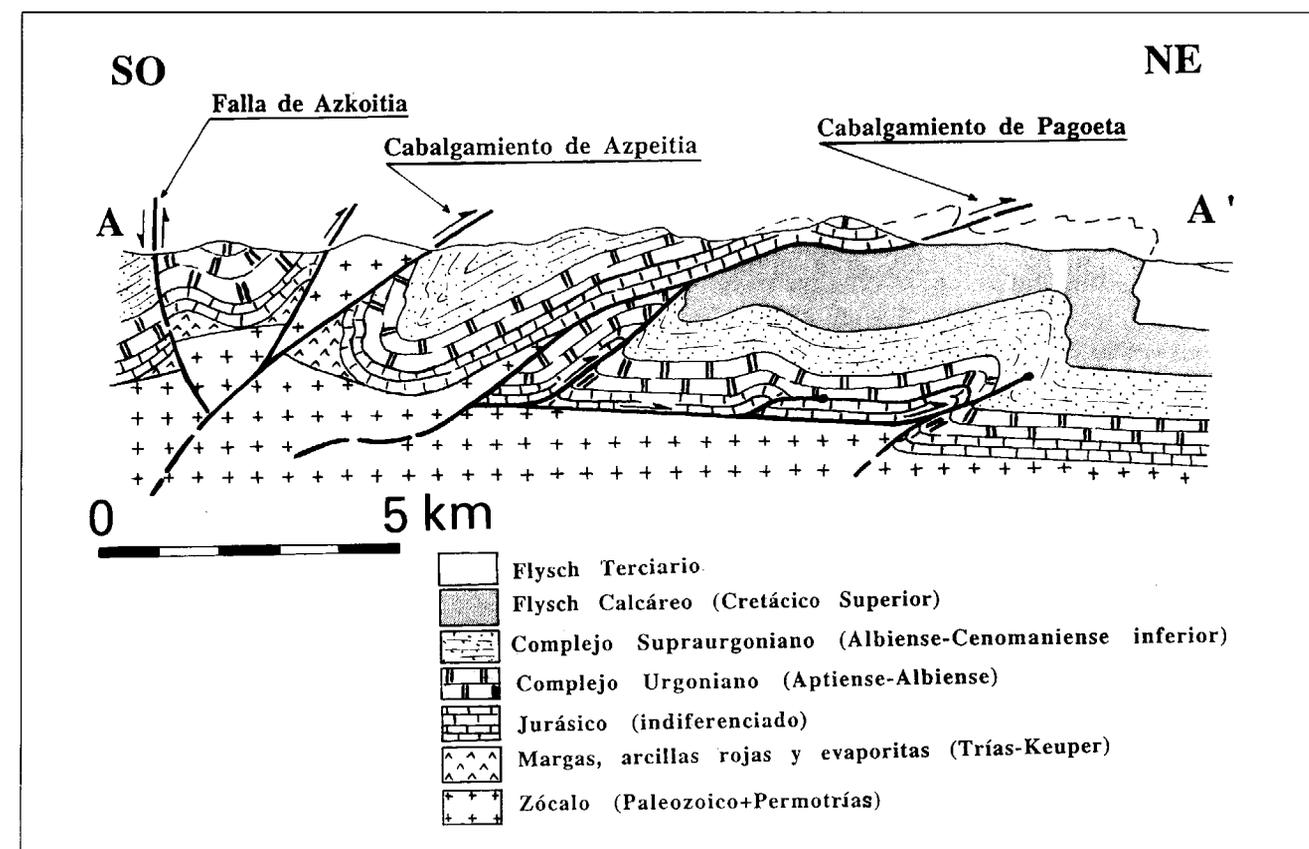


Figura 6.- Corte geológico AA', localizado en la figura 3.

miento debe aumentar hasta 30°, al aproximarse al cabalgamiento de Azpeitia; 3) el cabalgamiento ciego de Aia también corresponde a una superficie de bajo ángulo, de acuerdo con el análisis de los buzamientos realizados y 4) los cabalgamientos de Aia y Pagoeta convergen hacia el SO con el cabalgamiento de Azpeitia. De acuerdo con las características estructurales descritas, la lámina alóctona de Azpeitia se encuentra próxima a su zona de raíz y la superficie de cabalgamiento reutiliza una antigua falla sinsedimentaria. Esta interpretación permite explicar la elevada deformación interna reconocible en toda la lámina. El desarrollo generalizado de una foliación de alto buzamiento, requiere que la falla haya actuado como una rampa frontal de gran ángulo. Este efecto de contrafuerte determina que los materiales alóctonos de la lámina de Azpeitia, preservados de la erosión, no rebasen esta rampa más que puntualmente. Las cuñas de materiales del zócalo, que forman parte de esta lámina alóctona también encajan en esta interpretación. La figura 5 muestra el origen propuesto para estas cuñas a partir del desarrollo de nuevas fallas inversas (short-cut faults), que seccionarían una porción del zócalo situado en el bloque de muro de la antigua falla sinsedimentaria.

La falla subvertical de Azkoitia y el anticlinal existente en sus proximidades (Fig. 3) se interpretan aquí como accidentes retrovergentes que forman el límite meridional de una estructura "pop-up", que levanta la lámina de Azpeitia con respecto al Sinclinatorio de Vizcaya y a la lámina de Pagoeta (Fig. 5C). El trazado en profundidad de la falla de Azkoitia debe estar relacionado con el cambio de buzamiento asociado a la probable geometría lística de la falla sinsedimentaria reactivada durante la compresión (Fig. 6). El mantenimiento de las condiciones compresivas tras la superación de la falla sinsedimentaria, da lugar a la propagación de los cabalgamientos hacia el NE en una zona de paleoalto que, aunque ya parcialmente deformada, facilitaría el desarrollo de cabalgamientos de bajo ángulo como los de Pagoeta y Aia (Fig. 5B y 5C). El análisis de las variaciones de buzamientos en las láminas de Pagoeta y Aia ha permitido localizar inflexiones de sus superficies de cabalgamiento que sólo se pueden explicar introduciendo tres pequeños cabalgamientos ciegos (véase el corte geológico de la figura 6). Puesto que la región de antepaís

de este sistema de cabalgamientos se encuentra en la plataforma continental (PINET et al., 1987) no es posible determinar el desplazamiento de la lámina de Aia. La superposición mínima desde el isleo frontal de la lámina de Pagoeta hasta el cabalgamiento de Azpeitia es de 18.5 km. La estimación de la cantidad de desplazamiento de la lámina de Azpeitia es más imprecisa, debido a su elevada tasa de deformación interna; los pliegues de esta lámina absorben un acortamiento mínimo del 45 %, lo que se traduce en un desplazamiento aproximado de 4.7 km., de los cuales al menos 1 km. corresponde a la componente vertical, necesaria para superar la falla reactivada.

En todo el flanco septentrional del Sinclinatorio de Vizcaya, la tectónica de inversión sólo ha llegado a superponer materiales más antiguos sobre más modernos en su extremo SE (Fig. 3). En cambio, su flanco meridional está cortado por la falla de Angiozar (límite meridional del esquema cartográfico), que se interpreta como una antigua falla sinsedimentaria, con buzamiento al NE, que ha sido plegada durante el episodio compresivo. La presencia de evaporitas triásicas y de rocas con metamorfismo alpino en el flanco Sur del Sinclinatorio de Vizcaya, es un problema estructural de difícil resolución con la sola ayuda de datos superficiales; el único dato reseñable es que en el entorno de estas estructuras diapíricas aparece una foliación plegada, con direcciones variables, que podría estar ligada a pliegues vergentes o, alternativamente, a domos diapíricos pre-Cenomanienses.

### 3. DISCUSIÓN

A partir del análisis estructural, se comprueba que el Arco Vasco es un ejemplo de tectónica de inversión positiva con una notable complejidad geométrica, atribuible a la convergencia de tres tipos de procesos geológicos. Cronológicamente, el primero corresponde a la formación de cuencas de salto en dirección, con dimensiones reducidas y aisladas unas de otras, en respuesta al desplazamiento sinistral de la Placa Ibérica con respecto a la Europea, durante el Cretácico Inferior (OLIVET, 1996). El segundo, es el desencadenamiento de una tectónica de inversión local asociada a la formación de diapiros, que son tan frecuentes en la Cuenca Vasco-Cantábrica y cuya

actividad se prolonga desde el Cretácico Inferior (RÍOS, 1948; BRINKMANN y LÖGTERS, 1968) al Cuaternario (PFLUG, 1973). Por último, cabe destacar la tectónica de inversión regional, de edad post-Luteciense, durante la cual el régimen subsidente imperante desde el Mesozoico al Paleógeno fué reemplazado por el levantamiento producido por la orogénesis pirenaica. Los dos primeros procesos conducen a la formación de sucesiones de materiales sedimentarios con fuertes contrastes de espesores, lo que es un serio obstáculo para la realización de cortes compensados seriados, del cálculo del acortamiento o para descifrar correctamente la historia de la deformación producida por la tectónica de inversión (COWARD, 1994).

Cualquier intento de reconstrucción palinspástica dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica pasa obligatoriamente por considerar la posible incidencia de las estructuras sinsedimentarias en la geometría y localización de las que se producen durante la etapa compresiva subsiguiente. En el Arco Vasco los ejemplos irrefutables de estructuras sinsedimentarias descritos hasta ahora son escasos, limitándose a los surcos periféricos localizados en torno a algunos diapiros (BRINKMANN y LÖGTERS, 1968; HANISCH, 1978; BADILLO et al., 1997), a unos pocos casos de fallas de crecimiento con orientación N35° E como las reconocidas por ROBLES et al. (1988) en la Formación Monte Grande (Albiense), en los acantilados de Armintza (Vizcaya), o la detección por métodos sísmicos de fallas normales que, como la de Pamplona, no se prolongan hasta la superficie (GALDEANO et al., 1980; GALLART et al., 1981). Sobre esta cuestión es necesario comentar que algunos autores defienden una conservación amplia de las estructuras sinsedimentarias; así, unos interpretan distintos tipos de pliegues locales como pliegues sinsedimentarios en escalón, inducidos por los desgarres corticales asociados al desplazamiento relativo senestro entre Iberia y Europa durante el Mesozoico (AGIRREZABALA y GARCÍA-MONDÉJAR, 1992), y otros llegan incluso a identificar varios de los actuales contactos tectónicos mayores de la Cuenca Vasco-Cantábrica con desgarres sinsedimentarios de edad Aptiense-Albiense (GARCÍA-MONDÉJAR, 1996; GARCÍA-MONDÉJAR et al., 1996). Estas últimas interpretaciones se apoyan fundamental-

mente en la extrapolación directa de modelos geométricos teóricos elaborados para casos de tectónica de desgarre, e ignoran sistemáticamente las profundas modificaciones estructurales producidas en la cuenca con motivo de la convergencia Iberia-Europa, por lo que, en nuestra opinión, deben ser consideradas con cautela. De hecho, los datos estructurales recopilados para este trabajo, permiten constatar que las estructuras dominantes en la cuenca son pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el NE.

En el sector central del Arco Vasco existen numerosas estructuras que pueden ser relacionadas con la reactivación de antiguas fallas sinsedimentarias. Algunas de ellas se han reactivado como cabalgamientos, este es el caso del cabalgamiento de Azpeitia o del contacto que superpone el Flysch Calcáreo al Complejo Supraurgoniano en el flanco septentrional del Sinclinatorio de Vizcaya; mientras que otras han funcionado como desgarres dextros (fallas del Oria y de Regil), en función de su orientación con respecto al esfuerzo compresivo principal,  $\sigma_1$ . Conviene recordar que el modelo más actualizado de la cinemática de la placa Ibérica con respecto a la placa Europea, indica que entre el Aptiense y el Santoniense la reconstrucción es imprecisa, ya que existe un intervalo magnéticamente en calma entre las anomalías Mo y 34 (118.5 y 84 m.a., respectivamente), que dificulta el establecimiento preciso de los movimientos relativos entre estas dos placas durante este período (OLIVET, 1996). Además, de acuerdo con los datos publicados recientemente sobre el trazado del Falla Nordpirenaica a través de la Cuenca Vasco-Cantábrica (CUEVAS et al., 1997), esta falla debe colocarse en posición sensiblemente más meridional que la considerada previamente. Este hecho implica que el Arco Vasco es parte de la Zona Nordpirenaica, y por tanto, habría pertenecido a la Placa Europea.

### 4. CONCLUSIONES

Las principales aportaciones de este estudio estructural del sector central del Arco Vasco son:

- (1) la diferenciación de dos dominios estructurales, con distinto grado de inversión tectónica, separados por la Falla de Azkoitia.

(2) la caracterización geométrica y cinemática de las tres láminas alóctonas, de Aia, Pagoeta y Azpeitia, diferenciadas al Norte de la Falla de Azkoitia.

(3) la determinación del control que ejerció la reactivación de fallas sinsedimentarias en la localización de las superficies de cabalgamiento, desarrolladas durante el proceso de compresión. Este proceso es particularmente evidente para el cabalgamiento de Azpeitia y en el dominio del Sinclinatorio de Vizcaya, para el contacto entre el Flysch Calcáreo y el Complejo Supraurgoniano.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto UPV 001.310-EB003/95. Agradecemos a los revisores de este trabajo las sugerencias aportadas que, sin duda, han contribuido a su mejora.

### REFERENCIAS

AGIRREZABALA, L.M. y GARCÍA MONDÉJAR, J. (1992): Tectonic origin of carbonate depositional sequences in a strike-slip setting (Aptian, northern Iberia). *Sed. Geol.*, 81: 163-172.

AGIRREZABALA, L.M., MARTÍNEZ, R. y GARCÍA MONDÉJAR, J. (1992): Fauna de ammonites del tránsito Complejo Urganiano-Flysch Negro entre Gernika y Deba (Albiense medio y superior, región Vasco-Cantábrica Septentrional). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 2: 143-169.

AZAMBRE, B. y ROSSY, M. (1976.): Le magmatisme alcalin d'âge cétaqué dans les Pyrénées occidentales et l'Arc Basque: ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bull. Soc. géol. France*, 18: 1725-1728.

BADILLO, J.M., GARCÍA MONDÉJAR, J. y PUJALTE, V. (1983): Análisis del Flysch Negro (Albiense superior-Cenomaniense inferior) en la Bahía de Arminza, Vizcaya. *Proc. Congres. Sedim. Mahón-Menorca*: 4.6-4.9.

BADILLO, J.M., CUEVAS, J. y TUBÍA, J.M. (1997): The role of syn-sedimentary diapirs on inversion tectonics: example of the Guernica diapir (Basque-Cantabrian Basin, Western Pyrenees). *Terra Abstracts*, 9: 323.

BRINKMANN, R. y LÖGTERS, H. (1968): Diapirs in western Pyrenees and foreland, Spain. In: *Diapirism and diapirs* (J. Braunstein y G.D. O'Brien, Eds.) A.A.P.G., Mem. 8: 275-292.

CABANIS, B. y LE FUR-BALOUET, S. (1990): Le magmatisme crétaqué des Pyrénées. Apport de la géochimie des éléments en traces. Consequences chronologiques et géodynamiques. *Bull. Rech. Explor. Elf Aquitaine*, 14: 155-184.

CAMPOS, J. (1976): *Estudio geológico del Pirineo Vasco, al O del río Bidasoa*. Tesis Doctoral, Univ. de Bilbao, publicada por Munibe, 139 p., 1979, San Sebastián.

CHOUKROUNE, P. y MATTAUER, M. (1978.): Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaison avec les modèles actuels. *Bull. Soc. géol. France*, 20: 689-700.

COWARD, M. (1994): Inversion tectonics. In: *Continental deformation* (P.L. Hancock, Ed.): 289-304. Ed. Pergamon Press, Oxford.

CUEVAS, J. (1979): *Estudio petrográfico del vulcanismo intercalado en el Cretácico, entre los ríos Urola y Deva (Guipuzcoa)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Bilbao: 107 p.

CUEVAS, J., EGUILUZ, L., RAMÓN LLUCH, R. y TUBÍA, J.M. (1982): Sobre la existencia de una deformación tectónica compleja en el flanco N del sinclinal de Oiz-Punta Galea (Vizcaya). Nota preliminar. *Lurralde. Investigación y espacio*: 47-61.

CUEVAS, J., ARANGUREN, A., BADILLO, J.M. y TUBÍA, J.M. (1997): Implicaciones geológicas de la presencia de mármoles con escapolita en el Sinclinatorio de Vizcaya. *Geogaceta*, 22: 51-54.

CUEVAS, J., ARANGUREN, A., BADILLO, J.M. y TUBÍA, J.M. (en prensa): Tectónica de inversión en el sector central del Arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantábrica). *Geogaceta*, 24.

DAIGNIERES, M., GALLART, J., BANDA, E. y HIRN, A. (1982): Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean range. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57: 88-100.

DAHLSTROM, D.A. (1969): Balanced cross sections. *Can. J. Earth Sci.*, 6: 743-757.

EVE (1995): *Mapa Geológico del País Vasco y memoria, síntesis a escala 1/100.000*. Gobierno Vasco, Ente Vasco de la Energía, Bilbao.

FEUILLÉE, P. (1967): *Le Cénomaniense des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique*. *Mém. Soc. géol. France*, 108: 343 p.

FEUILLÉE, P. y RAT, P. (1971): Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. En: *Historie structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debyser, X. Le Pichon, L. Montadert, Eds.): V.1.1- V.1.48, Ed. Technip, París.

GALDEANO, A., MARTÍN, Y., MEUVIELLE, M. y ROSSIGNOL, F.C. (1980): Sur l'existence d'accidents transversaux à la chaîne pyrénéenne: apports des sondages géomagnétiques profonds dans le Pays Basque. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 290: 227-230.

GALLART, J., BANDA, E. y DAIGNIERES, M. (1981): Crustal structure of the Paleozoic Axial Zone of the Pyrenees and transition to the North Pyrenean Zone. *Am. Geophys.*, 35: 457-480.

GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1996): Plate reconstruction of the Bay of Biscay. *Geology*, 24: 635-638.

GARCÍA-MONDÉJAR, J., AGIRREZABALA, L.M., ARANBURU, A., FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P.A., GÓMEZ-PÉREZ, I., LÓPEZ-HORGUE, M. y ROSALES, I. (1996): Aptian-Albian Tectonic pattern of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain). *Geol. J.*, 31: 13-45.

GILLCRIST, R., COWARD, M. y MUGNIER, J.-L. (1987): Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*, 1: 5-34.

HANISCH, J. (1978): A "Sigsbee Knoll" in Early Tertiary Bay of Biscay and associated turbidity currents. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 62: 2232-2242.

HANISCH, J. y PFLUG, R. (1974): The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the northern Basque Pyrenees: submarine outflow of diapiric mass. *Sed. Geol.*, 12: 287-296.

JEREZ MIR, L., ESNAOLA, J.M. y RUBIO, V. (1971): *Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 79: 130 p.

LAMARE, P. (1936): *Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne*. *Mém. Soc. géol. France*, 27: 465 p.

LLANOS, H. (1980): *Estudio geológico del borde sur del macizo paleozoico de Cinco Villas. Transversal Huici-Leiza (Navarra)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Bilbao: 175 p.

MATHEY, B. (1987): *Les flyschs Crétacé supérieur des Pyrénées Basques*. Tesis Doctoral. *Mém. Géol. Univ. de Dijon*, 12: 392 p.

MATHEY, B., FLOQUET, M. y MARTÍNEZ TORRES, L.M. (1995): Role de la faille de Leiza dans la sédimentation et la paléogéographie de la dépression intermédiaire (Pyrénées Basques, Navarre, Espagne), du Cénomaniense au Campanien inférieur. *Strata*, 7: 49-51.

MENDÍA, M.S. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1991): High-grade metamorphic rocks and peridotites along the Leiza Fault (western Pyrenees, Spain). *Geol. Rundsch.*, 80: 93-107.

MITRA, S. (1990): Fault-propagation folds: Geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 74: 921-945.

MITRA, S. (1993): Geometry and kinematic evolution of inversion structures. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 77: 1159-1191.

OLIVET, J.L. (1996): La cinématique de la Plaque Ibérique. *Bull. Rech. Explor. Elf Aquitaine*, 20: 131-195.

PFLUG, R. (1973): El Diapiro de Estella. *Munibe*, XXV, p. 171-202, traducción de Gómez de Llerena de: Diapirtektonik und Stratigraphie in Vorland der Spanischen Westpyrenaen. *Beich. geol. Jb.*, 66: 21-62, 1967.

PINET, B., MONTADERT, L., CURNELLE, R., CAZES, M., MARIILLIER, F., ROLET, J., TOMASSINO, A., GALDEANO, A.,

PATRIAT, PH., BRUNET, M.F., OLIVET, J.L., SCHAMING, M., LEFORT, J.P., ARRIETA, A. y RIAZA, C. (1987): Crustal thinning on the Aquitaine shelf (Bay of Biscay) from deep seismic data. *Nature*, 325: 513-516.

POWELL, C.M. (1987): Inversion tectonics in Dyfed. *Proc. of Geol. Ass.*, 98, p. 193-203.

PUIGDEFÀBREGAS, C. y SOUQUET, P. (1986): Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.

RAT, P. (1959): *Les pays crétaqués basco-cantabriques*. Tesis Doctoral. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 18: 525 p.

RAT, P. (1962): Présentation géologique du versant cantabrique entre Pyrénées et Asturies. *Inst. est. Pirenaicos*, Zaragoza: 9-26.

RAT, P. (1988): The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates. Some facts but still many problems. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 327-348.

RIAZA MOLINA, C. (1984): De la importancia de las fallas N20° E en la creación del Golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del Arco Santanderino. *I Congreso español de Geología*, tomo III: 265-278, Segovia.

RÍOS, J.M. (1948): Diapirismo. *Bol. Geol. Min. España*, 60: 153-390.

ROBLES, S., PUJALTE, V. y GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1988): Evolución de los sistemas sedimentarios del margen continental cantábrico durante el Albiense y Cenomaniense, en la transversal del litoral vizcaíno. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 409-441.

SHAW, J.H., HOOK, S.C. y SUPPE, J., 1994. Structural trend analysis by axial surface mapping. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 78, p. 700-721.

SOPER, N.J. y ANDERTON, R. (1984): Did the Dalradian slides originate as extensional faults?. *Nature*, 307: 357-360.

SOUQUET, P., DEBROAS, E.J., BOIRIE, J.M., PONS, P., FIXARI, G., ROUX, J.C., DOL, J., THIEULOY, J.P., BONNEMAISON, M., MANIVIT, H. y PEYBERNES, B. (1985): Le groupe du Flysch Noir (Albo-Cenomaniense) dans les Pyrénées. *Bull. Rech. Explor. Elf Aquitaine*, 9: 183-252.

SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Sci.*, 283: 684-721.

WALGENWITZ, F. (1976): *Etude pétrologique des roches intrusives triásicas, des écaillés de socle profond et des gîtes de chlorite de la région d'Elizondo (Navarre Espagnole)*. Tesis Doctoral, Univ. de Besançon: 172 p.

WOODWARD, N.B., BOYER, S.E. y SUPPE, J. (1989): *Balanced geological cross-sections: an essential technique in geological research and exploration*. AGU, 6: 132 p., Washington.

Original recibido: Julio de 1998.

Original aceptado: Octubre de 1998.

## EL EDIFICIO HIDROMAGMÁTICO DE MONTAÑA GOTERAS EN LA PALMA (ISLAS CANARIAS).

Por J. DE LA NUEZ (\*) y M. L. QUESADA (\*)

### RESUMEN

Se cita por primera vez varios edificios hidromagmáticos en la isla de La Palma y se estudia con detalle el más extenso y complejo de ellos. Este conjunto está formado por dos volcanes, uno de ellos hidroexplosivo, Montaña Goteras, y el segundo de carácter estromboliano, Montaña Cucaracha, que entraron en erupción al mismo tiempo por dos fracturas paralelas NE-SO. En la erupción se suceden depósitos de oleadas piroclásticas húmedas, coladas piroclásticas, oleadas piroclásticas secas y, finalmente, piroclastos de caída, con un breve lapso en el que se emitieron dos coladas lávicas. La secuencia indica que a lo largo de una erupción hay una disminución en la relación agua-magma, que es la pauta más común en este tipo de edificios.

*Palabras clave:* Hidromagmatismo, Oleadas piroclásticas, La Palma, Islas Canarias.

### ABSTRACT

Several hydromagmatic edifices in La Palma island are first mentioned. The most important one consists of an hydroexplosive volcano (Montaña Goteras) and a strombolian one (Montaña Cucaracha), which erupted along two parallel NE-SW fractures at the same time. The volcanic sequence is formed by wet surge, pyroclastic flow, dry surge and pyroclastic fall deposits, slightly interrupted by two lava flows. This succession in the eruption indicates a water-magma decreasing, which is the normal trend of similar hydromagmatic edifices.

*Key words:* Hydromagmatism, Pyroclastic surge, La Palma, Canary Islands.

### INTRODUCCIÓN

En la isla de La Palma han sido estudiados hasta ahora tres edificios hidromagmáticos, todos ellos localizados en la mitad sur de la isla: la Caldereta de Santa Cruz y la Caldera de Puerto Naos (QUESADA et al., 1988) y el volcán San Antonio (CARRACEDO et al., 1996). Aparte de estos tres centros eruptivos indicados, ha sido citado otro edificio, prácticamente erosionado por el mar, en la costa de Puntallana, al NE. de la isla (HERNÁNDEZ-PACHECO y DE LA NUEZ, 1983).

Puesto que La Palma es una isla volcanológicamente activa, y dado que las erupciones que generan este tipo de edificios son de alta explosividad y peligrosidad, es importante reconocerlos

y caracterizarlos con el fin de poder contar con referencias y registros de la evolución de estas erupciones, para predecir la aparición de las mismas y para establecer las posibles pautas de futuras erupciones de esta naturaleza, como, por ejemplo, la variación en la relación agua-magma a lo largo de la erupción, el área afectada por los depósitos piroclásticos, la fracturación más común que genera este tipo de edificios, etc.

Además de los edificios ya mencionados, han sido reconocidos por los autores los edificios de Montaña Goteras, Montaña del Viento, la Caldereta de las Indias y la Caldereta de Tigalete, todos ellos en la costa de Cumbre Vieja al sur de la isla, o muy cercanos a ella (Fig. 1). De estos últimos, el de mayor importancia y complejidad es el constituido por la Montaña Goteras, a la cual se le adosa en su parte occidental la Montaña Cucaracha (Fig. 2), que, si bien aparentemente no tiene características hidrovulcáni-

(\*) Departamento de Edafología y Geología. Facultad de Biología. Universidad de La Laguna. 38026 La Laguna. Tenerife.

cas, es contemporánea con el edificio explosivo Goteras. La edad de este conjunto hidroexplosivo debe oscilar entre los 11 y los 36 Ka (=miles de años), que son las edades obtenidas por CARRACEDO et al. (1997) en coladas de la costa este de la isla.

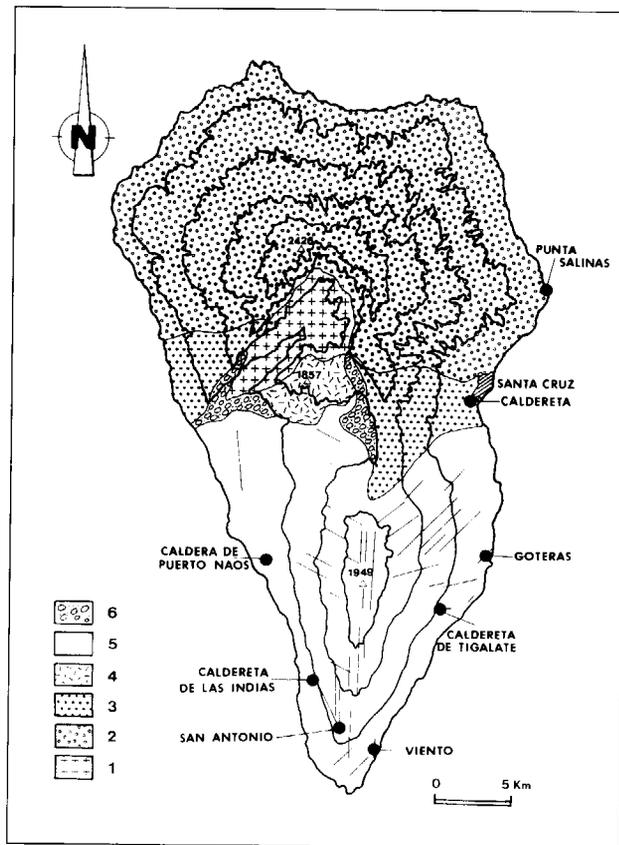


Fig. 1.- Esquema geológico (basado en DE LA NUEZ, 1983 y NAVARRO y COELLO, 1993) y situación de los edificios hidrovolcánicos encontrados en La Palma. 1= Complejo Basal. 2 = Edificio Taburiente. 3 = Edificio Cumbre Nueva. 4 = Edificio Bejenado. 5 = Edificio Cumbre Vieja. 6= Sedimentos. Las líneas en Cumbre Vieja indican alineación volcánica según NAVARRO y COELLO (1993) y CARRACEDO et al. (1997).

**CARACTERIZACIÓN DE LAS DISTINTAS FACIES HIDROMAGMÁTICAS**

La erupción de los volcanes Montaña Goteras-Cucaracha comenzó probablemente bajo el mar, con materiales hialoclastíticos, cuya base debe de apoyarse en coladas basálticas procedentes de la parte alta de la dorsal volcánica de Cumbre Vieja.

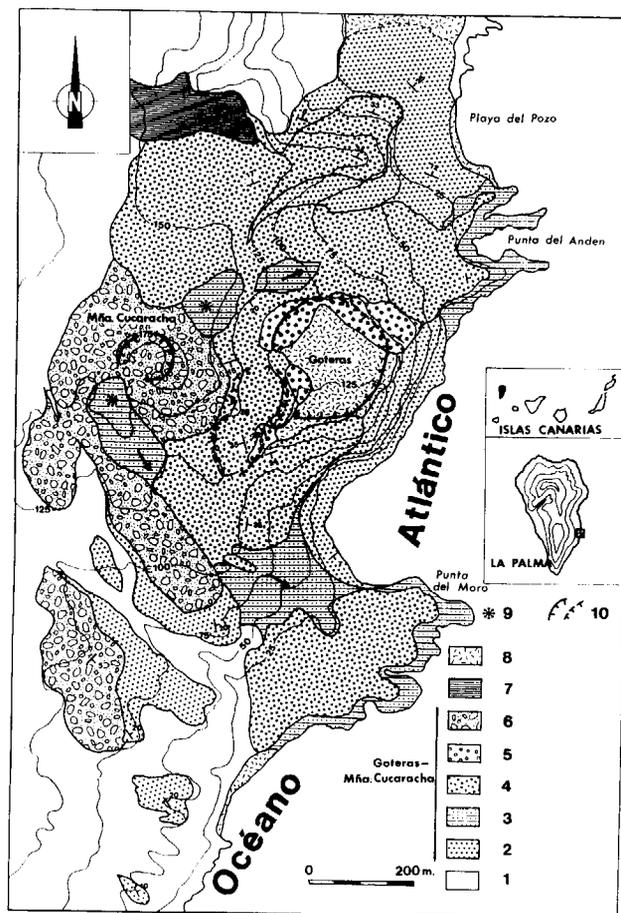


Fig. 2.- Mapa geológico correspondiente al área Montaña Goteras - Montaña Cucaracha. 1 = Coladas basálticas pre-Goteras. 2 = Tobas basálticas de tipo oleadas húmedas en tránsito a secas. 3 = Coladas basálticas. 4 = Tobas basálticas de tipo oleadas secas. 5 = Piroclastos basálticos (escorias y bombas). 6 = Piroclastos basálticos (escorias y lapilli). 7= Coladas basálticas post-Goteras. 8 = Recubrimientos y playas. 9 = Salideros de lava. 10 = Cráteres.

Los primeros materiales visibles son tobas hidrovolcánicas del tipo oleadas húmedas de tonos grises y amarillentos pertenecientes a Montaña Goteras (Fig. 3), que alcanzan un espesor mayor de 100 m., con importantes variaciones laterales de facies desde el centro de emisión hasta las partes más distales (Playa del Pozo al norte y Playa del Pocito al sur) (Fig. 2). Dichas tobas comienzan con fragmentos juveniles de grano fino (media ≈ 0,5 cms.), con escasa laminación y fragmentos líticos que alcanzan tamaños mayores de 1 m. No obstante, a medida que se desarrolla la erupción, se aprecia en estos materiales

un aumento en el tamaño de los fragmentos juveniles, una laminación paralela más marcada, mayor abundancia de estructuras de impacto y algunos tramos con laminación cruzada de bajo ángulo, lo que muestra una tendencia a oleadas piroclásticas secas.

El mecanismo eruptivo propuesto para el depósito de estos materiales es el de colapso parcial de la columna eruptiva formada sobre el edificio (WATERS y FISHER, 1971; KOKELAAR, 1986), si bien en las etapas finales se fueron generando explosiones radiales rasantes (FISHER y WATERS, 1970; FISHER, 1979).

A partir de ese momento, empiezan a entrar en erupción el volcán de la Montaña de la Cucaracha con la emisión de sendas coladas al NE. y SO. del

edificio piroclástico estromboliano, que comenzó más tardíamente. Ambas coladas cubrieron parte de los materiales anteriormente depositados, llegaron al mar y ganaron el área formada por la Punta del Andén y la Punta del Moro. Debió ser en un breve intervalo de tiempo, porque enseguida continuó la actividad explosiva en la Montaña Goteras con una sucesión compleja de tobas del tipo oleadas piroclásticas secas, coladas piroclásticas y piroclastos de caída, que superpuestos alcanzaron más de 40 m. de potencia (Fig. 3).

Las oleadas piroclásticas de este episodio son de escaso espesor y presentan, en general, fragmentos juveniles algo gruesos (media ≈ 1 cm.), laminación paralela marcada, frecuentemente laminaciones cruzadas y algunas estructuras de

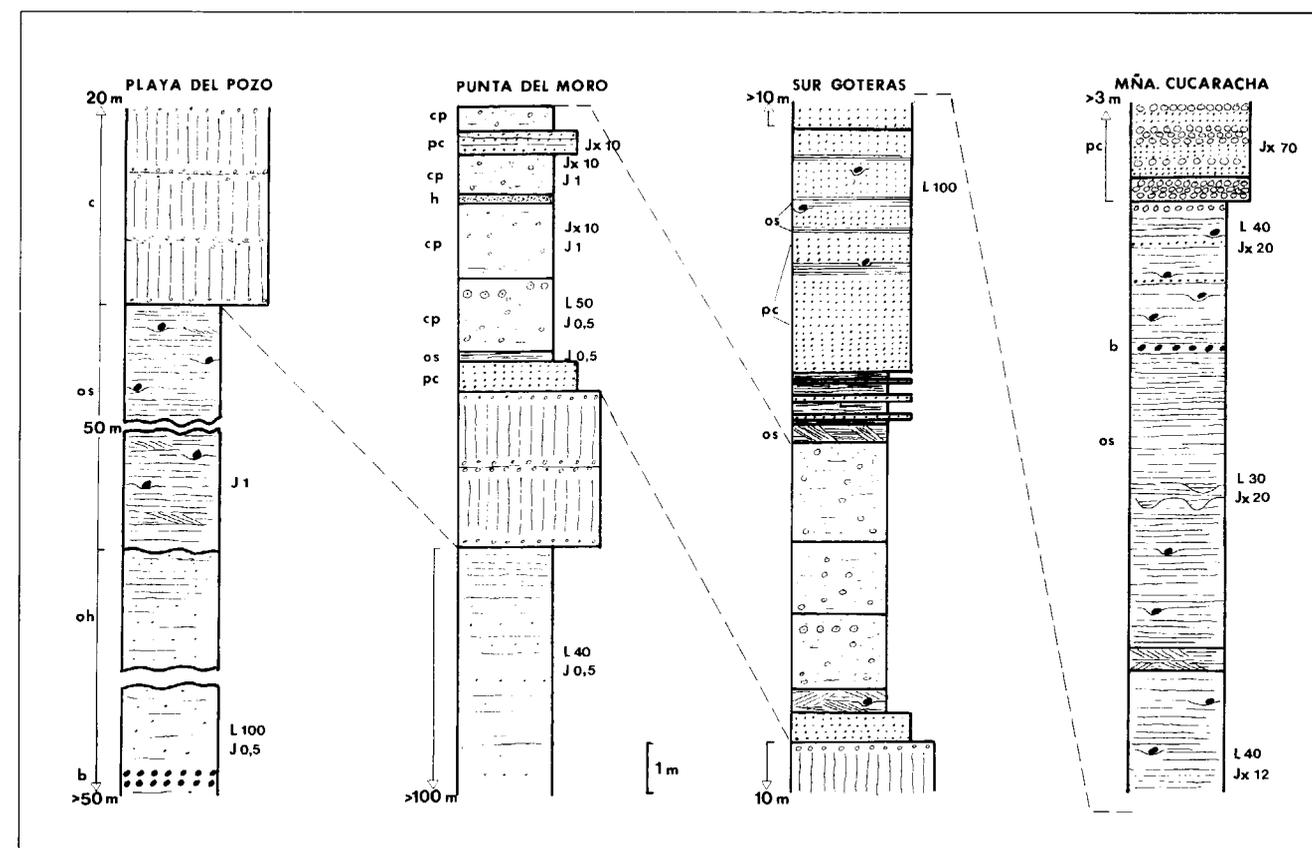


Fig. 3.- Columnas estratigráficas realizadas en cuatro puntos alrededor del volcán Goteras, en las que se representan materiales y estructuras volcanosedimentarias referidas en el texto. oh = oleadas húmedas. os = oleadas secas. cp = coladas piroclásticas. pc = piroclastos de caída. c = coladas. b = brechas. h = cineritas. L = tamaño máximo de los fragmentos líticos (cms.). Jx y J = tamaño máximo y media de los juveniles (cms.).

impacto. Se han delimitado hasta cuatro coladas piroclásticas, de tonos grises, masivas, con juveniles algo vacuolares y menores de 10 cms., líticos mayores de 50 cms. y algunas zonas con contenido mayor en cineritas. En algún caso, se ha distinguido una oleada basal (ground surge), de grano grueso y escasa matriz, precediendo a estas coladas.

Para las oleadas piroclásticas secas se propone un mecanismo de erupción en explosiones radiales y rasantes provenientes del volcán Goteras, mientras que para las coladas piroclásticas su génesis se corresponde con el desmoronamiento total de la columna eruptiva (SPARKS y WILSON, 1976 SPARKS et al., 1978), si bien, son relativamente raras en este tipo de edificios, pues en Canarias sólo han sido citadas en la Caldera del Rey de Tenerife (DE LA NUEZ et al., 1993).

A continuación de estas coladas piroclásticas se suceden pulsos intermitentes de piroclastos de caída tamaño lapilli y niveles más finos correspondientes a oleadas secas, que culminan en piroclastos de caída gruesos (escorias y bombas) coronando el volcán Goteras.

Unos episodios explosivos finales, que sólo se observan bajo la Montaña de la Cucaracha, constituidos por oleadas piroclásticas secas, con fragmentos juveniles gruesos (media entre 1 y 1,5 cms.) y redondeados, laminación paralela marcada, escasos niveles finos, alguna laminación cruzada, canales erosivos y abundancia de estructuras de impacto, dan paso a los piroclastos de caída de Montaña de la Cucaracha.

Parte de los materiales hidromagmáticos debieron ser emitidos por cráteres secundarios al SO del principal (Fig. 2), aunque las últimas emisiones de oleadas piroclásticas secas los cubrieron parcialmente sin que llegaran a ser rellenados del todo.

La mayor parte de los depósitos de oleadas piroclásticas buzan hacia el mar debido a que remontaron en parte el acantilado marino preexistente y se descolgaron por el mismo a medida que se iban alejando del centro de emisión.

Las últimas manifestaciones volcánicas en el conjunto se emiten en forma de piroclastos de

caída, de tipo escorias y bombas, en Montaña de la Cucaracha, que, debido al viento dominante del NE, tapizan su parte SO de los tamaños lapilli.

## EVOLUCIÓN DEL EDIFICIO

A partir de la descripción de las distintas facies del edificio Goteras-Cucaracha puede deducirse la evolución del mismo desde primeras etapas con influencia posiblemente submarina en aguas muy someras, seguidas de episodios ya subaéreos de carácter hidromagmático, con entrada de importante cantidad de agua en el conducto de emisión (oleadas húmedas) y una proporción agua/magma alrededor de 10.

A continuación y tras un período corto de actividad puramente efusiva por un conducto de emisión situado tierra adentro con respecto al centro principal, se multiplica la actividad explosiva al cerrarse el conducto a la entrada masiva de agua y alcanzarse una proporción agua / magma entre 0,5 y 1 que es la relación óptima para generar actividad de máxima energía que origina oleadas secas y coladas piroclásticas (WOHLETZ y MCQUEEN, 1984; VERWOERD y CHEVALIER, 1987). Con el progreso de la erupción la proporción agua / magma va decreciendo hasta valores menores de 0,1, propios de una actividad típicamente estromboliana. Esta evolución decreciente en la relación agua / magma suele ser común a la mayoría de los edificios hidromagmáticos, en los que su estadio final deriva a una actividad estromboliana (WOHLETZ, 1993; DE LA NUEZ et al., 1997).

La morfología actual del volcán Montaña Goteras se halla bastante modificada, puesto que para optimizar el balizamiento del aeropuerto de Mazo, situado a 2 Kms. al norte y en la misma dirección de operaciones de vuelo, se practicó hace unos años un desmonte de más de 20 m., que ha dejado prácticamente irreconocibles el cráter originario principal, los cráteres secundarios, e incluso algunas relaciones estratigráficas entre las unidades; no obstante, se dispone de un mapa 1:5.000 editado por el Cabildo de La Palma, en el que se marca bastante bien la topografía crateriforme del conjunto.

Atendiendo a los parámetros altura y radio del edificio, volumen estimado del mismo y radio del cráter ( $H=155\text{m.}$ ;  $R_e=300\text{m.}$ ;  $V=0,015\text{ Km}^3$  y  $R_c=125\text{ m}$ ), la morfología del volcán Montaña Goteras se corresponde con la de un anillo de tobas en tránsito a un cono de cinder. La Montaña de la Cucaracha tiene las características de un cono de cinder típico, con parámetros morfológicos y volúmenes muy reducidos.

El volumen total de material emitido en la erupción debió acercarse a los  $0,02\text{ Km}^3$ , siendo de una magnitud 100 veces inferior al de la Caldereta de Santa Cruz de La Palma. El mayor edificio hidromagmático existente en el Archipiélago Canario (DE LA NUEZ et al., 1997).

Las directrices estructurales en esta erupción, marcadas por los salideros de lava y la alineación de los cráteres hidromagmáticos, son de dirección NE-SO, coincidentes con las lineaciones de los volcanes y el alargamiento de los conos situados al E. de la dorsal de Cumbre Vieja (NAVARRO y COELLO, 1993; CARRACEDO et al., 1997). La fracturación oblicua a la línea de costa probablemente favoreció la entrada de agua en el conducto, de la misma manera que ha ocurrido en otros centros hidromagmáticos de La Palma o de otras islas canarias (DE LA NUEZ et al., 1993; DE LA NUEZ et al., 1997).

Teniendo en cuenta que la actividad volcánica en La Palma se ha centrado en la directriz N-S de Cumbre Vieja desde hace unos 7 Ka (CARRACEDO et al., 1997), cabe esperar que la mayor probabilidad de que ocurra una erupción explosiva se daría en la intersección de esta dorsal N-S con la costa, es decir, en el área cercana a la Punta de Fuencaliente, donde se han dado al menos tres erupciones explosivas (Caldereta de las Indias, volcán San Antonio y Montaña del Viento) en períodos muy recientes.

## REFERENCIAS

- CARRACEDO, J. C.; DAY, S.; GUILLOU, H. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1996). The 1677 eruption of La Palma, Canary Islands. *Estudios Geol.* 52: 103-114.
- CARRACEDO, J. C.; DAY, S.; GUILLOU, H. (1997). The Cumbre Nueva collapse and Cumbre Vieja volcano. En: *Excursion*

*Guidebook Intern. Workshop on Volcanism and Volcanic Hazards in immature intraplate oceanic islands.* La Palma. 1-28 pp.

DE LA NUEZ, J. (1983). *El Complejo Intrusivo Subvolcánico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Canarias).* Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid. 401 pp.

DE LA NUEZ, J.; ALONSO, J.J.; QUESADA, M. L. y MACAU, M.D. (1993). Edificios hidromagmáticos costeros en Tenerife (Islas Canarias). *Rev. Soc. Geol. España* 6: 47-59.

DE LA NUEZ, J.; QUESADA, M.L. y ALONSO, J.J. (1997). *Los Volcanes de los Islotes al Norte de Lanzarote.* Fundación César Manrique. 223 pp.

FISHER, R. V. (1979). Modelos for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 6: 305-318.

FISHER, R. V. y WATERS, A.C. (1970). Base surge bed forms in maar volcanoes. *Am. J. Sci.* 268: 157-180.

HERNÁNDEZ-PACHECO, A. y DE LA NUEZ, J. (1983). Las extrusiones sálicas del sur de la isla de La Palma. *Estudios Geol.* 39: 3-30.

KOKELAAR, P. (1986). Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull. Volcanol.* 48: 275-289.

NAVARRO, J.M. y COELLO, J.J. (1993). *Mapa geológico del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente.* ICONA. Minist. Agricultura, Pesca y Alimentación.

QUESADA, M.L.; ALONSO, J.J. y DE LA NUEZ, J. (1988). Evolución submarino-subaérea del edificio hidromagmático de la Caldereta (La Palma, Canarias). *II Congr. Geol. España.* Simp.: 377-386.

SPARKS, R.S.J. y WILSON, L. (1976). A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *J. Geol. Soc. London* 132: 441-451.

SPARKS, R.S.J. y WILSON, L. y HULME, G. (1978). Theoretical modelling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J. Geoph. Res.* 83: 1727-1739.

VERWOERD, W.J. y CHEVALLIER, L. (1987). Contrasting types of surtseyan tuff cones on Marion and Prince Edward islands, southwest Indian Ocean. *Bull. Volcanol.* 49: 399-417.

WATERS, A. y FISHER, R. (1971). Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes. *J. Geoph. Res.* 76: 5596-5614.

WOHLETZ, K.H. (1993). Hidrovolcanismo. En: *La volcanología actual.* Eds. J. Martí y V. Araña. C.S.I.C. 99-195.

WOHLETZ, K.H. y MCQUEEN, R.G. (1984). Experimental studies of hydromagmatic volcanism. En: *Explosive Volcanism: Inception, evolution and hazards.* Studies in Geophysics. National Academy Press. Washington. 158-169.

Original recibido: Agosto de 1998.

Original aceptado: Diciembre de 1998.

# MINERALES PESADOS EN LOS SEDIMENTOS CONTINENTALES SINTECTÓNICOS DE LAS SECUENCIAS BELLMUNT Y MILANY (EOCENO, UD. DEL CADÍ, PIRINEOS ORIENTALES): IMPLICACIONES SOBRE SU PROCEDENCIA.

Por E. OLLER (\*), E. RAMOS (\*), E. SAINZ-AMOR (\*\*) y M. INGLÉS (\*\*\*)

## RESUMEN

Se ha realizado el estudio de la composición en minerales pesados de dos series sinorogénicas continentales de edad Eoceno Medio. Las series estudiadas se localizan en la Unidad del Cadí, y están relacionadas con el emplazamiento de las unidades surpirineicas. El estudio mineralógico se ha combinado con el análisis sedimentológico y de paleocorrientes, resultando una correlación muy marcada entre la asociación mineralógica, el tipo de facies que la contiene y las características de su área fuente.

Se han establecido tres asociaciones de minerales pesados. La primera está formada por anatasa, circón, titanita, zoisita, piroxenos, hornblenda y otros anfíboles, y no es característica de ningún tipo concreto de facies. La segunda asociación está formada principalmente por granate y epidota, y caracteriza a las facies aluviales con poco transporte procedentes de un área fuente localizada hacia el norte. La tercera asociación está constituida por biotita, turmalina, apatito, rutilo, estaurolita, sillimanita y cianita, y caracteriza a las facies fluvio-deltaicas con un mayor transporte procedentes de un área fuente localizada hacia el este.

Las variaciones en la composición mineralógica a lo largo de las series estudiadas deben relacionarse con variaciones progresivas en las áreas fuente, siendo de menor importancia los factores paleoclimáticos y diagenéticos.

*Palabras clave:* Minerales pesados, Procedencia, Pirineos Orientales, Eoceno.

## ABSTRACT

Heavy-mineral composition and its evolution has been studied along two sections in non-marine synorogenic rocks, Middle Eocene in age. The sections studied belong to the Cadí tectonic Unit, and are related to the emplacement of the southern Pyrenean units. Heavy mineral study has been put together with paleocurrents and sedimentological analysis. Heavy mineral associations, the sedimentary facies in which they are included and source-area lithology show a high correlation.

Three heavy mineral associations have been established. The first is formed by anatase, zircon, titanite, zoisite, pyroxenes, hornblende and other amphiboles. This mineral association does not characterize any sedimentary facies assemblage. The second heavy mineral association is constituted by garnet and epidote, and characterizes alluvial fan facies which supported a short transport from a northward located source area, where non-metamorphic sedimentary rocks and granites outcropped. The third heavy mineral association is made up by biotite, tourmaline, apatite, rutile, staurolite, sillimanite and kyanite. This association characterizes a fluvio-deltaic facies assemblage, westerward directed and showing a longer transport. The provenance of these deposits was from a source area to the east, formed by metamorphic rocks.

(\*) Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Campus de Pedralbes. 08071 Barcelona.

(\*\*) Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" (CSIC), c/ Martí i Franquès, s/n. 08028 Barcelona.

(\*\*\*) Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Campus de Pedralbes. 08071 Barcelona.

The mineralogical variations from bottom to top in the sections studied may be attributed to progressive variations in the source areas that provide the sediment supply. Changes in heavy mineral content due to diagenetic or paleoclimatic factors can be ruled out considered.

**Key words:** Heavy minerals, Provenance, Eastern Pyrenees, Eocene.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los Pirineos constituyen un cinturón de deformación de edad alpina al que, la Cuenca del Ebro se le asocia como cuenca de antepaís hacia el sur.

La secuencia de emplazamiento de los distintos mantos de corrimiento que conforman el cinturón de deformación presenta una evolución tectónica y paleogeográfica compleja, que incluye el desarrollo de series estratigráficas que registran la acumulación sedimentaria en surcos de antepaís generados a partir del emplazamiento de los sucesivos mantos.

Dependiendo de como se produzca la secuencia de emplazamiento de los distintos cabalgamientos, las series sinorogénicas serán incorporadas al cinturón de deformación y estarán total o parcialmente erosionadas o, por el contrario, serán recubiertas y cabalgadas por estructuras más recientes.

El estudio de los minerales pesados como componentes de series terrígenas, y principalmente las variaciones sufridas por éstos, puede aportar información (PETTIJOHN et al., 1972 y MORTON, 1985 entre otros) sobre los procesos diagenéticos sufridos por el sedimento, las variaciones paleoclimáticas habidas durante el período de tiempo representado por la serie y principalmente, sobre la procedencia, esto es: variaciones habidas en el transporte y en la litología del área fuente. Así pues, el estudio de la procedencia de los materiales terrígenos que constituyen estas series sinorogénicas, nos proporciona información sobre el desarrollo y evolución de las áreas de drenaje que aportaban el sedimento, desarrollo que deberá relacionarse con la generación de relieves ligada al emplazamiento de las unidades tectónicas.

En este sentido, el análisis de los minerales pesados en sedimentos terrígenos puede significar

una valiosa herramienta, cuyo valor puede incrementarse combinándolo con el análisis sedimentológico y de las paleocorrientes de las sucesiones estudiadas.

Este trabajo se centra sobre la zona oriental de los Pirineos meridionales (fig. 1), donde se han estudiado los minerales pesados en dos series estratigráficas que engloban a los depósitos continentales de las secuencias Bellmunt y Milany (PUIGDEFÀBREGAS y SOUQUET, 1986). Dichas series se localizan sobre los flancos norte y sur de la parte occidental del Sinclinal de Ripoll, incluido en la Unidad del Cadí.

El análisis sedimentológico y de las paleocorrientes (RAMOS et al., en prensa) demuestra la existencia de un sistema fluvi-deltaico progradante hacia el oeste, que hacia su parte media y superior se interdigita con un sistema aluvial cuyas paleocorrientes indican una procedencia del norte.

El estudio de la composición mineralógica se ha realizado teniendo presente el tipo de facies muestreada, habiéndose establecido tres conjuntos de facies: 1) facies de relleno de canal fluvial con paleocorrientes predominantemente hacia el

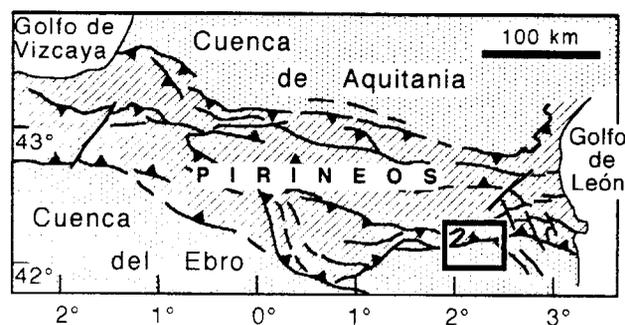


Figura 1.- Localización del área estudiada en este trabajo, en la zona oriental de los Pirineos meridionales.

oeste (facies tipo F), 2) facies aluviales con paleocorrientes dirigidas hacia el sureste a suroeste (tipo A), y 3) facies de desbordamiento de la llanura de inundación y/o de abanico distal, que no muestran una dirección definida de sus paleocorrientes (facies tipo D).

## 2. ENCUADRE GEOLÓGICO

Según MUÑOZ et al. (1986), la vertiente meridional de los Pirineos orientales puede ser subdividida, de acuerdo con su posición estructural y los materiales que la constituyen, en dos grandes unidades estructurales, a las que denominan Unidad de Mantos Superiores y Unidad de Mantos Inferiores. Cada una de estas unidades está constituida por un conjunto de mantos de corrimiento (también denominados unidades) vergentes hacia el sur.

A grandes rasgos, la Unidad de Mantos Superiores incluye los mantos denominados: Unidad del Cotiella, Unidad Central Surpirenaica, Unidad del Pedraforca y Unidad del Empordá. La característica común de todas estas unidades es la de estar constituidas esencialmente por una potente serie de cobertera mesozoico-terciaria inferior.

La Unidad de Mantos Inferiores incluye los mantos denominados: Unidad de Gavarnie, Unidad Nogueres, Unidad del Cadí, Unidad Serrat, Unidad de Mantos de la Garrotxa y el apilamiento antiformal del Freser. La característica común de estas unidades es la de estar constituidas principalmente por rocas del basamento paleozoico, siendo menor la presencia de rocas de la cobertera mesozoico-terciaria.

De acuerdo con MUÑOZ (1985), MUÑOZ et al. (1986) y VERGÉS (1993), la disminución de la intensidad del plegamiento desde las láminas superiores a las inferiores en el apilamiento antiformal del Freser, demuestra que la relación estructural entre la Unidad de Mantos Superiores e Inferiores se produce mediante una secuencia de propagación de los cabalgamientos de bloque inferior (piggy-back thrusting sequence), por la que primero se emplazaron los mantos superiores sobre los inferiores, y posteriormente, tanto los mantos superiores como los sedimentos ter-

ciarios que rellenaban las cuencas de antepaís, fueron involucrados y transportados conjuntamente con el emplazamiento de los mantos inferiores.

La zona objeto de este estudio (fig. 2) queda englobada dentro de una de estas unidades inferiores, la Unidad del Cadí; unidad que, mediante el cabalgamiento de Vallfogona, se emplaza hacia el sur sobre los materiales del antepaís que constituyen el relleno sedimentario de la Cuenca del Ebro (conglomerados de Berga en fig. 2).

La Unidad del Cadí está constituida por una potente serie paleozoica en la que están bien representados el Devónico, el Carbonífero y el Pérmico, y en la que el Mesozoico no suele encontrarse. En cambio, el Terciario está bien representado, desde su límite inferior en facies garumnienses, hasta el Eoceno Medio. La sucesión terciaria de la Unidad del Cadí sobrepasa los 3.500 m de potencia, y registra el relleno sedimentario de un surco de antepaís relacionado con el emplazamiento de la Unidad del

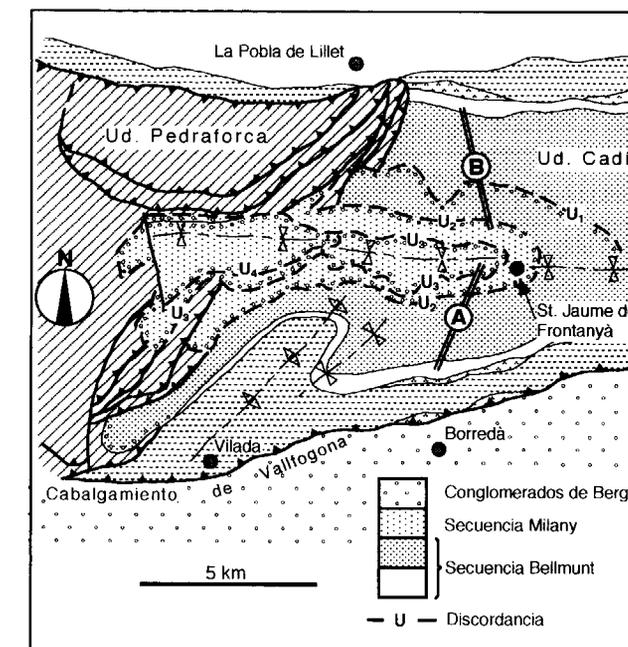


Figura 2.- Mapa geológico esquemático de la zona estudiada y localización de los dos perfiles estratigráficos estudiados. A= serie de Sant Jaume, en el flanco sur del Sinclinal de Ripoll. B= serie de La Pobla, en el flanco norte del Sinclinal de Ripoll. Ver columnas en figura 3. (Modificado de MARTÍNEZ et al., 1988).

Pedraforca y del apilamiento antiformal del Freser.

La deformación interna de la Unidad del Cadí se resuelve mediante un conjunto de pliegues, entre los que cabe destacar el Sinclinal de Ripoll, un pliegue de gran escala cuyo eje se dispone en dirección E-O. Esta estructura permite el afloramiento de dos series continuas, una en cada flanco del sinclinal, de los materiales transicionales y continentales que conforman el techo de la sucesión terciaria en la Unidad del Cadí.

La Unidad del Pedraforca ha sido clásicamente subdividida en dos subunidades: el Manto Superior del Pedraforca y el Inferior. El Manto superior del Pedraforca está formado exclusivamente por rocas mesozoicas del Keuper, Jurásico y principalmente, Cretácico Inferior, que alcanza espesores de más de 1.000 m de rocas carbonatadas, mientras que el Cretácico Superior está escasamente representado (VERGÉS y MARTÍNEZ, 1988). En cambio, el Manto Inferior del Pedraforca está constituido por rocas del Keuper, Jurásico, y una potente sucesión de Cretácico Superior, Garumniense y Eoceno Inferior.

El antiformal del Freser está constituido por un apilamiento de láminas de rocas paleozoicas Cambro-ordovícicas y del Ordovícico Superior que localmente presenta una cobertera poco potente de materiales en facies garumnienses.

### 3. LAS SECUENCIAS BELLMUNT Y MILANY

En la parte oriental tanto de la Cuenca del Ebro como de los Pirineos meridionales, las secuencias Bellmunt y Milany, definidas por PUIGDEFÀBREGAS y SOUQUET (1986) constituyen la parte superior del relleno sedimentario de la cuenca de antepaís relacionada con el emplazamiento de las Unidades del Pedraforca y del apilamiento antiformal del Freser, presentando un marcado carácter sinorogénico en relación con dichas unidades que ha sido puesto de manifiesto por PUIGDEFÀBREGAS et al. (1986), MARTÍNEZ et al. (1988) y VERGÉS (1993) entre otros.

La atribución cronoestratigráfica de los materia-

les continentales que, en la Unidad del Cadí engloban estas secuencias es todavía problemática, a pesar de las contribuciones realizadas por BUSQUETS (1981) y BUSQUETS et al. (1979, 1986 y 1992) en los aspectos bioestratigráficos y por BURBANK et al. (1992) en los aspectos magnetoestratigráficos. Un resumen del estado actual de la cuestión puede encontrarse en MARTÍN-CLOSAS et al. (1999); para estos autores, la extensión temporal de los materiales transicionales y continentales que constituyen ambas secuencias debe incluir, como mínimo, desde el Luteciense Inferior hasta el Bartonense Medio, lo que a grandes rasgos concuerda con la cronoestratigrafía que había sido considerada por PUIGDEFÀBREGAS et al. (1986).

Estos depósitos representan, según RAMOS et al. (en prensa), la acumulación mediante un sistema deltaico que muestra una evolución vertical desde facies de prodelta a frente deltaico, llanura deltaica y finalmente una clara asociación fluvial, en la que el análisis de sus paleocorrientes, en concordancia con la dirección de progradación deltaica, muestra una procedencia muy constante desde el este.

Hacia su mitad superior (secuencia Milany), la sucesión fluvio-deltaica de dirección E-O se interdigita con depósitos de abanico aluvial cuyas paleocorrientes muestran una mayor dispersión, variando desde dirigidas hacia el SE hasta el SO, con una clara componente sur.

Los depósitos aluviales procedentes del norte presentan discontinuidades cartográficas (fig. 2) que fosilizan, al menos en parte, y son fosilizadas por el sistema de cabalgamientos que constituyen el borde oriental de la Unidad del Pedraforca (MARTÍNEZ et al., 1988).

La disposición estructural de los materiales terciarios de la Unidad del Cadí, plegados mediante el Sinclinal de Ripoll, ha permitido el estudio de dos sucesiones estratigráficas muy completas; una a través del flanco sur (sucesión de Sant Jaume, fig. 3.A), y otra sobre el flanco norte del sinclinal (sucesión de La Pobla, fig. 3.B). La correlación establecida entre ambas sucesiones (fig. 3) muestra cómo el sistema fluvio-deltaico con paleocorrientes hacia el oeste constituye las facies dominantes en la parte inferior de cada

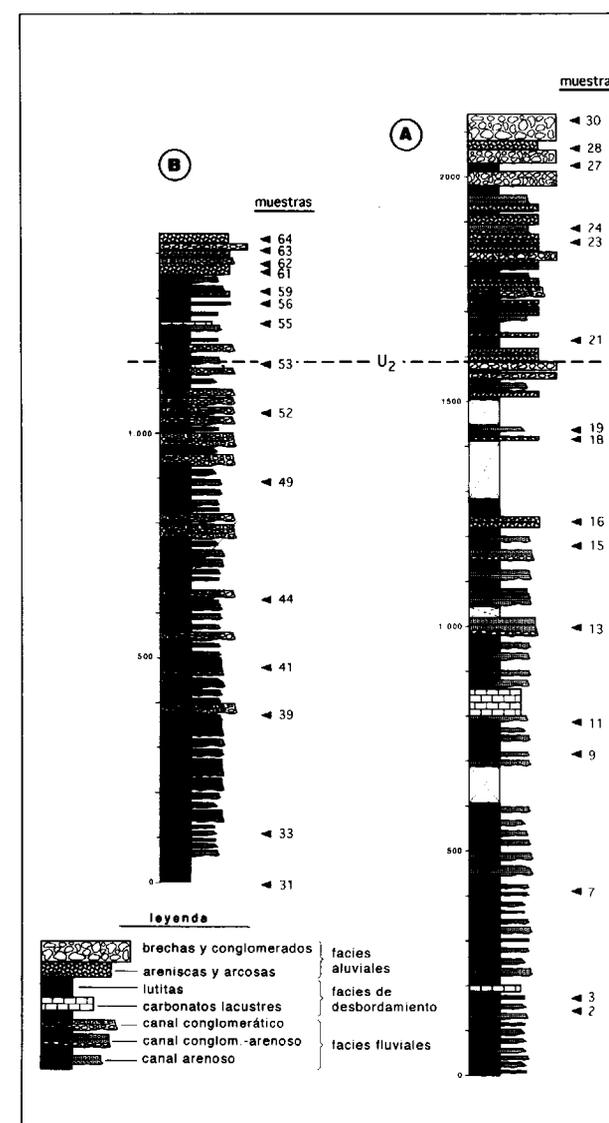


Figura 3.- Perfiles estratigráficos estudiados en este trabajo. A= Serie de Sant Jaume (flanco sur) y B= Serie de La Pobla (flanco norte). La posición de las muestras estudiadas se indica en la parte derecha de cada columna. La correlación entre ambas columnas se ha realizado mediante la discontinuidad cartográfica  $U_2$  (ver figura 2).

serie, mientras que los depósitos aluviales, procedentes del norte, se interdigitan entre éstos y, progresivamente hacia la parte superior de ambas series, devienen en dominantes. Además, en la serie del flanco norte (La Pobla) los depósitos aluviales son más abundantes y de mayor granulometría que sus equivalentes laterales en el flanco sur (RAMOS et al., en prensa).

## 4. METODOLOGIA

### 4.1. Muestreo

Para el estudio de los minerales pesados se ha realizado un muestreo a lo largo de las dos sucesiones aflorantes en los flancos norte y sur del Sinclinal de Ripoll.

Para el muestreo se ha tenido presente el análisis de las facies sedimentarias, habiéndose establecido tres grupos de muestras: 1) muestras de sedimentos pertenecientes al sistema longitudinal de canales fluviales con paleocorrientes dirigidas hacia el oeste (facies tipo F), 2) muestras de sedimentos pertenecientes al sistema aluvial transversal, con paleocorrientes dirigidas hacia el sur (facies tipo A), y 3) muestras de facies de desbordamiento, sin dirección de paleocorrientes definida y que pueden pertenecer tanto al sistema longitudinal como al transversal (facies tipo D).

En la distribución de los niveles muestreados se ha procurado mantener una relativa equidistancia, así como también que los tres tipos de facies estudiadas quedasen homogéneamente representadas. Esta regularidad ha podido mantenerse en las facies de canales fluviales y en las de los depósitos de desbordamiento, mientras que en el muestreo de las facies aluviales no ha podido mantenerse, ya que éstas sólo se encuentran en la parte superior de ambas series.

En total se han estudiado 31 muestras, de las que 9 son facies de canales fluviales (F), 10 son facies aluviales (A) y 12 son facies de desbordamiento (D). Su posición queda reflejada en la figura 3.

### 4.2. Tratamiento de las muestras

Para llevar a cabo el tratamiento de las muestras se ha seguido el método propuesto por PÉREZ-MATEOS (1965). Una vez disgregadas las muestras, se han tamizado utilizando tamices de malla de 0,315, 0,250 y 0,063 mm, tomando para su estudio la fracción 0,250-0,063 mm.

La fracción escogida ha sido lavada y secada para eliminar el polvo, y posteriormente atacada con HCl al 10%. Este tratamiento es necesario para eliminar los carbonatos y las pátinas de óxidos,

aunque puede haber afectado al contenido en apatito. El residuo resultante ha sido sometido a separación mediante la utilización de bromoformo, y con la fracción pesada obtenida se han montado preparaciones utilizando bálsamo del Canadá.

Finalmente se ha realizado el reconocimiento y conteo de los diferentes granos de minerales pesados mediante la utilización de microscopio petrográfico. A fin de que el conteo sea representativo, se ha procurado contabilizar, como mínimo, 400 granos minerales en cada preparación.

## 5. RESULTADOS

El presente estudio se ha centrado exclusivamente sobre los minerales pesados transparentes. Calculándose el porcentaje de cada especie

mineral sin considerar los minerales pesados opacos. En algunas muestras, el porcentaje de los minerales opacos es muy elevado, por lo que el número de granos contados ha sido muy superior a 400.

Los resultados obtenidos quedan reflejados en la tabla 1, donde se ha recalculado el porcentaje de cada mineral con respecto al total de los minerales pesados transparentes. No se incluyen en dicha tabla los resultados de las muestras 11, 13 y 15, que han arrojado un contenido del 100 % en minerales pesados opacos.

**Minerales opacos:** Se incluyen bajo esta denominación tanto los minerales opacos como aquellos que no ha sido posible identificar debido a su estado de alteración. La proporción de estos minerales puede variar desde el 25% hasta el 100% (tabla 1), aunque en conjunto las muestras con proporciones más elevadas en minerales

Muestra	% opacos	% transparentes	Biotita	Anatasa	Apatito	Circón	Granate	Turmal.	Rutilo	Titanita	Epidota	Zoisita	Estaurol.	Cianita	Silliman.	Piroxen.	Hornbl.	Otros Anfíbol.
(D) 2	89,80	10,20	25,60		5,10					5,10	61,50	2,60						
(F) 3	60,50	39,50	81,80	0,40	1,00	1,40	2,10	3,50	1,20		1,40	0,80	0,40	0,60	0,40	0,80	2,30	2,10
(D) 7	89,90	10,10	48,70		3,50			8,80			26,50	3,50				8,00		0,90
(F) 9	57,80	42,40	85,50	0,30	0,60	0,60	1,80	4,50	0,60			0,60	0,30		0,60	1,20	2,40	1,20
(A) 16	62,30	37,70	31,20	1,30	0,70	2,20	60,10	0,90	0,70		0,40	1,50	0,90					0,20
(A) 18	67,80	32,20	24,50	0,90	1,40	0,90	50,50	1,90			11,60	6,90				0,50		0,90
(F) 19	26,90	73,10	85,50	0,10	0,80	0,20	5,00	1,90	0,20		0,70			0,60	0,30		4,70	0,10
(D) 21	38,40	61,60	62,80	0,30	0,80	0,30	17,10	1,10	0,30		14,50	2,40				0,50		
(A) 23	25,60	74,40	12,60	2,10		6,80	56,60	0,20	0,20	0,40	13,40	0,60		0,20		6,80		
(F) 24	59,70	40,30	68,80	0,20	0,70	4,10	10,00	7,20	2,00	0,20		0,70	1,70		0,40	0,40	3,70	
(D) 27	45,30	54,70	15,60	0,80	0,10	0,80	72,40	2,60	0,80	0,60	3,50	0,60	0,10			0,40	0,80	1,00
(A) 28	24,80	75,20	9,90	0,20		0,40	84,50	0,20	0,20	0,70	0,50	0,40				2,30		0,70
(A) 30	38,80	61,20	25,30	0,90		0,60	60,80	0,30	0,60	2,00	3,10					5,70		0,90
(D) 31	61,28	38,72	76,50		3,36	3,92	3,36	3,64	3,08		1,40	3,08	0,84			0,84		
(F) 33	70,03	29,97	89,10	1,09			2,72	4,89		0,54			0,54					1,09
(D) 39	71,31	28,69	72,80	1,03	3,10	5,17	5,17	6,21	1,03		0,69	2,07	1,03			1,38		0,34
(F) 41	80,12	19,88	24,00	0,74	2,58	39,10	9,23	5,54	9,96	5,17		1,85	1,11			0,74		
(D) 44	71,96	28,04	75,70		1,87	5,08	4,81	3,74	4,01	0,27		3,48				1,07		
(F) 49	69,00	31,00	47,30	0,64	0,64	25,70	9,65	2,57	10,30			1,93		0,32		0,96		
(D) 52	69,38	30,62	80,80		2,97	0,37	4,06	8,49	0,74	0,37			1,48			0,74		
(F) 53	71,65	28,35	74,10	0,35	1,05	4,20	4,90	8,74	3,85	0,35		0,70	0,70				0,70	0,35
(D) 55	54,78	45,22	49,50			0,51	44,90	1,28		1,02	1,28	0,77				0,77		
(A) 56	43,24	56,76	20,70	0,65	0,22	1,11	66,80	0,47			7,80					2,23		
(A) 59	41,01	58,99	22,50			0,32	73,30	0,32		0,63	1,90					0,95		
(A) 61	19,29	80,71	11,80			0,40	78,30	0,20			6,77					2,59		
(A) 62	19,88	80,12	24,10		0,19	1,49	65,50	0,75		0,75	6,16	0,37				0,75		
(A) 63	33,98	66,02	42,10			0,23	51,70	0,68		0,68	3,87	0,23				0,46		
(D) 64	25,91	74,09	28,10	0,18		3,89	57,80	0,35			3,36	3,71				2,65		

Tabla 1.- Porcentajes de minerales pesados opacos y transparentes y proporciones relativas de las diferentes especies de estos últimos recalculadas respecto al total de transparentes. No se han incluido en la tabla los resultados de las muestras 11, 13 y 15, cuyo contenido en minerales opacos es del 100 %. Las letras entre paréntesis en la columna del número de muestra indican la litofacies a la que pertenece cada muestra: (A)= facies aluviales. (F)= facies de canales fluviales y (D)= facies de desbordamiento. Ver explicación en el texto.

opacos corresponden a facies de canales fluviales (F) y de desbordamiento (D). Es de resaltar que las tres muestras que presentan el 100% de opacos (11, 13 y 15) son correlativas en la serie estratigráfica, y pertenecen a un mismo tramo de características palustre-lacustres.

**Minerales transparentes:** En total se han identificado 16 especies mineralógicas, la mayor parte de las cuales se encuentran indistintamente en los tres tipos de litofacies estudiadas (A, F y D), aunque presentan variaciones significativas en sus proporciones. De estas especies mineralógicas, descritas a continuación, las más abundantes son la biotita, con proporciones entre el 9,9 % y 89,10 %, y el granate, con variaciones en su porcentaje entre el 0 % y el 84,50 %, en menor medida están presentes epidota, turmalina, circón, rutilo y los piroxenos. El resto de minerales descritos están presentes en proporciones muy bajas.

**Biotita:** El color de la biotita varía del pardo-rojizo al pardo oscuro como norma general, pero también se encuentran algunos verdes. Pueden ser granos frescos o no, y a menudo se encuentran como producto de alteración, ya que hay restos de otros minerales. Algunas biotitas, principalmente las verdes, presentan extinción ondulante. La biotita, juntamente con el granate, es uno de los minerales más abundantes (tabla 1), y en líneas generales su contenido decrece hacia la parte superior de ambas series (fig. 4).

**Anatasa:** La anatasa es un mineral incoloro que se presenta mayoritariamente en granos frescos y algo rodados, aunque se ha reconocido algún grano idiomorfo. Es un mineral poco abundante, cuya presencia no supera el 3 % (tabla 1). La sucesión del flanco norte presenta una clara tendencia a disminuir su contenido hacia techo, mientras que en la del flanco sur, su distribución vertical no parece seguir ninguna tendencia.

**Apatito:** El apatito se presenta en granos incoloros, con predominio de granos frescos y su forma puede variar de subredondeados a redondeados. Se trata de un mineral escaso que no supera el 6% (tabla 1) y con una tendencia clara a disminuir su presencia hacia la parte superior de ambas series (fig. 5).

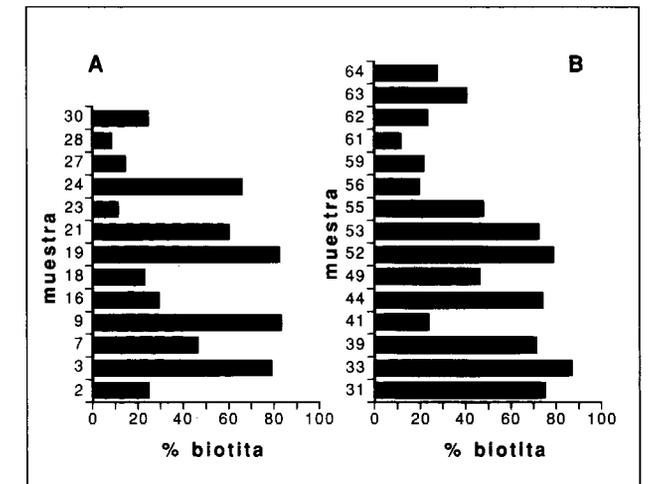


Figura 4.- Evolución vertical del contenido en biotita de las muestras estudiadas en: A = serie de Sant Jaume (flanco sur) y B = serie de La Pobla (flanco norte). Se observa una cierta tendencia a disminuir el contenido de biotita hacia la parte superior de ambas series.

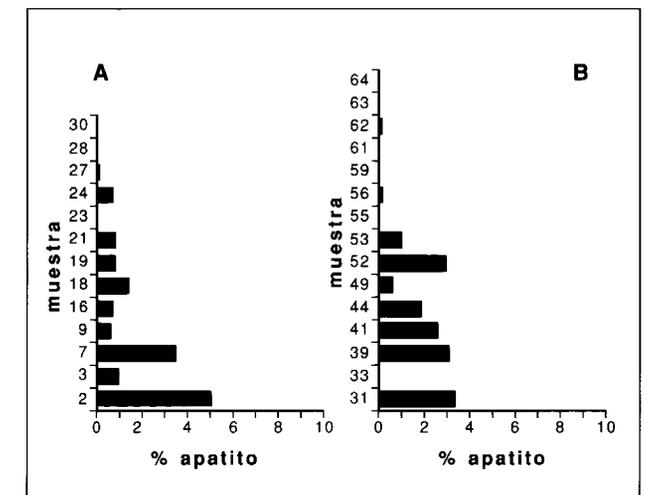


Figura 5.- Evolución vertical del contenido en apatito de las muestras estudiadas en: A = serie de Sant Jaume (flanco sur) y B = serie de La Pobla (flanco norte). El apatito muestra una clara tendencia a disminuir su contenido hacia la parte superior de ambas series.

**Circón:** El circón es un mineral incoloro, pero que a menudo tiene inclusiones de agujas de rutilo. Muestra una morfología variada, presentándose en granos idiomorfos, en fragmentos subangulosos, y en granos que van de poco a muy rodados. La distribución del circón varía en función de la serie estudiada; en la sucesión del flanco norte (fig. 6.B) muestra una clara tenden-

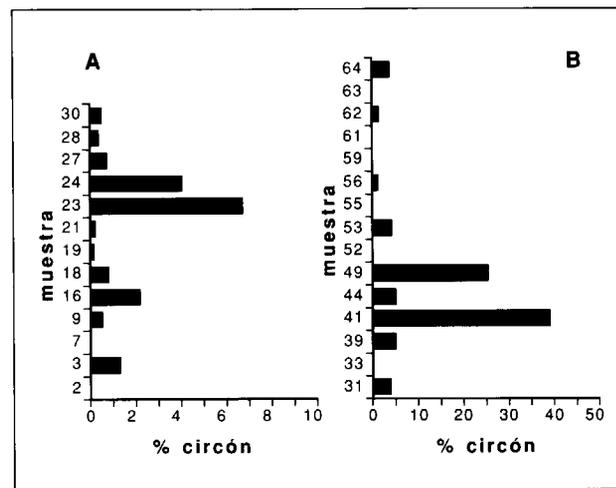


Figura 6.- Evolución vertical del contenido en circón de las muestras estudiadas en: A = serie de Sant Jaume (flanco sur) y B = serie de la Pobla (flanco norte). Se observa un diferente comportamiento del circón para cada una de las series. Mientras que la serie del flanco sur (A) no muestra una tendencia definida, la serie del flanco norte (B), con un mayor contenido en circones, muestra una clara tendencia a la disminución hacia el techo. Nótese la diferencia de escalas entre ambas series.

cia a disminuir hacia el techo, mientras que en el flanco sur (fig. 6.A) no se observa una tendencia definida.

**Granate:** Se presenta en granos incoloros o con tonos rosados, mayoritariamente rotos, irregulares y alargados. Suele presentar aristas vivas, aunque hacia la parte inferior de las series pueden presentarse algo rodados. El granate es un mineral que se encuentra prácticamente en todas las muestras (tabla 1), aunque sus proporciones son muy variables y se observa una tendencia a incrementar su presencia hacia la parte superior de ambas series (fig. 7).

**Turmalina:** Se presenta mayoritariamente en granos de color pardo con fuerte pleocroísmo, aunque también las hay, en menor medida, de color verde y azul. Su morfología varía desde granos prismáticos subredondeados a muy rodados. La proporción de la turmalina en las muestras es relativamente baja, menor del 9% (tabla 1), siendo más abundante en las facies de canales fluviales (F) y de desbordamiento (D) que en las aluviales (A), y presentando una tendencia a disminuir hacia el techo de las series (fig. 8).

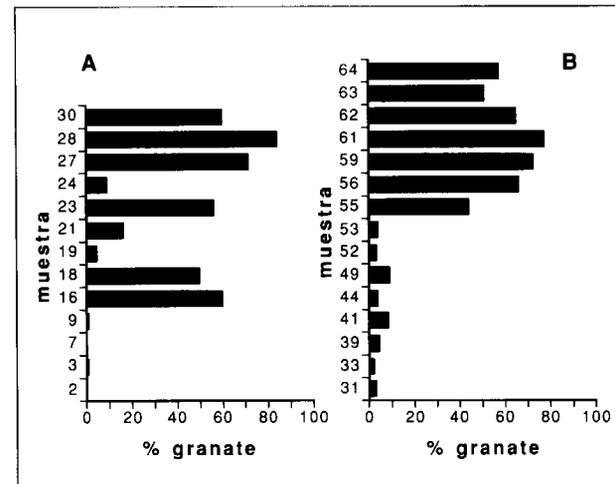


Figura 7.- Evolución vertical del contenido en granate de las muestras estudiadas en: A = serie de Sant Jaume (flanco sur) y B = serie de la Pobla (flanco norte). El granate muestra una clara tendencia a aumentar su contenido hacia la parte superior de ambas series.

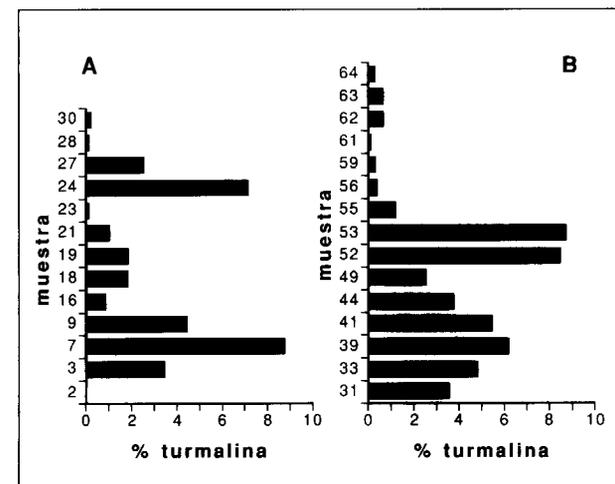


Figura 8.- Evolución vertical del contenido en turmalina de las muestras estudiadas en: A = serie de Sant Jaume (flanco sur) y B = serie de la Pobla (flanco norte). La turmalina muestra una cierta tendencia a disminuir su contenido hacia la parte superior de ambas series.

**Rutilo:** El color del rutilo varía de rojo a rojo oscuro o negro. Se presenta en granos prismáticos subredondeados o rodados, muy raramente en granos idiomorfos. No se trata de un mineral abundante (tabla 1), y al igual que el circón, el comportamiento de su distribución vertical varía según la serie de la que se trate. En la sucesión

del flanco norte el rutilo sólo se encuentra en las facies de canales fluviales y de desbordamiento de la parte inferior, mientras que en la sucesión del flanco sur su distribución no muestra una tendencia tan clara.

**Titanita:** La titanita es de color amarillo y en general se presenta en granos frescos, rotos y con aristas vivas. Se trata de un mineral poco abundante (tabla 1) que no muestra ningún tipo de tendencia clara en la vertical ni en relación con las diferentes facies.

**Epidota:** El color de la epidota es verde pistacho, y su intensidad varía en función de si se trata de un grano fresco o no. Se presenta en granos que pueden variar de subangulosos a subredondeados. A menudo se encuentran como producto de alteración de la biotita. En general no se trata de un mineral abundante (tabla 1), se encuentra preferentemente en las facies aluviales (A) y de desbordamiento (D), estando casi ausente de las facies de canales fluviales (F).

**Zoisita:** La zoisita es un mineral incoloro que mayoritariamente se presenta en granos frescos, idiomorfos prismáticos y en formas irregulares un poco rodadas. Es un mineral que se encuentra prácticamente en todas las muestras estudiadas (tabla 1), aunque no presenta una tendencia vertical clara.

**Estaurolita, sillimanita y cianita:** Estos tres minerales constituyen una asociación típicamente metamórfica en facies esquistos micáceos. La estaurolita es de color rojizo a pardo oscuro y se presenta en granos rotos, en general poco rodados. La sillimanita, de color pardo, se presenta en agregados fibrosos alargados y bastante rodados. La cianita es incolora, se presenta generalmente como cristales frescos y en granos bastante fragmentados. En conjunto son minerales poco abundantes (tabla 1) y la suma de los tres no supera el 3%, presentando una cierta tendencia vertical a disminuir su presencia hacia la parte superior de las series (fig. 9). Se encuentran mayoritariamente en las facies de canales fluviales (F) y de desbordamiento (D), siendo prácticamente inexistentes en las facies aluviales (A). Es de remarcar el hecho de que la cianita no se encuentra en ninguna muestra de las estudiadas en la sucesión del flanco norte.

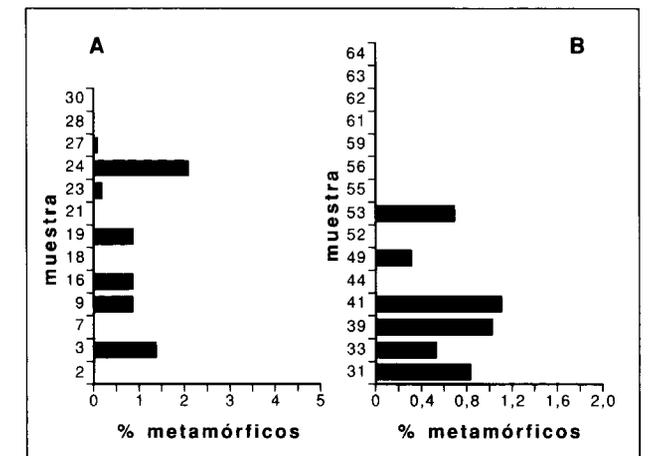


Figura 9.- Evolución vertical del contenido en minerales metamórficos (estaurolita, sillimanita y cianita) de las muestras estudiadas en: A = serie de Sant Jaume (flanco sur) y B = serie de la Pobla (flanco norte). Se observa una cierta tendencia a disminuir su contenido hacia el techo. En la serie del flanco sur (A) el contenido en minerales metamórficos es claramente superior. Nótese la diferencia de escalas.

**Piroxenos:** Los piroxenos son incoloros, verdosos o amarillentos. En general presentan formas irregulares o hábito prismático, con tamaño y grado de redondeamiento bastante variables. Son minerales poco abundantes (tabla 1), que sin embargo están presentes en todas las muestras, aunque sin presentar una variación vertical clara.

**Anfíboles:** La mayoría de los anfíboles son incoloros, aunque también se han reconocido de color verde (hornblenda). Se presentan en granos alargados, de hábito prismático, aplanados y con líneas de exfoliación muy marcadas.

El tratamiento de los resultados obtenidos se ha llevado a cabo a través del análisis multivariable. Para ello, y con la ayuda del programa informático SPSS se ha confeccionado una matriz de correlación (tabla 2) en la que se refleja el valor del coeficiente de correlación lineal o de Pearson para cada par de las distintas especies minerales.

En la tabla 2 se han incluido, además de las 16 especies minerales anteriormente descritas, tres variables más: metamórficos,  $\Sigma 1$  y  $\Sigma 2$ . La clase "metamórficos" corresponde a la suma de los contenidos en estaurolita, sillimanita y cianita, y se ha establecido para contrastar el comporta-

	Biotita	Anat.	Apatito	Circón	Granat.	Turmal.	Rutilo	Titan.	Epid.	Zois.	Estau.	Cianita	Sillim.	Pirox.	Hornbl.	Otros Anfíbol.	Metam.	$\Sigma 1$	$\Sigma 2$
Biotita	1,0																		
Anatasa	-0,2	1,0																	
Apatito	0,3	-0,2	1,0																
Circón	-0,1	0,2	0,2	1,0															
Granate	-0,8	0,2	-0,6	-0,2	1,0														
Turmalina	0,6	-0,1	0,4	0,2	-0,7	1,0													
Rutilo	0,1	0,1	0,2	0,9	-0,4	0,3	1,0												
Titanita	-0,3	0,0	0,4	0,5	-0,1	-0,1	0,3	1,0											
Epidota	-0,3	-0,1	0,6	-0,2	-0,1	-0,2	-0,2	0,5	1,0										
Zoisita	0,0	0,0	0,5	0,1	-0,3	0,1	0,1	0,0	0,3	1,0									
Estaurolita	0,3	0,2	0,2	0,3	-0,4	0,5	0,3	0,1	-0,3	0,0	1,0								
Cianita	0,3	0,0	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	0,1	1,0							
Sillimanita	0,5	-0,1	-0,1	0,1	-0,4	0,2	0,2	-0,2	-0,2	-0,2	0,2	0,5	1,0						
Piroxenos	-0,3	0,3	0,0	-0,1	0,2	0,0	-0,2	-0,1	0,2	0,0	-0,3	0,0	-0,2	1,0					
Hornblenda	0,5	-0,1	-0,1	0,0	-0,4	0,2	0,0	-0,2	-0,2	-0,2	0,3	0,6	0,8	-0,2	1,0				
Otros Anfíboles	0,2	0,2	-0,1	-0,2	-0,1	0,2	-0,2	-0,2	-0,1	0,0	0,0	0,4	0,4	0,1	0,2	1,0			
Metamórficos	0,5	0,1	0,1	0,3	-0,5	0,5	0,3	0,0	-0,3	-0,1	0,9	0,4	0,6	-0,3	0,7	0,2	1,0		
$\Sigma 1$	-0,9	0,1	-0,4	-0,3	0,9	-0,7	-0,3	0,1	0,3	-0,1	-0,5	-0,3	-0,5	0,3	-0,4	-0,2	-0,6	1,0	
$\Sigma 2$	1,0	-0,2	0,3	0,0	-0,9	0,7	0,0	-0,2	-0,3	0,1	0,4	0,3	0,5	-0,3	0,5	0,2	0,5	-1,0	1,0

Tabla 2.- Matriz de correlación lineal calculada a partir de los valores de la tabla 1, a la que se han añadido tres nuevas columnas de valores: metamórficos,  $\Sigma 1$  y  $\Sigma 2$ . La columna "metamórficos" comprende el conjunto de los valores de la estaurolita, sillimanita y cianita. La columna  $\Sigma 1$  representa la suma de granate y epidota, y la columna  $\Sigma 2$  procede de la suma de biotita, turmalina, apatito, rutilo, estaurolita, sillimanita y cianita.

miento del conjunto de los minerales de origen metamórfico frente a cada uno de ellos por separado. Las clases  $\Sigma 1$  y  $\Sigma 2$  serán discutidas más adelante.

## 6. DISCUSIÓN

El análisis multivariante de los resultados obtenidos (tabla 2) permite poner de manifiesto la existencia de minerales que presentan un bajo o nulo grado de correlación entre ellos frente a otro grupo de minerales con un fuerte grado de correlación. Entre éstos últimos, unos presentan valores positivos y otros negativos.

Los coeficientes de correlación directa entre dos minerales (valores positivos) indican que el incremento de la proporción de un mineral implica el incremento del otro. Los valores mayores se dan para las parejas circón-rutilo ( $R=0,9$ ), hornblenda-sillimanita ( $R=0,8$ ), hornblenda-metamórficos ( $R=0,7$ ), biotita-turmalina y hornblenda-cianita (ambos con  $R=0,6$ ) y biotita-metamórficos, con  $R=0,5$ .

Otras parejas de minerales presentan valores de correlación inversa (valores negativos), significando que el incremento de un mineral implica la disminución del otro. Los mayores valores para el coeficiente de correlación inversa se producen para las parejas granate-biotita, que presenta un valor  $R=-0,8$ , granate-turmalina ( $R=-0,7$ ), granate-apatito ( $R=-0,6$ ) y granate-metamórficos ( $R=-0,5$ ).

Combinando la información suministrada por la matriz de correlación (tabla 2) y la tendencia general de los diferentes minerales a lo largo de la serie (figs. 4 a 9), se pueden establecer tres conjuntos o asociaciones de minerales: 1) la asociación formada por anatasa, circón, titanita, zoisita, piroxenos, hornblenda y otros anfíboles, 2) la asociación formada por granate y epidota, y 3) la asociación formada por biotita, turmalina, apatito, rutilo, estaurolita, sillimanita y cianita.

El primer grupo (anatasa, circón, titanita, zoisita, piroxenos, hornblenda y otros anfíboles) está constituido por minerales que presentan un valor débil de sus coeficientes de correlación, junta-

mente con una tendencia muy poco definida en su evolución vertical, por lo que se hace difícil establecer su pertenencia a una u otra asociación mineralógica. Posiblemente se trate de minerales que hayan sufrido algún tipo de modificación postsedimentaria, o bien se trata de minerales que pueden pertenecer a más de un área fuente, como parece ser el caso del circón, que se presenta en granos que van de poco a muy rodados. Este es el motivo por el que se incluyen en este grupo minerales como la titanita y el circón a pesar del moderado valor del coeficiente de correlación entre estos dos minerales ( $R=0,5$ ).

El segundo grupo está constituido por el granate y la epidota. El granate es un mineral muy abundante (fig. 5) y que presenta una fuerte correlación inversa con todos los minerales del tercer grupo. A pesar de que la epidota presenta un valor de correlación negativo y muy débil con el granate, se ha incluido en este grupo porque muestra una tendencia en la vertical que es muy similar para ambos minerales, especialmente si se comparan los valores de la serie del flanco norte. El valor anómalo de su coeficiente de correlación viene dado por la introducción de algunas muestras del flanco sur donde, posiblemente debido a factores locales, el elevado contenido en epidota no conlleva un mayor contenido en granate (p.e. la muestra nº 2 contiene hasta el 61,5 % de epidota y no tiene granate. Ver tabla 1).

Finalmente, el tercer grupo (biotita, turmalina, apatito, rutilo, estaurolita, sillimanita y cianita) está formado por un conjunto de minerales cuyo coeficiente de correlación entre ellos es directo y su valor de moderado a alto, presentando además una correlación inversa con el granate y una evolución vertical relativamente similar.

La suma de los valores del segundo grupo de minerales (granate + epidota) se ha incluido como  $\Sigma 1$  en la matriz de correlación, y la suma de los valores de los minerales del tercer grupo (biotita, turmalina, apatito, rutilo, estaurolita, sillimanita y cianita) se ha incluido en la misma matriz como  $\Sigma 2$ . Se observa (tabla 2) que el coeficiente de correlación lineal entre las clases  $\Sigma 1$  y  $\Sigma 2$  es inverso y tiene el máximo valor posible ( $R=-1,0$ ).

Las variaciones en la composición mineralógica

de un conjunto de muestras reflejan, en una primera aproximación, variaciones en la litología del área fuente. Sin embargo, existe un conjunto más amplio de factores que pueden introducir modificaciones en las asociaciones de minerales pesados sin que deba invocarse una variación en la litología del área fuente. Estos factores son la alteración química sufrida por el sedimento tanto en el área fuente como durante el transporte, la abrasión mecánica durante el transporte, las condiciones hidrodinámicas del medio sedimentario y la diagénesis (PETTIJOHN et al., 1972; MORTON, 1985 y MORTON y HURST, 1995).

La alteración química producida en el área fuente es la responsable de que la mineralogía del sedimento resultante no coincida con la mineralogía de la roca madre; en general, esta variación es poco significativa en el caso de los minerales pesados, e inversamente proporcional a la eficacia del medio de transporte. Sólo llega a adquirir una cierta importancia en aquellos casos en los que el sedimento queda atrapado durante un intervalo de tiempo formando suelos (BATEMAN y CATT, 1985) o en climas tropicales húmedos, donde se dan las condiciones más favorables para una enérgica meteorización química (JOHNSON et al., 1991 y MORTON y JOHNSON, 1993).

Durante el transporte los granos son sometidos a abrasión mecánica, que puede modificar las proporciones relativas entre minerales que presenten diferentes grados de resistencia mecánica. Este hecho permitió a HUBERT (1962) establecer los índices ZTR (porcentajes de circón, turmalina y rutilo) en función de los minerales más estables y cuyo incremento relativo supone un mayor grado de madurez del sedimento. Aunque el diferente grado de estabilidad mecánica ha sido establecido experimentalmente para las diversas especies de minerales pesados (THIEL, 1945 y DIETZ, 1993), algunos autores consideran sin embargo que los procesos de abrasión efectúan, en general, un papel poco significativo en la modificación del contenido en minerales pesados en un sedimento (MORTON y SMALE, 1990).

Es conocido desde antiguo (RUBEY, 1933) que las condiciones hidrodinámicas del medio sedimentario constituyen también un factor determinante de la asociación de minerales pesados que se

acumularán junto con el resto del sedimento; parámetros tales como la densidad o el tamaño de las partículas (MORTON y HURST, 1995) o la forma de estas (BRIGGS et al., 1962) comportan variaciones en el comportamiento de las partículas de sedimento. FRIHY et al. (1995) estudian las variaciones en minerales pesados a lo largo de la costa del delta del Nilo, donde el sedimento aportado por el río es redistribuido mediante corrientes litorales que producen una segregación mineralógica en función del tamaño y la densidad de las partículas.

Finalmente, los procesos diagenéticos pueden constituir un factor que introduzca modificaciones sustanciales en una asociación determinada de minerales pesados, incluyéndose en este apartado la precipitación y neoformación de minerales pesados opacos (sulfuros, hidróxidos, etc.) durante o inmediatamente después de la sedimentación. Sin embargo, los efectos más importantes de los procesos diagenéticos sobre la composición mineralógica de un sedimento se producen con el enterramiento, cuando el incremento de la temperatura y los cambios en la composición del fluido intersticial pueden producir la disolución de los minerales más inestables, produciéndose la pérdida de algunas especies minerales (MORTON, 1984; MILLIKEN, 1988 y CAVAZZA y GANDOLFI, 1992 entre otros).

Es posible que los minerales de la primera asociación descrita (anatasa, circón, titanita, zoisita, piroxenos, hornblenda y otros anfíboles), que no se correlaciona con ningún tipo de facies, y que incluye alguno de los minerales diagenéticamente más inestables, como es el caso de los anfíboles y la titanita, hayan sufrido una cierta modificación de sus proporciones por procesos diagenéticos durante el enterramiento. Por otra parte, la existencia de un mayor contenido en minerales opacos, que llegan hasta el 100 % de los pesados en las tres muestras que se relacionan con los depósitos de lacustres-palustres que contienen facies carbonosas, sugiere que los procesos diagenéticos tempranos y de neoformación de minerales pudieron ser localmente importantes. En primer lugar, la existencia de medios con condiciones reductoras en relación con la preservación de materia orgánica favorece la formación de sulfuros (LOVE et al., 1983; CASAGRANDE, 1987 y PRICE y CASAGRANDE,

1991), en segundo lugar, la existencia de materia orgánica en descomposición suele conferir un cierto grado de acidez a las aguas, pudiendo producir la disolución de algunos minerales pesados aún en condiciones superficiales (FRIIS, 1976 y MORTON, 1986). No obstante, y debido al carácter local de los procesos diagenéticos relacionables con la acumulación de materia orgánica, éstos no deben modificar sustancialmente la tendencia general de distribución de los minerales pesados a lo largo de la serie.

Dado que el conjunto de las facies estudiadas se encuentran interdigitadas, especialmente hacia la parte media y superior de ambas series, las variaciones paleoclimáticas debieron afectar por igual a los diferentes tipos de facies, por lo que las posibles variaciones paleoclimáticas no deben considerarse como un factor de control sobre la distribución de los minerales pesados.

En nuestro caso, aunque existen minerales que muestran una variación vertical clara, con tendencia a incrementar su contenido en unos casos y a disminuir en otros, creemos que estas variaciones deben de ser atribuidas a la incidencia, progresivamente variable, que a lo largo de ambas sucesiones estratigráficas tienen las diferentes facies sedimentarias anteriormente definidas, ya que existe una fuerte relación entre los grupos de minerales anteriormente establecidos y las facies en las que se encuentran. Es frecuente que en zonas tectónicamente activas, donde se producen variaciones en la litología del área fuente, éste sea el factor principal en los cambios producidos en el contenido en minerales pesados (DI PAOLA y GONZÁLEZ, 1995), mientras que factores tales como la diagénesis y la alteración química sean secundarios.

Efectivamente, si representamos la composición de las muestras estudiadas en un gráfico que relacione la composición entre las dos asociaciones de minerales pesados descritos; es decir,  $\Sigma 1$  = granate y epidota frente a  $\Sigma 2$  = biotita, turmalina, apatito, rutilo, estauroilita, sillimanita y cianita, observamos (fig. 10) como estas dos asociaciones permiten discriminar claramente tres conjuntos de muestras que se corresponden con los tres tipos de litofacies estudiadas: facies aluviales (A) (fig. 10.A), facies de canales fluviales (F) (fig. 10.B) y facies de desbordamiento (D) (fig. 10.C).

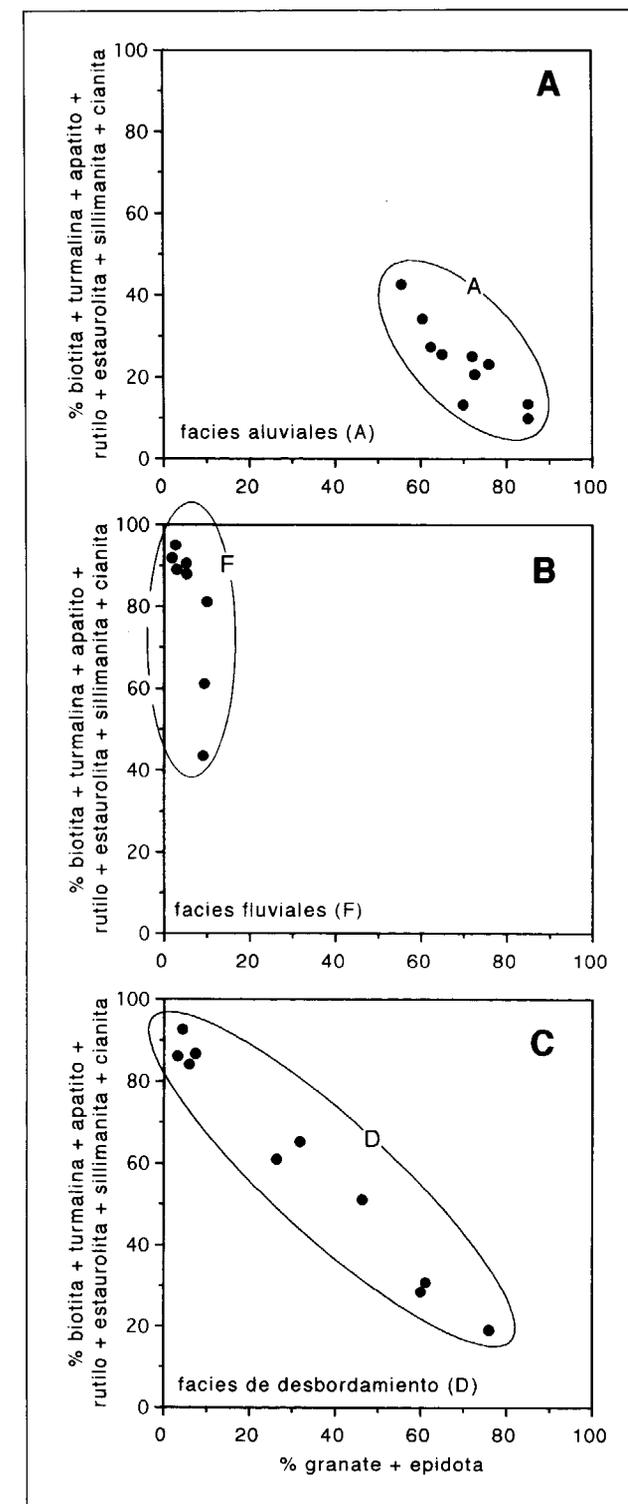


Figura 10.- Diagramas de composición mineralógica  $\Sigma 1/\Sigma 2$  para los diferentes conjuntos de facies estudiadas. A= facies aluviales (A). B= facies fluviales (F) y C= facies de desbordamiento (D).  $\Sigma 1$ = granate+ epidota.  $\Sigma 2$ = biotita+ turmalina+ apatito+ rutilo+ estauroilita+ sillimanita+ cianita.

Las muestras pertenecientes al conjunto de las facies aluviales (A) presentan valores elevados de la asociación  $\Sigma 1$  (granate más epidota) y relativamente bajos a moderados de  $\Sigma 2$  (biotita, turmalina, apatito, rutilo, estauroilita, sillimanita y cianita)(fig. 10.A). Además, el contenido en granates es en general mayor en las muestras del flanco norte (fig. 5), cuya serie presenta características de mayor proximalidad para las facies aluviales. Por otra parte, estas facies aluviales están constituidas por litologías texturalmente inmaduras, abundando las arcosas y las areniscas mal seleccionadas. La preservación de los fel-despatos en las arcosas y las características de la fábrica de las arenas y ruditas hace pensar en un transporte relativamente corto.

Las facies aluviales representan para RAMOS et al. (en prensa) la sedimentación en abanicos aluviales que constituirían los sistemas transversales en el relleno de surcos de antepaís, orientados en dirección este-oeste y genéticamente relacionados con el emplazamiento de los mantos pirenaicos. En este caso, estos sistemas estarían drenando áreas fuente donde la litología dominante podría estar constituida por rocas ígneas (granitoides) y/o rocas de metamorfismo de contacto de bajo grado, que suministrarían el granate, la epidota, y posiblemente algún mineral más de los que forman el primero de los grupos anteriormente descritos.

Las muestras pertenecientes a las facies de canales fluviales (F) presentan un contenido de moderado a muy alto en los minerales de la asociación  $\Sigma 2$  y contenidos muy bajos en los minerales de la asociación  $\Sigma 1$  (fig. 10.B), destacando la presencia de una asociación de minerales que caracteriza un origen claramente metamórfico. Estas facies han sido interpretadas por RAMOS et al. (en prensa) como parte de un sistema fluvio-deltaico cuyas paleocorrientes demuestran una procedencia del este.

La edificación de sistemas deltaicos requiere la existencia de una red de drenaje bien desarrollada, estable y por lo general, relativamente extensa, lo que está de acuerdo con las características de las facies estudiadas. Se trata de areniscas texturalmente maduras y bien clasificadas, en las que la mayor diversidad en su contenido en minerales pesados así como las caracterís-

ticas morfoscópias de alguno de sus componentes sugiere la existencia de un área fuente más extensa, localizada hacia el este y constituida, al menos en parte, por rocas metamórficas.

Las facies de desbordamiento (D) son sedimentos finos que pueden estar, en principio, constituidas por materiales de carácter distal provenientes de cualquiera de los dos sistemas sedimentarios (aluvial y fluvial), y en ocasiones podría representar mezcla de sedimentos de ambos sistemas. Las muestras pertenecientes a estas facies se distribuyen en el gráfico a lo largo de un área que ocupa una posición intermedia entre los dos conjuntos anteriores (fig. 10.C), con los que se solapa claramente en sus extremos.

Por lo tanto, las variaciones principales en la composición mineralógica de las muestras estudiadas debe entenderse como debidas a las variaciones en la composición de las áreas fuentes que alimentaban a los diferentes sistemas deposicionales anteriormente citados. Estas variaciones debían producirse a medida que se emplazaban las unidades tectónicas y se iban encajando las redes de drenaje. Al principio, en la parte baja de la serie existe un predominio de sedimento procedente de un área fuente extensa, estable y localizada hacia el este, y progresivamente se va encajando hacia el norte una red de drenaje que alimentaba a un sistema aluvial, produciendo el desmantelamiento de la Unidad de Les Nogueres, que según MUÑOZ (1992) debía ocupar esa posición durante el Eoceno Medio.

## 7. CONCLUSIONES

Se han podido establecer tres asociaciones de minerales pesados transparentes.

La primera está constituida por anatasa, circón, titanita, zoisita, piroxenos, hornblenda y otros anfíboles. Se caracteriza por ser minerales que pueden proceder de más de un área fuente, por lo que presentan un débil coeficiente de correlación entre ellos y una evolución vertical poco definida.

La segunda asociación ( $\Sigma 1$ ) está formada por granate y epidota, minerales que caracterizan las facies aluviales con poco transporte procedentes

de un área fuente granítica y/o de metamorfismo de contacto de bajo grado localizada hacia el norte.

La tercera asociación ( $\Sigma 2$ ) está constituida por biotita, turmalina, apatito, rutilo, estaurolita, sillimanita y cianita. Se trata de un conjunto de minerales que caracteriza a las facies fluvio-deltaicas que han sufrido un mayor transporte, y que proceden de un área fuente más extensa constituida, al menos en parte, por rocas metamórficas y localizada hacia el este.

Las variaciones verticales de la composición mineralógica a lo largo de los más de 2.100 m de la sucesión estudiada tienen su origen en las variaciones litológicas de las áreas fuente. Estas variaciones se deben al progresivo encajamiento de las redes de drenaje sobre los relieves que, durante el Eoceno Medio, se estaban generando debido al emplazamiento de los mantos pirenaicos.

Las variaciones debidas a factores climáticos no tienen incidencia, mientras que los factores diagenéticos tempranos, aunque pueden ser localmente importantes, no modifican la tendencia general.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las sugerencias aportadas al manuscrito original por los Drs. P. Busquets, de la Universitat de Barcelona y A. Barnolas del ITGE. Este trabajo se ha realizado mediante el soporte económico del proyecto DGICYT PB94-0914, y del Comisionat per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya, GRQ94-1048.

## REFERENCIAS

- BATEMAN, R. M. y CATT, J. A. (1985): *Modification of heavy mineral assemblages in English Coversands by acid pedochemical weathering*. Catena, 12, 1-21.
- BRIGGS, L. I., McCULLOCH, D. S. y MOSER, F. (1962): *The hydraulic shape of sand particles*. J. Sed. Petrol., 32, 645-656.
- BURBANK, D. W., PUIGDEFÀBREGAS, C. y MUÑOZ, J. A. (1992): *The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, north-east Spain*. Geol. Soc. Amer. Bull., 104, 1101-1120.

BUSQUETS, P. (1981): *Estratigrafía i sedimentologia del Terciari pre-pirineu entre els rius Llobregat i Ter*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona. 388+190 pp.

BUSQUETS, P., MATÍAS, I. y SOLÉ DE PORTA, N. (1986): *Aportaciones sedimentológicas y micropaleontológicas al conocimiento de las formaciones lutecienses del manto del Cadí -Prepirineo catalán-*. Rev. Invest. Geol., 42/43, 77-88.

BUSQUETS, P., RAMOS-GUERRERO, E., MOYÀ, S., AGUSTÍ, J., COLOMBO, F., CHECA, LL. y KÖLER, M. (1992): *La Formación de Bellmunt (Unidad del Cadí, Pirineo oriental): aportaciones bioestratigráficas de los sistemas lacustres y palustres asociados*. Acta Geol. Hisp., 27, 109-116.

BUSQUETS, P., SERRA-KIEL, J. y REGUANT, S. (1979): *Contribución al conocimiento estratigráfico del Paleógeno de la zona septentrional de la Depresión central catalana entre los ríos Llobregat y Merlés (Provincias de Barcelona y Gerona)*. Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. (Geología), 77, 157-167.

CAVAZZA, W. y GANDOLFI, G. (1992): *Diagenetic processes along a basin-wide marker bed as a function of burial depth*. J. Sedim. Petrol., 62, 261-272.

CASAGRANDE, D. J. (1987): *Sulphur in peat and coal*. En: *Coal and Coal-bearing Strata: Recent Advances*. A. C. Scott (Ed.). Geol. Soc. Spec. Publ. No. 32, 87-105.

DIETZ, V. (1993): *Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals*. Contrib. to Sedimentol., 1, 103-125.

DI PAOLA, E. y GONZÁLEZ, M. (1995): *Minerales pesados: asociaciones terciario-cuaternarias y provincias actuales. Sierra de San Luis, Argentina*. Rev. Asoc. Argentina de Sedimentol., 2, 91-104.

FRIHY, O. E., LOTFY, M. F. y KOMAR, P. D. (1995): *Spatial variations in heavy minerals and patterns of sediment sorting along the Nile Delta, Egypt*. Sediment. Geol., 97, 33-41.

FRIIS, H. (1976): *Weathering of a Neogene fluvialite fining upward sequence at Voervadsbro, Denmark*. Bull. Geol. Soc. Denmark, 25, 99-105.

HUBERT, J. F. (1962): *A Zircon-Tourmaline-Rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones*. J. Sedim. Petrol., 32, 440-450.

JOHNSSON, M. J., STALLARD, R. F. y LUNDBERG, N. (1991): *Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: sands of the Orinoco drainage basin, Venezuela and Colombia*. Bull. Geol. Soc. Amer., 103, 1622-1647.

LOVE, L. G.; COLEMAN, M. L. y CURTIS, C. D. (1983): *Diagenetic pyrite formation and sulphur isotope fractionation associated with a Westphalian marine incursion, northern England*. Transactions Royal Soc. Edimburg: Earth Sc., 74, 165-182.

MARTÍN-CLOSAS, C., SERRA-KIEL, J., BUSQUETS, P. y

RAMOS-GUERRERO, E. (1999): *New correlation between Charophyte and larger foraminifera biozones (Middle Eocene, Southeastern Pyrenees)*. Geobios, 32(1).

MARTÍNEZ, A., VERGÉS, J. y MUÑOZ, J. A. (1988): *Secuencia de propagación de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos*. Acta Geol. Hisp., 23, 119-127.

MILLIKEN, K. L. (1988): *Loss of provenance information through subsurface diagenesis in Plio-Pleistocene sediments, northern Gulf of Mexico*. J. Sedim. Petrol., 58, 992-1002.

MORTON, A. C. (1984): *Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones of the North Sea Basin*. Clay Minerals, 19, 287-308.

MORTON, A. C. (1985): *Heavy minerals in provenance studies*. En: *Provenance of arenites*. NATO ASI Series: 249-277.

MORTON, A. C. (1986): *Disolution of apatite in North Sea Jurassic sandstones: implications for the generation of secondary porosity*. Clay Minerals, 21, 711-733.

MORTON, A. C. y HURST, A. (1995): *Correlation of sandstones using heavy minerals: an example from the Statfjord Formation of the Snorre Field, northern North Sea*. En: *Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation*. R. E. Dunay y E. A. Hailwood (Eds.), Geological Soc. Spec. Publ. No. 89: 3-22.

MORTON, A. C. y JOHNSSON, M. J. (1993): *Factors influencing the composition of detrital heavy mineral suites in Holocene sands of the Apure River drainage basin, Venezuela*. En: *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. A. Basu y M. J. Johnsson (Eds.), Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 284, 171-185.

MORTON, A. C. y SMALE, D. (1990): *The effects of transport and weathering on heavy minerals from the Cascade River, New Zealand*. Sedim. Geol., 68, 117-123.

MUÑOZ, J. A. (1985): *Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona. 305 pp.

MUÑOZ, J. A. (1992): *Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section*. En: *Thrust Tectonics*. K. R. McClay (Ed.), London, Chapman & Hall: 235-246.

MUÑOZ, J. A., MARTÍNEZ, A. y VERGÉS, J. (1986): *Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees*. J. Struct. Geol., 8, 399-405.

PÉREZ MATEOS, J. (1965): *Análisis mineralógico de las arenas (métodos de estudio)*. C.S.I.C., Madrid, 265 pp.

PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. y SIEVER, R. (1972): *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, Berlin, 618 pp.

PRICE, F. T. y CASAGRANDE, D. J. (1991): *Sulphur distribution and isotopic composition in peats from Okefenokee Swamp, Georgia and the Everglades, Florida*. Int. J. Coal Geol., 17, 1-20.

PUIGDEFÀBREGAS, C., MUÑOZ, J. A. y MARZO, M. (1986): *Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin*. Internat. Ass. Sediment. Spec. Publ. nº 8, 229-246.

PUIGDEFÀBREGAS, C. y SOUQUET, P. (1986): *Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees*. Tectonophysics, 129: 173-203.

RAMOS, E., BUSQUETS, P. y VERGÉS, J. (en prensa): *Interplay between fluvio-alluvial foreland systems and growing frontal and oblique tectonic ramps (SE Pyrenees)*. Sedim. Geol. Spec. Is.

RUBEY, W. W. (1933): *The size distribution of heavy minerals within a water-lain sandstone*. Journ. Sedim. Petrol., 3: 3-29.

THIEL, G. A. (1945): *Mechanical effects of stream transportation in mineral grains of sand size*. Bull. Geol. Soc. Amer., 56, 1207.

VERGÉS, J. (1993): *Estudi geològic del vessant sud del Pirineu Oriental i Central. Evolució cinemàtica en 3D*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona. 203 pp.

VERGÉS, J. y MARTÍNEZ, A. (1988): *Corte compensado del Pirineo Oriental: Geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento*. Acta Geol. Hisp., 23, 95-105.

Original recibido: Julio de 1998.  
Original aceptado: Octubre de 1998.

## ESTUDIO DEL CONTENIDO EN TRITIO EN LA PRECIPITACIÓN Y EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DE LA UNIDAD ANOIA (CORDILLERA PRELITORAL CATALANA).

Por L. J. LAMBÁN (\*) y E. CUSTODIO (\*) (\*\*)

### R E S U M E N

La Unidad Anoia se encuentra situada en la Cordillera Prelitoral Catalana, en el sector NE del denominado Macizo o Bloc del Gaià. Tiene una extensión aproximada de 160 km<sup>2</sup> y se encuentra constituida por tres niveles acuíferos carbonatados superpuestos: Triásico medio (nivel inferior), Triásico medio (nivel superior) y Eoceno inferior. En el presente artículo se obtiene la evolución experimentada por el contenido en tritio durante el período 1953-91 en la precipitación correspondiente al área de estudio. A partir de dicha evolución se definen distintas funciones de entrada, dependiendo del tipo de ponderación realizada. Aquí se ha ponderado tanto por la precipitación como por la recarga obtenida mediante la aplicación del código BALDOS10. Posteriormente y mediante la utilización del código MULTIS se ha calculado el tiempo medio de permanencia, tanto de los puntos clásicos de muestreo como de otros puntos adicionales recientemente muestreados. Por último se comentan los resultados obtenidos y sus implicaciones en el funcionamiento hidrogeológico del sistema acuífero.

*Palabras clave:* Tritio, Precipitación, Aguas subterráneas, Tiempo medio de permanencia, Funcionamiento hidrogeológico.

### A B S T R A C T

The Anoia Unit is located in the Catalan Littoral Range, at the NE sector of Gaià Massif. It covers an area of about 160 km<sup>2</sup> and contains three overimposed carbonate aquifers: middle Triassic (lower level), middle Triassic (upper level) and lower Eocene. In this paper it is obtained the evolution experimented by the tritium content of rainfall in the studied area during the period 1953-91. This evolution data is used to define different input functions, depending on the type of weighting applied. In this study the weighting has been based on both the precipitation and the recharge obtained by applying the BALDOS10 code. Subsequently, using the MULTIS code it has been calculated the mean turnover time, both in the common points of sampling as well as in other points which have recently been additionally targeted for sampling. Finally, the results obtained and their meaning to know the hydrogeological functioning of the aquifer system are commented.

*Key words:* Tritium, Rainfall, Groundwater, Mean turnover time, Hydrogeological functioning.

### 1. INTRODUCCIÓN

El tritio es un isótopo radioactivo del hidrógeno (<sup>3</sup>H o T) que se desintegra formando helio-3 por emisión de partículas beta con una energía máxima de unos 18 keV (kilo-electrón-voltio). Su período de desintegración es de 12,26 años (IAEA, 1968). Dicho isótopo se produce de forma

natural en la estratosfera por reacción de los neutrones generados por la radiación cósmica sobre el <sup>14</sup>N. El tritio así producido da lugar a concentraciones en la precipitación entre 2 y 10 UT (una unidad de tritio, UT, es igual a un átomo de tritio por cada 10<sup>18</sup> átomos de hidrógeno). El tritio también puede producirse de forma artificial como consecuencia de explosiones termonucleares y en reactores nucleares. Las grandes perturbaciones en el contenido en tritio como consecuencia de las pruebas termonucleares atmosféricas realizadas durante los años 1954,

(\*) Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartográfica. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.

(\*\*) Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid.

1959, y sobre todo 1963, llegaron a producir picos de concentración de hasta 10000 UT en algunas localidades (CUSTODIO, et al, 1973). Así el tritio se convierte en un significativo trazador ambiental introducido antropogénicamente.

Una vez creado, el tritio reacciona rápidamente formando HTO y como tal entra a formar parte del ciclo hidrológico. El fraccionamiento isotópico es el doble del experimentado por el deuterio. Sin embargo, dado que en el caso del tritio se trabaja con valores absolutos y no con desviaciones respecto a un patrón, dicho fraccionamiento no se refleja de forma significativa en los resultados. El tritio penetra en el terreno incorporado al agua de precipitación. Si una vez producida la recarga el agua en el terreno queda aislada de la atmósfera, la concentración en tritio disminuye con el tiempo de acuerdo con su período de desintegración.

La concentración en tritio aumenta con la latitud, pudiendo además influir condiciones climáticas particulares; el efecto de la altitud topográfica es de menor importancia. Como consecuencia del intercambio producido entre la estratosfera y la troposfera existen notables influencias estacionales, con valores que en primavera pueden ser 1,5 y en otoño 0,5 de la aportación media. Todo ello hace que no sea fácil estimar la evolución experimentada por la concentración en tritio en la precipitación correspondiente a una cierta localidad. A falta de un muestreo local, dicha evolución se obtiene generalmente por correlación a partir de una serie de estaciones de muestreo periódicamente controladas por el OIEA (Organismo Internacional de Energía Atómica) u otros organismos.

Una de las principales aplicaciones del tritio es la estimación del tiempo de permanencia o de renovación del agua subterránea. El conocimiento de este tiempo de renovación es básico para caracterizar el funcionamiento hidrogeológico de un determinado sistema acuífero. Los modelos que suelen utilizarse para la determinación de este tiempo de renovación son los denominados modelos de parámetros agregados (lumped parameter models). Este tipo de modelos tratan de simplificar la realidad en base a la hidrodinámica y al tipo de mezcla producida en el sistema

acuífero o en el momento del muestreo mediante la definición de dos o tres parámetros.

En el presente trabajo se presenta un estudio del contenido en tritio en la precipitación y en las aguas subterráneas de la Unidad Anoia. Dicha zona se encuentra en la Cordillera Prelitoral Catalana, al NE del denominado Macizo o Bloque del Gaià. Presenta una extensión aproximada de 160 km<sup>2</sup> y se encuentra constituido por tres niveles acuíferos superpuestos: triásico medio (nivel inferior), Triásico medio (nivel superior) y Eoceno inferior (CUSTODIO et al, 1973; CUSTODIO y BAYÓ, 1983; LAMBÁN, 1997). En la Unidad Anoia se han diferenciado tres zonas o subdominios con características homogéneas en función de: afloramiento en superficie de los materiales correspondientes a los niveles acuíferos, existencia o no de vegetación sobre dichos materiales y tipo de vegetación predominante. (LAMBÁN, 1997). Dichas zonas son: Zona 1+2 (acuífero con bosque y monte bajo), Zona 3 (acuífero con cultivos) y Zona 4 (acuitardo). La aplicación del modelo de balance de agua en el suelo BALAN\_10 (SAMPER y GARCÍA VERA, 1992), en su versión BALDOS10 (TORE et al, 1996) ha permitido caracterizar la recarga en cada una de las zonas. En el presente trabajo se obtienen diferentes funciones de entrada de tritio, resultantes de ponderar por la precipitación y por la recarga obtenida para las zonas comentadas. Posteriormente se estudia el contenido en tritio del agua subterránea a partir de los datos correspondientes a las campañas de muestreo: 1978-82, 1983-85 y 1994-96, y se calcula el tiempo de permanencia del agua en el acuífero para diferentes manantiales mediante la aplicación del código MULTIS (RITCHTER et al., 1992). Este programa permite dicho cálculo teniendo en cuenta diferentes combinaciones de modelos de parámetros agregados.

## 2. CONTENIDO DE TRITIO EN LA PRECIPITACIÓN

El presente apartado tiene como principal objetivo obtener la concentración en tritio de la precipitación en la zona de estudio durante el período 1953-1991. Dada la escasez de datos existente en la zona de estudio y con la finalidad de definir el contenido en tritio de la manera más completa y representativa posible se han utilizado diversos

métodos en función del período considerado. A continuación se comenta como se ha obtenido dicha concentración para los períodos: 1954-1960, 1960-1971 y 1971-91.

Período 1954-1960: la concentración en tritio para este período se ha obtenido estableciendo una correlación entre los datos anuales medidos en Barcelona durante el período 1970-75 y los datos correspondientes a los mismos años obtenidos a partir de 50 estaciones de la OIEA (BAONZA et al, 1982). La relación obtenida es [Tritio Barcelona (UT)] = ([Tritio OIEA (UT)] - 7) / 0.56 (IRIBAR, 1992). Posteriormente se ha aplicado dicha correlación a los datos de la OIEA correspondientes al período 1954-60, obteniendo la serie anual presentada en Tabla 1.

Período 1960-1970: para este período se han utilizado los datos mensuales de tritio correspondientes a la estación de Génova dado el alto índice de correlación (84 %) existente entre dicha estación y la de Barcelona (CARDOSO, 1997).

Período 1971-1991: para este período se han considerado los datos mensuales medidos en la estación de Barcelona. Se observa la falta de datos entre agosto de 1981 y septiembre de 1983; además hay otros meses en los que no existe determinación, bien por falta de lluvia o bien por pérdida de muestra. Esta falta de datos se ha salvado en parte mediante correlación con la estación de Madrid [Tritio Barcelona (UT)] = 3.91 + 0.87 [Tritio Madrid (UT)] ; r<sup>2</sup>= 0.72 (IRIBAR, 1992).

El resto de "huecos" existentes en las series

correspondientes a las estaciones de Génova y Barcelona se ha rellenado por estimación teniendo en cuenta la variabilidad estacional. Dicha variabilidad se ha obtenido representando la media de todos los valores mensuales existentes durante los períodos considerados: 1961-70 (Génova) y 1971-91(Barcelona) (Figura 1). En dicha figura se observa una buena correspondencia entre las estaciones de Génova, Barcelona y Madrid, obteniéndose el máximo contenido en tritio para el mes de Junio, en concordancia con lo descrito por Plata (1995). El número de datos estimados es en general pequeño en comparación con los datos reales medidos.

La aplicación del código MULTIS (RITCHTER et al., 1992) requiere una función de entrada con valores anuales. Por ello, las series mensuales correspondientes a los períodos 1960-1970 y 1971-1991 han sido ponderadas mediante las expresiones:

$$C_P = \frac{\sum_{i=1}^n C_i P_i}{\sum_{i=1}^n P_i} \quad C_R = \frac{\sum_{i=1}^n C_i R_i}{\sum_{i=1}^n R_i}$$

donde C<sub>i</sub>, P<sub>i</sub> y R<sub>i</sub> son, respectivamente, los datos mensuales de concentración, precipitación y recarga para los períodos comentados (1960-1970 y 1971-1991). Es decir, se han obtenido diversas funciones de entrada dependiendo del tipo de ponderación realizada. En el caso de la recarga se ha ponderado teniendo en cuenta los

Año	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964
OIEA	10	103	15,2	49,5	40,9	150,1	154	52,5	46,7	309,2	1000	581,6
Barcelona	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
OIEA-Barcelona	5,35	171,43	14,64	75,89	60,54	255,54	262,5	81,25	70,89	539,64	1773,2	1026,1
Año	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	
OIEA	269,1	164,7	100,7	74,8	75	67,6	61,9	44,6	37	42,5	32,6	
Barcelona	x	x	x	x	x	x	96,5	56,1	51,3	64	56,3	
OIEA-Barcelona	468,04	281,61	167,32	121,07	121,43	108,21	98,04	67,14	53,57	63,39	45,71	

Tabla 1.- Serie anual de contenido en tritio obtenida por correlación para la Unidad Anoia durante el período 1953-1975. Contenido en tritio correspondiente a la selección realizada en 50 estaciones de la OIEA, estación de Barcelona y la resultante de aplicar la correlación OIEA-Barcelona (x= ausencia de dato). Valores en UT.

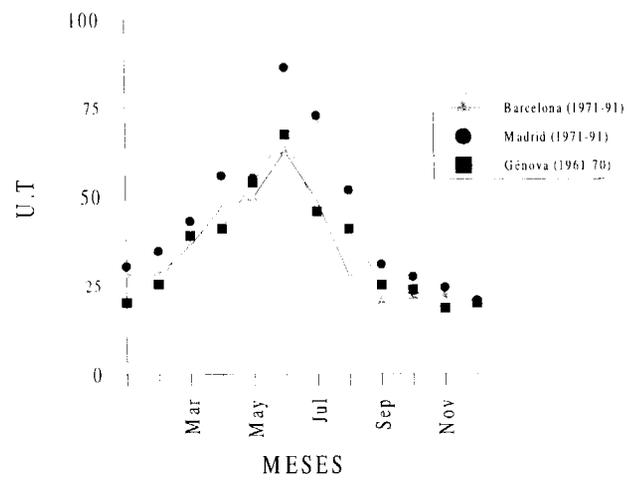


Figura 1.- Media de los valores mensuales de tritio existentes en las estaciones de Génova (1961-70), Madrid y Barcelona (1971-91).

valores obtenidos de la aplicación del código de balance de agua en el suelo BALDOS10 (TORE et al, 1996) en las zonas anteriormente comentadas. Por lo tanto se han obtenido cuatro funciones de entrada distintas: a) ponderando por la precipitación, b) ponderando por la recarga de la Zona 1+2, c) ponderando por la recarga de la Zona 3 y d) ponderando por la recarga de la Zona 4.

Recientemente (1994-96) se ha realizado una campaña adicional de muestreo del contenido en tritio en la precipitación de la zona de estudio. Para ello se han instalado cuatro tomamuestras en diferentes puntos de la unidad: La Pobla de Claramunt (planta potabilizadora de Aigües de Rigat), Les Comes (captaciones de Aigües de Rigat), Santa M<sup>a</sup> de Miralles (restaurante L'Escola) y Ermita de Sant Pere (proximidades de La Llacuna) (Figura 2). Los datos de tritio corres-

pondientes a cada uno de estos puntos de muestreo se presentan en la Tabla 2. Dichos datos son coherentes con los medidos en la estación de Barcelona a lo largo de los últimos años.

### 3. CONTENIDO DE TRITIO EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

Durante la década de 1980 se realizaron dos campañas de muestreo: 1978-82 y 1983-85. La frecuencia de muestreo fue aproximadamente mensual para la primera campaña y bimensual para la segunda. En ambos casos los puntos muestreados (manantiales clásicos) fueron: Santa Candia, Mina del Molí Major, Sondeo S4, Lago de Capellades y Les Deus (Figura 2). Todos los análisis fueron realizados por el Servicio de Aplicaciones Nucleares del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX).

En la Figura 3 se ha representado el contenido en tritio medio mensual durante el período 1978-85 para cada uno de los puntos clásicos de muestreo comentados y se ha comparado con el contenido en tritio medio mensual obtenido en la precipitación de Barcelona durante el mismo período. Esta comparación permite poner de manifiesto la existencia de una homogeneidad a lo largo de todo el año, independientemente del manantial considerado. Las variaciones en tritio observadas en la precipitación no se ven reflejadas en el contenido medio de las aguas subterráneas. La tendencia de un mínimo de concentración durante el mes de agosto se interpreta como debido a que los manantiales considerados representan la mezcla de distintos niveles o depósitos, de tal manera que en períodos de estiaje existe un predominio de la componente más antigua del sistema. Por otro lado se

	21-24/4/95		6/12/95		6/27/95		9/20/95		11/28/95		1/19/96		5/3/96	
	UT	error	UT	error	UT	error	UT	error	UT	error	UT	error	UT	error
<b>Sant Pere</b>	4,4	0,5	x	x	x	x	8,3	0,5	6,6	0,6	4,9	0,6	7,2	0,6
<b>Les Comes</b>	x	x	9,9	0,5	17,5	0,6	7,7	0,5	7,4	0,6	6	0,6	x	x
<b>S. M. Miralles</b>	5,2	0,5	x	x	x	x	8,9	0,5	6,6	0,6	6,5	0,6	x	x
<b>La Pobla</b>	x	x	x	x	x	x	7,3	0,5	6,9	0,6	4,2	0,6	x	x

Tabla 2.- Datos de tritio en la precipitación (campaña 1994-96) (x=ausencia de dato)

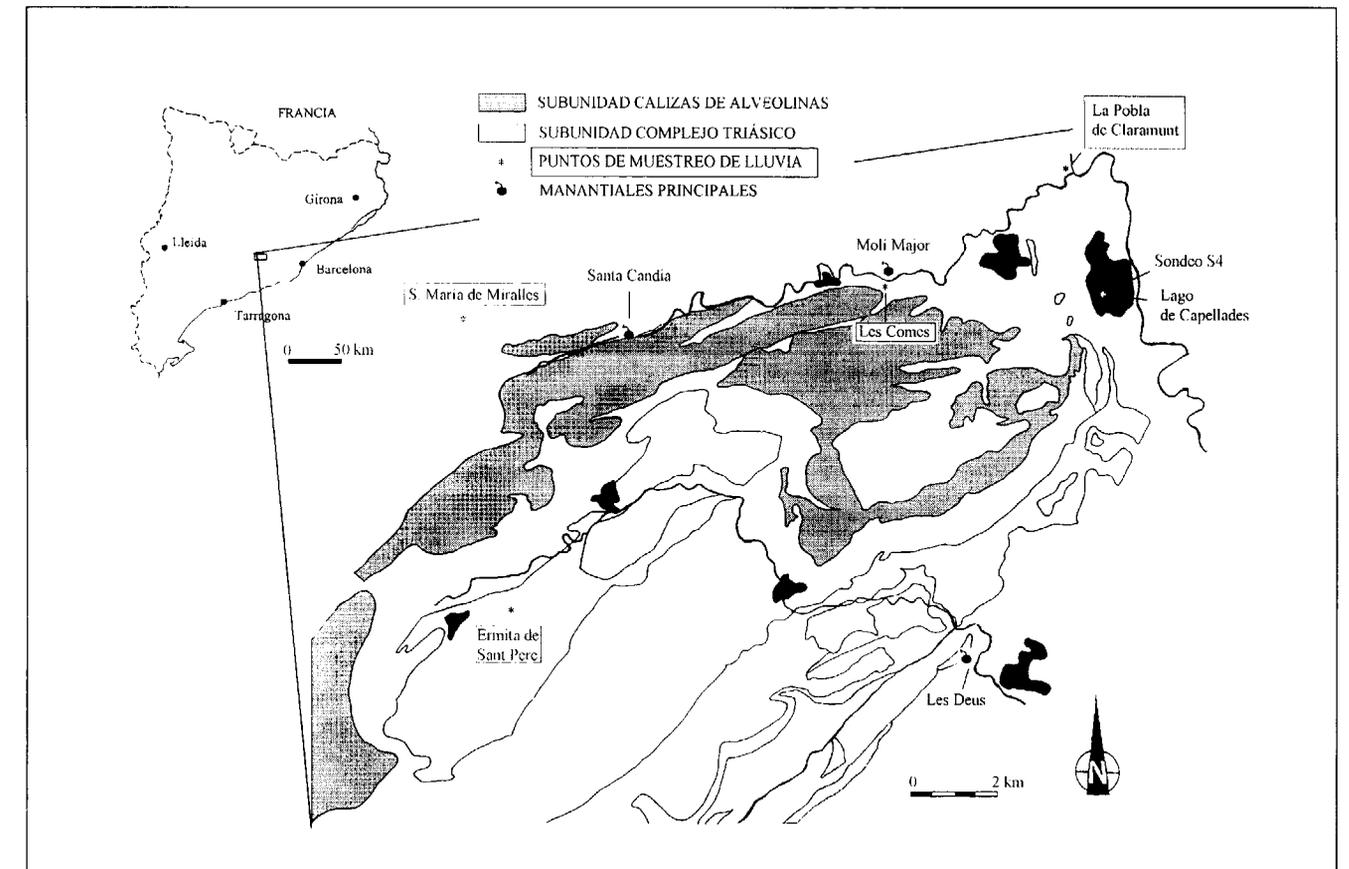


Figura 2.- Mapa de situación: puntos de muestreo de agua de lluvia y principales manantiales considerados.

observa que los mayores contenidos en tritio corresponden al manantial de Santa Candia (~ 25-35 UT) mientras que los contenidos menores corresponden al manantial de Les Deus (~ 15-25 UT). Este tipo de observaciones serán posteriormente comentadas al determinar los tiempos medios de tránsito para cada manantial.

Así mismo, en la Figura 4 se presentan las tendencias de decrecimiento en tritio correspondientes a cada punto clásico de muestreo desde el año 1978 hasta la actualidad. Dicha representación permite apreciar una mayor pendiente para Santa Candia respecto al resto de puntos de muestreo (los cuales presentan una pendiente muy similar). Por otro lado, en la misma figura se han representado los valores teóricos obtenidos por desintegración radioactiva pura considerando: 1) una concentración inicial de 96,5 UT

para 1971 (precipitación de Barcelona) y 2) una concentración inicial de 171 UT para 1954 (obtenida por correlación entre las estaciones de la OIEA y Barcelona). La comparación de dichas funciones teóricas con los datos medidos en las aguas subterráneas pone de manifiesto una pendiente similar entre la función teórica 1 y Santa Candia; y entre la función teórica 2 y el resto de puntos. Esta observación parece indicar que el manantial de Santa Candia presenta un tiempo de renovación inferior al resto de puntos.

Recientemente se ha realizado una nueva campaña de muestreo del agua subterránea en distintos puntos de la zona de estudio. Se han realizado un total de 63 análisis en 22 puntos de muestreo de forma que en tan sólo 10 de estos puntos se ha mantenido un muestreo sistemático suficiente como para caracterizar razonable-

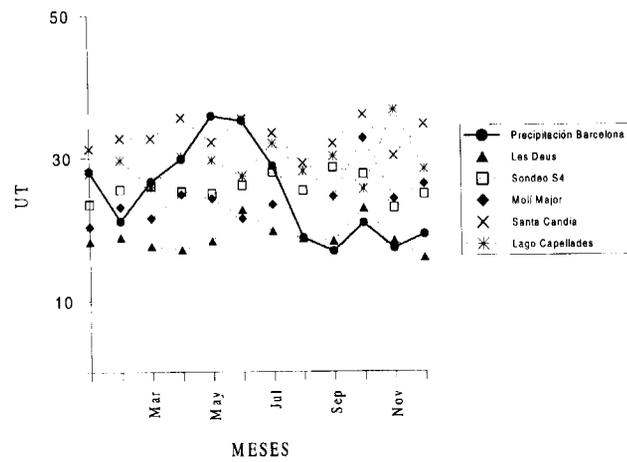


Figura 3- Comparación del contenido en tritio medio mensual para cada punto clásico de muestreo con el contenido en tritio medio mensual obtenido en la precipitación de Barcelona (período 1978-85)

mente bien su composición isotópica (Tabla 3). Estos 10 puntos corresponden por una parte a los puntos clásicos de muestreo anteriormente comentados y por otra a los puntos adicionales siguientes: Font Cuitora, Font del Bosc, Font de L'Avellá, Font de la Teula y piezómetro del Agost. Los mayores contenidos en tritio se han obtenido para los manantiales de la Font del Bosc (10,1-16,2 UT), Font de L'Avellá (6,6-11,9 UT) y Font Cuitora (5,3-11,2 UT). Los puntos clásicos de muestreo presentan los siguientes contenidos: Santa Candia (7.0-10,5 UT); Molí Major (6.7-8,9 UT); Sondeo S4 (6,7-10,4 UT) y Les Deus (6,2-9,9 UT). Por último, respecto al resto de puntos muestreados, los valores obtenidos son sólo de carácter orientativo, ya que únicamente se dispone de uno o dos datos, que corresponden a valores similares o algo más elevados que los de los manantiales clásicos.

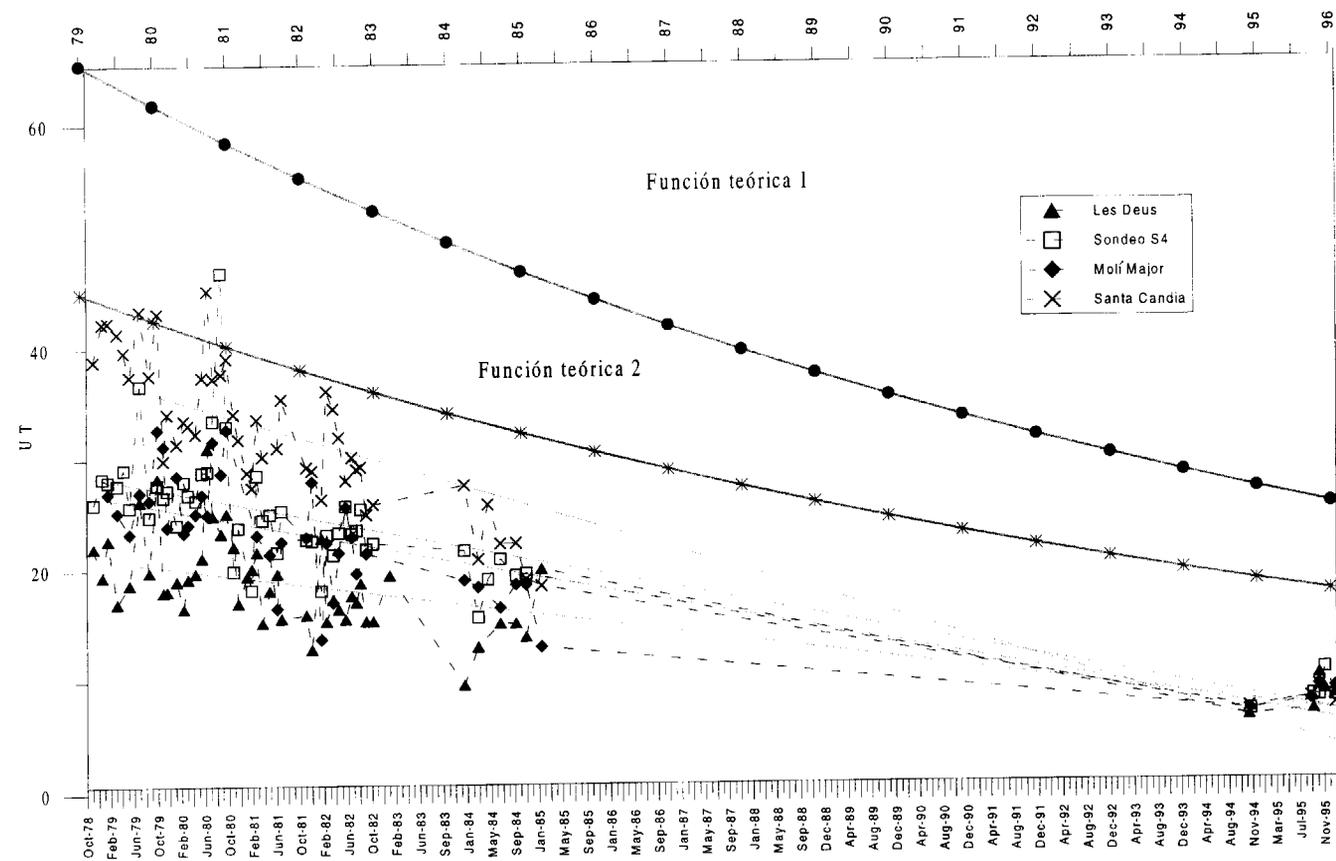


Figura 4- Tendencias de decrecimiento en tritio correspondientes a cada punto clásico de muestreo desde 1978 hasta la actualidad. Función teórica 1: concentración inicial de 96,5 UT para 1971 (Barcelona); Función teórica 2: concentración inicial de 171 UT para 1954 (correlación OIEA-Barcelona)

	11-18/11/94		27/02/95		3/05/95		8/06/95		20/09/95		31/10/95		28/11/95		19/01/96	
	UT	error	UT	error	UT	error	UT	error	UT	error	UT	error	UT	error	UT	error
Les Deus	6,22	0,45							6,7	0,5	9,9	0,6	8,5	0,6	8,1	0,7
Sondeo S-4	6,72	0,52							8	0,5	7,9	0,6	10,4	0,6	7,9	0,6
Molí Major	6,75	0,45							7,6	0,5	8,9	0,7			8,7	0,7
Santa Candia	6,97	0,45							7,8	0,5	8,8	0,7	10,5	0,6	7,2	0,6
Riera Carme (Cal Tort)									7,4	0,5	8,4	0,7	9,8	0,6	7,6	0,6
Font Cuitora	5,35	0,44					8,5	0,5	7,8	0,5	9,1	0,7	11,2	0,6	7	0,6
Font del Bosc	10,1	0,48					13,1	0,5	12,8	0,5	13	0,7	16,2	0,6	12,8	0,7
Font de L' avellá	6,62	0,45							10,2	0,5	10,7	0,7	11,9	0,6	9,4	0,7
Font de la Teula					10,1	0,5			9	0,5	9,8	0,7	12,3	0,6		
Piezómetro Agost					8,3	0,5			7,8	0,5	8,8	0,7	9,4	0,6	8,9	0,7
Pozo+Mina Quico	8,42	0,54														
Pozo Viladevall	6,78	0,45														
Pozo surgente Orpl 1	8,15	0,46														
Pozo Ayt Carme	8,09	0,46														
Pozo les Comes	7,19	0,46														
Pozo Urb Font Bosc	8,3	0,46														
Pozo papelera Medlona	7,85	0,53														
Pozo Rofes	8,01	0,46														
Les Dous			7,3	0,4					6,9	0,5						
Mina Rofes	6,97	0,45														
Font Torrebusetá	7,47	0,53														
Font Marquet			8,8	0,5												

Tabla 3.- Datos de tritio en las aguas subterráneas (campana 1994-96). Error = 1σ

#### 4. TIEMPO DE RENOVACIÓN: CÁLCULO Y MODELOS UTILIZADOS

El tiempo medio de permanencia o de renovación de un acuífero se expresa como el cociente entre el volumen de agua circulante y el caudal medio anual drenado por el sistema en régimen estacionario. En el presente apartado se calculan los tiempos de renovación correspondientes tanto a los puntos clásicos de muestreo como a la serie de puntos adicionales recientemente muestreados. Para ello se han considerado los datos de tritio correspondientes a las campañas de muestreo comentadas: 1978-82, 1983-85 y 1994-96. En el segundo grupo de puntos tan sólo existen datos correspondientes a la campaña 1994-96.

Para el cálculo de estos tiempos de renovación se

ha utilizado el mencionado código MULTIS (RITCHTER et al., 1992), que ha sido desarrollado para la interpretación de datos isotópicos ambientales en estudios hidrogeológicos. Considera al sistema acuífero como un medio homogéneo, sin tener en cuenta la existencia de posibles variaciones espaciales, y lo representa por uno o unos pocos parámetros agregados. Los cuatro modelos básicos utilizados por este código son: exponencial, flujo de pistón, lineal y dispersivo. Aquí sólo se consideran los dos primeros. El código permite trabajar además teniendo en cuenta diferentes combinaciones de estos modelos. Dicho código permite dos formas de cálculo: problema directo y problema inverso. El problema directo permite obtener diferentes funciones de salida teóricas para distintos parámetros dados, mientras que el problema inverso permite obtener para un modelo dado y un deter-

minado conjunto de datos cuales son los parámetros con una menor desviación entre la función de salida teórica y la real. En el presente trabajo se han aplicado ambas formas de cálculo. El código MULTIS permite obtener resultados mensuales o anuales. Aquí se ha trabajado mensualmente dado el tipo de datos disponibles (mensuales o bimensuales). Únicamente se ha utilizado la unidad de simulación anual en aquellos casos en los que la forma de cálculo ha sido el método directo. Sin embargo la entrada de valores es anual, y la simulación mensual requiere introducir valores anuales asignando el mismo valor anual a cada mes. Esto constituye una limitación de dicho código ya que los resultados obtenidos no son buenos para tiempos de renovación pequeños, de uno o unos pocos años.

#### 4.1 Puntos clásicos de muestreo

El cálculo de los tiempos de renovación en estos puntos se ha basado en las campañas de muestreo correspondientes a los períodos 1978-82 (frecuencia mensual), 1983-85 (frecuencia bimensual) y 1994-96 (frecuencia mensual). Los datos correspondientes a la campaña 1978-82 han sido parcialmente interpretados en estudios anteriores (CUSTODIO y BAYÓ, 1983). En dicho estudio los manantiales muestreados se interpretan como puntos de mezcla de niveles con diferente tiempo de residencia. La aplicación de un modelo exponencial o de buena mezcla puso de manifiesto la existencia de un embalse o conjunto de embalses subterráneos con un tiempo de residencia variable entre los 15 años (Santa Candia) y los 40 años (Les Deus). Sobreimpuesto a este sistema de circulación más lenta, en dicho artículo se comenta la presencia de otro sistema de circulación rápido que permite la descarga durante y poco después de los eventos de recarga; es el responsable de la variabilidad tanto química como isotópica observada. También se apunta la posible existencia de un flujo de pistón dado que en parte del recorrido la descarga se realiza en régimen de cautividad.

En este apartado se han recalculado los tiempos medios de renovación correspondientes a estos puntos clásicos de muestreo, aplicando los modelos teóricos siguientes: 1) exponencial, 2) flujo de pistón, 3) exponencial más flujo de pistón

en serie y 4) exponencial más flujo de pistón en paralelo. Se han considerado tres funciones de entrada distintas resultantes de ponderar por la precipitación (P), por la recarga en la Zona 1+2 (R1+2) y por la recarga en la Zona 4 (R4). No se ha ponderado por la recarga de la Zona 3 dada su escasa extensión superficial en comparación con las otras dos zonas de recarga. A continuación se comentan los resultados obtenidos al aplicar cada uno de los modelos comentados:

1) Modelo exponencial: este modelo se ha aplicado utilizando tanto el método directo (simulación de respuestas esperables para comparar con los valores experimentales) como el método inverso (ajuste de los parámetros del modelo que dan el menor error) del código MULTIS. En ambos casos se han tenido en cuenta las tres funciones de entrada anteriormente comentadas. Para el método directo se han obtenido diferentes curvas teóricas para tiempos de renovación comprendidos entre 5 y 100 años correspondientes a cada punto de muestreo y función de entrada considerada. Esto ha permitido por una parte tener una primera aproximación del tiempo de renovación medio y, por otra, dada la gran variabilidad observada en todos los puntos, intentar definir la existencia de dos sistemas de circulación: superficial (más rápido) y profundo (más lento) en función de las envolventes externas. Los resultados se presentan en la Tabla 4.

Los resultados obtenidos de la aplicación del modelo exponencial ponen de manifiesto las consideraciones siguientes:

a) Tiempos de renovación muy similares independientemente de la función de entrada utilizada. Únicamente ponderando por la recarga en la Zona 1+2 se obtienen tiempos de renovación algo menores. Cuanto mayor es el tiempo de renovación mayores son las diferencias obtenidas. Los resultados obtenidos ponderando por la precipitación y por la recarga en la Zona 4 son prácticamente idénticos.

b) Tiempos medios de renovación superiores a los obtenidos en trabajos anteriores, (CUSTODIO y BAYÓ, 1983), incluso los correspondientes al sistema de circulación más superficial. En parte es debido a que en trabajos anteriores se empleó

	CONJUNTO			SISTEMA PROFUNDO			SISTEMA SUPERFICIAL		
	P	R1+2	R4	P	R1+2	R4	P	R1+2	R4
<b>Santa Candia</b>	45-50	35-40	45-50	60-65	50-60	60-65	35	30	35
<b>Molí Major</b>	70-80	60-65	65-80	100	80-100	100	50-55	45	55-60
<b>Sondeo S4</b>	65-70	50-65	65-75	80-100	80	80-100	55	45	55-60
<b>Les Deus</b>	100	65-80	90-100	>100	100	>100	75-80	60	65-70

Tabla 4.- Tiempos de renovación en años obtenidos mediante la aplicación del método directo del código MULTIS suponiendo un modelo exponencial (de buena mezcla) para las funciones de entrada ponderadas. Las funciones de ponderación son: P= precipitación; R 1+2 = recarga en Zona 1+2; R4 = recarga en Zona 4. Resultados razonables.

una función de entrada analítica que es una simplificación algo drástica de la realidad.

2) Modelo flujo de pistón: en todos los puntos e independientemente de la función de entrada considerada, la utilización del método inverso da lugar a unos tiempos de renovación comprendidos entre 1 y 5 años. Estos resultados no son coherentes con el conocimiento hidrogeológico que se tiene del sistema, lo cual, unido a los elevados errores obtenidos, permite afirmar que dicho modelo no es representativo del funcionamiento hidrogeológico de estos puntos. Los resultados se presentan en la Tabla 5.

3) Modelo exponencial con flujo de pistón en serie: en todos los puntos e independientemente de la función de entrada considerada, la utilización del método inverso da como mejor solución la correspondiente a un 100% de la componente exponencial, obteniéndose los mismos resultados anteriormente comentados. Únicamente para el manantial de Santa Candia se obtiene una posible solución combinada (Tabla 6), no creíble.

	P	R1+2	R4
<b>S. Candia</b>	5 (5,55)	5 (5,32)	5 (5,69)
<b>Molí Major</b>	1 (10,9)	2,5 (9,63)	2 (9,01)
<b>Sondeo S4</b>	2 (10,38)	2 (9,16)	2 (8,66)
<b>Les Deus</b>	2 (13,42)	2 (12,10)	2 (11,67)

Tabla 5.- Tiempos de renovación (años) resultantes de aplicar el método inverso del código MULTIS suponiendo un modelo de flujo de pistón para cada una de las funciones de entrada ponderadas. Las funciones de ponderación son: P= precipitación; R1+2 =recarga en zona 1+2; R4 =recarga en zona 4. Resultados razonables. Error asociado entre paréntesis. Modelo no aplicable.

4) Modelo exponencial con un flujo de pistón en paralelo: esta combinación se caracteriza por la existencia de tres parámetros distintos: tiempo de tránsito del modelo exponencial, tiempo de tránsito del flujo de pistón y porcentaje de modelo exponencial. Dado que la aplicación del método inverso del código MULTIS requiere fijar uno de estos tres parámetros, la metodología utilizada ha consistido en realizar diferentes pasadas, fijando en primer lugar un margen razonable de tiempos de tránsito para el flujo de pistón y posteriormente fijando un margen razonable de tiempos de tránsito para el flujo exponencial. Una vez obtenidas las mejores soluciones posibles se ha aplicado el método directo con la finalidad de representar los ajustes obtenidos e intentar mejorarlos. En la Tabla 7 se presentan los resultados finalmente obtenidos.

Los mejores ajustes y el menor error asociado obtenido (no indicados) permiten concluir que este modelo es el que mejor representa el fun-

	P	R1+2	R4
<b>S. Candia</b>	2(3,8) [79%] 45(3,85) [100%]	3,5(3,57) [56%] 38(3,86) [100%]	3,5(3,5) [54 %] 46(3,95) [100 %]
<b>Molí Major</b>	70(3,5) [100%]	60(3,49) [100%]	70 (3,5) [100 %]
<b>Sondeo S4</b>	67(4,64)[100%]	58(4,63) [100 %]	67 (4,65) [100 %]
<b>Les Deus</b>	93(2,73)[100%]	82 (2,73) [100 %]	93 (2,73) [100 %]

Tabla 6.- Tiempos de renovación (años) resultantes de aplicar el método inverso del código MULTIS suponiendo un modelo exponencial con flujo de pistón en serie para cada una de las funciones de entrada ponderadas. Las funciones de ponderación son: P = precipitación; R1+2 =recarga en zona 1+2; R4 =recarga en zona 4. Resultados razonables. X (Y) [ Z% ] son el tiempo de renovación, el error y la contribución de la parte exponencial, respectivamente.

	EM	PM	%EM
S. Candia	10 a 15	40	55
Molí Major	20 a 50	40	50
Sondeo S4	30 a 40	40	55
Les Deus	40 a 60	40	55

Tabla 7. - Resumen de los tiempos de renovación (años) resultantes de aplicar el método inverso y el método directo del código MULTIS suponiendo un modelo exponencial con flujo de pistón en paralelo (EM= tiempo de tránsito del modelo exponencial; PM = tiempo de tránsito del flujo de pistón; %EM = porcentaje de modelo exponencial).

cionamiento hidrogeológico del sistema. Los tiempos medios de renovación obtenidos para la componente exponencial son mucho más coherentes con los obtenidos en estudios anteriores. El tiempo de renovación correspondiente al flujo de pistón es igual en todos los casos y la contribución de cada componente es del 50 al 55%. Hidrogeológicamente es un modelo razonable, con flujo exponencial en la parte aflorante y de pistón allí donde se convierte en cautivo o se produce preferentemente la transferencia de agua, por ejemplo por desarrollo de karstificación.

#### 4.2 Otros puntos de muestreo

Este segundo grupo incluye los puntos adicionales recientemente muestreados. En estos puntos el número de datos es mucho menor (oscilando entre 4 y 6 análisis por punto). Todos los análisis corresponden únicamente a la campaña 1994-96.

	EM	PM	EM+PM (SERIE)	EM+PM (PARALELO)		
				EM	PM	%EM
Cuitora	9 (2,17)	12 (1,94)	12 (2) 5% EM / 10 (2) 15-60% EM	9 a 10	10 a 12	9 a 50
Avellá	11 (2,29)	10,5 (1,1)	10 (2) 5% EM / 12 (2) 10-45% EM	11	10,5	3
Bosc	16-50 (2)	15 (1,67)	16 (2) 5-15% EM	16 a 18	15	0 a 5
Teula	12 (1,35)	12 (1,22)	10,5 (1,18) 5% EM	12 a 16	12	0 a 5
P. Agost	10 (0,77)	13 (0,71)	12 (0,68) 10% EM	12 a 14	13	7 a 13

Tabla 8.- Tiempos de renovación (años) y error asociado (entre paréntesis) resultantes de aplicar el método inverso del código MULTIS suponiendo un modelo exponencial (EM), flujo de pistón (PM), exponencial más flujo de pistón en serie (EM+PM SERIE) y exponencial más flujo de pistón en paralelo (EM+PM PARALELO).

Los tiempos medios de renovación correspondientes a dichos puntos se calculan aplicando el método inverso del código MULTIS. En este caso, habiendo visto las mínimas diferencias obtenidas en el apartado anterior, tan sólo se ha considerado la función de entrada resultante de ponderar por la precipitación. Los modelos teóricos aplicados han sido los mismos que en el caso anterior: 1) exponencial, 2) flujo de pistón, 3) exponencial más flujo de pistón en serie y 4) exponencial más flujo de pistón en paralelo. En la Tabla 8 se resumen tanto los tiempos de renovación obtenidos en cada caso como el error asociado. Los tiempos medios de renovación presentados son los resultantes de: a) observar todo el campo de desviaciones generado por el código MULTIS y no únicamente la solución dada por el mismo (desviación o error asociado mínimo), b) comparar todas las soluciones resultantes de aplicar los modelos anteriormente comentados y c) considerar las características hidrogeológicas de la zona, situación y naturaleza del punto de muestreo.

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto en todos los casos un predominio del flujo de pistón sobre el modelo exponencial. Los tiempos medios de tránsito para este flujo de pistón se encuentran comprendidos entre 10 y 15 años. La componente exponencial representa entre el 0 y el 10 % (a excepción de la Font Cuitora), resultando difícil conocer si dicha componente se encuentra en serie o en paralelo con el flujo de pistón (error asociado muy similar). Los tiempos medios de renovación obtenidos para la componente exponencial suponiendo un modelo en paralelo oscila entre 9 y 18 años.

#### 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Respecto a los puntos clásicos de muestreo se puede concluir que el modelo que mejor representa el funcionamiento hidrogeológico del sistema es una combinación de un modelo exponencial con un flujo de pistón en paralelo. El tiempo de tránsito obtenido para el flujo de pistón es de 40 años, mientras que el tiempo de tránsito obtenido para la componente exponencial oscila entre los 10-15 años (Santa Candia) y los 40-60 años (Les Deus). Este modelo resulta coherente con dos hipótesis de funcionamiento posibles teniendo en cuenta las características hidrogeológicas del sistema:

a) coexistencia en la zona de recarga de cada manantial de áreas confinadas y no confinadas. Los materiales confinantes corresponden básicamente a las arcillas y yesos del Eoceno superior y Keuper. En las áreas confinadas predominaría el modelo de flujo de pistón, mientras que las áreas no confinadas estarían representadas por un modelo exponencial o de buena mezcla.

b) coexistencia de dos componentes principales de flujo: una componente que podría representar el flujo existente en el conjunto del sistema carbonatado (flujo por pequeñas fisuras y planos de estratificación), y otra componente podría representar el flujo existente a lo largo de las grandes fracturas y posibles conductos kársticos del sistema. No es fácil asociar flujo de pistón y flujo exponencial a una y otra componente, ya que la posición dentro del sistema de flujo juega probablemente el papel dominante. Se pueden diferenciar a su vez los dos sistemas de circulación ya apuntados en trabajos anteriores (CUSTODIO y BAYÓ, 1983): un sistema más rápido representado por el manantial de Santa Candia y otro sistema más lento representado por el manantial de Les Deus, así como la mezcla existente en cada manantial. El resultado de todo ello es la gran variabilidad tanto química como isotópica observada en estos puntos de muestreo.

Respecto al resto de puntos adicionales considerados, la mayor parte de los mismos corresponden a pequeños manantiales. Los resultados obtenidos (tiempos medios de tránsito de 10 a 15 años) ponen de manifiesto que el modelo que

mejor representa el funcionamiento de dichos puntos es el flujo de pistón. Aunque en las inmediaciones de dichos manantiales existe un suelo y roca alterada de espesor de 0,5 a 2 m, ni explica el largo tiempo de permanencia (avalado por la relativa permanencia de caudales) ya que la humedad retenida es de escasos años, ni un área de captación extensa (flujo exponencial). El modelo de flujo de pistón podría explicarse considerando la existencia de un almacén de agua en un área algo alejada (mayor desarrollo de suelo en un entorno reducido), el cual recargaría de una manera continuada a una serie de fracturas que serían las que alimentarían a dichos manantiales. No es posible decidir si corresponden a manifestaciones del nivel de saturación regional o son realmente manantiales colgados, como con frecuencia se supone.

#### 6. AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se encuadra en el proyecto GRACE (EC Framework III Project RTD EV5V-CT 94-0471, Environment) así como de otros trabajos complementarios del Departamento de Ingeniería del Terreno de la UPC y de la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea, Barcelona. Se reconoce la aportación de datos por parte de la Junta d'Aigües de Catalunya. Los autores agradecen en especial y sinceramente los frecuentes comentarios y aportaciones de D. Alfonso Bayó, profundo experto y notable hidrogeólogo, recientemente fallecido. Se agradecen los comentarios de la revisión realizada por D. Juan Antonio López Geta.

#### 7. REFERENCIAS

- BAONZA, E., PLATA, A., SILGADO, A., (1982). Hidrología isotópica de las aguas subterráneas del Parque Nacional de Doñana y zona de influencia. Cuadernos de Investigación. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. MOPU. Madrid.
- CARDOSO, G., (1997). Comportamiento de los manantiales del karst nororiental de la Serra de Tramuntana, Mallorca. Tesis doctoral. Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartográfica. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.
- CUSTODIO, E., BAYÓ, A., GALOFRÉ, A., BATISTA, E., IGLESIA, F., (1973). Estudio de los recursos de aguas subterráneas en la cuenca de la Riera del Carme y área de Capellades, alrededores de Igualada (Barcelona). Comisaría

de Aguas del Pirineo Oriental y Servicio Geológico de Obras Públicas. Barcelona, 3 vols: 1-625 (interno).

CUSTODIO, E., BAYÓ, A., (1983). Nuevas contribuciones al reconocimiento geohidrológico del acuífero de Carme-Capellades-Sant Quintí (Barcelona). V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Instituto Geográfico y Catastral. Madrid: 1-25.

CUSTODIO, E., LLAMAS, M.R., (1983). Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, 2 Vols.: 1-2350. Barcelona.

IAEA, (1968). Guidebook on nuclear techniques in hydrology. Organismo Internacional de Energía Atómica. Viena, 1:214.

IRIBAR, V., (1992). Evolución hidroquímica e isotópica de los acuíferos del Baix Llobregat (Barcelona, España). Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Barcelona. Barcelona.

LAMBÁN, L.J., (1997). Estudio hidrogeológico del sistema acuífero de Carme-Capellades-La Llacuna-Sant Quintí de Mediona (sector central de la Cordillera Prelitoral Catalana).

Tesis de Maestría. Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartográfica. Universidad Politécnica de Cataluña y Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona.

PLATA, A., (1995). Hidrología isotópica de la zona de El Berrocal. CEDEX, Informe Técnico. Madrid. 1:54 (interno).

RICHTER, J; SZYMCZAK, P.; JORDAN, H., (1992). A computer program for the interpretation of isotope hydrogeologic data. Tracer Hydrology. Proceedings of the 6th Int. Symp. on Water Tracing. Karlsruhe, September 1992: 461-462.

SAMPER, J., GARCÍA VERA, M.A., (1992). Programa BALAN. Versión 8.0. Manual del Usuario. Departamento de Ingeniería del Terreno. E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de Barcelona. Universidad Politécnica de Cataluña (interno).

TORRE, C.S., CUSTODIO, E., MANZANO, M., (1996). Caracterización de la recarga en acuíferos kársticos: aplicación del modelo BALAN\_10 en su versión modificada (BAL-DOS10) a la Unidad Anioia. Groundwater Resources and Climate Change Effects (GRACE). UPC: 1-30 (interno).

Original recibido: Febrero de 1998.

Original aceptado: Julio de 1998.

## TIPOLOGÍA Y EFICACIA DE LOS ESPIGONES DE ESCOLLERA CONSTRUIDOS PARA LA MEJORA DE LA ESTABILIDAD DE LAS PLAYAS DEL LITORAL ATLÁNTICO DE LA PROVINCIA DE CÁDIZ.

Por J. J. MUÑOZ PÉREZ (\*) y J. M. GUTIÉRREZ MÁS (\*\*)

### R E S U M E N

Los espigones de escollera construidos para la mejora de la estabilidad de las playas, son necesarios en muchas ocasiones, siempre y cuando no den lugar a un excesivo impacto ambiental y no modifiquen la dinámica marina en los tramos de costa adyacentes. En el litoral atlántico de Cádiz se han ensayado varias técnicas de diseño y construcción de espigones de defensa, con objeto de solucionar el problema del sostenimiento del perfil de playa y optimizar las inversiones realizadas. Se describen una serie de obras que representan una tipología diferente respecto a las de tipo clásico y que precisan menor volumen de material para conseguir el mismo objetivo: obstaculizar el transporte longitudinal de sedimentos. Estos diques se integran mejor en el entorno al emplearse areniscas calcáreas y al hacerse coincidir su pendiente longitudinal con la del perfil de equilibrio de la playa, evitándose el efecto visual de muro, sin pérdida de impermeabilidad al paso del sedimento. La profundidad de cierre se establece a la cota -2 m, en base a las observaciones de series temporales en diferentes playas gaditanas.

Los resultados muestran que las soluciones técnicas dadas son eficaces a la hora de solucionar los problemas de pérdida de arena en las playas afectadas y se concluye que la construcción de espigones no es siempre perjudicial, sino que, puede ser la única solución posible, cuando por causas hidrodinámicas o fisiográficas adversas, es imposible la recuperación de la arena perdida durante los temporales.

*Palabras clave:* Playas, Dinámica litoral, Espigones, Cádiz.

### A B S T R A C T

The groins, designed for retarding erosion of an existing beach, must be constructed only when damages in adjacent beaches are prevented. A new design practice of rubble-mound groins has been experimented in the Gulf of Cadiz. Design and results of five groins, without the core of quarry-run material, are presented in this paper. No fine material was included to make them sand tight. Nothing but armor stone was used. Thence, a smaller quantity of quarry stone was necessary and a cheaper cost was achieved. The voids between the stones increase the permeability. So, a calcareous slab-shaped sandstone was placed and fitted on the surface of the structures and the seaward end of the groin reached the maximum water depth for nearshore erosion (about 2 or 3 m. depth).

The procedures of monitoring the coastal environment are described and the analysis of the collected data show how the aim of prevent longshore drift from reaching some downdrift sink points, as submarine canyons, was achieved.

*Key words:* Beach, Littoral dynamic, Groins, Cádiz.

### INTRODUCCIÓN

La mejora de la estabilidad de la arena que constituye las playas requiere en numerosas ocasio-

nes de la aplicación de medidas correctoras, como la construcción de espigones de escollera. Con frecuencia, éstos espigones dan lugar, a un importante impacto visual y a la modificación de la dinámica litoral en los tramos de costa adyacentes, debido al potencial incremento de la capacidad erosiva de las corrientes litorales.

(\*) Demarcación de Costas de Andalucía Atlántico (Cádiz).

(\*\*) Dpto. Geología, Universidad de Cádiz. Aptdo. 40.

11510 Puerto Real, Cádiz.

En los años 70 se inician de manera generalizada en España los estudios y obras destinados a mejorar la estabilidad de la arena de las playas de nuestro litoral. En estos momentos, se consideraba que los espigones de escollera constituían una forma eficaz de detener su progresivo deterioro. Fruto de esa filosofía fue la construcción de numerosos campos de espigones en las costas del Sur y Levante españoles. Pero su creciente presencia en las playas dio lugar a un cierto rechazo social, debido al fuerte impacto ambiental al que dan lugar estas construcciones, habiéndose adoptado, desde entonces, otras soluciones consideradas menos "duras", como la regeneración mediante vertido de arena.

No obstante, cuando la regeneración no garantiza suficientemente la permanencia de la arena, las obras han de complementarse con la construcción de espigones de escollera, como en el caso de algunas playas del litoral atlántico gaditano, con objeto de disminuir la acción erosiva de los temporales y las corrientes litorales asociadas, limitándose el transporte longitudinal y transversal de sedimentos.

**Características fisiográficas e hidrodinámicas de la zona.**- El litoral atlántico gaditano comprende el sector costero entre la desembocadura del río Guadalquivir, al Noroeste, y el Estrecho de Gibraltar al Sudeste, con un total de 260 km. de costa (Fig. 1). Un litoral tan extenso incluye sectores bien diferenciados, así la zona septentrional es más llana y arenosa, mientras que la meridional es más abrupta y acantilada, especialmente cerca del Estrecho de Gibraltar, debido a la irrupción de la Cordillera Bética en el mar (GUTIÉRREZ MAS et al., 1990).

La morfología escalonada de la costa (Fig. 1) está condicionada por la existencia de dos familias de fracturas, cuyas direcciones tectónicas dominantes son: NNE-SSE y E-O. Esta configuración da lugar a que el litoral se oriente casi totalmente de cara a los temporales del SO, los más fuertes en la zona. La rotura del oleaje generado por esos temporales genera una corriente al SE, responsable del transporte en esa dirección de los sedimentos aportados por los grandes ríos, especialmente del Guadalquivir, que desembocan en la zona. No obstante, existen corrientes contrapuestas que dan lugar a que la arena no discorra

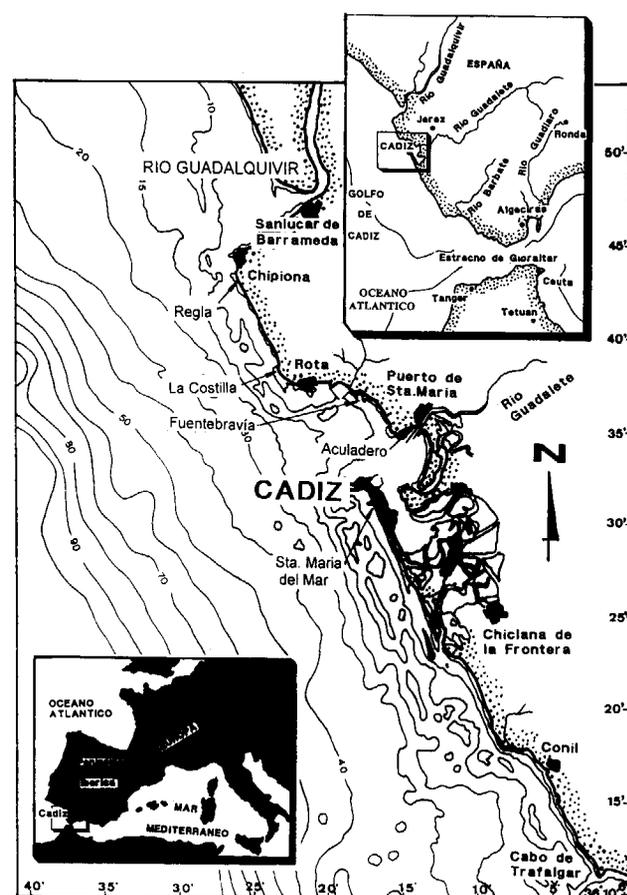


Figura 1.- Situación geográfica de la zona, fisiografía y batimetría, y emplazamiento de las obras de defensa realizadas en el litoral atlántico de Cádiz mediante espigones de escollera.

de forma continuada desde las desembocaduras de los ríos hacia el Estrecho de Gibraltar, como las que generan los fuertes vientos de levante y que discurren hacia el Oeste y NO. Además, durante los grandes temporales, aparecen fuertes corrientes de fondo hacia mar adentro que conducen a los sedimentos lejos de la orilla, a zonas donde no es posible la reincorporación posterior de los granos de arena al perfil activo de la playa.

Del estudio de las rosas de oleaje, se deduce que el transporte neto, considerado como la suma algebraica o factorial de los transportes causados por cada una de las direcciones del oleaje, es de Norte a Sur, excepto en el tramo de costa entre Chipiona y Sanlúcar de Barrameda, donde la dirección de transporte es hacia el Norte

(ENRÍQUEZ et al, 1997). El régimen de mareas es de carácter semidiurno y mesomareal, variando la amplitud de la carrera de marea entre los 1,58 m en Tarifa a los cerca de 4 m en Chipiona (Derrotero del Instituto Hidrográfico Nº 2).

## MÉTODOS.

Se agrupan en: Estudios previos; Diseño y técnicas de construcción y Seguimiento de la evolución y eficacia de los espigones.

**Estudios previos.**- Tienen por objeto conocer la unidad fisiográfica de playa y son imprescindibles para definir y ubicar el perfil longitudinal de los espigones. Para ello se han efectuado los siguientes estudios:

Los *levantamientos topo-batimétricos* tuvieron como finalidad conocer la topografía emergida y sumergida en cada tramo de costa. La separación entre perfiles ha sido de 50 y 100 m. Se realizaron durante la bajamar en la zona intermareal, mientras que en la zona sumergida se efectuaron durante la pleamar desde una embarcación de poco calado. El posicionamiento se realizó mediante GPS Diferencial y calibrado de las posibles fuentes de error (MUÑOZ PÉREZ, 1995).

El *Análisis de Sedimentos* consistió en la extracción de muestras de arena de las playas. En la playa emergida el muestreo se efectuó mediante catas de 20 cm de lado y 20 cm de profundidad, referenciadas sobre la base de los perfiles topográficos. En la zona sumergida el muestreo se realizó con cuchara Van Veen desde embarcación. La distribución de tamaños de grano se determinó en laboratorio, mediante tamizado de las muestras, calculándose posteriormente los parámetros e índices granulométricos característicos. Calcimetrías y análisis biológicos y de metales pesados complementaron la información.

El estudio del *Clima Marítimo y Régimen de Oleaje* se realizó a partir de los datos proporcionados por las boyas escalares de la Red Española de Medición y Registro del Oleaje (REMRO). En la costa de Cádiz, la boya escalar se encuentra frente a la Punta de San Sebastián, sobre el veril de 22 m de profundidad. La supervisión y cali-

bración de los datos la efectúa el Departamento de Clima Marítimo, dependiente del organismo autónomo de Puertos del Estado.

Los *Modelos Matemáticos* de refracción-difracción, se han basado en datos de oleaje, corrientes y mareas, y han permitido obtener las direcciones y los valores de las corrientes en la línea de rompientes del oleaje. Se han utilizado varios modelos con objeto de comparar los resultados y acotar su margen de variabilidad. Nombraremos, entre otros, MIKE 20 y MIKE 21, del Danish Hydraulic Institute, cuya solución numérica está basada en la aproximación propuesta por HOLTTHUIJSEN et al (1989); REF2DIF, elaborado por GRASSA (1989), basado en la aproximación parabólica de BERKHOFF (1972) y COPLA, puesto a punto por el Grupo de Investigación Oceanográfica y de Costas de la Universidad de Cantabria, que considera como hipótesis principal la conocida como de pendiente suave o mild slope.

Los *Trazadores Fluorescentes*, se han utilizado en distintas zonas y en varias ocasiones. Se han empleado arenas coloreadas para determinar la eficacia de los espigones en la retención de la arena y se ha establecido la dinámica y trayectoria seguidas por los diferentes tamaños de grano (MUÑOZ PÉREZ et al., 1996).

Se ha estudiado también la *Evolución Histórica de la Línea de Costa*, en base a la recopilación de material gráfico -mapas, cartas, fotografías aéreas- sobre la situación de la línea de costa en el pasado. Se eligieron puntos fijos en la costa, tales como casas, muros, torres, instalaciones militares, etc., y se comparó su ubicación con el límite de la zona intermareal y los pies del cordón dunar.

**Técnicas de construcción.**- No se describen aquí los diferentes tipos de estructuras de defensa costera, para ello puede consultarse a DEL MORAL CARRO (1978). Sí conviene recordar la diferencia entre los diques verticales y los diques en talud, los primeros reflejan el oleaje y la energía asociada, mientras que los segundos provocan la ruptura de las olas para disipar esa energía. Lógicamente, a priori, siempre se desecharon los primeros debido a su alto potencial de

modificación de las condiciones energéticas del oleaje incidente en la orilla.

En cuanto a la sección tipo utilizada, se trata de una modificación de la de AHRENS (1970,1975 y 1981) y su característica principal es que carece de núcleo y sólo dispone de escollera de tamaño uniforme de un peso mínimo de 2.000 kg. Se trata de una tipología diferente a la empleada en los espigones convencionales, a base de un núcleo de todo uno, manto protector externo de piedras grandes y manto secundario que actúa de filtro para evitar la migración de sedimentos finos a través de los huecos (Fig. 2 y Foto 1).

El material empleado ha sido piedra escollera de las canteras próximas que presenta una buena integración en el paisaje y permite que, sobre su superficie se instalen lapas, ostiones y otras especies marinas que incrementan la riqueza medioambiental.

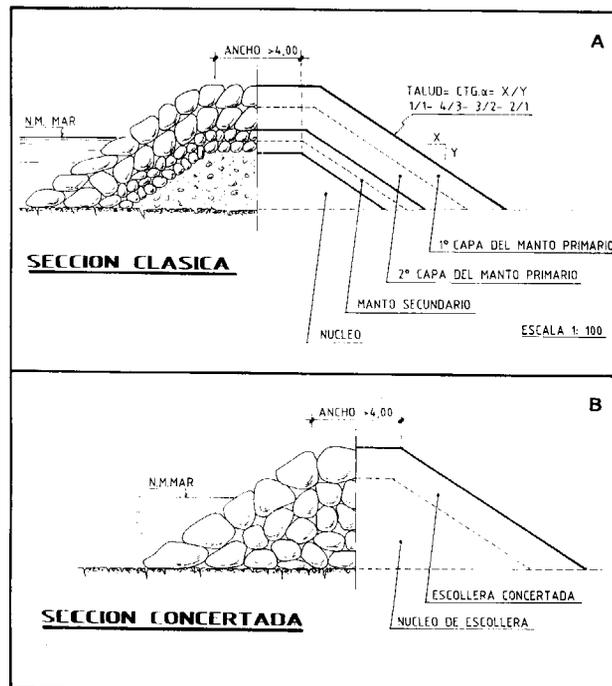


Figura 2.- Secciones tipo para espigones de escollera: A) Sección clásica, de núcleo de todo uno de cantera, protegido por un manto exterior bicapa y otro secundario de filtro; B) Sección tipo Ahrens modificada, con escollera de tamaño similar y manto exterior de piedra concertada en vez de arrojada.

El cálculo del peso de los bloques de piedra para resistir al oleaje sin moverse se realizó mediante la fórmula de HUDSON (1958), desarrollada a partir de ideas previas de IRIBARREN (1938):

$$W = \frac{\gamma_s H^3}{\cot \alpha \cdot K_D \cdot \left( \frac{\gamma_s}{\gamma_w} - 1 \right)^3}$$

W, peso de la piedra.

H, altura de la ola de cálculo.

$\gamma_s$ , peso específico de la piedra.

$\gamma_w$ , peso específico del agua del mar.

$\alpha$ , ángulo del paramento exterior del talud y la horizontal.

$K_D$ , coeficiente de la escollera de cantera (valor aproximado 3,5).

El uso de arenisca calcárea en la parte vista del espigón, es una opción que se considera generalmente negativa por la mayor fragilidad y menor resistencia de esta roca a los esfuerzos de flexotracción. No obstante, debido a su morfología en lascas, permite una ubicación encajada tanto en los taludes como en la coronación. Se consigue así una superficie de piedra careada de gran belleza (Fig. 2), que permite incluso el tránsito de usuarios y, en algunos casos, como en la playa de la Costilla en Rota, la instalación de bancos y farolas (Foto 1). Esta disposición produce, además, una trabazón de los bloques de piedra que incrementa su estabilidad respecto a las de sección caracterizada por piedras simplemente arrojadas.

Para el perfil longitudinal, se diseñó el de menor impacto visual y coste. Se adoptó una pendiente similar a la del perfil de equilibrio de la playa en invierno, con un resguardo por sobre ella de 0,5 a 1 m.

La anchura del espigón convencional requiere, para su ejecución, de un mínimo de cuatro metros de ancho en la parte superior del núcleo. Con ello se permite el tránsito de camiones y maquinaria pesada. Los espesores suplementarios de los mantos de filtro y protección exterior (Fig. 2) conducen finalmente a un volumen total de piedra muy superior al estrictamente necesario para cumplir con el objetivo de impedir la pérdida de arena a través del mismo.



Fotografía 1.- Perspectiva y aspecto general de la colocación careada y concertada de la arenisca calcárea en el manto exterior del talud del espigón de la playa de La Costilla (Rota).

La longitud de los espigones está condicionada por la fisiografía del fondo y coincide con la profundidad de cierre del perfil activo de la playa; es decir, hasta la profundidad donde el movimiento del sedimento es de poca importancia. Para su determinación teórica se utilizó, en principio, la fórmula de BIRKEMEIER (1985):

$$d_1 = 1,57 H_{S12}$$

donde:

$d_1$ , profundidad de cierre buscada.

$H_{S12}$ , altura de ola significativa (sobrepasada sólo 12 horas al año).

**Seguimiento de la efectividad de los espigones.**- Debido a que la construcción de los diques de apoyo modifica las condiciones de contorno de la dinámica litoral en el tramo de costa, se comprobó el grado de ajuste de los efectos reales con

los previstos en los modelos matemáticos. Los seguimientos se efectuaron durante un período bianual tras la regeneración y se utilizó básicamente la misma metodología que en la fase preliminar.

Los levantamientos de perfiles transversales se realizaron con periodicidad anual y semestral, con objeto de conocer la evolución temporal del volumen de arena en la playa; es decir, la tasa de erosión y/o acreción y la variación estacional de los procesos de movilización del sedimento frente al régimen de oleaje. En casos especiales el seguimiento fue más continuado; en la playa Victoria de Cádiz, se llevó a cabo desde la terminación de la regeneración, en la primavera de 1991, hasta 1996, y los resultados han sido útiles, no sólo para el conocimiento de esta playa, sino también a para otras de características similares (MUÑOZ PÉREZ, 1996).



Fotografía 1.- Perspectiva y aspecto general de la colocación careada y concertada de la arenisca calcárea en el manto exterior del talud del espigón de la playa de La Costilla (Rota).

La longitud de los espigones está condicionada por la fisiografía del fondo y coincide con la profundidad de cierre del perfil activo de la playa; es decir, hasta la profundidad donde el movimiento del sedimento es de poca importancia. Para su determinación teórica se utilizó, en principio, la fórmula de BIRKEMEIER (1985):

$$d_1 = 1,57 H_{S12}$$

donde:

$d_1$ , profundidad de cierre buscada.

$H_{S12}$ , altura de ola significativa (sobrepasada sólo 12 horas al año).

#### **Seguimiento de la efectividad de los espigones.-**

Debido a que la construcción de los diques de apoyo modifica las condiciones de contorno de la dinámica litoral en el tramo de costa, se comprobó el grado de ajuste de los efectos reales con

los previstos en los modelos matemáticos. Los seguimientos se efectuaron durante un período bianual tras la regeneración y se utilizó básicamente la misma metodología que en la fase preliminar.

Los levantamientos de perfiles transversales se realizaron con periodicidad anual y semestral, con objeto de conocer la evolución temporal del volumen de arena en la playa; es decir, la tasa de erosión y/o acreción y la variación estacional de los procesos de movilización del sedimento frente al régimen de oleaje. En casos especiales el seguimiento fue más continuado; en la playa Victoria de Cádiz, se llevó a cabo desde la terminación de la regeneración, en la primavera de 1991, hasta 1996, y los resultados han sido útiles, no sólo para el conocimiento de esta playa, sino también a para otras de características similares (MUÑOZ PÉREZ, 1996).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

**Referente al diseño y técnicas empleadas.-** Las obras realizadas tuvieron como objetivo el evitar o retrasar la pérdida de arena en las playas más afectadas por el avance de los procesos dinámicos erosivos. Estos tramos de costa, que experimentaban un notable retroceso del perfil y un gran descenso de su depósito de arena, vieron disminuida la migración de los granos hacia zonas más profundas de difícil recuperación.

En la Tabla I se muestran la fecha, inversión, volumen de escollera y precio por tonelada (sin gastos generales, beneficio industrial ni impuestos) de las actuaciones de defensa efectuadas en diferentes playas del litoral atlántico gaditano, cuyo emplazamiento y localización respecto a la costa adyacente y su situación geográfica en la costa se indica en la Fig. 3.

Respecto a las técnicas empleadas en su construcción, representan una tipología diferente de la tradicional, ya que el espigón se realiza a base de escollera casi uniforme, sin núcleo ni manto secundario o filtro. Su principal ventaja es que se precisa un volumen de material muy inferior para conseguir la misma finalidad: actuar como una trampa sedimentaria y constituir una barrera al transporte longitudinal de sedimentos (Fig. 2 y Foto 1).

Otra característica de este tipo de espigón, relacionada con la optimización de costes y la disminución del impacto ambiental, es la del diseño de su perfil longitudinal cuya pendiente se ha hecho coincidir con la del perfil de equilibrio de la playa en invierno. La zona intermareal de las playas del litoral gaditano tiene arena con un valor de la mediana ( $D_{50}$ ) de 0,25 mm y su pendiente oscila entre el 2 y el 4%, dependiendo del grado de abrigo de cada tramo de costa.

Por otra parte, la baja altura de coronación dada a los espigones, de sólo 0,5 a 1 m por encima del perfil de equilibrio, no disminuye substancialmente su capacidad de interrupción del transporte longitudinal de arena, debido a que la carga en suspensión es muy inferior a la carga de fondo, y porque la mayor parte del desplazamiento de la carga en suspensión tiene lugar cerca del fondo (KOMAR, 1978).

Playa y Municipio	Año	Peso de escollera tn	Peso unitario t	Presupuesto (mill. pts.)	Coste unitario (pts/tn)
Regla (Chipiona)	1992	5.450	> 4 t.	18,0	3.300
La Costilla (Rota)	1994	3.130	> 3 t.	6,5	2.075
Fuentebravía (Puerto de Santa María)	1993	14.370	> 3t.	24,9	1.730
Aculadero (Puerto de Santa María)	1993	3.400	> 2 t.	7,6	2.230
Sta. María del Mar (Cádiz)	1985	43.320	> 7 t.	63,2	1.460

TABLA I.- Localización, fecha de construcción, inversión, volumen de escollera y precio por tonelada de las obras de defensa realizadas en las playas del litoral atlántico de Cádiz.

En cuanto a la longitud de los espigones y la profundidad que deben alcanzar, se definen a partir de la determinación de la profundidad de cierre del perfil activo de la playa. Esta profundidad, a partir de la cual el movimiento del sedimento es ya de poca importancia, se ha establecido a partir de los datos estadísticos procedentes del registro instrumental de la boya de Cádiz (REMRO), que da una altura de ola significativa sólo sobrepasada 12 horas al año ( $H_{s12}$ ) de 4 m. A partir de estos datos y de la aplicación de la fórmula de BIRKEMEIER (1985), se obtiene una profundidad de cierre de 6,28 m. No obstante, de la observación de series temporales de perfiles batimétricos realizados a lo largo de varios años en diversas playas de este litoral, se deduce que las arenas no tienen un desplazamiento apreciable más allá de una profundidad que oscila entre las cotas de -2 y -3 m. (MUÑOZ PÉREZ, 1996). Por ello, y con objeto de abaratar los costes, los espigones no han sobrepasado esta profundidad.

### Referente a los espigones construidos en diferentes tramos de costa

#### Playa de Regla (Chipiona)

El tramo de costa entre Sanlúcar de Barrameda y Rota se encuentra en un estado de erosión generalizada, observable no sólo en las playas sino también en los acantilados. Se han medido, mediante la comparación de fotografías aéreas, retrocesos de hasta 50 m en 30 años (MUÑOZ PÉREZ y ENRÍQUEZ, 1998). Además, la construcción de presas para la creación de embalses, que regulen el régimen fluvial y controlen las avenidas, ha supuesto un importante decremento de la

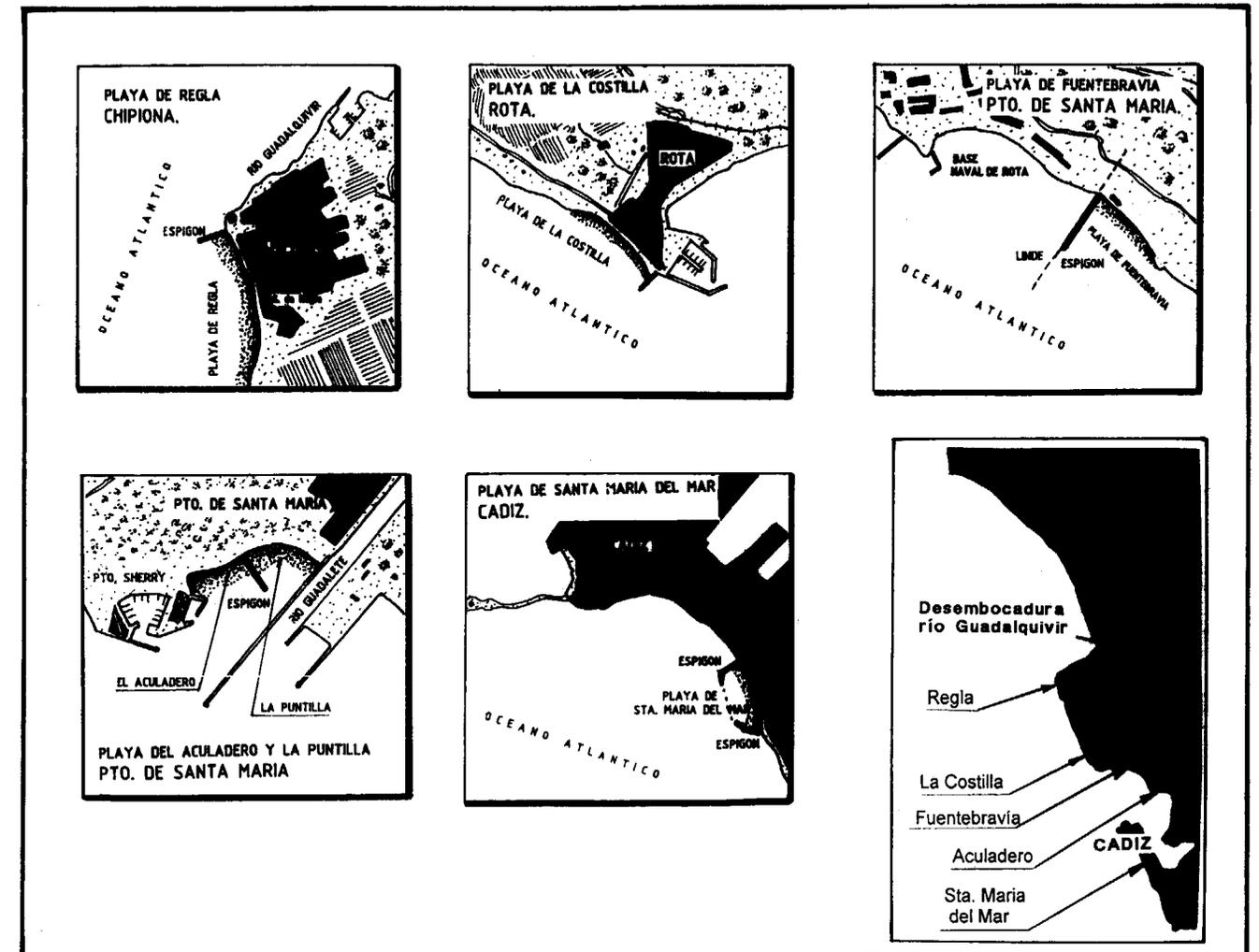


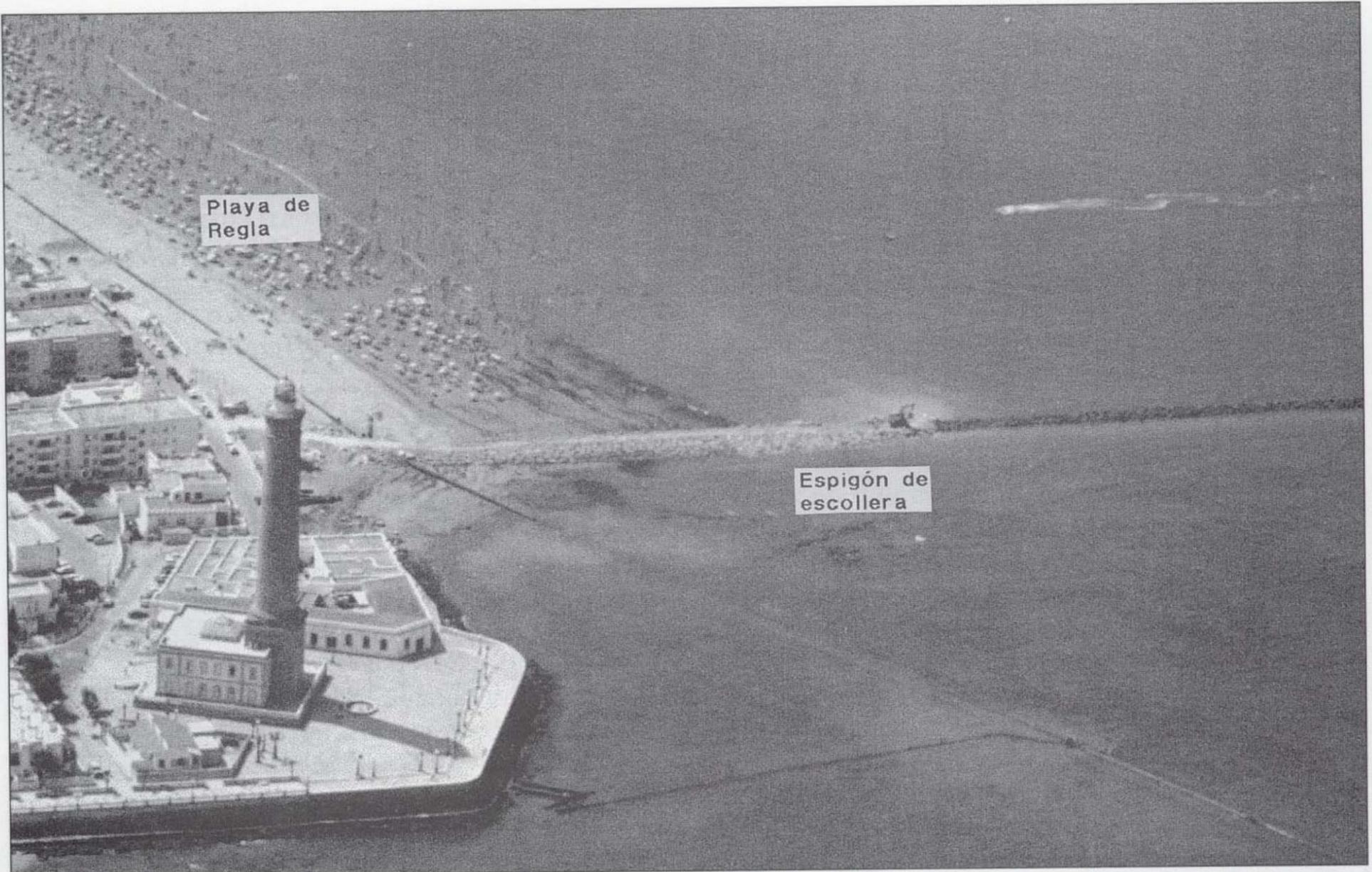
Figura 3.- Mapas esquemáticos del emplazamiento y situación geográfica de los espigones de escollera realizados en el litoral gaditano.

tasa de aportes de sedimentos a las zonas cercanas a la desembocadura del río Guadalquivir.

Aguas arriba del puerto de Chipiona, en la margen sur de la desembocadura del río Guadalquivir, la costa se encuentra en franco retroceso debido a la erosión de los acantilados por acción directa del oleaje. Sin embargo, los materiales procedentes de la erosión de dichos acantilados no permanecen en su base, a causa del efecto sumidero que supone la proximidad del canal de navegación del puerto de Sevilla, cuyo sostenimiento para el tráfico de buques exige dragados continuos.

El sedimento extraído de estos dragados se vierte en la isobata de 10 m de profundidad frente a la costa de Chipiona. La mar de fondo no puede transportarlo hasta la orilla debido a la presencia de una amplia laja rocosa que, a modo de bajo costero o arrecife, bordea la margen izquierda del río e impide la subida del sedimento hacia la zona activa de la playa. Esta laja está constituida por un conglomerado conchífero de edad pliocuaternaria conocido en la zona como roca ostionera.

El promontorio de la Punta del Perro, donde se encuentra el faro de Chipiona representa el paso del litoral fluvial en la zona de la desembocadura



Fotografía 2.- Perspectiva y vista general de la Playa de Regla (Chipiona), durante las obras de regeneración mediante vertido de arena y construcción del espigón de escollera.

del río hacia el litoral atlántico. Desde este punto hacia el Sur se encuentra la playa de Regla que está limitada al Norte por un espigón de escollera que se encuentra cerca del faro (Fig. 3 y Foto 2), y al Sur por los corrales. Estos últimos son construcciones de pequeños muros de escollera, de altura coincidente con la mitad de la carrera de marea, que se encuentran sobre la laja rocosa y cuya función es la de atrapar a los peces que durante la pleamar entran en estos recintos y no pueden salir con la bajamar. Por otra parte, estas estructuras proporcionan un cierto efecto de protección a la playa del Camarón delante de la que se ubican.

La Dirección General de Costas procedió en el verano de 1992 a la realimentación de esta playa con más de 500.000 m<sup>3</sup> de arena. Desde entonces y hasta el momento actual, la nueva línea de

costa creada permanece en equilibrio, tal y como demuestran los estudios de seguimiento realizados (GÓMEZ PINA et al, 1995). Esta estabilidad es debida, en gran medida, a la actuación del espigón construido en su extremo septentrional, que constituye un obstáculo al transporte del sedimento hacia el norte, donde sería conducido a la canal submarina existente en la desembocadura del río Guadalquivir, que actuaría como un sumidero (Figuras 1, 3 y Foto 2).

#### **Playa de la Costilla (Rota)**

Entre Punta Cuba y Punta Candor, alrededor de la localidad costera de Rota, el retroceso de la costa por erosión durante los últimos 40 años ha sido de 15 a 30 m en la zona de la playa de la Ballena, y de 25 a 50 m en la zona de Aguadulce. Al sur de

Punta Candor, se mantiene un cierto equilibrio, aunque se dan profundos cambios estacionales del perfil transversal de la playa.

En esta zona aflora también una laja rocosa pliocuaternaria similar a la que se encuentra en Chipiona. Esta laja facilita la disipación de la energía del oleaje incidente, incrementa el coeficiente de refracción y favorece la captura de los sedimentos en las zonas cóncavas, que actúan como trampas sedimentarias. Asimismo, condiciona el que los frentes de ola se orienten paralelamente a la orilla, disminuyendo la capacidad de transporte longitudinal del sedimento.

En la playa de la Costilla, frente al casco urbano de Rota durante los años sesenta, se ocupó una gran parte de la playa por bloques de apartamentos. Ello indujo un progresivo deterioro de la misma. En 1995 la Fundación Leonardo Torres Quevedo estudió la problemática de esta playa y se decidió solucionar el problema, mediante su regeneración con arena del yacimiento sumergido ubicado frente a la bocana del puerto de Cádiz.

Para evitar la migración longitudinal de la arena vertida hacia zonas más profundas, se construyó un espigón perpendicular a la orilla de 150 m de longitud emergida y 70 m sumergidos. La coronación de este último tramo se realizó a la cota



Fotografía 3.- Vista nocturna de la coronación del espigón de la playa de La Costilla (Rota). Se aprecia la presencia de bancos y farolas que, junto a su fácil accesibilidad, lo integra en el tejido urbano de la ciudad.

de 1 m por debajo de la bajamar escorada, con objeto de minimizar el impacto visual (Fig. 3 y Fotos 1 y 3).

La misión de este espigón es doble. Por una parte actúa como una barrera al transporte longitudinal de arena, evitando así la caída y entrada del sedimento en la vaguada submarina que se encuentra al sudeste de Rota. Por otra, impide el transporte de arena a lo largo del dique rompeolas del puerto de Rota y su depósito en la bocana de dicho puerto, evitándose así posteriores y costosas operaciones de dragado, necesarias para mantener la operatividad del mismo.

### Playa de Fuentebravía (Puerto de Santa María)

Entre Rota y el Puerto de Santa María, la línea de costa se orienta de ONO a ESE. El transporte longitudinal neto de sedimentos tiene lugar en el sentido de las agujas del reloj. No obstante, en ocasiones, los persistentes vientos de levante pueden dar lugar a un flujo contrapuesto.

La línea de costa se encuentra interrumpida por numerosas construcciones, como los diques del puerto de la Base Naval de Rota, el puerto deportivo de Puerto Sherry y los diques de encauzamiento en la desembocadura del río Guadalete. En la playa de Fuentebravía, al norte de la localidad del Puerto de Santa María, se encuentra el límite entre la zona militar de la base de Rota y la zona de uso civil. Dicho límite se encuentra materializado por una malla que se interna en el mar y divide la playa en dos partes (Fig. 3).

Esta playa ha sido recientemente regenerada con arena de procedencia marina y, con objeto de estabilizar la parte de uso civil, se ha construido un espigón de escollera perpendicular a la orilla. De este modo, se dificulta la migración de los granos de arena desde la parte civil regenerada hacia la militar no utilizada (Fig. 3).

Los resultados y el rendimiento conseguido con la construcción de este espigón son fáciles de apreciar mediante la observación de ambos tramos. En la zona militar, las olas rompen contra el pie del acantilado durante las pleamares vivas, no existiendo playa seca en esos momentos. Por

contra, se puede disfrutar de una berma de más de veinte metros en la zona civil durante los mismos episodios.

### Playa del Aculadero (Puerto de Santa María)

Las playas del Aculadero y de la Puntilla, cerca del casco urbano del Puerto de Santa María, se encuentran encajadas entre los diques de Puerto Sherry y los del encauzamiento de la desembocadura del río Guadalete (Figuras 3 y 4). En esta zona tan protegida la arena no se escapa. Sin embargo, se produce una removilización del sedimento del fondo debido a las corrientes inducidas por la difracción del oleaje. Asimismo, la arena se traslada desde la zona central de la playa del Aculadero hacia las partes más extremas y cercanas a los diques, que están mucho más abrigadas del oleaje.

La solución consistió en dividir la unidad fisiográfica de la playa en dos sectores mediante la construcción de un espigón de escollera. El objetivo era el de conseguir que la arena, se acumulara en un punto intermedio, de forma que el traspaso de arena hacia la zona central pudiera realizarse mediante traíllas en vez de con pala cargadora y camiones (Fig. 4). Así, al tratarse de

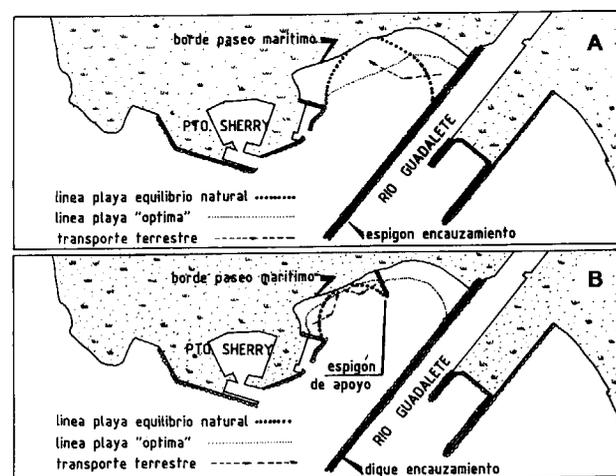


Figura 4.- Esquema del transporte de arena con maquinaria en la playa de La Puntilla (El Puerto de Santa María): A) Transporte sin espigón de apoyo; B) Idem mostrando la disminución de distancia gracias al espigón de apoyo intermedio.

una distancia menor y optimizarse el uso de la maquinaria más apropiada, se consigue disminuir en un 75% el coste anual de las operaciones de mantenimiento de un ancho de playa homogéneo.

Otra opción, más estable y definitiva, hubiera sido la construcción de un dique exento emergido. Este dique modificaría la dinámica litoral al crear una zona de abrigo en la parte de la playa donde la velocidad de erosión es mayor. Esta solución habría tenido el inconveniente de producir un gran impacto visual y de inutilizar una dársena usada con frecuencia por las embarcaciones deportivas, tanto para la práctica y el aprendizaje de la vela ligera, como para el fondeo y el baño.

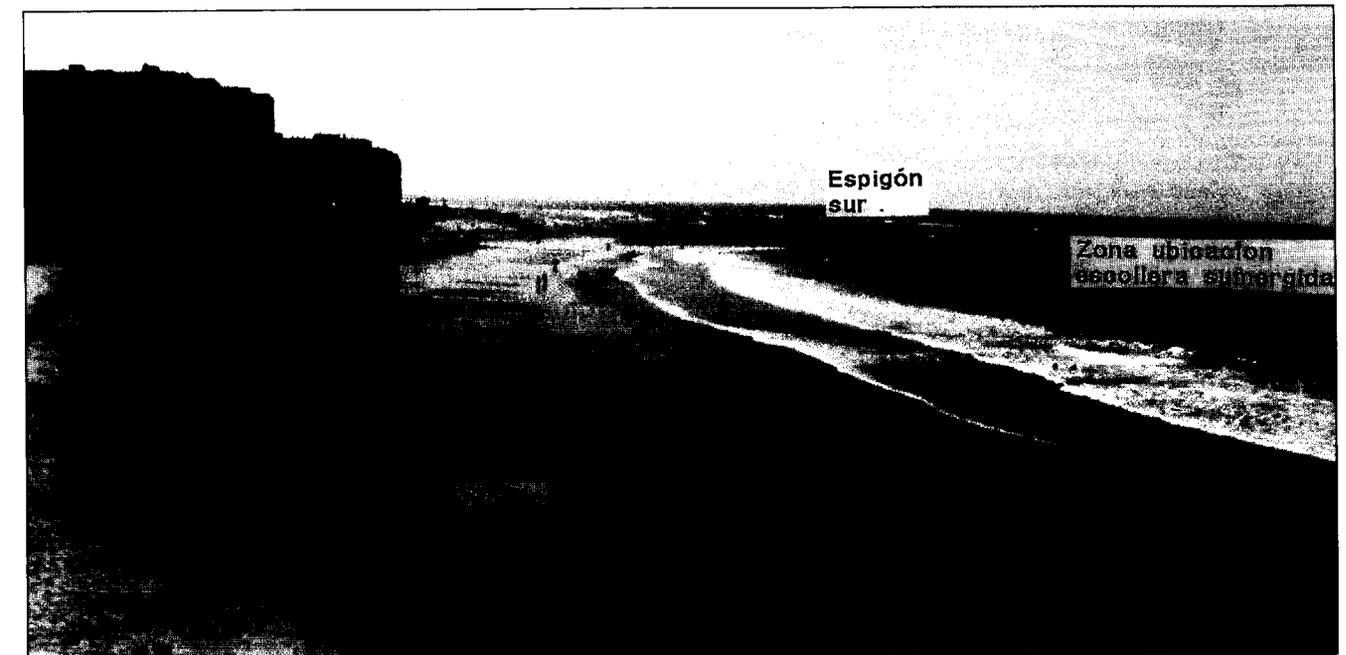
### Playa de Santa María del Mar (Cádiz)

La playa de Santa María del Mar representa un caso especial ya que se trata de una playa urbana que, por su morfología y orientación, tiene una gran dificultad para sostener los volúmenes de arena que, para su regeneración y mejora, han sido vertidos en diversas ocasiones.

Esta playa se encuentra adosada al casco histórico de la ciudad, en la base de un acantilado de materiales pliocuaternarios, encontrándose la arena depositada sobre la plataforma de erosión labrada en la base del mismo (Fig. 3 y Foto 4). En su margen sur limita con una laja de roca ostionera que emerge durante la bajamar.

Debido a la orientación del tramo de costa en el que se encuentra, totalmente de cara a los temporales del SO, la playa está sometida a una fuerte erosión y transporte de arena, tanto transversal como longitudinal, siendo las direcciones de mayor incidencia y de mayor energía asociada, las correspondientes al tercer cuadrante (Oeste-SSO) con una altura de ola significativa para los mayores temporales de 5 a 6 m y períodos de 6 a 10 segundos.

Estas circunstancias, junto a la necesidad social de sostener la playa en condiciones de uso, condujeron en un primer momento a que se construyeran dos espigones de contención (1984).



Fotografía 4.- Vista general de la playa de Santa María del Mar (Cádiz), donde se aprecia el espigón sur y la zona donde se ha construido el espigón sumergido. En primer plano se observa la existencia de ruinas de antiguos muros de protección.

Posteriormente, en la primavera de 1992, se realizó una nueva regeneración, que fue simultánea a la de la playa Victoria, ubicada inmediatamente al Sur (Fig. 5).

Desde el momento de la regeneración hasta 1996, se procedió por parte de la Dirección General de Costas, a la realización de estudios hidrodinámicos, batimétricos y sedimentológicos destinados a determinar los cambios estacionales y a largo plazo experimentados por la playa.

Del estudio de los perfiles batimétricos se dedujo una tasa de erosión media de 70.000 m<sup>3</sup>/año para la playa Victoria, lo que, dado el volumen de arena vertido (2.000.000 m<sup>3</sup>) y su tamaño de grano (D50 = 0,25 mm), permite prever una duración del depósito de unos 30 años. La playa de Santa María del Mar, debido a su orientación y al efecto de la configuración del fondo, recibe olas de mayor altura y energía que la playa Victoria. Por ello, si se desea su sostenimiento, se precisa una arena de tamaño sensiblemente superior y un mayor abrigo. Así, en 1997 se prolongó el espigón norte en 100 m, dándosele un giro de 30° respecto a la perpendicular a la orilla. El objetivo

era, por una parte, conseguir una mayor difracción del oleaje y, por otra, mediante el depósito natural de arena al abrigo del dique, ampliar la playa seca, lo que daría lugar a una mayor simetría de su forma en planta.

Estas obras de protección concluyeron en mayo de 1998, con la ejecución de un espigón sumergido que une los dos extremos de los espigones de contención lateral. Su finalidad es proporcionar apoyo al pie del talud del perfil de playa, contener el basculamiento que tiene lugar con los temporales de invierno y minimizar la pérdida de arena (Fig. 5). Por otra parte, la influencia de este dique sumergido sobre el peralte de la ola es muy pequeña, ya que su coronación se encuentra a 1 m por debajo de la bajamar viva y sólo tiene 2 m de ancho.

### CONCLUSIONES

Se han ensayado diferentes técnicas y diseños para solucionar los problemas hidrodinámicos reales relacionados con el sostenimiento del perfil de playa, abaratar costes, facilitar la construc-



Fotografía 4.- Vista general de la playa de Santa María del Mar (Cádiz), donde se aprecia el espigón sur y la zona donde se ha construido el espigón sumergido. En primer plano se observa la existencia de ruinas de antiguos muros de protección.

Posteriormente, en la primavera de 1992, se realizó una nueva regeneración, que fue simultánea a la de la playa Victoria, ubicada inmediatamente al Sur (Fig. 5).

Desde el momento de la regeneración hasta 1996, se procedió por parte de la Dirección General de Costas, a la realización de estudios hidrodinámicos, batimétricos y sedimentológicos destinados a determinar los cambios estacionales y a largo plazo experimentados por la playa.

Del estudio de los perfiles batimétricos se dedujo una tasa de erosión media de  $70.000 \text{ m}^3/\text{año}$  para la playa Victoria, lo que, dado el volumen de arena vertido ( $2.000.000 \text{ m}^3$ ) y su tamaño de grano ( $D_{50} = 0,25 \text{ mm}$ ), permite prever una duración del depósito de unos 30 años. La playa de Santa María del Mar, debido a su orientación y al efecto de la configuración del fondo, recibe olas de mayor altura y energía que la playa Victoria. Por ello, si se desea su sostenimiento, se precisa una arena de tamaño sensiblemente superior y un mayor abrigo. Así, en 1997 se prolongó el espigón norte en 100 m, dándosele un giro de  $30^\circ$  respecto a la perpendicular a la orilla. El objetivo

era, por una parte, conseguir una mayor difracción del oleaje y, por otra, mediante el depósito natural de arena al abrigo del dique, ampliar la playa seca, lo que daría lugar a una mayor simetría de su forma en planta.

Estas obras de protección concluyeron en mayo de 1998, con la ejecución de un espigón sumergido que une los dos extremos de los espigones de contención lateral. Su finalidad es proporcionar apoyo al pie del talud del perfil de playa, contener el basculamiento que tiene lugar con los temporales de invierno y minimizar la pérdida de arena (Fig. 5). Por otra parte, la influencia de este dique sumergido sobre el peralte de la ola es muy pequeña, ya que su coronación se encuentra a 1 m por debajo de la bajamar viva y sólo tiene 2 m de ancho.

## CONCLUSIONES

Se han ensayado diferentes técnicas y diseños para solucionar los problemas hidrodinámicos reales relacionados con el sostenimiento del perfil de playa, abaratar costes, facilitar la construc-

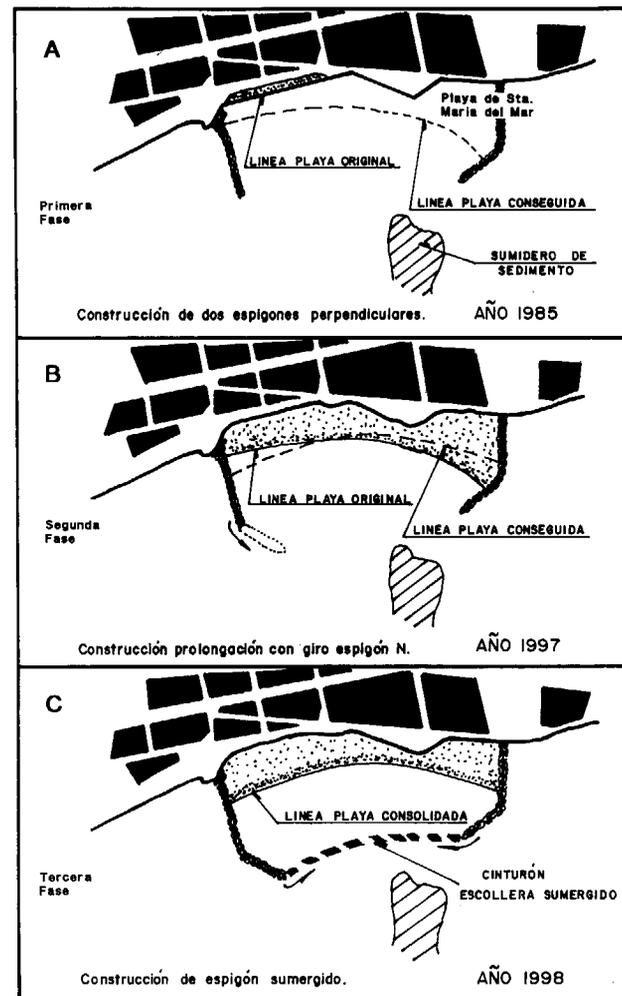


Figura 5.- Fases de la construcción del sistema de espigones realizado en la playa de Santa María del Mar (Cádiz): A) Construcción de dos espigones perpendiculares a la costa; B) Prolongación del espigón norte; C) Construcción del espigón sumergido.

ción y optimizar los recursos e inversiones realizadas. Se describen una serie de obras de defensa, espigones perpendiculares y paralelos a la orilla, realizadas recientemente en el litoral atlántico de la provincia de Cádiz. Presentan una tipología diferente, a base de escollera uniforme, respecto a la sección tipo tradicional, y precisan de un volumen muy inferior de material para conseguir el mismo objetivo, crear una barrera que obstaculice el transporte longitudinal de sedimento.

Estos diques en talud construidos a base de esco-

llera, presentan una mejor integración en el paisaje y en el entorno que los confeccionados con otro tipo de materiales. La elección de arenisca calcárea, en vez de roca caliza, obedece a la mayor proximidad de las canteras, lo que supone un abaratamiento del transporte. Además, debido a su forma en lajas, permite una mejor ubicación y trabazón que incrementa la estabilidad. Como contrapartida, existe un mayor riesgo de rotura que se soluciona mediante el encaje y encastre de la piedra.

A los perfiles longitudinales de los espigones se les ha dado una pendiente hacia el mar similar a la del perfil de equilibrio de la playa. Se consigue con ello eliminar el efecto visual de pared y mantener la impermeabilidad del dique al paso del sedimento. La profundidad hasta la que llegan se ha hecho coincidir con la profundidad de cierre de la playa. Se ha establecido una profundidad de -2 a -3 m, en base a la observación de la evolución de series temporales en distintas playas del litoral gaditano.

Finalmente, se ha demostrado que la utilización de espigones no tiene por que ser a priori perjudicial para la estabilidad de la costa aguas abajo de su ubicación. Al contrario, serán recomendables siempre que existan disposiciones morfológicas, tales como vaguadas o cañones submarinos, que pudieran actuar como sumideros en el transporte longitudinal de sedimentos.

## AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a la Dirección General de Costas por la disponibilidad de todos los datos precisos para la redacción de este artículo y al Proyecto de Investigación de la CICYT MAR98-0796.

## REFERENCIAS

- AHRENS, J.P., (1970). "The influence of breakwater type on rip-rap stability". Proceedings of 12th Conference on Coastal Engineering. Washington.
- AHRENS, J.P., (1975). "Large wave tank tests of rip-rap stability". U.S. Army Corps of Engineers. Coastal Engineering Research Center. Tech. mem. no.51
- AHRENS, J.P., (1981). "Design of rip-rap revetments for pro-

tection against wave attack."Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, Mississippi.

BERKHOFF, J.C.W. (1972). "Computation of combined refraction-diffraction. Proc 13<sup>th</sup> Int. Coastal Engineering Conference. ASCE, Vancouver, pp 471-490.

BIRKEMEIER, W.A., (1985). "Field data on seaward limit of profile change". Journal of Waterway, Port, coastal and Ocean Engineering, May, pp 598-602

Derrotero nº 2 tomo II de las costas de Portugal y SO de España. 1990. Servicio publicaciones de la Armada. Instituto Hidrográfico de la Marina. Cádiz

ENRÍQUEZ, J., MUÑOZ PÉREZ, J.J., y GÓMEZ PINA, G., (1997). "Dinámica litoral del tramo Sanlúcar de Barrameda-Rota". IV Jornadas Españolas de Ingeniería de Costas y Puertos. Dpto. de Física Aplicada, Univ. de Cádiz.

Fundación Leonardo Torres Quevedo. (1995). "Estudio de la estabilidad de la playa Costilla en Rota". Dirección General de Costas

GÓMEZ PINA, G. ; RUBIO, E. ; MUÑOZ PÉREZ, J.J ; RAMÍREZ CARO, J.L. y FAGES, L. (1995). "Regeneración de la playa de Regla (Chipiona, Cádiz) : Proyecto, construcción y funcionamiento". III Jornadas de Ingeniería de Costas y Puertos. Univ. Polit. de Valencia.

GRASSA, J.M. 1989. "Apuntes para la utilización del modelo REFDF de refracción-difracción y aproximación parabólica". Centro de Estudios de Puertos y Costas. Madrid.

GUTIÉRREZ MAS, J M, MARTÍN ALGARRA, A, DOMINGUEZ BELLA, S y MORAL CARDONA, J.P. (1990): Introducción a la Geología de la Provincia de Cádiz. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz. 315 pp.

HANSON, H. y KRAUS, N.C. (1989). "Generalized model for simulating shoreline change". Report 1. Technical reference. US Army Corps of Engineers. Washington D.C.

HOLTHUIJSEN, L.H.; BOOIJ, N., y HERBERS, T.H.C. (1989). "A prediction model for stationary, short-crested waves in shallow water with ambient current". Coastal Engineering, vol 13 pp 23-54

HUDSON, R.Y., (1958). "Design of quarry-stone cover layer for rubble mound breakwaters". Research Report no. 22. U.S. Army Engineering Waterway Experiment Station, Vicksburg, Mississippi

IRIBARREN CAVANILLES, R., (1938). "Una fórmula para el cálculo de diques de escollera". Revista de Obras Públicas

KOMAR, P.D., (1978). "Relative quantities of suspension versus bed-load transport on beaches". Journal of Sedimentary Petrology, Vol.48, no.3, pp 921-932.

MORAL CARRO, R. (1978). "Ingeniería de Costas". Laboratorio de puertos Ramón Iribarren. Madrid

MUÑOZ PÉREZ, J.J., (1995). "Fiabilidad de las batimetrías y granulometrías: su aplicación a la cubicación de la playa Victoria (Cádiz)". III Jornadas de Ingeniería de Costas y Puertos. Univ. Polit. de Valencia.

MUÑOZ PÉREZ, J.J., (1996). "Análisis de la morfología y variabilidad de playas apoyadas en lajas rocosas". Tesis doctoral. Dpto. Física Aplicada, Univ. de Cádiz.

MUÑOZ PÉREZ, J.J.; GUTIÉRREZ MAS, J.M. y PARRADO, J.M. (1996). "Estudio del movimiento de sedimento en la playa de Regla (Chipiona, Cádiz) mediante el uso de trazadores fluorescentes". Bol. Geológico y Minero. Vol 107-1 pags. 29-37

MUÑOZ PÉREZ, J.J. y ENRÍQUEZ FERNÁNDEZ, J. (1998). "Dinámica litoral de una unidad fisiográfica completa: Sanlúcar-Rota". Rev. Obras Públicas, abril, pags. 35-44

RECOMENDACIONES PARA OBRAS MARÍTIMAS (R.O.M.) 0.3-91. (1992). Anejo I. Clima marítimo en el litoral español. Dirección General de Puertos. Ministerio de Obras Públicas y Transportes.

Original recibido: Junio de 1998.

Original aceptado: Noviembre de 1998.

# LOS MÁRMOLES COMERCIALES "MARRÓN IMPERIAL" Y "MARRÓN EMPERADOR" (S.E. ESPAÑA). CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y CRITERIOS DE EXPLORACIÓN.

Por M. A. GARCÍA DEL CURA (\*), M. A. RODRÍGUEZ (\*\*), J. A. PINA (\*\*),  
J. C. CAÑEVERAS (\*\*), J. M. BALTUILLE (\*\*\*) y S. ORDÓÑEZ (\*\*)

## R E S U M E N

Los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador" son dolomías brechoides que de acuerdo con la clasificación del MIA pertenece al Grupo C de mármoles comerciales. Se determinan sus parámetros petrofísicos según la norma UNE. Sus rasgos petrológicos se estudian mediante microscopio petrográfico de luz transmitida y microscopio electrónico de barrido (MEB) (en modo de electrones secundarios y electrones retrodispersados). Estas rocas son básicamente dolomías mesocristalinas con abundantes vénulas calcíticas politexturales relacionadas con procesos de brechificación y de dolomitización. Rasgos kársticos aumentan la complejidad petrológica de estas rocas ornamentales cuyo litosoma son las dolomías masivas del Cretácico Superior (¿Turoniense?) del dominio Prebético Externo.

El material explotado pertenece a una alineación morfoestructural que va desde Jumilla hasta el NE de Caudete y está relacionado con la falla Jumilla-Yecla-Caudete-Font de la Figuera. La relación entre esta falla y las dolomías turonienses son el principal criterio de exploración de estas rocas ornamentales.

*Palabras clave:* "Marrón Imperial", "Marrón Emperador", Mármol comercial, Dolomías, Prebético, Alicante, Murcia, Albacete.

## A B S T R A C T

The "Marrón Imperial" and the "Marrón Emperador" commercial marble are brecciated dolomite rocks that, in agree with the soundness classification of MIA, belongs to the Group C of the commercial marbles. Petrophysical parameters of stones has been obtained using de UNE NORM (Spanish normalised test). The petrologic features have been defined from light microscopy and SEM data (secondary electrons and back scattered electrons modes).

"Marrón Imperial" and "Marrón Emperador" are mesocrystalline dolostones with a reticulate of calcite veins, which are polytextural and are related to both brecciation and dedolomitization processes. Karstic features increase the petrologic complexity of this dimensional stone.

The host lithosomes of "Marrón Imperial" and "Marrón Emperador" marbles are the massive dolostones of Upper Cretaceous (Turonian?) age of Outer Prebetic Domain. The quarried material outcrops from Jumilla to NE Caudete; Villena-La Encina, Jumilla (Fuente and Cingla Mountains) Yecla (Magdalena Mountains). Caudete and Yecla are the most important areas for extraction at the moment.

The tectofacies that are the main responsible of the aesthetic properties of the Marrón Imperial and Marrón Emperador commercial marbles which main outcrops are probably related to the Jumilla-Yecla-Caudete-Font de la Figuera near strike-slip fault and associated events. The main exploration criteria from this type of commercial marble are the fault line distribution, and their influence over Turonian dolostones.

*Key words:* "Marrón Imperial", "Marrón Emperador", Commercial marble, Dolostone, Prebetic, Alicante, Murcia, Albacete.

(\*) Inst. Geología Económica. CSIC, agcura@eucomax.sim.ucm.es

(\*\*) Lab. de Petrología Aplicada. Universidad de Alicante.

(\*\*\*) Inst. Tecnológico Geominero de España.

## INTRODUCCIÓN

Los mármoles comerciales "Marrón Imperial" (Yecla/Jumilla) (FDP, 1994 y ROC MAQUINA, 1998) y "Marrón Emperador" (La Encina-Villena) (FDP, 1994), junto con los mármoles comerciales "Emperador o Mármol Emperador" extraído en Buñol (Valencia) y el "Piel de Serpiente" o "Piel Serpentina" extraído en Bullas (Murcia), constituyen un ejemplo de la calidad ornamental de las dolomías brechificadas (GARCÍA DEL CURA Y ORDÓÑEZ, 1995).

En ocasiones las denominaciones se han utilizado con algunas variaciones, así en LLOPIS et al. 1992 se recoge la denominación de "Emperador" para el mármol de la provincia de Alicante (La Encina-Villena) que por su descripción cromática y ubicación de las explotaciones citadas corresponde con el denominado "Marrón Emperador" según el catálogo de la FDP (1994).

También aparece citado "Marrón Imperial" como roca extraída en Estepa (Sevilla) en ITGE (1991), pero éste, por su ubicación geográfica, no ha sido incluido en el presente trabajo.

En general, todas las dolomías brechificadas que constituyen los mármoles comerciales citados, están más o menos afectadas por procesos de karstificación.

## METODOLOGÍA

Se han muestreado frentes de cantera en La Encina y Jumilla-Yecla, cuyas muestras han sido preparadas en secciones delgadas para su estudio por microscopía de luz transmitida previa tinción con rojo de Alizarina y ferricianuro potásico en disolución acidificada con HCl.

Se han realizado secciones pulidas para su observación con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) utilizándose un microscopio JEOL JSM-840. Estas secciones han sido recubiertas de carbono para su observación mediante imágenes de electrones retrodispersados, que permiten diferenciar la distribución de fases minerales de diferente composición y otras secciones han sido recubiertas con oro para observar en ellas el sis-

tema poroso mediante imágenes de electrones secundarios.

Las determinaciones de las características petrofísicas se han realizado siguiendo la norma UNE (AENOR, 1985) sobre muestras pertenecientes a bloques de La Encina y Yecla comercializados en 1996.

## MARCO GEOLÓGICO

Las canteras de los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador" se sitúan en el ámbito geológico del Prebético Externo. Los cuerpos litológicos que se explotan (Fig. 1) forman parte de un conjunto dolomítico del Cretácico Superior que aparece en una alineación morfoestructural de dirección NNE-SSO constituida por las Sierras del Príncipe y del Cuchillo situadas en los límites de las provincias de Albacete, Murcia y Alicante, donde se ubican las localidades de Fuente de la Higuera y La Encina, así como La Magdalena y Cingla en las proximidades de Yecla, constituyendo el afloramiento de la Sierra del Molar, al Sur de Jumilla, el punto más meridional de estos afloramientos más o menos canterables que se sitúan a lo largo de casi 40 km desde Jumilla hasta más al NE de Caudete, destacando por su importancia comercial los de Jumilla (S<sup>a</sup>. de la Fuente, S<sup>a</sup>. del Cingla), Yecla (S<sup>a</sup>. de la Magdalena), Caudete y la Encina

Esta alineación, constituida por una potente serie carbonatada, está ligada a un accidente tectónico: la falla Jumilla-Caudete (Jumilla-Yecla-Caudete-Font de la Higuera) y sus fenómenos tectónicos asociados son la principal causa de la presencia de estas tectofacies que constituyen los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador". Las estructuras anticlinales y sinclinales que afectan a la potente serie calco-dolomítica del Cretácico Superior, están atravesadas por alineaciones diapíricas transversales (NO-SE) posteriores a la primera fase del plegamiento. Estas estructuras diapíricas están ligadas a fracturas y fallas con un componente de desgarre que separa las estructuras anticlinales y sinclinales, influyendo también posiblemente en las características estructurales de las rocas objeto del presente estudio.

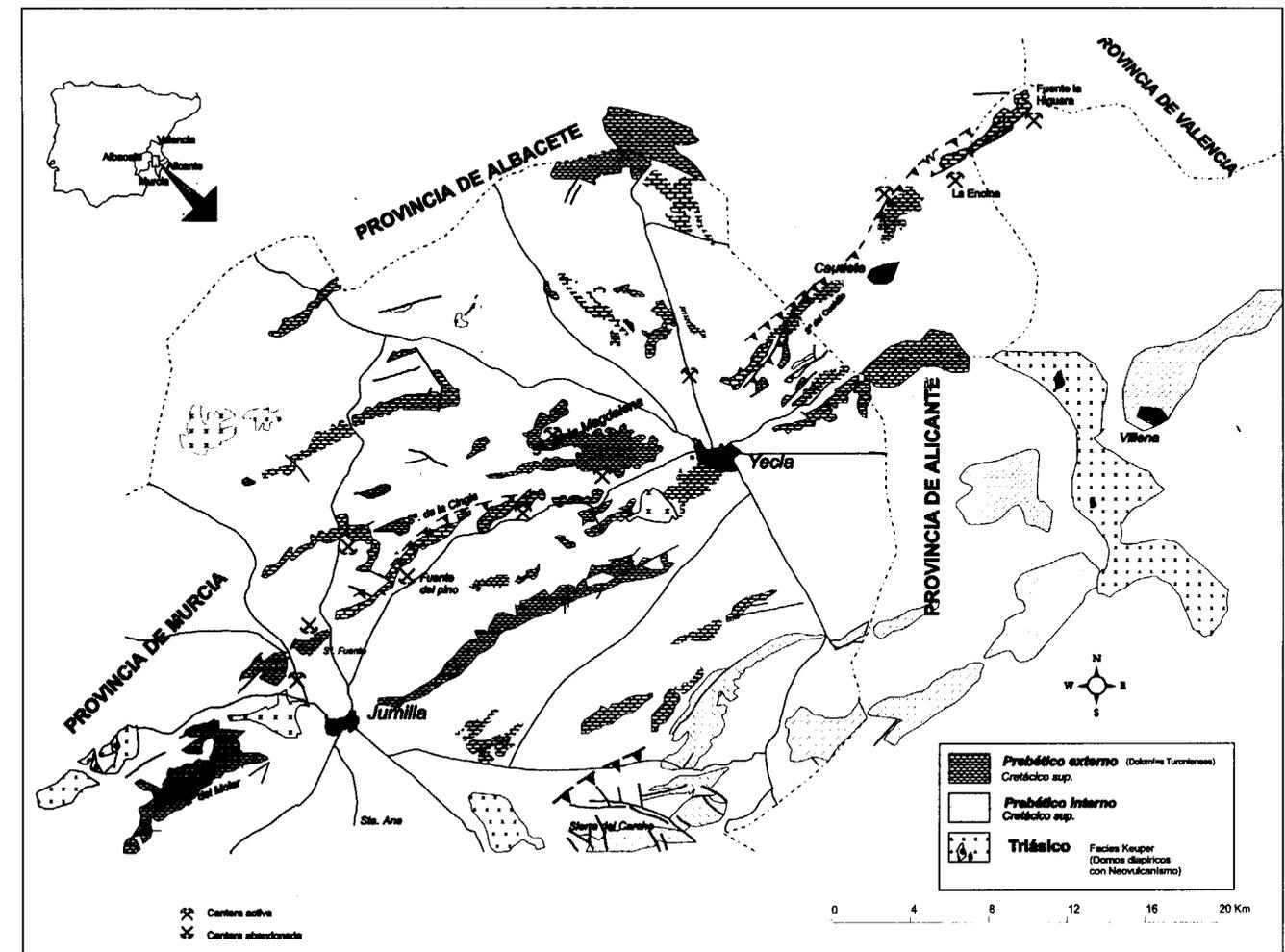


Figura 1. Esquema geológico del litotecto de los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador".

La serie carbonatada se apoya a muro sobre unas arenas silíceas y/o margas arenosas, de colores abigarrados, que corresponden a las denominadas Facies Utrillas del Sistema Ibérico, cuya edad se considera Albiense Superior.

En la parte más meridional, S de la Sierra de la Fuente (Jumilla), sobre las dolomías y próximos a un nivel de puddingas (calcirruditas-dolorruditas) en el borde de cuyos clastos aparece frecuentemente una concentración de cemento calcítico (Fig. 2) y en cuyo afloramiento (antigua cata) puede observarse un frente de dolomitización, hemos podido recoger calizas fosilíferas (biomicritas) de color beige con un alto contenido faunístico constituido por nummulítidos, alveolínidos, algas rojas, briozoos, equinodermos y, en

ocasiones, una abundante fracción arenosa poli-miética. Más al N, en la Sierra de la Magdalena, sobre las dolomías hemos identificado calizas fosilíferas (calizas micríticas y microcristalinas algo brechificadas) con restos y fantasmas de foraminíferos (miliólidos y ¿globigerínidos?) equinodermos y briozoos.

Las dolomías explotadas en la cantera de La Encina, atribuidas al Senoniense por LENDÍNEZ y TENA-DÁVILA (1979), formarían parte de un tramo que produce un fuerte resalte topográfico, con potencia superior a los 60 m, constituido por dolomías en bancos gruesos, margas dolomíticas intercaladas y a techo calizas micríticas con oogonios de charáceas. Nosotros hemos encontrado también fantasmas de oogonios y restos de

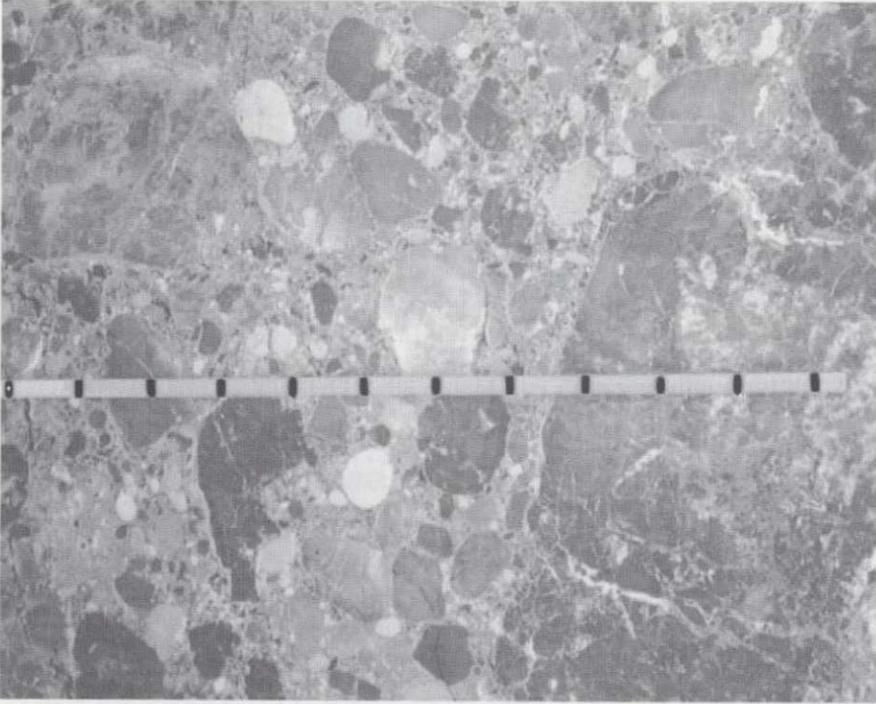


Figura 2. Dolocalcirrudita. Sª. de la Fuente.

gasterópodos y ostrácodos dentro de algunas dolomías.

El carácter azoico y/o la mala conservación de los fósiles, debido a los procesos de dolomitización junto con las características tectónicas de estos cuerpos litológicos, hacen que las dataciones sean difíciles, deviniendo problemática la determinación de la posición estratigráfica de las dolomías oscuras que constituyen el litotecto del mármol comercial "Marrón Imperial". Estas dolomías corresponden a un proceso de dolomitización masivo cuyo techo es heterocrónico, hecho que también dificulta la determinación de su caracterización estratigráfica. Por su posición relativa respecto a otros materiales con fauna, en muchas ocasiones han sido atribuidas al Turoniense.

Desde FOURCADE (1965 y 1970) se reconocen en el Cretácico Superior del Prebético tres litosomas dolomíticos que, en conjunto, se han englobado bajo diferentes denominaciones: "Trilogía Dolomítica" (JEREZ MIR, 1973), Formación Dolomítica, etc., definiéndose como una sucesión compuesta por dos tramos dolomíticos separados por un tramo tableado de dolomías y dolomías limosas alternante; si bien trabajos posteriores (MARTÍN-CHIVELET, 1994) rechazan el término, ya que consideran que puede inducir a error debido a los siguientes hechos:

El tramo superior y la parte superior del tramo medio de la "trilogía" no están ligados genéticamente.

A veces, cuando no aparece el tramo superior (Fm. Dolomías del Cuchillo), hecho bastante frecuente, el tramo basal (Fm. Dolomías de Alatoz) junto con los niveles infrayacentes (Mb. Calizas de Bicuerca y Fm. Margas de Chera) constituyen una nueva trilogía.

Cuando no aparecen las Dolomías del Cuchillo sobre la Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves, se depositan litosomas más modernos con frecuentes dolomitizaciones secundarias y aspecto masivo, que llevan a confundirlas con la auténtica Fm. Dolomías del Cuchillo.

#### CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

En este trabajo se han estudiado en detalle las canteras de La Encina, cuyos materiales se encuentran homogeneizados por los procesos de brechificación y karstificación que han originado una serie de dolomías brechificadas politexturales, con diferentes grados de dedolomitización que muestran restos de texturas primarias más o menos conservadas. Los estilolitos son abundantes, a veces separan zonas de dolomita con diferente contenido de impurezas, en otras ocasiones las discontinuidades creadas por ellos sirven para el posterior desarrollo de vénulas (Fig. 3 A)

El tipo petrológico dominante en La Encina son dolomías mesocristalinas (cristales de 200  $\mu\text{m}$  a 300  $\mu\text{m}$ ) con cristales frecuentemente zonados, mostrando en su núcleo abundantes impurezas (Fig. 3 C, D y E). También se encuentran dolomías microcristalinas (cristales de 40 a 80  $\mu\text{m}$ ), llegando a observarse dolomicritas, especialmente en puntos donde aún permanecen rasgos de una estructura bandeada original. En general la roca presenta un tamaño de cristal homogéneo, pero en muchos puntos dicho tamaño es muy variable, pudiendo experimentar variaciones según bandas (dolomías bandeadas) o según masas fragmentadas (estructuras cataclásticas) (Fig. 3 B). La textura predominante es de mosaico hipidiotópico, de cristales anhedrales con algunos cristales euhedrales y el límite entre los cristales predominantemente planar, si bien también se

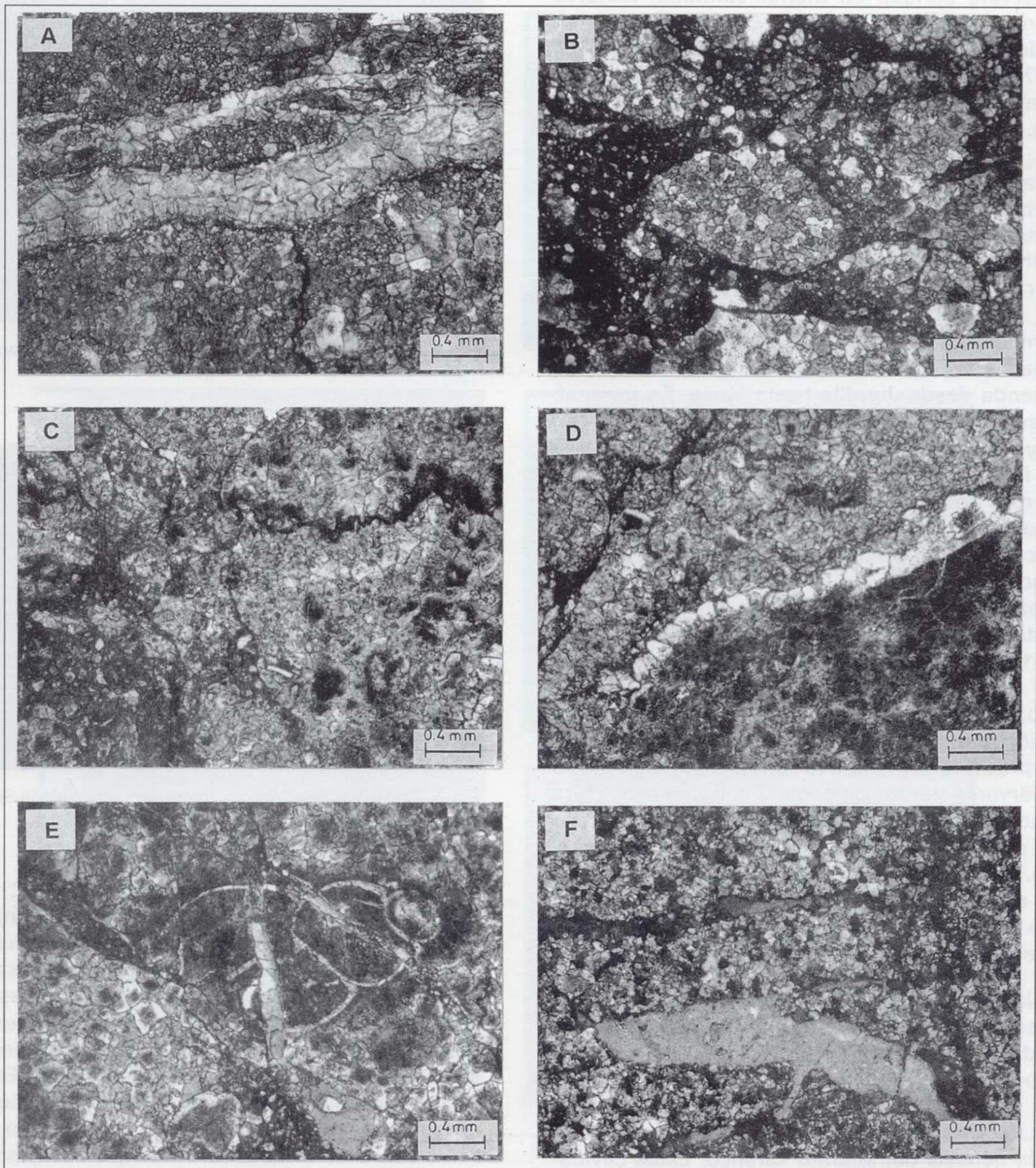


Fig. 3 :

- A). Microfotografía de vénulas de calcita asociadas a estilolitos. La Encina. N.P.  
 B). Microfotografía de dolomía con estructura brechoide. La Encina. N.P.  
 C). Microfotografía de dolomía con textura en mosaico hipidiotópico, restos de fósiles y estilolitos La Encina. N. P.  
 D). Microfotografía de diferentes texturas de dolomita separadas por mesocristales en empalizada. La Encina. N. P.  
 E). Microfotografía de dolomita inequigranular con vénulas de diferentes texturas de calcita y un gasterópodo fósil. La Encina. N. P.  
 F). Microfotografía de dolomita inequigranular con vénulas de calcita y estilolitos. Yecla. N. P.

observan, aunque en menor cantidad, texturas en mosaico xenotópico con cristales interpenetrados (FRIEDMAN, 1965; SIBLEY & GREGG, 1987). Estilolitos y vénulas separan, frecuentemente, zonas de diferente textura y composición (Fig. 3 D).

En algunas de estas dolomías se observan fantasmas de fósiles, entre los que hemos podido destacar con claridad gasterópodos (Fig. 3 E), mientras que los ostrácodos y los oogonios de charáceas aparecen muy desdibujados.

También se han estudiado en detalle las canteras situadas en el afloramiento de dolomías que se extiende desde Jumilla hasta Yecla. En general, estas dolomías brechoides (Fig. 4) presentan mayor homogeneidad textural, son más escasas las facies criptocristalinas y las texturas suelen ser más homogéneas, con un predominio de texturas hipidiotópicas con tamaños predominantes de cristales de dolomita de 40 a 80  $\mu\text{m}$  y abundancia de cristales subeuhedrales, de mayor sencillez composicional y notable porosidad intercrystalina (Fig. 3 F). Las facies con cristales de 120  $\mu\text{m}$  también son relativamente abundantes.

A lo largo de la alineación estudiada, la brechificación característica de esta roca ornamental no se presenta de manera uniforme; llegando a observarse frentes de cantera con una estructura bandeada (Fig. 5) (término de Jumilla) que por sus características parece ser de origen diagenético. Hacia la parte superior del afloramiento suelen aparecer calizas de color beige, fosilíferas y más o menos brechoides, tal como describimos en el apartado anterior.

En la mayor parte de los frentes de cantera de estas rocas se puede observar un enrejado formado principalmente por cavidades kársticas de disposición vertical (0,1 a 1,2 m de anchura), unidas por pequeños conductos oblicuos irregulares; lo que refleja un marcado control estructural en la génesis del aparato kárstico. Estas cavidades suelen presentarse completamente rellenas por espeleotemas bandeados, de tonos blancos a anaranjados (coladas, estalactitas, etc.), brechas endokársticas que incluyen tanto fragmentos de roca encajante como de espeleotemas y, en menor medida, rellenos siliciclásticos de coloraciones rojizas.

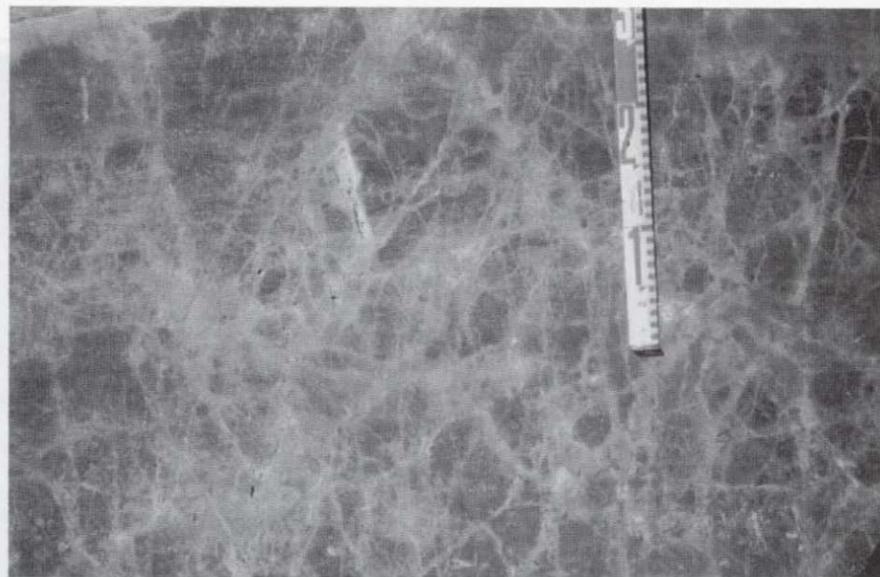


Fig. 4. Aspecto del "Marrón Imperial" en un frente de cantera de la Sª. de la Magdalena (Yecla).



Fig. 5. Facies bandeada en un frente de cantera de la Sierra del Cingla Jumilla.

Los espeleotemas observados en ambos conjuntos de afloramientos están formados típicamente por una alternancia de bandas micríticas (lisas o microglobulares) y empalizadas compuestas de cristales calcíticos, generalmente de hábito escalenoédrico (Fig. 6 A). El espesor de estas bandas es variable, desde 10  $\mu\text{m}$  a más de 100  $\mu\text{m}$ . Estas cortezas espeleotémicas se apoyan tanto sobre un substrato dolomítico, ya sea brechoide o no, como sobre las vénulas calcíticas que atraviesan a la roca encajante. Es frecuente ver empalizadas escalenoédricas en continuidad óptica con vénulas calcíticas (Fig. 6 B). La continuidad y el espesor relativamente constante de las empalizadas de calcita parecen indicar un ambiente freático para su génesis. Por otro lado, las bandas micríticas representan procesos, tanto de bioprecipitación como

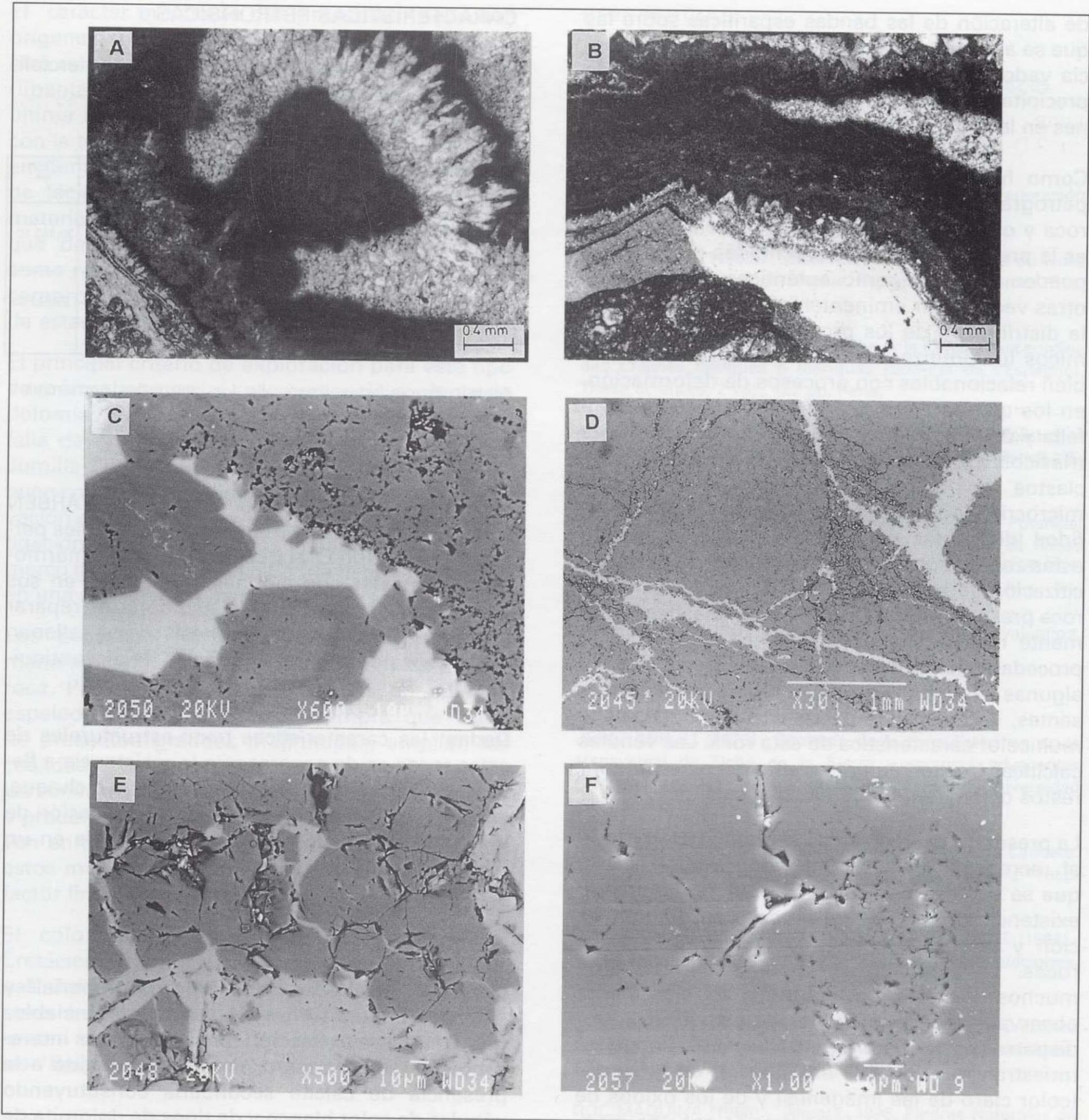


Fig. 6:  
 A): Microfotografía mostrando un detalle de espeleotema formado por la alternancia de bandas globulíticas micríticas y empalizadas de cristales escalenoédricos. La Encina. N.P.  
 B): Microfotografía mostrando un detalle de empalizada esparítica en continuidad óptica con una vénula calcítica. El relleno espeleotémico continua con una alternancia de bandas micríticas y empalizadas mesocristalinas. La Encina. N. P.  
 C, D y E): Microfotografías de MEB, imagen de electrones retrodispersados mostrando vénulas de calcita (color claro), dolomita de diferentes composiciones y óxidos de hierro (color negro). La Encina.  
 F): Microfotografía de MEB, imagen de electrones secundarios, sobre superficie pulida mostrando macroporosidad de vénula e intercrystalina. La Encina.

de alteración de las bandas esparíticas sobre las que se apoyan, en un ambiente de mayor influencia vadosa. La alternancia de estos dos tipos de precipitados o bandas parecen reflejar fluctuaciones en la cantidad de agua del sistema.

Como hemos visto en ambos casos, el rasgo petrográfico más característico de este tipo de roca y que condiciona en gran parte su estética, es la presencia de facies brechoideas que a veces pueden definirse como auténticas tectofacies y otras veces estar eminentemente generadas por la distribución de los procesos de cambios químicos (dolomitización y dedolomitización), también relacionables con procesos de deformación, en los que es difícil delimitar la influencia de la falla y del diapirismo asociado de los materiales triásicos. Es frecuente la presencia de zonas con clastos de dolomía que presentan una matriz microcristalina en la que resaltan pequeños pórfidos idiomorfos de dolomita (Fig. 3 B), siendo estas zonas lugar preferente de avance de la calcitización (dedolomitización). El conjunto de la roca presenta vénulas de calcita limpia, frecuentemente macrocristalina que, junto con la calcita procedente de los procesos de karstificación y algunas vénulas de dolomita limpia también presentes, son la causa de la estructura reticulada multicolor característica de esta roca. Las vénulas calcíticas frecuentemente contienen en su interior restos del material dolomítico encajante.

La presencia de vénulas de cemento dolomítico y el recrecimiento en forma de dolomita limpia, que se observan en muchos puntos, denotan la existencia de más de un proceso de dolomitización y la compleja historia evolutiva de estas rocas. La zonación composicional citada de muchos cristales de dolomita es claramente observable en las imágenes de electrones retrodispersados del MEB (Fig. 6 C). Dichas imágenes muestran muy bien la distribución de la calcita (color claro de las imágenes) y de los óxidos de hierro (color negro), demostrando ser una magnífica herramienta para el estudio de este tipo de materiales (Fig. 6 C, D y E). Las imágenes de electrones secundarios del MEB sobre material pulido dan información sobre la morfología y distribución del sistema poroso que es, predominantemente, intercristalino y ligado a superficies de disolución de claro control cristalográfico, como puede verse en la Fig. 6 F.

## CARACTERÍSTICAS PETROFÍSICAS

Los valores obtenidos, sobre material comercializado en 1996, pueden verse en la tabla 1.

	peso específico g/cm <sup>3</sup>	absorción de agua %	resistencia a compresión Mpa	Resistencia a flexión Mpa	Choque cms
Marrón Imperial	2,72±0,02	0,31 ± 0,11	110,37 ± 1,12	10,41± 4,60	30,1±3,10
Marrón Emperador	2,72±0,01	1,35 ± 0,59	82,4 1 ± 16,57	9,18 ± 1,63	27,5±2,50

Tabla1. Propiedades físicas de los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador".

De acuerdo con la clasificación del MIA (HARBEN & PURDY, 1991) estos mármoles comerciales pertenecen al grupo C, al que corresponden mármoles comerciales con algunas variaciones en sus propiedades físicas; siendo uso común reparar estas variaciones, usando adhesivos que rellenan los huecos naturales y superficies de discontinuidad.

Dadas las características texto-estructurales de estas rocas es de esperar que la resistencia a flexión, así como la resistencia al impacto o choque, experimenten notables variaciones en función de la situación relativa de la zona explotada en un momento dado.

## CONSIDERACIONES FINALES

Los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador", a veces sólo diferenciables por el lugar de extracción, presentan unas interesantes características ornamentales debido a la presencia de calcita secundaria constituyendo vénulas de color blanco y de tipos de dolomita de diferentes tonalidades de color marrón, según las inclusiones de sus cristales, consecuencia de su formación en diferentes etapas petrogenéticas. Estas características, junto con la presencia de calcita de diferentes texturas y tonalidades, asociada a los procesos de karstificación, dan una variedad cromática a estas rocas de notable valor estético.

El carácter brechoide que presentan tiene dos orígenes: uno tectónico, propiamente dicho y otro relacionado con los cambios químicos experimentados por la roca, parte de los cuales en última instancia también tienen alguna relación con la tectónica general de la región en la que se encuentran estos tipos petrológicos. La presencia de facies detríticas singenéticas dentro de los materiales dolomíticos es un factor negativo ya que destruye la potencialidad de estas rocas como rocas ornamentales, tal y como ha podido comprobarse en algunos conatos de explotación de estas rocas (Fig. 2).

El principal criterio de exploración para este tipo de mármol comercial es la presencia conjunta de dolomías masivas del Cretácico Superior y una falla de importancia considerable como la falla Jumilla-Caudete. El conjunto dolomítico tiene un buen control geomorfológico que facilita su observación en campo y en fotografía aérea. Una investigación detallada de todos los afloramientos en el marco geológico regional podría llegar a ubicarlos en una situación litoestratigráfica precisa.

Los procesos de karstificación influyen, de manera diversa, a la hora de explotar este tipo de roca. Por un lado, las zonas ricas en rellenos espeleotémicos compactos, siempre que éstos no presenten grandes magnitudes, amplían las cualidades estéticas de la roca; sin embargo, en las zonas donde el relleno de cavidades es parcial o predominantemente detrítico, dichos procesos van en detrimento de las propiedades físicas de estos materiales y pueden llegar a actuar como factor limitante de la explotación.

El color oscuro, en facies dolomíticas del Cretácico Superior, parece ser privativo de algunas dolomías del Prebético Externo; pues, en otros ámbitos, facies dolomíticas similares presentan colores más claros (mármoles comerciales "Beig Serpiente" y "Emperador").

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del Proyecto AMB 93-0019 subvencionado por la CICYT.

## REFERENCIAS

- AENOR (1985).- Normas UNE  
Absorción y peso específico aparente UNE 22-182-85.  
Resistencia a compresión UNE 22-185-85-  
Resistencia a flexión : UNE 22-186-85.  
Resistencia al choque: UNE 22- 189-85. Madrid.
- FDP (1994).- Mármoles y otras piedras naturales. Federación Española de la Piedra Natural. 198 pp. Alicante.
- FOURCADE, E. (1965).- Observations sur le Crétacé du Nord de Jumilla (Province de Murcie, Espagne). C.R. somm. Soc. Geol. France, 6, 208-209. Paris.
- FOURCADE, E (1970).- Le Jurasique et le Crétace aux confins des Chaines Bétiques e Ibériques (Sud-Est de l'Espagne). Thèse Sciences, 2 vol., 427 pp. Paris.
- FRIEDMAN, G.M. (1965).- Terminology of cristallization textures and fabrics in sedimentary rocks. J. Sedim Petrol. 35, 643-655.
- GARCÍA DEL CURA, M. A. y ORDÓÑEZ, S. (1995).- Potencial geológico de mármoles en España. En "Manual de Rocas Ornamentales" (LÓPEZ JIMENO, C. Ed.). ETSI Minas. 81-101. Madrid.
- HARBEN, P. & PURDY, J. (1991).- Dimension stone evaluation. Industrial Minerals, 281, 47-61.
- ITGE (1991) Mármoles de España. MIE. Madrid.
- JEREZ MIR, L. (1973) Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provincias de Albacete y Murcia). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 2 vol. 750 pp. Granada
- LENDÍNEZ, A. y TENA-DÁVILA, M. (1981).- Hoja 819. Caudete. Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. IGME. 30 pp. y 1 map. Madrid.
- LLOPIS, L., LÓPEZ JIMENO, C. y MAZADIEGO, L. F. (1992).- Rocas ornamentales de Alicante. Canteras y Explotaciones, 299, 103-113.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (1994).- Litoestratigrafía del Cretácico Superior del Altiplano de Jumilla-Yecla (Zona Prebética), Cuad. Geol. Ibérica, 18, 117-173. Madrid.
- ROC MÁQUINA (1998).- Anuario 1998. Piedras Naturales de España. 729 pp. Sondica.
- SIBLEY, D.F. & GREGG, J.M. (1987).- Clasification of dolomite rock textures. J. Sed. Petrology 57, 967-975.
- Original recibido: Septiembre de 1998.  
Original aceptado: Diciembre de 1998.

# CARACTERÍSTICAS TEXTURALES Y COMPOSICIONALES EN DEPÓSITOS DE ARCILLAS MAGNÉSICAS DE LA CUENCA DE MADRID. I). KEROLITAS (SECTOR DE ESQUIVIAS Y PINTO).

Por M. POZO (\*), J. CASAS (\*)(\*\*), J. L. MARTÍN DE VIDALES (\*),  
J. A. MEDINA (\*) y J. A. MARTÍN RUBÍ (\*\*\*)

## RESUMEN

El propósito de este artículo consiste en determinar las variaciones composicionales y texturales en las litofacies con kerolita/estevensita de la cuenca neógena de Madrid, haciendo especial hincapié en los aspectos texturales.

Los resultados composicionales indican que las lutitas rosas de la zona de Esquivias poseen un mayor contenido en kerolita que las muestreadas en el área de Pinto, lo que ha permitido distinguir dos tipos de interestratificado: uno rico en kerolita (tipo A) y otro más estevensítico (tipo B). Las lutitas ricas en kerolita presentan valores más bajos de la capacidad de cambio catiónico y distinto comportamiento ante los análisis ATD-TG que las arcillas más estevensíticas, habiéndose observado una excelente correlación entre la capacidad de cambio, la relación molar  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$  y la proporción de kerolita.

Desde el punto de vista petrográfico se han establecido dos tipos principales de texturas: intraclásticas y masivas, ambas con rasgos edáficos, sin que se haya podido relacionar el tipo de textura con el mayor o menor predominio de kerolita o estevensita.

Los estudios de microfábrica sugieren al menos dos mecanismos para el origen de la estevensita en las muestras estudiadas.

*Palabras clave:* Kerolita. Estevensita. Interestratificados. Cuenca de Madrid. Texturas.

## ABSTRACT

The scope of this paper is to establish the compositional and textural variations in kerolite/stevensite bearing lithofacies belonging to the Neogene Madrid Basin. An special emphasis in textural features has been done.

The compositional results indicate that pink lutites from Esquivias zone are richer in kerolite than those sampled in Pinto area. Thus, two types of mixed layer have been differentiated: kerolite-rich (type A) and stevensite-rich (type B). Kerolite-rich lutites show lower CEC values than more stevensitic clays and different behaviour on ATD-TG analysis. An excellent correlation among CEC,  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$  molar ratio and kerolite content in the mixed layer has been observed.

From a petrographic point of view intraclastic and massive textures, both with pedogenic features, have been established. No evidences of correlation between composition (kerolite or stevensite predominance) and texture have been observed.

Microfabric studies suggest at least two pathways for the origin of stevensite in the studied samples.

*Key words:* Kerolite. Stevensite. Mixed layers. Madrid Basin. Textures.

(\*) Depto. de Q.A., Geología y Geoquímica, Fac. de Ciencias. U.A.M. Cantoblanco. 28049 MADRID.

(\*\*) Centro de Ciencias Medioambientales. C.S.I.C. Serrano 115. 28006 MADRID.

(\*\*\*) Instituto Tecnológico Geominero de España. Tres Cantos. MADRID.

## 1 INTRODUCCIÓN

### 1.1 Objetivos y antecedentes bibliográficos

La existencia de grandes depósitos de arcillas magnéticas es una de las características de la

cuenca terciaria de Madrid (España). (GALÁN y CASTILLO 1984). Estas arcillas comprenden tradicionalmente dos tipos de materiales explotados en yacimientos: fibrosos (sepiolita, paligorskita) y bentonitas (esmectitas magnéticas, fundamentalmente saponita). Como consecuencia de los resultados mineralógicos obtenidos en los últimos 10 años se puede afirmar la existencia de yacimientos de un tercer grupo de arcillas, las kerolitas.

Las kerolitas de la cuenca de Madrid están constituidas por kerolita interestratificada con esmectita magnética de tipo estevensita. La kerolita ( $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ ) es un filosilicato magnético de tamaño de grano muy pequeño, con quimismo y estructura similar a la del talco pero desordenada (totalmente turboestrática) e hidratada. La estevensita es una esmectita magnética de composición  $(Mg_{3-x}O_x)Si_4O_{10}(OH)_2$ , donde el defecto de carga se debe a la existencia de vacantes ( $o$ ) en la capa octaédrica.

La primera referencia sobre la existencia de términos kerolíticos en la cuenca de Madrid se recoge en MARTÍN DE VIDALES *et al.* (1988). Así, en las proximidades de Esquivias se interpretaron como interestratificados irregulares de kerolita/estevensita las fases sílico-magnéticas criptocristalinas (POZO *et al.* 1986) presentes en lutitas rosáceas, que constituyen, junto a facies de lutitas verdes, arenas micáceas y carbonatos, una de las asociaciones de facies características de la Unidad Intermedia del Mioceno establecida en la cuenca de Madrid (ALBERDI *et al.* 1983).

La aplicación de diversas técnicas analíticas a muestras de lutitas rosas del sector de Esquivias (Toledo) confirmó el carácter kerolítico de las mismas (MARTÍN DE VIDALES *et al.* 1991). En este estudio se identificó un interestratificado irregular de kerolita/estevensita con predominio de kerolita (50-80%) y proporción variable de la fase hinchable, destacando su pequeño tamaño de partícula (30 Å), baja capacidad de cambio (36,2 meq/100g) y elevada superficie específica BET (273 m<sup>2</sup>/g). La fórmula cristaloquímica representativa es:  $(Al_{0,13}Mg_{5,60}Fe_{0,05})(Si_8)X_{0,18}O_{20}(OH)_4$ .

En los últimos años diversos trabajos han estudiado aspectos relacionados con el contexto

sedimentario, caracterización mineralógica, geoquímica y génesis de los depósitos kerolíticos de Esquivias y Pinto (POZO y CASAS 1995, MORENO *et al.* 1995, POZO *et al.* 1996a, POZO *et al.* 1996b, POZO *et al.* 1997a, POZO y CASAS 1997, POZO *et al.* 1997b). Las evidencias de campo, texturales y composicionales, indican que las litofacies de lutitas rosas kerolíticas y las lutitas verdes asociadas tienen orígenes distintos, aunque ambas litofacies se relacionan con un ambiente de margen lacustre salino-alcalino sometido a condiciones climáticas semiáridas. Las lutitas verdes se interpretan como depósitos de llanura lutítica (mudflat), las rosas ligadas a depósitos palustres. El origen de las arcillas magnéticas es también distinto en estos ambientes; en lutitas verdes con saponita dominante, ésta se interpreta como resultado de la transformación de fases alumínicas previas y de neoformación. Las lutitas rosas (kerolita/estevensita) serían el resultado de la precipitación de geles sílico-magnéticos en zonas de encharcamiento somero, donde fases kerolíticas iniciales se interestratifican con estevensita conforme las condiciones de basicidad-salinidad del medio se incrementan. Esta interpretación genética se ha corroborado en ensayos de laboratorio (MARTÍN DE VIDALES *et al.* 1996). Recientemente POZO *et al.* (1998) han identificado, en el sector de Cabañas de la Sagra interestratificados kerolíticos con proporción importante de estevensita asociados a litofacies con saponita, sepiolita y nódulos silíceos.

Las referencias sobre arcillas magnéticas de tipo kerolita y/o estevensita, son escasas en la bibliografía, apareciendo estos minerales relacionados entre sí en fases interestratificadas (BRINDLEY (1955), BRINDLEY *et al.* (1977), EBERL *et al.* 1982), y frecuentemente asociados a facies lacustres salinas con depósitos vulcanoclásticos próximos. Así, se ha citado kerolita en Amboseli (Kenia) (STOESSELL y HAY (1978), HAY y STOESSELL (1984), HAY *et al.* (1995)), estevensita en Jbel Ghassoul (Marruecos) (MILLOT (1954), TRAUTH (1977) y CHAHI *et al.* (1997)) y la Formación Green River (U.S.A) (BRADLEY y FAHEY (1962), BRADLEY y EUGSTER (1969), TETTENHORST y MOORE (1978)). El interestratificado kerolita/estevensita en el Desierto de Amargosa (Nevada, U.S.A.) (KHOURY *et al.* (1982), HAY *et al.* 1986)) y en Amboseli (Kenia) (HAY *et al.* (1995)). En los aspectos geoquímicos relacionados con estos

materiales destacan los trabajos de JONES (1986), DARRAGHI y TARDY (1987) y STOESSELL (1988).

Estos minerales de la arcilla tienen un especial interés no sólo desde el punto de vista científico por su rareza, sino también económico, por lo que son objeto de explotación en diversas zonas de la Cuenca de Madrid como arcillas decolorantes. La calidad de una arcilla en determinadas aplicaciones industriales puede no depender exclusivamente de su pureza composicional. Los rasgos texturales tanto deposicionales como postdeposicionales (diagenéticos, edáficos) pueden contribuir a comportamientos tecnológicos dispares del material de una misma capa en un yacimiento. Este hecho afecta a depósitos de poca potencia o con unas especificaciones de calidad estrictas, minimizándose en depósitos potentes, donde las arcillas se homogenizan, dando un rango de calidad que, según las texturas, puede oscilar entre el máximo posible con la textura más favorable y el mínimo con la más deficiente.

En este trabajo se estudian las características y variabilidad textural de estos materiales, estableciéndose previamente los criterios de su identificación y sus rangos composicionales. A diferencia de lo que sucede con las rocas sedimentarias carbonáticas y detríticas de mayor granulometría, los estudios texturales de materiales arcillosos son escasos y pobremente sistematizados. Esto se debe a la dificultad inherente a la preparación de estos materiales para su estudio petrográfico o mediante microscopía electrónica, así como al pequeño tamaño de sus constituyentes y a la falta de referencias en su descripción e interpretación. Si, como sucede en este trabajo, los materiales estudiados se originan en un ambiente continental con frecuentes rasgos de exposición, es de gran utilidad en su descripción la sistemática y terminología empleada en los estudios micromorfológicos de suelos.

Con el objetivo de que sirva de referencia se ha hecho un especial esfuerzo en la selección de fotografías representativas de los materiales estudiados, procedentes tanto de láminas delgadas como de muestras observadas mediante microscopía electrónica de transmisión y barrido.

## 1.2 Marco geológico y puntos muestreados

Los depósitos de arcillas magnéticas se localizan en un episodio de transición entre depósitos aluviales y lacustres marginales (GALÁN 1979, ORDÓÑEZ *et al.* 1991) dentro de la ya citada Unidad Intermedia del Mioceno, unidad que aflora en una franja de unos 60 Km de longitud y 5 de anchura y que, con dirección aproximada NE-SO, se extiende al sur de Madrid capital. Dentro de esta unidad la zona con mejor desarrollo y calidad de las facies con lutitas rosas kerolíticas se ubica entre las poblaciones de Pinto y Esquivias (Figura 1A), especialmente en las proximidades de esta última población. En otros puntos de la cuenca (Magán, Parla) se han explotado lutitas rosáceas estratigráficamente equivalentes, pero con una composición en la que predominan o se encuentran en diversas proporciones la sepiolita y las esmectitas magnéticas de carácter estevensítico (GARCÍA *et al.* 1990; BLANCO *et al.* 1992; POZO *et al.* 1992).

Se han estudiado muestras procedentes de un sondeo en la zona de Pinto (Figura 1A, PIN) y de tres canteras en Esquivias complementadas con sondeos próximos (Figura 1C, SAN, BA, BFC). En Esquivias (Figura 1C) las arcillas magnéticas se incluyen en una unidad cartográfica constituida por arenas micáceas y lutitas de colores verdes y rosáceos (Figura 2a y b), limitada a base y techo por unidades constituidas por facies salinas (LASCORTZ *et al.* 1991) y calcáreas (BELLANCA *et al.* 1992) respectivamente (Figura 1B). Dentro de esta unidad cartográfica se han diferenciado tres unidades litológicas (POZO y CASAS 1995): Unidad Detrítica Inferior, Unidad Magnética y Unidad Detrítica Superior.

En el sector de Esquivias la Unidad Magnética se compone de alternancias de lutitas verdes con episódicas intercalaciones de arenas y/o lutitas marrones a rosas, diferenciándose de estas últimas, cuatro capas de geometría tabular y acuñaamiento lateral. Estas capas pueden llegar a potencias próximas a los tres metros conteniendo dos tipos de litofacies: intraclásticas y masivas (Figura 3, secciones SAN, BA y BFC). En el sector de Pinto, además de las facies anteriormente mencionadas, destaca en las secuencias la existencia de carbonataciones dolomíticas (doloretas) y un desarrollo más pobre de las lutitas

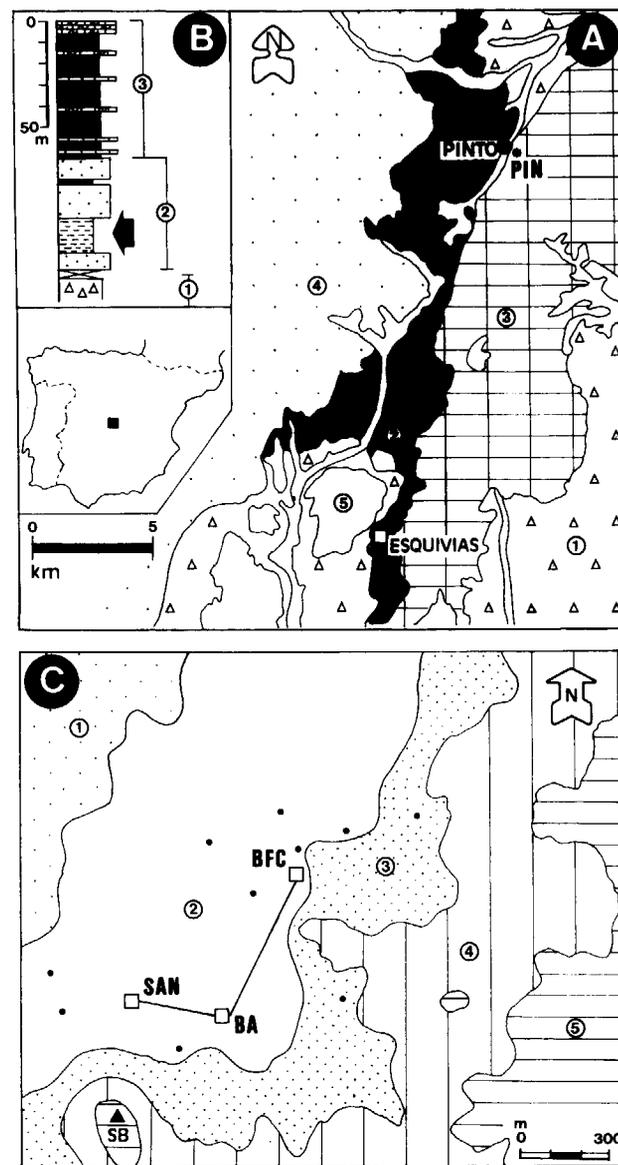


Figura 1. Encuadre geológico.

A) Mapa geológico entre las poblaciones de Pinto y Esquivias. En Pinto se señala la posición del sondeo PIN. En Esquivias el cuadrado indica la posición de la zona estudiada, que se recoge en detalle en C. 1) Lutitas y yesos. 2) Lutitas magnésicas y arenas micáceas. 3) Lutitas, margas, carbonatos y rocas silíceas (sílex, ópalo y diatomitas). 4) Arcosías. 5) Depósitos recientes.

B) Sección general en la zona de Esquivias, la flecha indica la Unidad Magnésica que contiene el depósito de kerolita/estevensita. Las unidades estratigráficas como en A.

C) Mapa geológico de la zona de Esquivias mostrando las secciones estudiadas (SAN, BA, BFC). Los puntos negros representan sondeos que han servido de apoyo en el estudio. Unidades litológicas: 1) Arenas micáceas, lutitas y localmente carbonatos negros dolomíticos (Unidad Detrítica Inferior). 2) Lutitas verdes y rosas con esporádicos episodios detríticos (Unidad Magnésica). 3) Arenas micáceas, lutitas y carbonatos (Unidad Detrítica Superior). 4) Margas, carbonatos y lutitas. 5) Carbonatos silicificados y lutitas. SB. Cerro Santa Bárbara.

una estructura "gilgai", característica de zonas con desarrollo de vertisoles (PATON 1974). En detalle (figura 2d) la litofacies kerolítica muestra un desarrollo de pedadial prismática como resultado de la interacción entre la disyunción vertical asociada a bioturbación y desecación, con planos oblicuos curvados de "slickensides", destacando la contaminación que provoca la entrada de lutitas verdes suprayacentes que rellenan la porosidad secundaria mencionada.

Para el estudio textural se han seleccionado un centenar de muestras pertenecientes a las secciones de Esquivias y Pinto. En la elaboración de columnas de distribución mineralógica y químico en las secciones tipo de Esquivias y Pinto se han analizado 38 y 24 muestras respectivamente. Con objeto de establecer de la forma más representativa posible las características composicionales, químicas y mineralógicas de los materiales kerolíticos se han elegido 10 muestras para este fin.

## 2 METODOLOGÍA ANALÍTICA

En las 10 muestras seleccionadas se ha estudiado la mineralogía (ATD-TG en cinco de ellas), el químico y sus capacidades de cambio. El estudio mineralógico se ha realizado mediante difracción

rosas de composición kerolítico-estevensítica (Figura 3, sección PIN).

En todas estas litofacies los rasgos de somerización y emersión son frecuentes, con evidencias de desecación y bioturbación que indican el desarrollo de paleosuelos. En la figura 2c se muestra el paso en la vertical de términos groseramente estratificados y afectados de "slickensides" a materiales con intensa disyunción prismática que tiende a destruir la geometría en capas. A techo el contacto ondulado sobre el que se deposita la litofacies verde podría corresponder a

de rayos X tanto para muestra total pulverizada como para la fracción menor de  $2\mu\text{m}$  obtenida por dispersión y sedimentación en medio acuoso. La caracterización de los constituyentes de la fracción arcilla se ha efectuado sobre agregados orientados de muestras homoionizadas en  $\text{Mg}^{2+}$ , solvatadas con etilenglicol y tratadas térmicamente a  $550^\circ\text{C}$ .

El estudio térmico ATD-TG se ha obtenido simultáneamente en un analizador térmico STANTON STA 781. Todas las muestras se trataron en aire estático con una velocidad de calentamiento de  $10^\circ\text{C}/\text{min}$ , en el rango de temperaturas de 25 a  $1100^\circ\text{C}$ , utilizándose corindón como material de referencia.

Para el análisis químico de los elementos mayores se utilizó la fluorescencia de rayos X (FRX) sobre perla, con excepción del sodio que se determinó por espectrofotometría de absorción atómica con llama. Los elementos traza, Rb, Sr y Zr se analizaron por FRX sobre pastilla prensada y el Li mediante absorción atómica con llama. El F se determinó, previa pirólisis, por colorimetría con alizarina y el resto de los elementos mediante espectrofotometría de emisión ICP con ataque ácido. En dos muestras seleccionadas se analizó la fracción menor de  $2\mu\text{m}$  saturada en  $\text{Sr}^{2+}$ , con el fin de establecer su fórmula cristaloquímica.

En tres muestras con tonalidad distinta se determinó el contenido en carbono orgánico (junto a nitrógeno y oxígeno) mediante un analizador elemental tras someter la muestra a  $975^\circ\text{C}$ , utilizando como patrón acetanilida.

Para la determinación de los cationes de cambio, las muestras fueron homoionizadas en  $\text{Sr}^{2+}$  ( $\text{SrCl}_2$  0,6 N). En los extractos se determinaron  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  por espectrofotometría de absorción atómica, correspondiendo a los cationes "lavables" y de cambio. Las muestras homoionizadas en  $\text{Sr}^{2+}$  fueron sometidas a sucesivos lavados con una disolución de  $\text{CaCl}_2$  0,3 N. El  $\text{Sr}^{2+}$  intercambiado fue medido por espectrofotometría de absorción atómica, obteniéndose así la capacidad total de cambio (CEC).

En el estudio textural de las kerolitas se han estudiado petrográficamente 106 láminas delgadas.

Estas muestras se trataron previamente con "epoxy" antes de ser cortadas, puliéndose posteriormente con petróleo para evitar su desintegración en contacto con el agua. En las descripciones micromorfológicas se ha seguido la terminología de BREWER (1976), BULLOCK *et al* (1985), MEYER (1987) y JONGERIUS & RUTHERFORD (1979).

Se han estudiado 20 muestras no disturbadas mediante MEB con un equipo PHILIPS XL-30 con sistema analítico EDX incorporado, previa metalización con oro de la fractura fresca seleccionada. Se eligieron 6 muestras que, tras el adecuado tratamiento, fueron estudiadas por MET con un equipo JEOL JEM 1016.

En dos muestras representativas se ha realizado el análisis granulométrico mediante difracción de rayo láser en un equipo COULTER LS-100. La muestra fue previamente dispersada en una solución acuosa al 1% de hexametáfosfato sódico mediante agitación magnética durante 30 minutos.

## 3 ASPECTOS COMPOSICIONALES

### 3.1 Mineralogía global del depósito

Los estudios mineralógicos de la Unidad Magnésica en los sectores de Pinto y Esquivias ponen de manifiesto dos asociaciones muy distintas en las dos litofacies principales: lutitas verdes y lutitas rosas (POZO y CASAS, 1995; POZO *et al*, 1997a).

a) Lutitas verdes: Filosilicatos (esmectita tri-(di)-illita/mica - caolinita - sepiolita) >> feldespatos + cuarzo + dolomita > m. pesados (circón-turmalina-apatito-granate-andalucita) + heulandita-clinoptilolita + baritina + ópalo-CT.

b) Lutitas rosas: Filosilicatos (kerolita-kerolita/estevensita - estevensita - saponita - sepiolita - illita) >> cuarzo + calcita + dolomita >> heulandita-clinoptilolita.

En el interestratificado se ha observado un predominio de los términos kerolíticos en el sector de Esquivias y un incremento notable de la esmectita trioctaédrica en la zona de Pinto.

Respecto a la litofacies rosa es reseñable la distribución irregular de la sepiolita (nódulos), especialmente en el sector de Esquivias, donde puede mostrar gran pureza. Destacan como minerales autigénicos asociados, baritina y heulandita-clinoptilolita, especialmente en la zona de Pinto (POZO et al, 1997b).

Como ejemplo de distribución mineralógica en la vertical, en la figura 4 se recoge una columna general del yacimiento de Esquivias con la composición mineral en la fracción total y arcilla (<math><2\mu\text{m}</math>), destacando en la misma la secuencialidad de asociaciones mineralógicas en las litofacies constituyentes.

### 3.2 Estudio mineralógico de las muestras kerolíticas seleccionadas

#### 3.2.1 Difracción de rayos X (DRX)

El estudio por DRX de las muestras en polvo pone de manifiesto características difractométricas similares a las observadas por MARTÍN DE VIDALES *et al.* (1991) para el interestratificado irregular kerolita/estevensita caracterizándose por la existencia de una banda continua en los primeros  $10^\circ$  (Figura 5a, muestra 3) o de una reflexión entre  $9,65$  y  $10,6 \text{ \AA}$  (001) en los términos más ricos en kerolita (Figura 5a, muestra 1). Observándose seguidamente en ambos la

siguiente secuencia de espaciados:  $4,48-4,51 \text{ \AA}$  (hk);  $3,18-3,22 \text{ \AA}$  (003);  $2,55-2,59 \text{ \AA}$  (hk);  $2,27 \text{ \AA}$  (hk);  $1,72 \text{ \AA}$  (hk);  $1,52 \text{ \AA}$  (hk). En estos diagramas es reseñable la intensidad y agudeza de la reflexión correspondiente al espaciado d(060) que con valor de  $1,523 \text{ \AA}$  indica claramente el carácter trioctaédrico del mineral.

El estudio de la fracción arcilla (<math><2\mu\text{m}</math>) en agregados orientados glicolados, muestra diferencias en la forma de los perfiles de difracción obtenidos, lo que sugiere variabilidad composicional relacionada con la diferente proporción de los componentes del interestratificado, hecho ya observado por los autores anteriormente mencionados al aplicar el programa NEWMOD de REYNOLDS (1985), diferenciándose tres tipos:

Tipo A. Difractogramas de interestratificados con kerolita predominante (>70%). (Figura 5b, muestra 1).

Tipo B. Difractogramas de interestratificados kerolita/esmectita magnésica con proporción variable de la fase hinchable (>30%). (Figura 5b, muestras 2 y 3).

Tipo C. Difractogramas de kerolita/esmectita magnésica con sepiolita.

La morfología de los diagramas de referencia para la estimación del porcentaje de fase hincha-

ble en el interestratificado kerolita/estevensita se muestra en la figura 6.

La presencia de sepiolita se asocia a lutitas con rasgos de desecación acusados y predominio de la fase hinchable. En cualquiera de los tipos dife-

renciados se detecta además illita, asociada preferentemente a las litofacies clásticas, generalmente en baja proporción. Esto sucede en unos casos por constituir el nivel basal del tramo rosa, contaminándose con el substrato previo, en otros por la entrada de materiales suprayacentes apro-

Figura 2.

a) Contacto superior de la Unidad Magnésica (m) con la Unidad Detrítica Superior (d). El paso de una unidad a otra viene marcado por un nivel de lutitas verdes bioturbadas incluyendo carbonatos de distribución irregular (flecha).

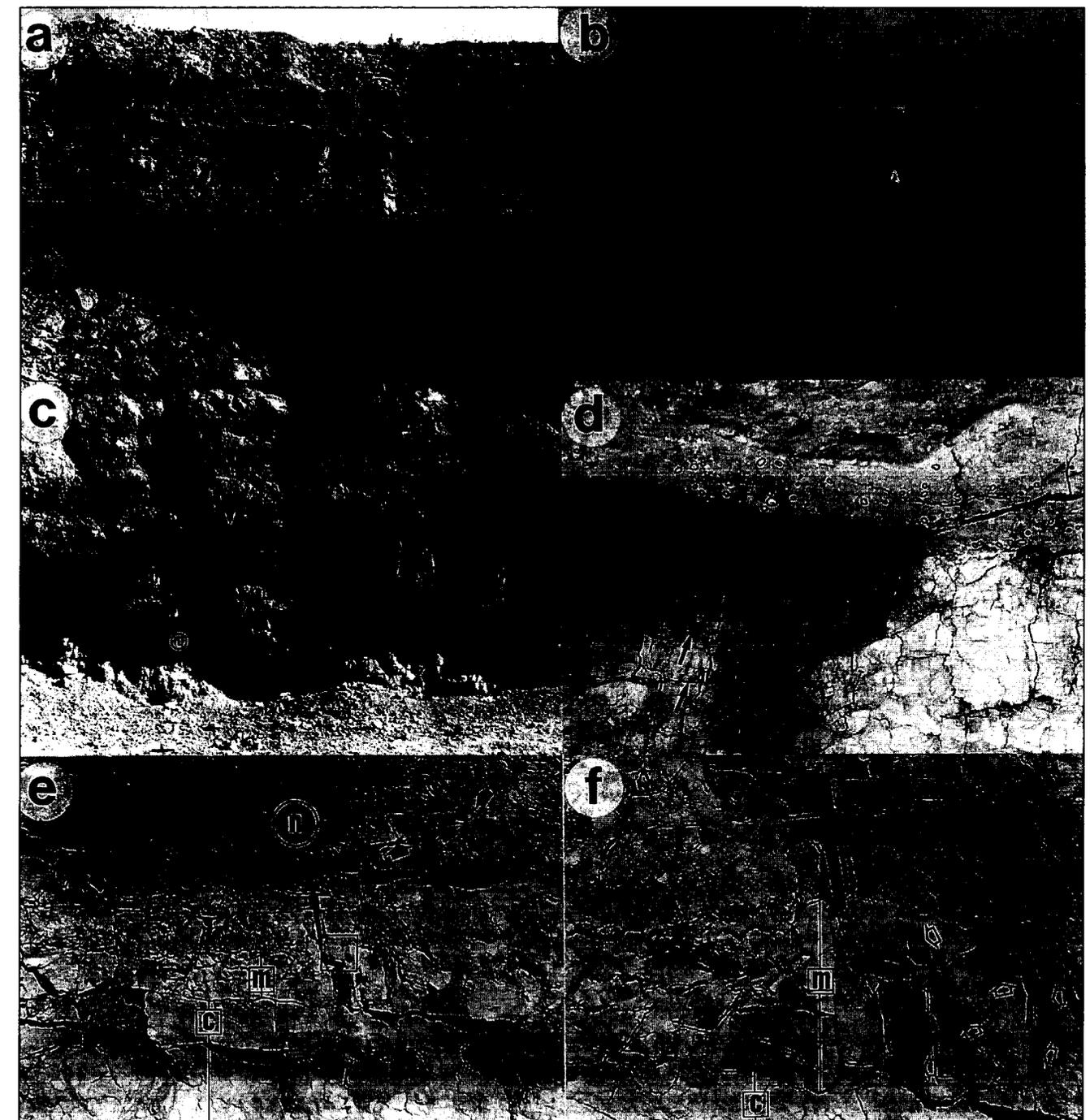
b) Unidad Detrítica Superior. Detalle de litofacies de arenas micáceas con laminación cruzada planar (L) y lutitas laminadas (A) con bioturbación (flechas). (Tamaño del martillo 31 cm).

c) Contacto entre litofacies de lutitas verdes (V) y rosas (R) destacando el contacto ondulado entre ambas. En las lutitas rosas se observa el paso en la vertical de capas (1) a términos con disyunción prismática y bioturbación a techo (2). (Escala 2 m).

d) Detalle del recuadro de la figura anterior, en el que puede observarse el contacto entre las litofacies de lutitas verdes y rosas. Destaca en la base de la litofacies verde la existencia de clastos removilizados rosáceos (remarcados). A techo de las lutitas rosas son reseñables los rellenos de lutitas verdes en los planos asociados a la disyunción prismática (flechas).

e) Aspecto general de la litofacies de lutitas rosas en capas, pudiéndose diferenciar términos de aspecto clástico más oscuros (c) y masivos de mayor compacidad y tono más claro (m). En la parte superior, y coincidiendo con un plano de "slickenside", (flechas) se observa el desarrollo de nódulos de calcita (n). (Escala 14 cm).

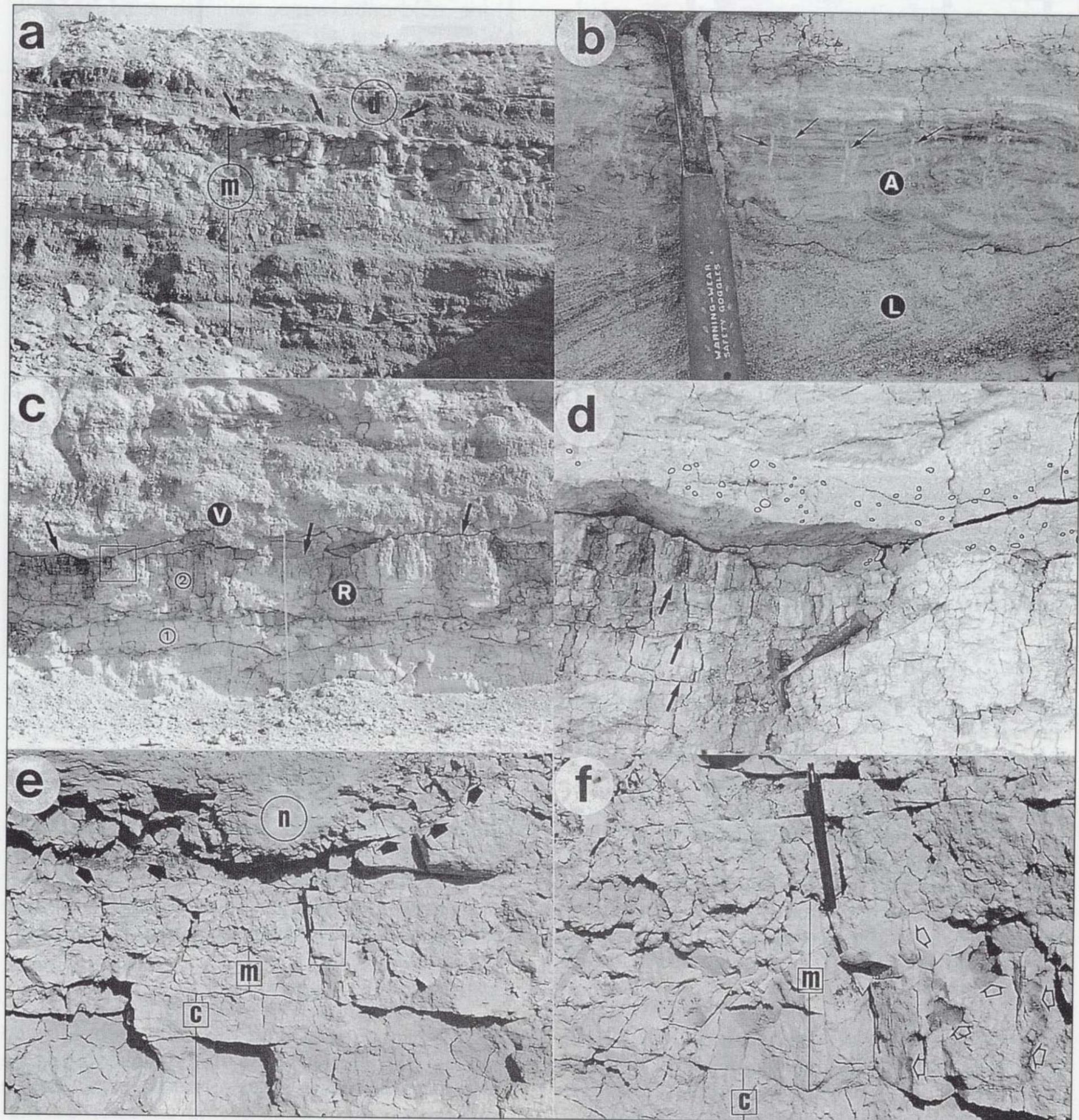
f) Detalle del motivo encuadrado en la figura anterior, observándose en la parte inferior el contacto irregular entre términos clásticos (c) y masivos (m). Destaca la intensa bioturbación con rellenos del material suprayacente (flechas). (Escala 14 cm).



ble en el interestratificado kerolita/estevensita se muestra en la figura 6.

La presencia de sepiolita se asocia a lutitas con rasgos de desecación acusados y predominio de la fase hinchable. En cualquiera de los tipos dife-

renciados se detecta además illita, asociada preferentemente a las litofacies clásticas, generalmente en baja proporción. Esto sucede en unos casos por constituir el nivel basal del tramo rosa, contaminándose con el substrato previo, en otros por la entrada de materiales suprayacentes apro-



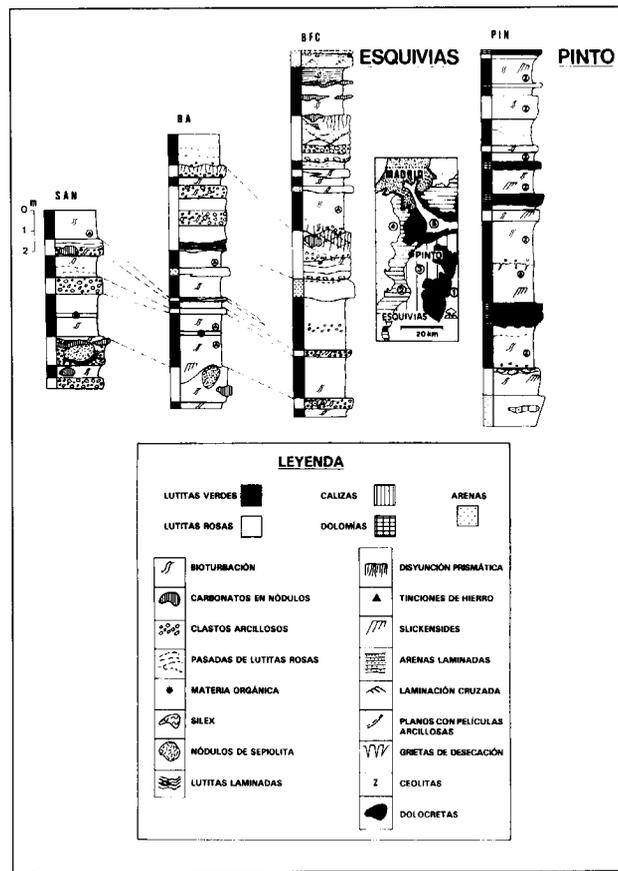


Figura 3. Secciones litológicas representativas en los sectores de Esquivias (SAN, BA, BFC) y Pinto (PIN). Unidades diferenciadas en el mapa: 1) Lutitas y yesos. 2) Lutitas magnésicas y arenas micáceas. 3) Lutitas, margas, carbonatos y rocas silíceas (sílex, ópalo y diatomitas). 4) Arcosas. 5) Depósitos recientes.

vechando la porosidad secundaria originada por la desecación.

### 3.2.2 Análisis térmico diferencial y termogravimétrico (ATD-TG)

Los resultados del análisis térmico en las cinco muestras seleccionadas ponen de manifiesto que se trata de materiales exclusivamente constituidos por filosilicatos 2/1, no detectándose otras fases minerales.

Teniendo en cuenta los resultados de ATD (Tabla 1), es posible diferenciar en las muestras estudiadas dos grupos (I y II) en función de la presencia o no de un pico exotérmico en torno a 832-838°C

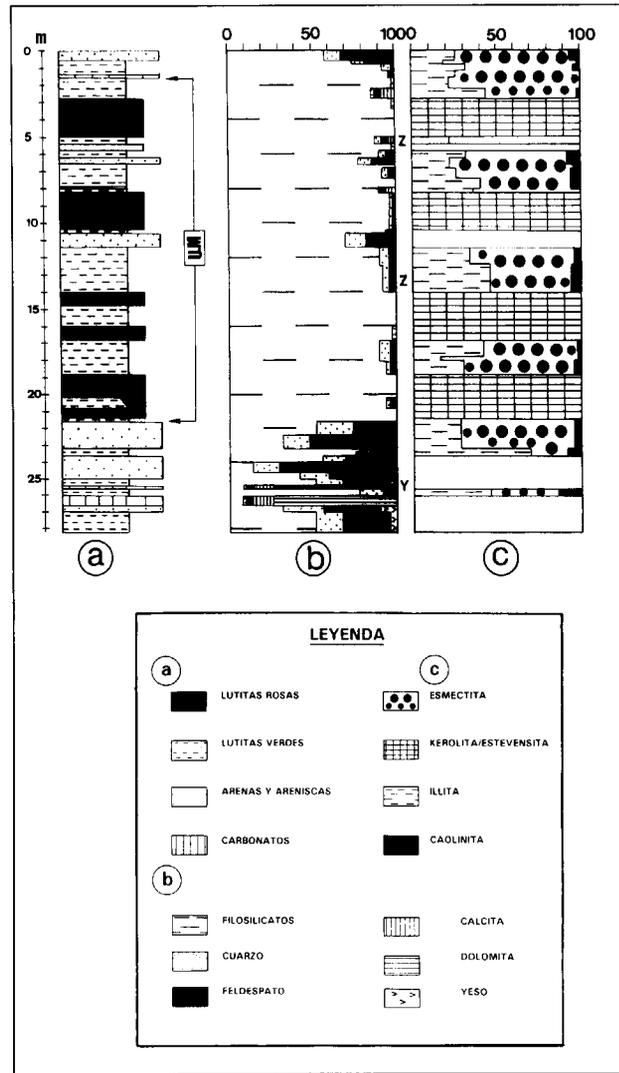


Figura 4. Sección litológica tipo en el sector de Esquivias (a), mostrando la distribución mineralógica total (b) y la de la fracción arcilla (c). UM. Unidad Magnésica. Y. yeso. Z. ceolitas

(Figura 7a). Este pico corresponde al cambio de fase que tiene lugar a partir de los filosilicatos 2/1 magnésicos a estas temperaturas, para formar enstatita y cuarzo. Las muestras que presentan este comportamiento (grupo I) son: PIN-51, BFC-18 y PS-13-31.

El segundo grupo de muestras (II), BFC-1M y SAN-1-1, presenta sólo un pico endotérmico nítido a 817-818°C (Figura 7b). La ausencia de un pico exotérmico a una temperatura ligeramente superior (después de la deshidroxilación del filo-

silicato 2/1), no significa que el cambio de fase a enstatita y cuarzo no se produzca, sino que éste tiene lugar de forma paulatina en un rango de temperaturas más amplio.

Por otra parte, todas las muestras estudiadas presentan un fuerte pico endotérmico a bajas temperaturas, en torno a 80°C, que se debe a la pérdida de agua ceolítica: agua adsorbida en la superficie y de hidratación de los cationes de cambio.

Los resultados del análisis termogravimétrico (TG) (Tabla 1), indican que la pérdida de peso entre 25-1000°C, es similar para las muestras incluidas en el primer grupo: 15.10-15.15%; Además, el estudio por DRX de estas muestras, ha puesto de manifiesto el carácter fundamentalmente esmectítico del mineral interestratificado (Tipo B). Por el contrario, y como cabría esperar, las muestras más kerolíticas (Tipo A), incluidas en el segundo grupo, presentan menores pérdidas de peso: 13.30 y 14.20%, respectivamente.

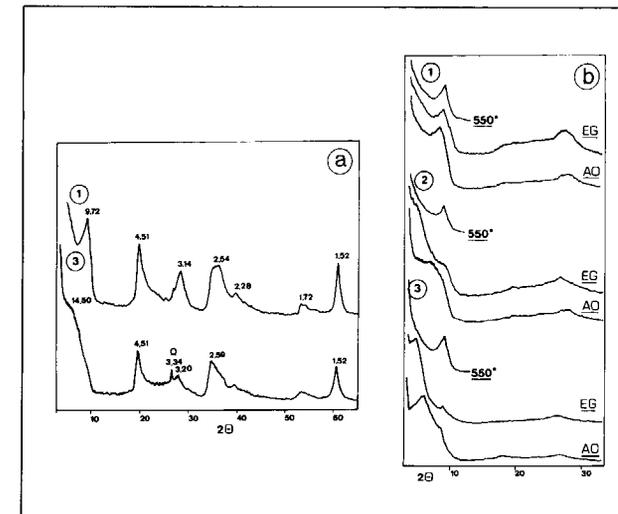


Figura 5. Diagramas de rayos X representativos.

a) Muestras en polvo con indicación de los espaciados (Å). La muestra 1 corresponde a una lutita rica en kerolita (tipo A). La muestra 3 presenta un mayor contenido en esmectita magnésica (tipo B).

b) Muestras de fracción arcilla (<2µm) orientadas (AO), solvatadas con etilenglicol (EG) y tratadas térmicamente (550°). Se observan los perfiles de difracción de muestras de tipo A (1) y B (2 y 3).

Como característica significativa cabe destacar la pérdida de peso que se produce entre 175 y 775°C, que tiene lugar de forma continua y a velocidad (-∂masa/∂T²) prácticamente constante. Las pérdidas obtenidas se encuentran en el rango 3.55-4.60%.

Por otra parte, la deshidroxilación de estos minerales 2/1 interestratificados tiene lugar a temperaturas entre 775 y 1000°C, con pérdidas de peso entre 2.25 y 3.00%. Estos resultados se encuentran bastante por debajo del valor teórico de la pérdida de peso debida a la pérdida de agua estructural en un filosilicato 2/1 trioctaédrico magnésico, talco, kerolita o estevensita, que supone ~5%. Esto indica que una parte importante del agua estructural se pierde a temperatu-

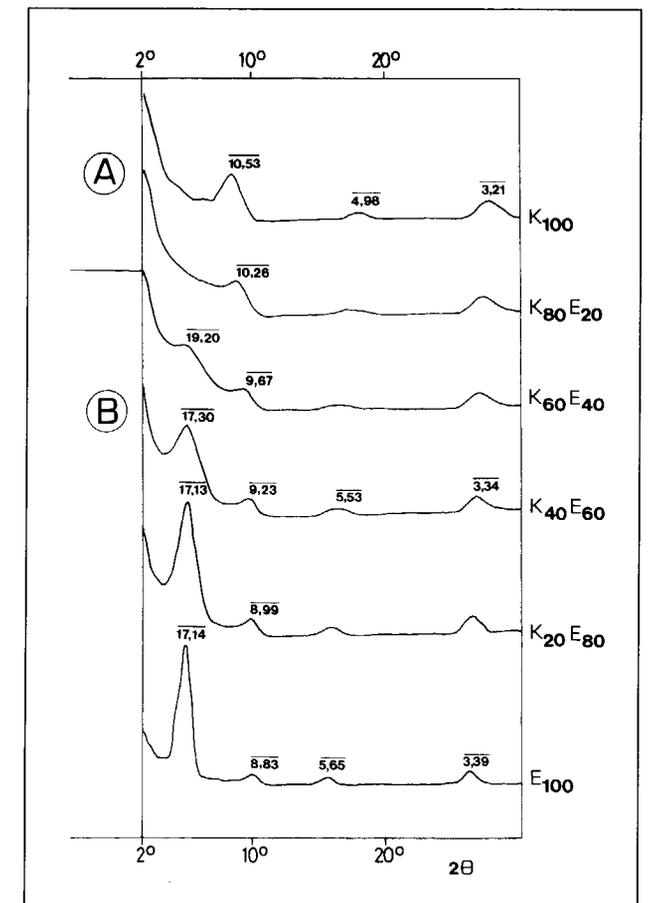


Figura 6. Perfiles de difracción de rayos X y espaciados (Å) obtenidos mediante el programa NEWMOD. K. kerolita (9,65 Å). E. estevensita (16,9 Å, glicolada). En todos los casos N=3. Las letras A y B hacen referencia a los tipos difractométricos diferenciados en el trabajo.

Muestra	ATD	TG (pérdidas en %)			TOTAL
		(27-175°C)	(175-775°C)	(775-1000°C)	
1 (SAN-I-1)	76 (-), 817 (+)	7.35	3.95	2.90	14.20
4 (BFC-18)	78 (-), 816 (-), 832 (+)	8.15	4.45	2.50	15.10
6 (BFC-1M)	76 (-), 818 (-)	6.75	3.55	3.00	13.30
9 (PS-13-31)	81 (-), 816 (-), 833 (+)	8.60	4.35	2.50	15.45
10 (PIN-51)	83 (-), 820 (-), 834 (+)	8.60	3.75	2.80	15.15

Tabla 1. Análisis térmico diferencial (ATD). Relación de endotérmicos (-) y exotérmicos (+) en muestras seleccionadas. Análisis termogravimétricos (TG). Pérdidas de peso en % para diversos rangos de temperatura.

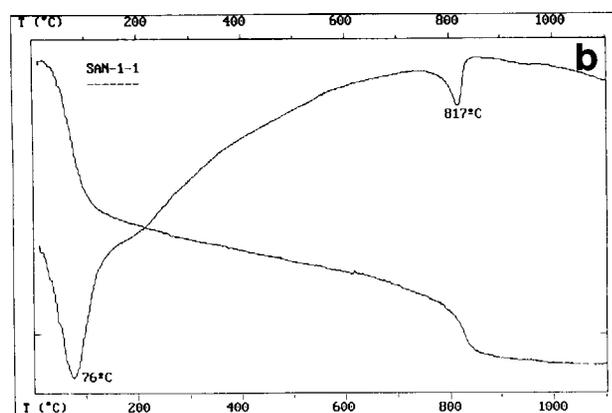
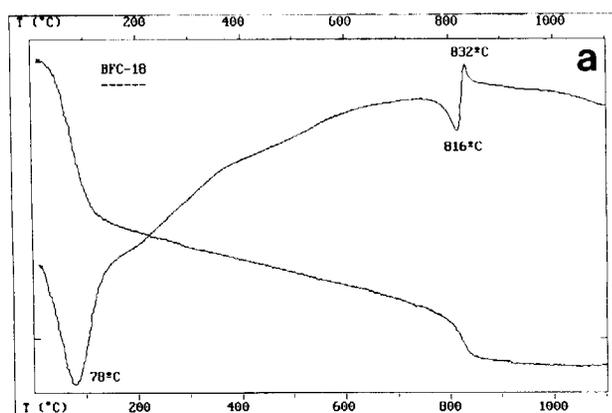


Figura 7. Análisis térmico diferencial y termogravimétrico. a) Muestra BFC-18r representativa del grupo I diferenciado. b) Muestra SAN-I-1 característica del grupo II, rico en kerolita.

trando las cuatro capas kerolíticas diferenciadas. Destaca la buena correlación positiva existente entre el aluminio, el hierro y el potasio, predominantes en la litofacies de lutitas verdes y la evolución inversa del magnesio con sus mayores contenidos en las litofacies kerolíticas. Llama la atención la existencia de anomalías en el contenido en Ba, que se asocian a la presencia de baritina.

Los análisis químicos de las muestras seleccionadas (Tabla 2) ponen de manifiesto un elevadísimo contenido en sílice y magnesio. El MgO se presenta en el rango entre 23,95-28% mientras que el SiO<sub>2</sub> varía entre 51,11 y 55,95%. El bajo contenido en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,82-3,52%) y en K<sub>2</sub>O (0,19-1,74%) indica escasa contaminación de minerales micá-

ras inferiores a 775°C. Este hecho no es tan anormal como parece a primera vista debido a que estos materiales presentan un tamaño de cristalito tan extraordinariamente pequeño (20-50 Å según el eje c, 50-100 Å en el plano ab) que los grupos OH presentan energías de retención muy variables: los más lábilmemente unidos son aquellos que se encuentran en posiciones de borde, mientras que los más energéticamente retenidos serán los que se sitúan en los vértices no compartidos de los octaedros en posiciones más internas. Tras el análisis detallado de las curvas TG, se deduce que para que tenga lugar una pérdida de peso en torno al 5% hasta 1000°C, ésta debe de comenzar a unos 300-400°C

Finalmente, las pérdidas de peso entre 25 y 175°C, como ya se comentó en los resultados de ATD, se deben al agua ceolítica: adsorbida a la superficie de estos nanocristales y como agua de hidratación de los cationes de cambio. Para los minerales interstratificados kerolita/estevensita, estas pérdidas suponen entre un 6.75 y 9.25%. Las muestras que presentan menor cantidad de agua ceolítica coinciden con aquellas con carácter más kerolítico en el mineral interstratificado, mientras que las que tienen mayor contenido en agua ceolítica son las que presentan un carácter más estevensítico.

### 3.3 Características químicas

#### 3.3.1 Análisis químicos

En la figura 8 se recoge la distribución en la vertical de diversos elementos significativos en una sección general del depósito de Esquivias, mos-

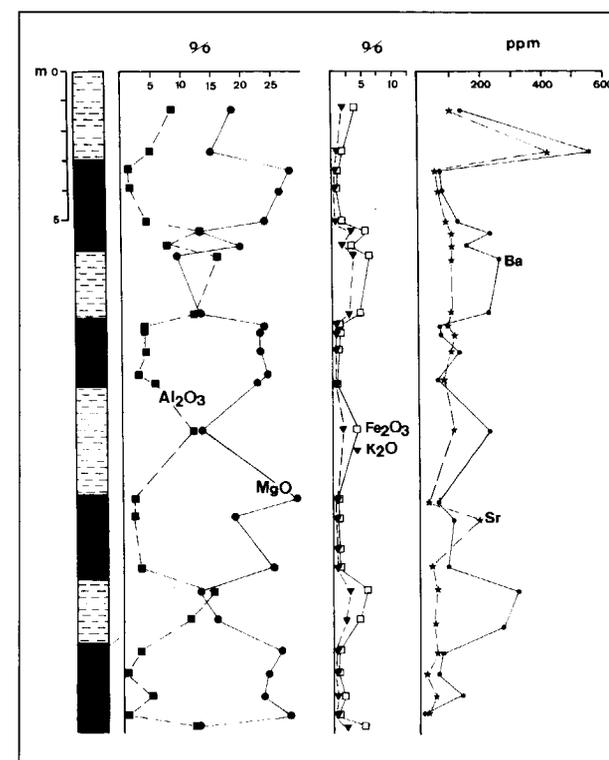


Figura 8. Distribución de elementos químicos más significativos en una sección tipo del yacimiento de Esquivias. Lutitas rosas (negro). Lutitas verdes (trazos discontinuos).

ceos en las muestras estudiadas. Por otra parte las relaciones molares Si<sub>2</sub>O/MgO se presentan en

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ppc	SiO <sub>2</sub> /MgO molar
1 (SAN-I-1)	55.95	0.82	0.27	0.24	0.06	0.01	0.19	28.00	0.05	0.02	14.38	1.34
2 (PS-6-6b)	55.01	1.37	0.44	0.37	0.06	0.01	0.17	27.73	0.24	0.06	14.58	1.33
3 (SAN-I-6a)	54.99	1.35	0.41	0.30	0.07	0.01	0.27	26.72	0.48	0.02	15.37	1.38
4 (BFC-18)	53.36	1.62	0.53	0.33	0.09	0.03	0.35	26.44	0.01	0.02	17.02	1.37
5 (BA-3-27)	53.89	2.54	0.80	0.32	0.15	0.02	0.59	25.51	0.08	0.04	16.04	1.38
6 (BFC-1M)	50.63	2.83	0.66	0.44	0.13	0.03	0.48	24.16	0.09	0.03	20.52	1.36
7 (PS-8-10)	51.82	1.94	0.66	0.31	0.12	0.04	0.39	26.03	0.01	0.02	18.68	1.37
8 (PIN-18R)	55.34	1.32	0.50	0.25	0.06	0.03	0.27	27.98	0.01	0.02	14.22	1.38
9 (PS-13-31)	51.11	3.52	1.35	0.44	0.18	0.01	0.74	24.45	0.04	0.02	18.13	1.39
10 (PIN-51)	52.61	2.95	0.80	0.30	0.18	0.03	0.68	23.95	0.11	0.01	18.40	1.45

Análisis químicos de muestra total

Tabla 2. Análisis químicos de los elementos mayoritarios en las diez muestras seleccionadas.

el rango 1,34-1,45, valores intermedios entre los miembros finales kerolita (1,33) y estevensita (1,38-1,48) (SUQUET y PEZERAT, 1988). Entre los elementos traza (Tabla 3) destacan las variaciones en el contenido en F y Li.

El análisis de C, H y N en las tres muestras seleccionadas junto al color Munsell de las mismas en seco se recoge en la tabla 4. Destaca en la muestra más oscura (SAN-I-6a) un contenido en carbono orgánico del 0,78%, casi el doble que en las muestras de tonalidad más clara.

#### 3.3.2 Fórmulas cristaloquímicas

El análisis químico de dos muestras en fracción inferior a 2 μm y saturadas en Sr<sup>2+</sup> ha permitido el cálculo de las fórmulas cristaloquímicas representativas de kerolitas de tipo A (SAN-I-1) y de tipo B (BFC-18r). En la tabla 5, donde se recogen los resultados obtenidos, destaca en la muestra más kerolítica (SAN-I-1, Ke<sub>90</sub>/Estv<sub>10</sub>) una carga total muy baja (-0,17) y una alta ocupación octaédrica (5,94). La muestra con un mayor contenido en fase hinchable (BFC-18r, Ke<sub>50</sub>/Estv<sub>50</sub>) presenta una carga total de -0,52 predominantemente octaédrica, con una ocupación octaédrica de 5,78 que sugiere existencia de vacancias en esta capa, lo que concuerda con el carácter estevensítico de la fase esmectítica.

Muestra	Rb	Sr	Zr	F	Li	Ba	Cr	Nb	V	Zn
1 (SAN-I-1)	8	29	38	5755	290	25	9	12	68	17
2 (PS-6-6b)	28	44	54	3450	220	75	23	11	69	15
3 (SAN-I-6a)	14	41	44	6080	395	52	37	11	62	13
4 (BFC-18)	19	59	54	4240	260	68	13	13	74	18
5 (BA-3-27)	32	80	76	4290	235	79	13	13	44	17
6 (BFC-1M)	27	89	73	3265	230	54	15	11	86	20
7 (PS-8-10)	27	74	54	4125	212	56	10	11	49	<10
8 (PIN-18R)	19	76	40	6285	289	15	18	10	77	15
9 (PS-13-31)	46	61	58	4125	265	64	20	12	55	20
10 (PIN-51)	38	102	84	2745	323	56	23	11	71	<10

Tabla 3. Análisis químicos de los principales elementos traza en las diez muestras seleccionadas.

Muestra	Color Munsell	ANÁLISIS ELEMENTAL		
		C	N	H
1 (SAN-I-1)	10R 6/2 (pale red)	0.44	0.045	1.31
3 (SAN-I-6a)	5YR 3/2 (grayish brown)	0.72	0.055	1.10
4 (BFC-18)	5YR 7/2 (grayish orange pink)	0.41	0.045	1.08

Tabla 4. Análisis elemental (C, N, H) en tres muestras con distinto color Munsell.

### 3.3.3 Capacidades de cambio (CEC) y cationes de cambio

Los valores obtenidos en las muestras analizadas se recogen en la tabla 6. Las capacidades de cambio son muy bajas, oscilando entre 27,4 y 53,1 (mol(+).Kg<sup>-1</sup>), observándose los valores más bajos en las muestras incluidas como kerolitas tipo A (grupo II de ATD). Los resultados muestran una excelente correlación entre la capacidad de cambio y la proporción de fase hinchable en el interestratificado de kerolita/estevensita. Este hecho es el resultado lógico de la relación directa existente entre la carga total (estructural + super-

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SrO	Li <sub>2</sub> O	ppc
1 (SAN-I-1)	54.92	0.83	0.32	0.01	0.05	0.01	0.06	27.45	0.08	0.02	0.70	0.03	15.46
8 (PIN-18R)	52.93	1.47	0.55	0.01	0.07	0.01	0.12	25.75	0.20	0.01	2.40	0.03	16.33

$[\text{Si}_{7,88}\text{Al}_{0,12}] [\text{Al}_{0,02}\text{Fe}^{+3}_{0,03}\text{Ti}_{0,01}\text{Mg}_{5,88}] \text{O}_{20} (\text{OH})_4 \text{Ca}_{0,00} \text{Na}_{0,02} \text{K}_{0,01} \text{Li}_{0,02} \text{Sr}_{0,08}$   
 C. IV = -0.12 C. VI = -0.05  $\Sigma$  Cat. VI = 5.94  $X^+ = 0.17$

$[\text{Si}_{7,80}\text{Al}_{0,20}] [\text{Al}_{0,06}\text{Fe}^{+3}_{0,06}\text{Ti}_{0,01}\text{Mg}_{5,65}] \text{O}_{20} (\text{OH})_4 \text{Ca}_{0,00} \text{Na}_{0,06} \text{K}_{0,02} \text{Li}_{0,02} \text{Sr}_{0,20}$   
 C. IV = -0.20 C. VI = -0.32  $\Sigma$  Cat. VI = 5.78  $X^+ = 0.52$

Calculadas a partir de análisis químicos de fracción menor de 2 $\mu\text{m}$  tras saturación de las muestras con SrCl<sub>2</sub>

Tabla 5. Análisis químicos y fórmulas mineralógicas en muestras representativas del interestratificado kerolita/estevensita de tipo A (muestra 1) y B (muestra 8).

ficial) de la arcilla y la concentración de cationes, tanto interlaminares como de capas superficiales, responsable de la capacidad de cambio resultante. El anómalo valor obtenido en la muestra SAN-I-6a se interpreta como resultado de su contenido en materia orgánica.

Entre los cationes de cambio se observa el predominio de Mg<sup>2+</sup> y Ca<sup>2+</sup> y muy subordinados Na<sup>+</sup> y K<sup>+</sup>

## 4 ESTUDIO TEXTURAL DE LAS LITOFACIES CON KEROLITA

El estudio petrográfico de 106 muestras de kerolita/estevensita ha permitido establecer en las dos litofacies diferenciadas (intraclástica y masiva) 4 tipos texturales que se repiten en las secciones estudiadas y que se disponen en secuencias.

### 4.1 Litofacies intraclástica (arenitas de intraclastos lutíticos)

Muestran colores que van de rosa salmón muy claro a marrón café (materia orgánica), con aspecto terroso debido a la existencia de intraclastos subredondeados de lutitas con tamaños predominantes entre 0,25-0,12 mm y diverso grado de cementación, en general escaso. Ocasionalmente presentan "burrows", con rellenos clásticos de tonalidad diferente y fenómenos de carbonatación que dan lugar a la formación de nódulos de calcita y/o de chert, este último afec-

TEXTURA	D.R.X. (% kerolita)	MUESTRA	SiO <sub>2</sub> /MgO molar	CEC*	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>
Tipo 1 (clástica)	A (K <sub>10</sub> )	(1) SAN-I-1	1.34	27.4	6.6	20.5	-	0.8
	A (K <sub>10</sub> )	(2) PS-6-6b	1.33	31.2	16.1	11.6	2.4	1.1
	B (K <sub>10</sub> )	(3) SAN-I-6a	1.38	53.1	11.6	31.9	1.3	1.3
Tipo 2 (híbrida)	B (K <sub>10</sub> )	(4) BFC-18	1.37	34.8	16.4	14.6	2.6	1.2
	B (K <sub>10</sub> )	(5) BA-3-27	1.38	38.3	15.4	18.4	3.2	1.3
Tipo 3 (masiva con clastos)	A (K <sub>10</sub> )	(6) BFC-1M	1.36	34.4	18.9	11.5	2.8	1.2
	B (K <sub>10</sub> )	(7) PS-8-10	1.37	37.5	16.6	16.4	3.3	1.2
	B (K <sub>10</sub> )	(8) PIN-18R	1.38	39.0	12.7	23.1	1.9	1.3
	B (K <sub>10</sub> )	(9) PS-13-31	1.39	44.5	16.6	20.3	2.0	1.7
Tipo 4	B (K <sub>10</sub> )	(10) PIN-51	1.45	53.1	9.5	38.7	1.4	1.6

Tabla 6. Capacidad de cambio y cationes de cambio en muestras de kerolita/estevensita pertenecientes a distintos tipos texturales. Se incluye la mineralogía y la relación SiO<sub>2</sub>/MgO molar.

tando tanto a la arcilla como al carbonato. Las morfologías intraclásticas son frecuentes como relleno de cualquier porosidad secundaria en el resto de las litofacies, habiéndose observado que se organizan en secuencias con las lutitas masivas a las que pueden pasar por cementación.

En la figura 2e se muestra un afloramiento con predominio de litofacies clástica de aspecto terroso, pero con intercalaciones de la masiva más compacta y de tono más claro. Destaca a techo y asociado a un plano de "slickenside" el desarrollo de nódulos de calcita. En esta litofacies se han reconocido localmente conglomerados de clastos lutíticos constituidos por morfologías superiores a 2 mm de tonos rosa a marrón claro, excepto cuando se dispone sobre mudstones verdes, donde se identifican además clastos de removilización de este material.

El análisis granulométrico de una muestra representativa de esta litofacies se recoge en la figura 9a.

### Petrografía

Las texturas de esta litofacies se caracterizan por un bajo contenido en pasta (fracción fina <30 $\mu\text{m}$ ), diferenciándose las correspondientes al tipo 1 cuando la proporción de pasta es inferior al 5%. En el tipo textural 2 la muestra presenta zonas con predominio de clastos y otras con predominio de pasta pudiendo alcanzar la fracción fina el 25%.

Petrográficamente, están constituidos por intraclastos compactos lutíticos (gránulos), subangulosos a redondeados y con frecuencia ópticamente isótropos. Desde el punto de vista micromorfológico se trataría de "peds granulares" finos a ultrafinos fuertemente desarrollados.

Teniendo en cuenta la distribución fracción gruesa (esqueleto)/fracción fina (pasta) (c/f-related distribution de Stoops y Jongerious, 1975) las fábricas corresponderían a los tipos chitónica a localmente gefúrica. Es decir las texturas son predominantemente grano-soportadas (Figura 10a).

Los gránulos presentan tamaños inferiores a 1

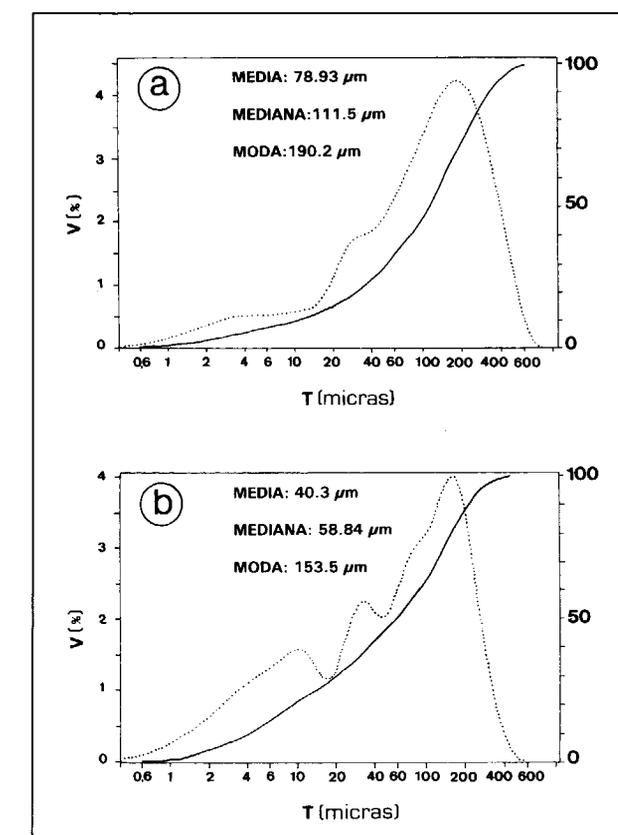
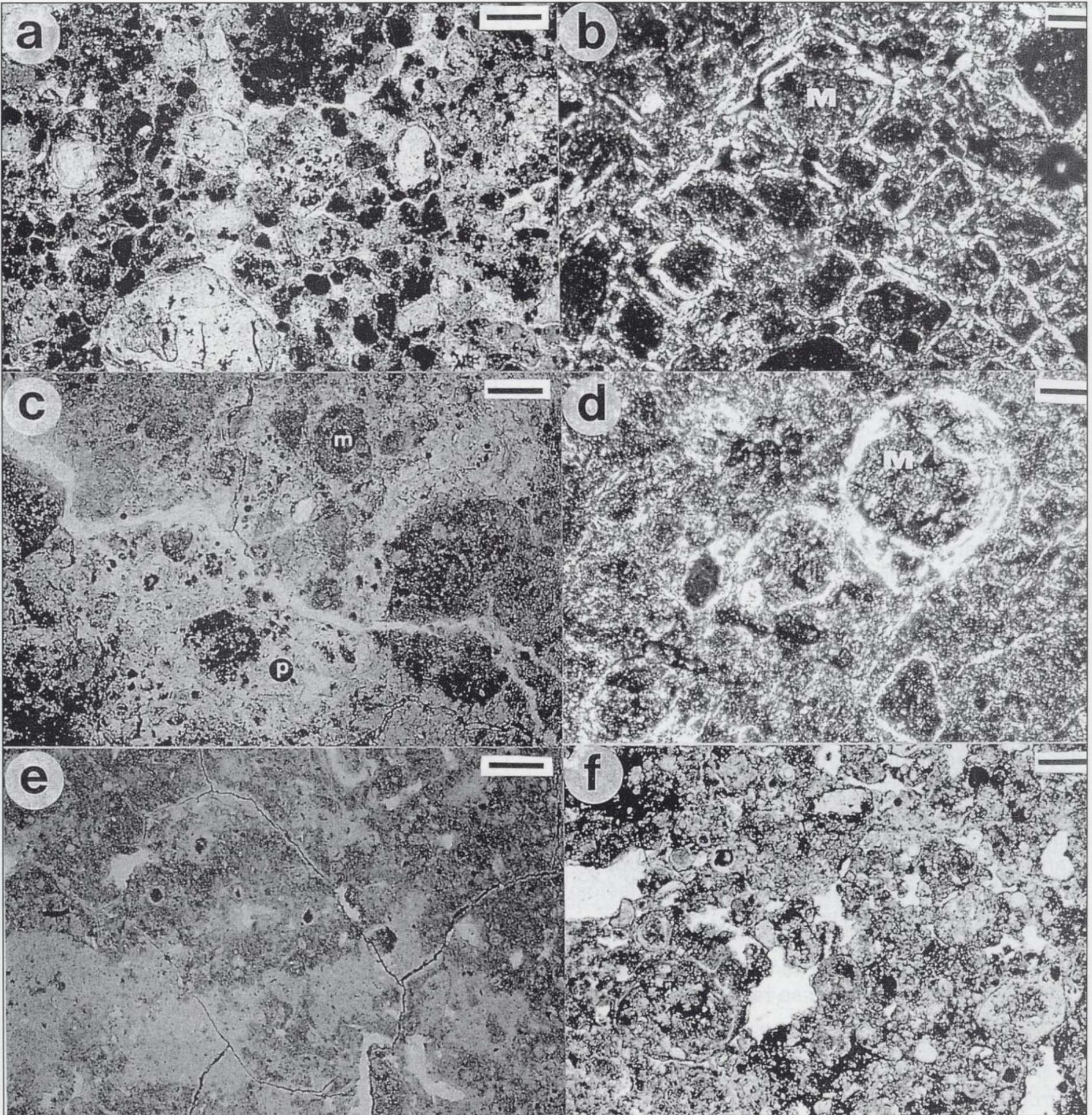


Figura 9. Análisis granulométricos.

a) Muestra SAN-I-1 (litofacies intraclástica). Curva normal leptocúrtica con fuerte asimetría a la izquierda, presentando un máximo muy marcado en el tamaño 190  $\mu\text{m}$  y dos pequeños hombros en 36 y 2,5  $\mu\text{m}$ .

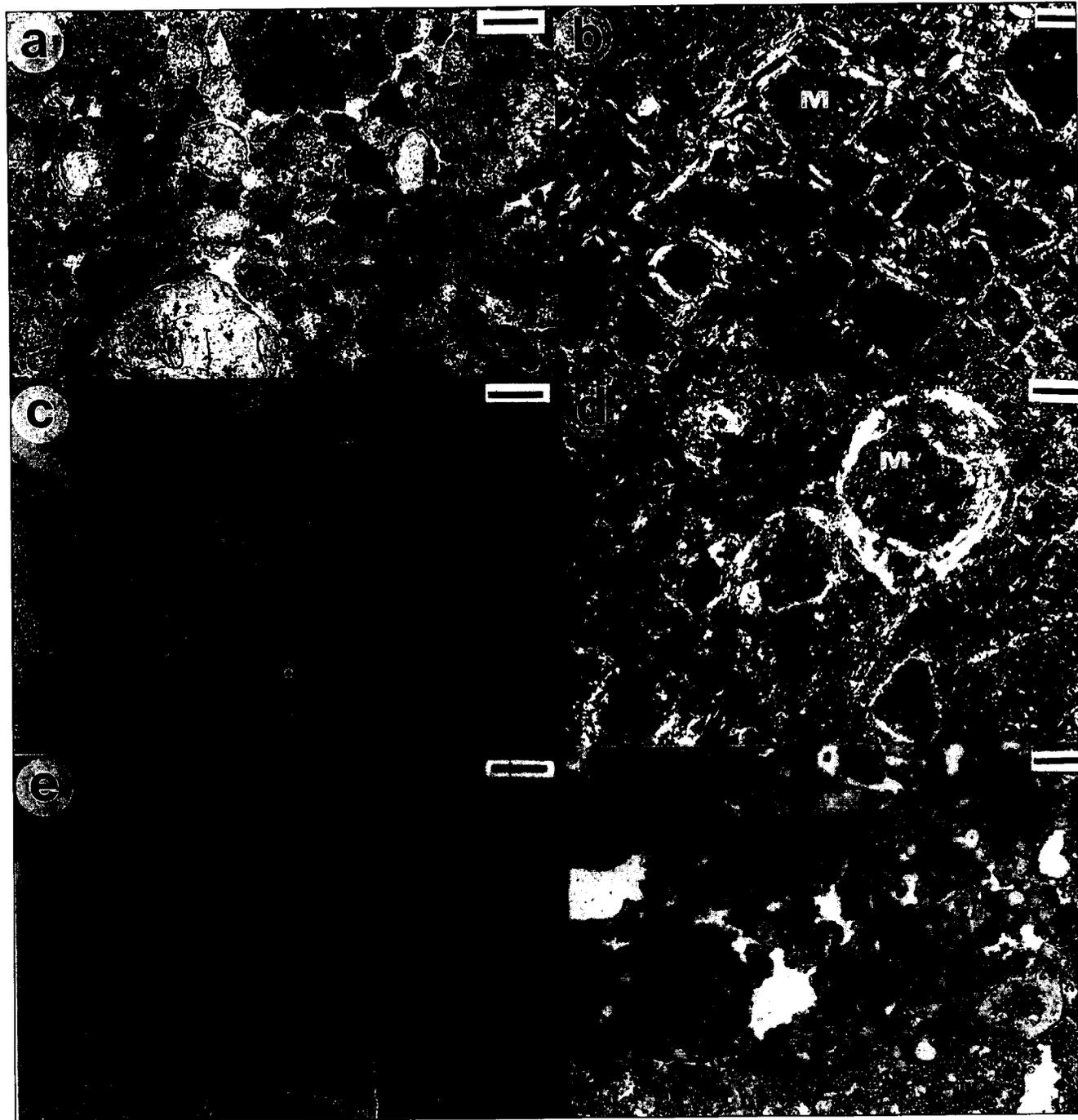
b) Muestra PIN-51 (litofacies masiva). Curva normal platycúrtica con asimetría a la izquierda y trimodal, presentando un máximo más marcado en el tamaño de 152  $\mu\text{m}$  y otros dos algo menores en 30,7 y 9,96  $\mu\text{m}$ .



mm, frecuentemente menores de 0,25 mm observándose en alguna ocasión la coexistencia de dos tamaños principales (fábrica enaulica), la fracción más abundante con tamaño promedio de 75  $\mu\text{m}$  y otra población más gruesa con tamaños del orden de 900  $\mu\text{m}$ . Un rasgo frecuente es

la existencia de envueltas cutánicas (coatings) de arcilla orientada tangencialmente alrededor de las morfologías con un espesor medio de 13  $\mu\text{m}$  (Figura 10b).

En algunas muestras, los componentes lutíticos



mm, frecuentemente menores de 0,25 mm observándose en alguna ocasión la coexistencia de dos tamaños principales (fábrica enaulica), la fracción más abundante con tamaño promedio de 75  $\mu\text{m}$  y otra población más gruesa con tamaños del orden de 900  $\mu\text{m}$ . Un rasgo frecuente es

la existencia de envueltas cutánicas (coatings) de arcilla orientada tangencialmente alrededor de las morfologías con un espesor medio de 13  $\mu\text{m}$  (Figura 10b).

En algunas muestras, los componentes lutíticos

Figura 10.

- a) Textura intracrística grano-soportada (tipo 1). Muestra tamaños diversos con porosidad intergranular y presencia de materia orgánica que confiere aspecto opaco a los componentes. (SAN-I-6a, nícoles paralelos). (Barra= 0,2 mm)
- b) Textura intracrística grano-soportada (tipo 1). Se observa la isotropía de las morfologías granulares (M) y, alrededor de las mismas, películas arcillosas birrefringentes. (SAN-I-1, nícoles cruzados). (Barra= 0,1 mm)
- c) Textura masiva (tipo 3). Se caracteriza por el predominio de pasta (p) que engloba morfologías subredondeadas (m) de diverso tamaño. (PIN-18r, nícoles paralelos). (Barra= 0,3 mm)
- d) Textura masiva (tipo 3) mostrando intraclastos lutíticos, ocasionalmente con envueltas, incluidos en una pasta también arcillosa. (BFC-2, nícoles cruzados). (Barra= 0,1 mm)
- e) Textura masiva (tipo 4). Se caracteriza por el bajo contenido en intraclastos y la existencia de porosidad secundaria ligada especialmente a bioturbación y desecación. (PIN-40, nícoles paralelos). (Barra= 0,3 mm)
- f) Textura híbrida (tipo 2). Muestra localmente zonas con predominio de morfologías intracrísticas o de pasta y frecuente porosidad secundaria debida a bioturbación. (BFC-18, nícoles paralelos). (Barra= 0,3 mm)

del esqueleto presentan un aspecto transparente, mientras que en otros es típico su aspecto sucio y moteado. Se ha observado que cuanto más limpios aparecen los gránulos del esqueleto menor fracción fina asociada se detecta. Por otra parte, y desde el punto de vista mineralógico, se ha visto un predominio de kerolita en los más traslúcidos (geles) mientras que en los más moteados la proporción de fases hinchables es relevante.

La porosidad asociada es básicamente intergranular, aunque también se han reconocido localmente canales y cavidades irregulares (vughs), ocasionalmente con rellenos clásticos sueltos, especialmente en las texturas de tipo 2 (Figura 10f).

Estos tipos texturales 1 y 2 son muy favorables para el desarrollo de nódulos de carbonato (calcita) que se presentan inicialmente de forma puntual uniéndose posteriormente de forma coalescente y reemplazando frecuentemente a la arcilla que puede quedar como relicto (Figura 11a).

En los episodios basales de tramos kerolíticos junto a los gránulos se observa contaminación de terrígenos (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, fragmentos de roca endógena, pesados) y de intraclastos lutíticos verdes.

Texturas intracrísticas similares a las aquí expuestas se han descrito en depósitos de arcillas magnésicas en el desierto de Amargosa por KHOURY *et al* (1982), y HAY *et al* (1986) y con una

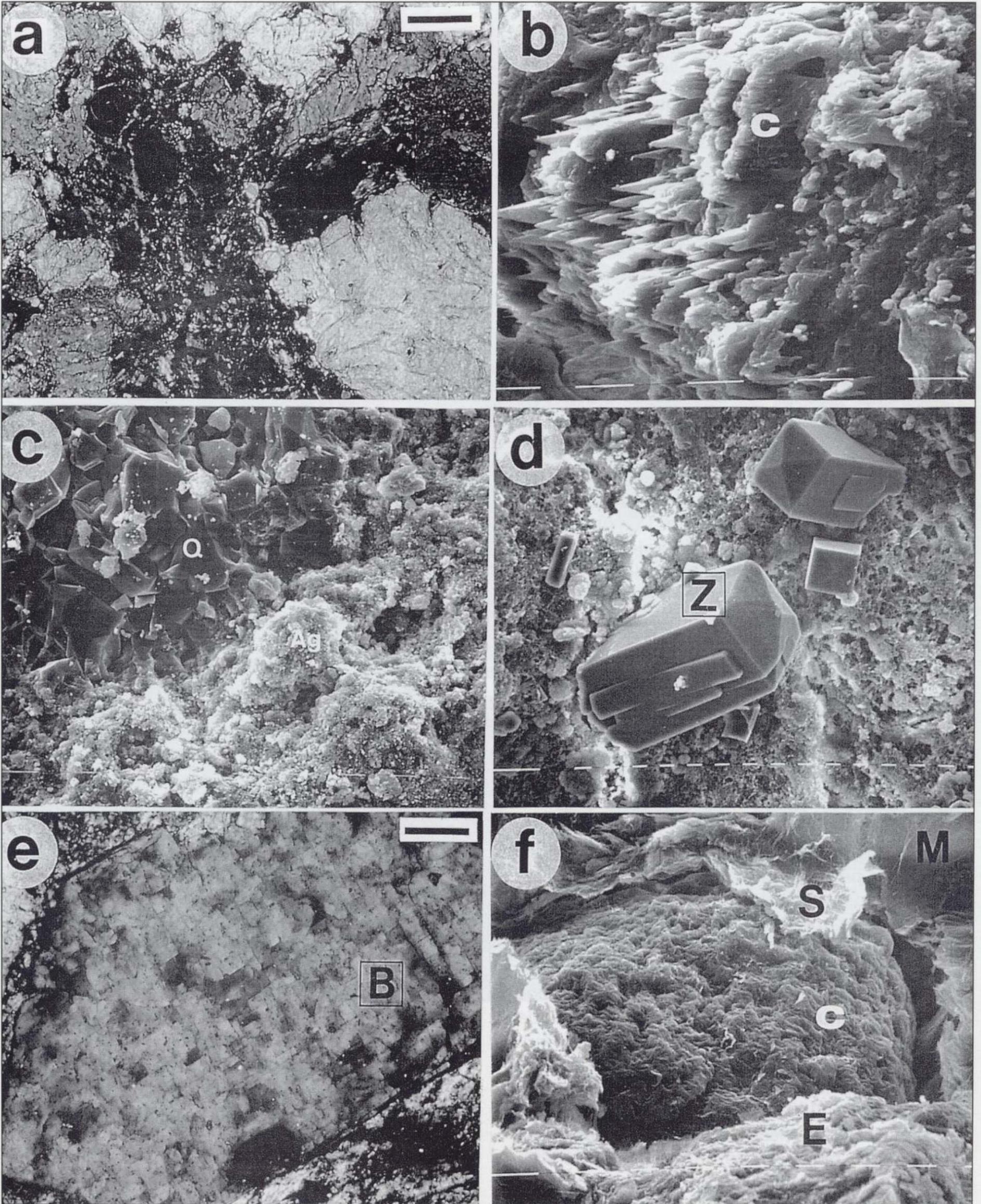
mineralogía muy diferente, pero ambiente similar, en la formación Valley Springs por BARTOW (1994).

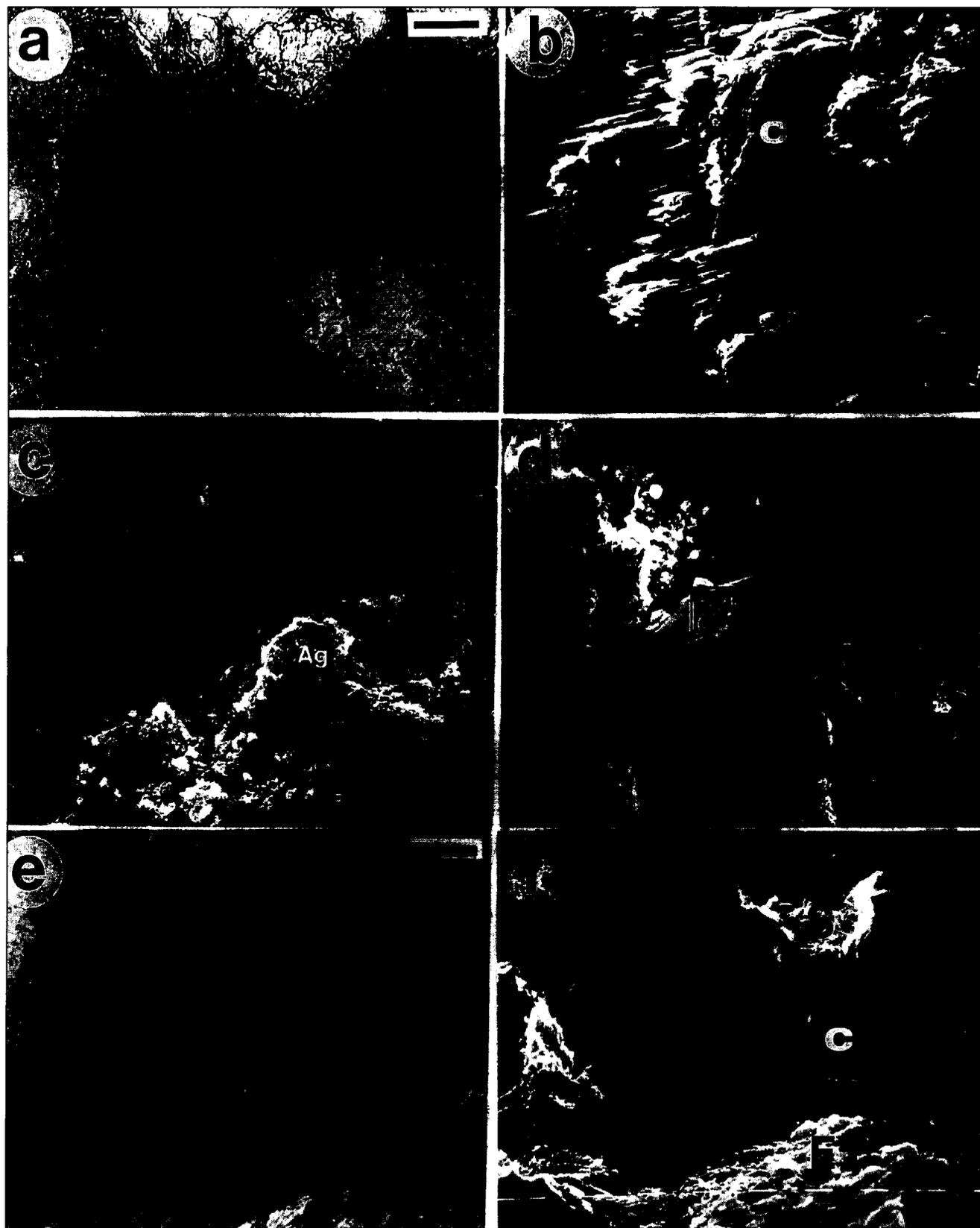
#### 4.2 Litofacies lutítica masiva

Se presentan en capas decimétricas tabulares a veces alabeadas o acuñadas de aspecto masivo, ocasionalmente con laminación irregular en la base del tramo. Predominan los tonos claros, desde beige grisáceo a rosa, si bien a veces puede presentar colores muy oscuros. Con frecuencia muestran intensa bioturbación de raíces y "burrows" así como planos de "slickensides". En otras ocasiones las cavidades son irregulares con recubrimientos céreos más oscuros y rellenos clásticos. En rellenos de planos se han identificado por DRX sepiolita de baja cristalinidad (cuero de montaña) y cementos de cuarzo autigénico.

Ocasionalmente se desarrollan brechas de desecación a techo de estas lutitas, mostrando grietas con cementos arcillosos, o con rellenos de lutitas verdes del nivel suprayacente. En la figura 2f se muestra una capa de litofacies masiva siendo reseñable la intensa bioturbación (canales, cavidades) que afecta al techo del estrato, con rellenos de la unidad intracrística suprayacente.

El análisis granulométrico de una muestra representativa de esta litofacies se observa en la figura 9b.





### Petrografía

Las texturas se caracterizan por el predominio de la pasta (matriz+cemento=fracción fina) con proporción de intraclastos entre el 5-75% en el tipo textural 3, que es el más frecuente. Con contenidos inferiores al 5% en intraclastos se define el tipo textural 4.

La distribución fracción gruesa/fracción fina en los tipos texturales 3 y 4 define una fábrica porfírica (matriz/cemento-soportada) (Figura 10c). El esqueleto está constituido por gránulos lutíticos subredondeados y, puntualmente, por indicios de terrígenos (cuarzo, feldespato). Las morfologías (gránulos), que parecen flotar en la pasta, se presentan con aspecto sucio (moteado) o traslúcidos, con una o varias envueltas birrefringentes (Figura 10d). Estas envueltas arcillosas (coatings) alrededor de los gránulos, presentan su mejor desarrollo en aquellas muestras con menor contenido en pasta.

La pasta exhibe en general aspecto sucio moteado, unas veces con aspecto de cemento (gelatinoso) y otros de matriz (pulverulento), generalmente con comportamiento óptico próximo a la isotropía.

Uno de los hechos más destacable y característico de estas texturas es la elevada porosidad de tipo cavidad, cámara y, sobre todo, canales. En función de su sección se diferencian canales grandes (0,7-1,5 cm) o pequeños (0,5-1,5 mm). También se han detectado grietas que pueden conectar cavidades. En los poros se han reconocido recubrimientos cutánicos (coatings) tanto

arcillosos como opacos (Fe-Mn), alcanzando en los primeros, espesores del orden de 130 µm.

Localmente, destaca la existencia de fenómenos de carbonatación incipiente, con desarrollo de lenticulas o rosetas fibrorradiales de calcita dispersas en la masa arcillosa (Figura 11b).

Se han observado diversos tipos de rellenos, unos formados por agregados sueltos que rellenan parcialmente poros irregulares y otros constituidos por minerales autigénicos afectando a porosidades, especialmente aquellas ligadas a bioturbación (pedotúbulos). Así, se han observado rellenos completos de cuarzo (Figura 11c) y parciales de calcita en canales y cavidades. Especialmente en muestras de la sección PIN destacan los rellenos de ceolitas (heulandita-clinoptilolita) que, con tamaños entre 260-520 µm, cementan la porosidad disponible (Figura 11d). En carbonatos nodulares y dolocretas asociadas a las litofacies de kerolita/estevensita se han identificado cristales euhédricos de baritina (Figura 11e).

Se observa escaso desarrollo de las fábricas birrefringentes (b-fabric), detectándose de forma puntual fábricas esquelsépicas, mosépicas y masépicas. También localmente se han reconocido nódulos difusos en la pasta.

En las texturas de tipo 4 se puede observar además, un incremento en la porosidad ligada a grietas. En muestras con rasgos de desecación se ven texturas intraclásticas con diverso grado de retrabajamiento y desarrollo de morfologías angulosas a subredondeadas de hasta 1 cm. En

Figura 11.

- a) Carbonatación calcítica de arenita de intraclastos lutíticos (isótopos) (Nicoles cruzados). (Barra= 0,1 mm)
- b) Detalle del hábito de calcita (c) en una litofacies masiva del interestratificado kerolita/estevensita. (MEB, barra 10 µm ).
- c) Cuarzo autigénico (Q) cementando un poro de bioturbación en una muestra kerolita /estevensita (Ag). (MEB, barra 10 µm).
- d) Cristales euhédricos de ceolitas (heulandita-clinoptilolita) creciendo en porosidades secundarias (Z). (MEB, barra 10 µm).
- e) Cristal de baritina (B) asociado a nódulos de carbonatos incluidos en litofacies de lutitas rosas. (nicoles cruzados). (Barra= 0,05 mm)
- f) Detalle de intraclasto de kerolita/estevensita (c) incluido en lutita verde. El gránulo se presenta envuelto por láminas de mica (M) y agregados de esmectitas (E), observándose en porosidades agregados fibrosos de sepiolita (S). (MEB, barra 10 µm).

algún caso, sobre todo a techo de los tramos rosa, pueden presentarse ocasionalmente recubrimientos de arcillas sepiolíticas neoformadas en bordes de poros.

Ocasionalmente se han detectado intraclastos de kerolita/estevensita masiva removilizados como intercalaciones en lutitas verdes donde se presenta envuelto por esmectitas y micas destacando en los poros el desarrollo de agregados de sepiolita (Figura 11f).

#### 4.3 Microfábrica y morfología de partículas

El estudio mediante microscopía electrónica de barrido (MEB) de muestras con texturas 1 y 2 se caracteriza por presentar morfologías redondeadas de aspecto coliforme, compactas y con tamaños variables (figura 12a). Destaca el desarrollo, en la porosidad intergranular, de agregados laminares de aspecto esmectítico que recubren las morfologías y que, en algunos casos, consisten en agregados de fibras de sepiolita que con aspecto de tela de araña parecen desarrollarse a partir de un precursor esmectítico o de un recubrimiento de geles (figura 12b).

Las texturas de tipo 3 muestran una microfábrica como la que se recoge en la figura 12c, donde agregados densos con tamaños variables flotan en una pasta con evidencias de cementación. En detalle esta pasta (Figura 12d) presenta morfologías de muy pequeño tamaño (<20 µm) y porosidad en canales ligados a bioturbación, que en algún caso presenta relleno.

Las texturas de tipo 4 pueden mostrar microfábricas extremadamente compactas como la que se recoge en la figura 12e. Ocasionalmente en poros se detectan incipientes crecimientos de fibras de sepiolita (Figura 12f).

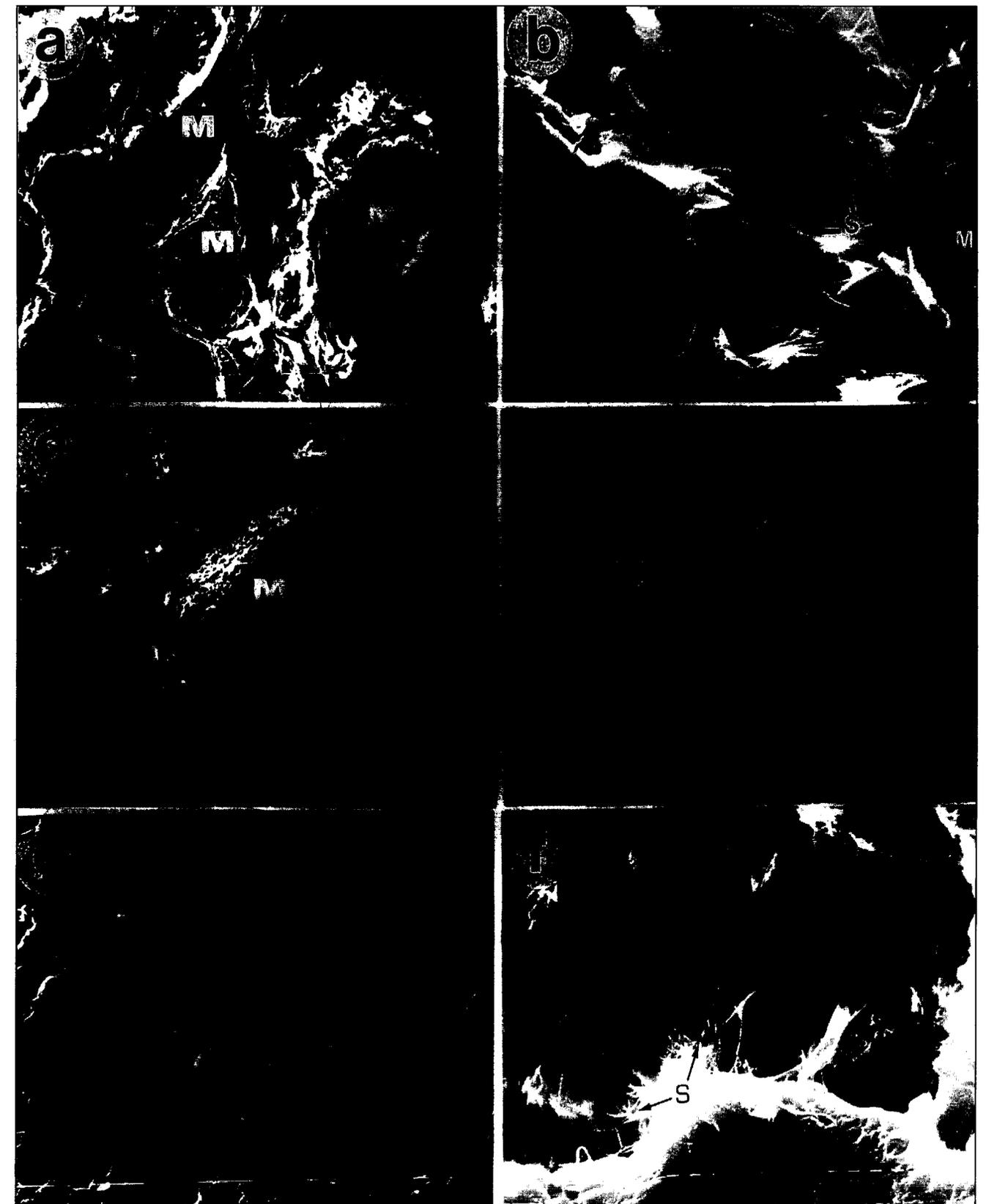
De acuerdo con la terminología empleada por GRABOWSKA-OLSZEWSKA *et al.* (1984) las texturas de tipo 1 y 2 presentan microfábricas esqueléticas (skeletal) y las 3 y 4 microfábricas de tipo matriz (matrix).

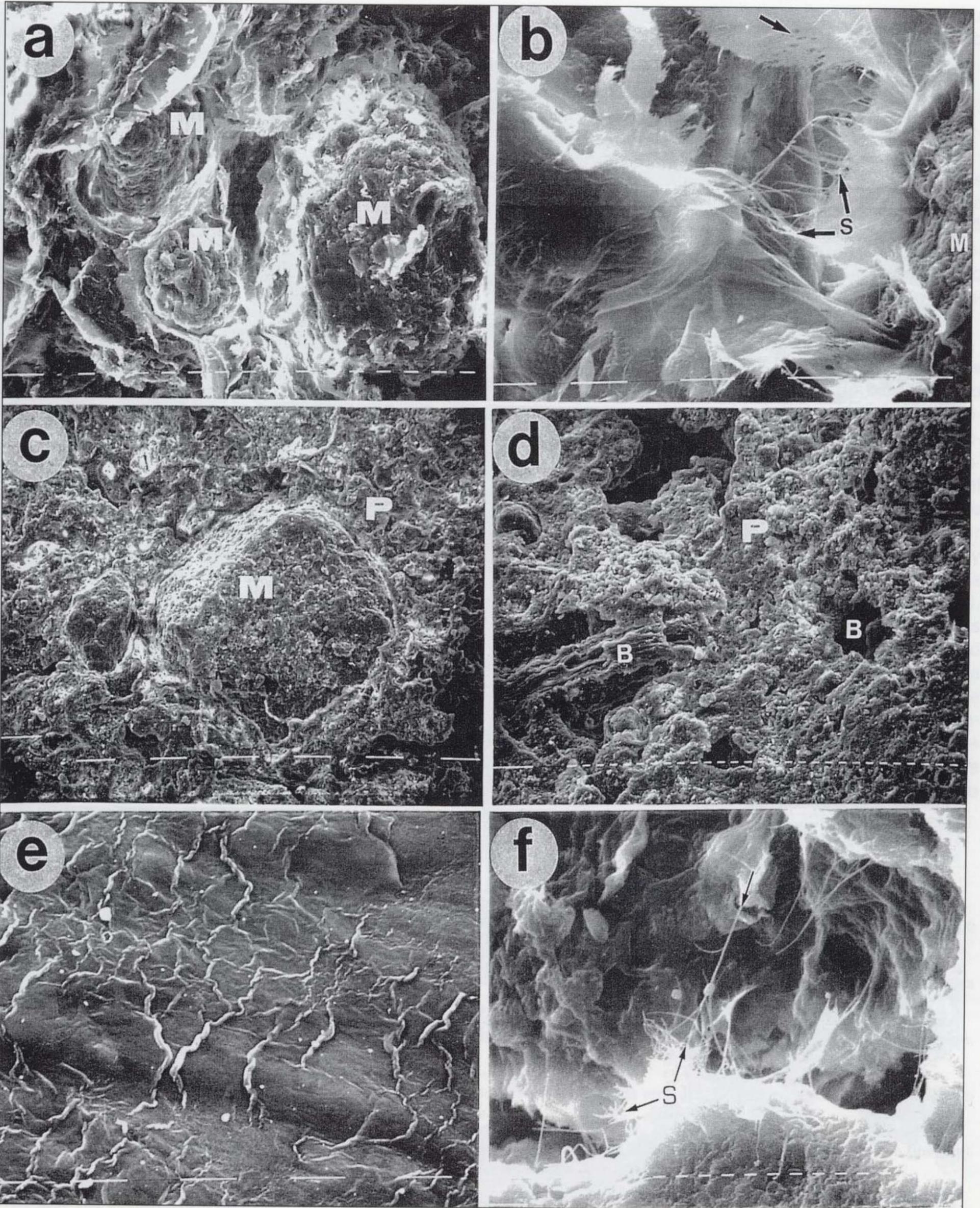
En algún nivel de la litofacies masiva destaca la existencia en planos horizontales de películas lutíticas céricas de tono más oscuro. El contacto entre ambos se muestra en la figura 13a, donde hay que resaltar la diferente porosidad y el distinto aspecto textural. En detalle la película cérica muestra la existencia de morfologías de pequeño tamaño (<50 µm) englobadas en un cemento, sin apenas porosidad, que es predominante (Figura 13b). La existencia de cementación es también patente en el material afectado por la lutita cérica (Figura 13c) aunque, en este caso, la proporción de morfologías, con tamaños inferiores a 200 µm, es mucho mayor.

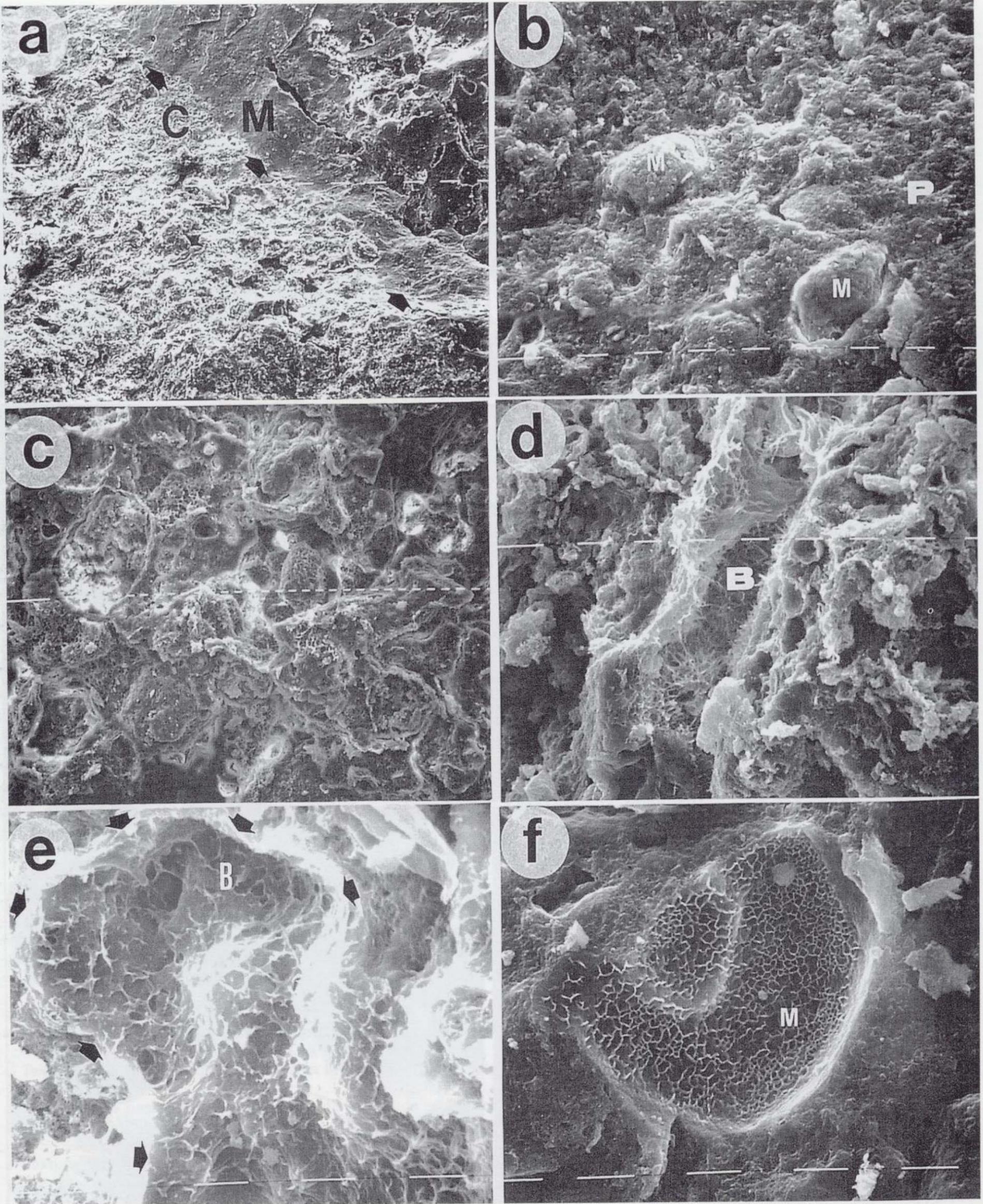
Como ya se mencionó en la descripción petrográfica, un rasgo habitual en los tipos texturales 3 y 4 es la existencia de abundantes canales ligados a bioturbación, frecuentemente con recubrimientos de arcillas birrefringentes (Figura 13d). Estas arcillas que recubren los canales muestran una microfábrica muy distinta a la del resto del material (Figura 13e), caracterizándose por presentar morfologías laminares esmectíticas que se

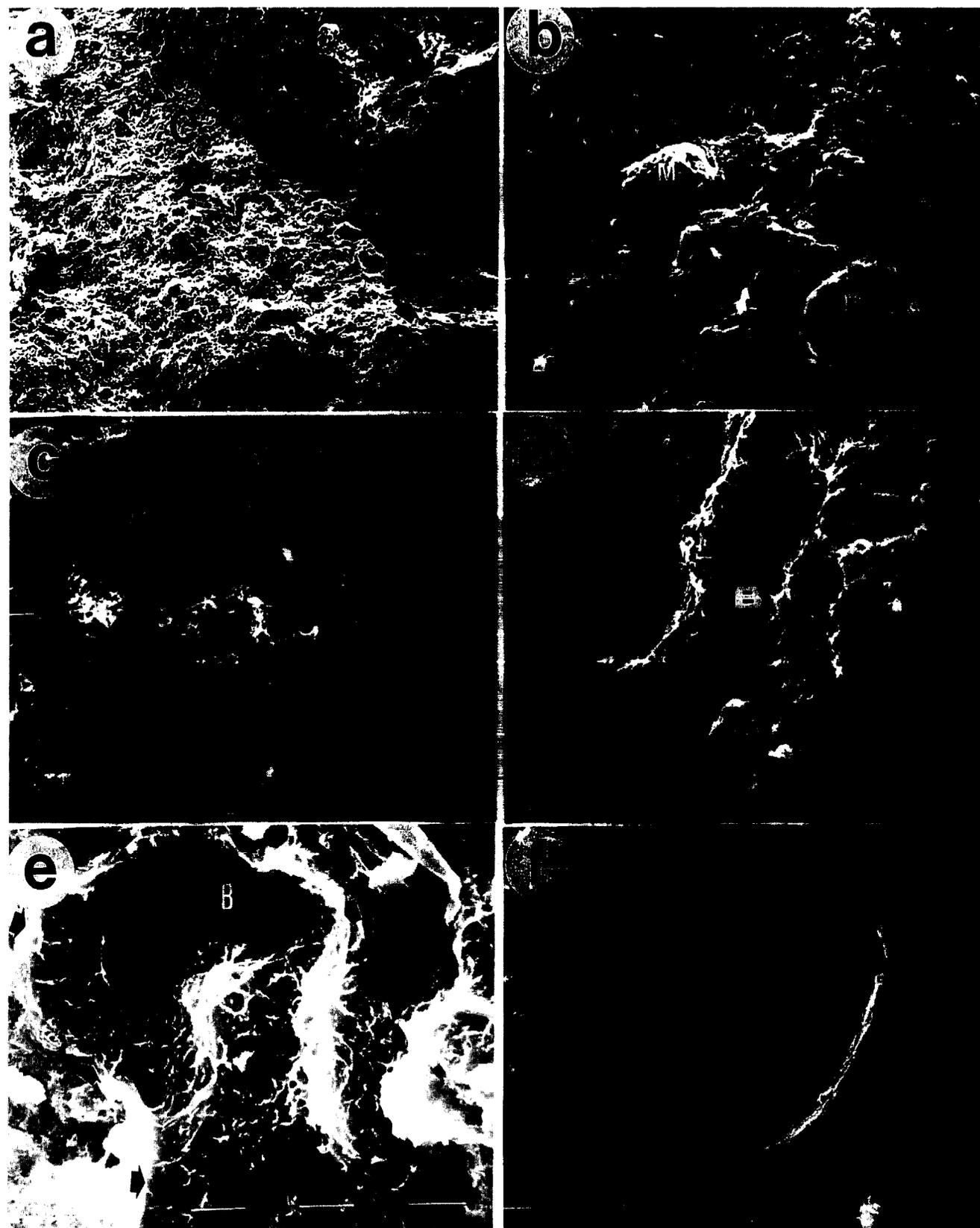
Figura 12.

- a) Textura clástica (tipo 1). Morfologías coliformes redondeadas (M) mostrando porosidad intergranular. (MEB, barra 10 µm).
- b) Detalle de sepiolita (S) con aspecto de tela de araña y desarrollo de fibras (flechas). La disposición de estos agregados sugiere relleno de porosidades intergranulares, posiblemente a través de fases geliformes. (MEB, barra 10 µm).
- c) Textura clástica (tipo 2). Los intraclastos (M) se encuentran incluidos en una pasta también lutítica (P). (MEB, barra 100 µm).
- d) Detalle de la pasta (P) de la muestra anterior donde se observan morfologías coliformes y poros ligados a bioturbación (B). (MEB, barra 10 µm).
- e) Textura masiva (tipo 3). Destaca la práctica ausencia de porosidad y evidencias de compactación. (MEB, barra 10 µm).
- f) Detalle de la textura anterior mostrando el incipiente desarrollo de fibras (flechas) de sepiolita (S) en un poro. (MEB, barra 1 µm).









disponen cara-borde a manera de retículo y que confieren una elevada porosidad. Esta misma microfábrica "honey-comb" se ha observado recubriendo morfologías opalinas (posiblemente biogénicas) que con aspecto de botón y tamaños del orden de 60  $\mu\text{m}$  se presentan dispersas en algunas muestras masivas (Figura 13f).

En la figura 14 se recogen los análisis EDX de microfábricas características de los materiales estudiados. En microagregados subredondeados (texturas 1 y 2) con microfábrica esquelética, el análisis puntual (Figura 14a) pone de manifiesto el bajo contenido en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y la elevada proporción de  $\text{MgO}$ . En la figura 14b se muestran morfologías laminares arrugadas (típicas de esmectitas) asociadas a cementos arcillosos (texturas 3 y 4). Contrasta con el anterior su análisis EDX con mayor proporción de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . El tercer análisis puntual (Figura 14c) corresponde a una microfábrica en panal de abeja (honey-comb). Es reseñable el elevado contenido en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  que sugiere mezcla de constituyentes.

El estudio de las partículas mediante TEM pone de manifiesto que el interestratificado kerolita/estevensita muestra abundante material geliforme y presencia de morfologías laminares de aspecto arrugado, característica esta última de las esmectitas (Figura 15a). En muestras con mineralogía de tipo B son más frecuentes las láminas esmectíticas de bordes curvados y tamaños del orden de 4  $\mu\text{m}$  (Figura 15b). En muestras más ricas en kerolita (tipo A) destacan las formas

subredondeadas, densas, constituídas a su vez por morfologías geliformes de muy pequeño tamaño (Figura 15c).

## 5 CONSIDERACIONES FINALES

1-Mineralógicamente, se han establecido dos tipos de interestratificado kerolita/estevensita basándonos en los diagramas de DRX. El tipo A se caracteriza por presentar kerolita en una proporción superior al 70%, que en algún caso puede alcanzar el 90%. El tipo B presenta un contenido en fase hinchable superior al 30%.

En los resultados de ATD-TG se observa que las muestras con mayor proporción de kerolita (tipo A), se caracterizan por tener las menores pérdidas totales de peso (13.30-14.20%) y de agua ceolítica (6.75-7.35%), resultado que queda corroborado por sus bajas CEC (29-35  $\text{cmol}(+)\cdot\text{kg}^{-1}$ ). Por el contrario, las muestras con mayor proporción de estevensita (tipo B), se caracterizan por presentar las mayores pérdidas totales de peso (15-16%) y de agua ceolítica (8.15-9.25%) y, obviamente, los valores más elevados de CEC (45-55  $\text{cmol}(+)\cdot\text{kg}^{-1}$ ). Independientemente del carácter más o menos kerolítico, todas las muestras presentan un pico endotérmico a 816-822°C que corresponde a la temperatura de deshidroxilación "completa" de los minerales interestratificados kerolita/estevensita. Tras este proceso tiene lugar el cambio de fase con formación de enstatita y cuarzo, que viene indicado en la curva de ATD por un pico

Figura 13.

a) Contacto (flechas) mostrando el contraste textural entre términos clásticos (C) y películas ceras asociadas (M). (MEB, barra 100  $\mu\text{m}$ ).

b) Detalle de la película ceras donde se observan pequeñas morfologías englobadas en un cemento lutítico denso (P). (MEB, barra 10  $\mu\text{m}$ ).

c) Detalle de la textura intraclástica diferenciada en la que son evidentes los rasgos coloformes y la existencia de cementación. (MEB, barra 10  $\mu\text{m}$ ).

d) Pedotúbulo relacionado con bioturbación, observándose en su interior una fábrica arcillosa de gran porosidad, muy distinta a la del material afectado. (MEB, barra 10  $\mu\text{m}$ ).

e) Detalle de microfábricas "honey-comb" (B) constituidas por esmectitas tapizando el interior de un poro de bioturbación (flechas). (MEB, barra 10  $\mu\text{m}$ ).

f) Desarrollo de microfábricas "honey-comb" sobre un soporte silíceo de posible origen biogénico. (MEB, barra 10  $\mu\text{m}$ ).

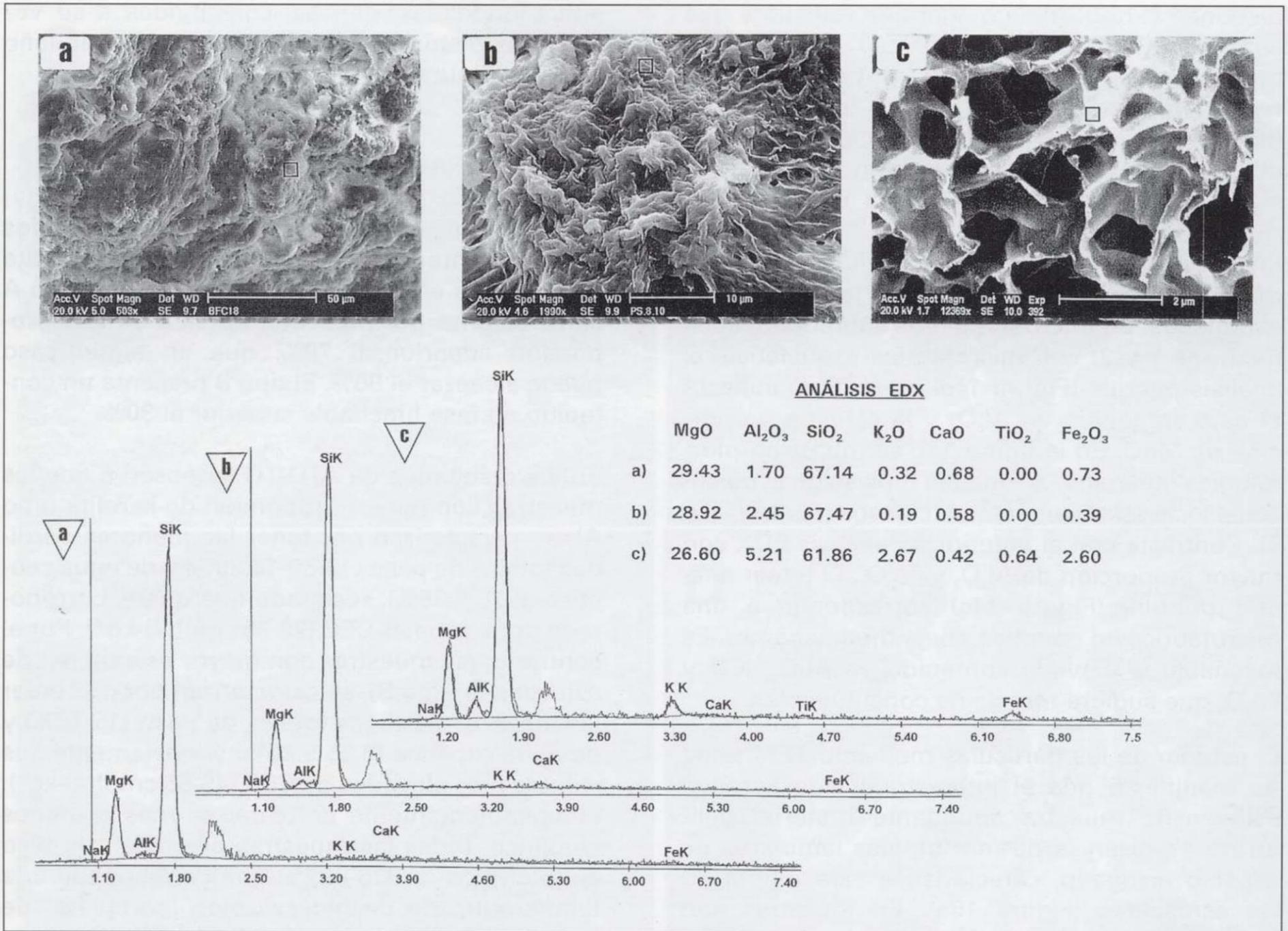


Figura 14. Análisis EDX de las microfábricas diferenciadas: a) esquelética. b) matriz. c) panal de abeja. El cuadrado indica el punto analizado de la muestra.

exotérmico nítido, no siempre presente, a 832-838°C.

2- Se han podido establecer cuatro tipos texturales en función de la relación fracción gruesa (gránulos) / fracción fina (pasta), diferenciándose entre texturas intraclásticas (tipo 1 y 2) y masivas (tipo 3 y 4). Las texturas son claramente edáficas con relaciones C/F que permiten hablar de asociaciones enaulicas, cithónicas y gefúricas en los tipos texturales 1 y 2 y porfíricas en las 3 y 4. La porosidad es predominantemente de tipo intergranular en los tipos 1 y 2 y tipo canal o cavidad en los 3 y 4.

En muestras con morfologías oscuras marrón

rojizas la no existencia de anomalías en el contenido en Fe o Mn y contenidos en carbono orgánico del 0,78% indican la presencia de materia orgánica amorfa finamente dispersa. La suciedad en intraclastos y pasta (moteado) es frecuente en algunas muestras, pudiéndose relacionar con el pequeño tamaño de los constituyentes (inferior a 30 µm) o con la presencia de restos de plantas muy humificadas o de minerales opacos.

El rasgo edáfico más frecuente en las muestras son los recubrimientos de cutanes (coatings) principalmente de arcilla (argilanes) pero también de Fe-Mn (ferranes-manganes). Se han reconocido rellenos tanto sueltos de agregados subredondeados como de calcita en canales. En

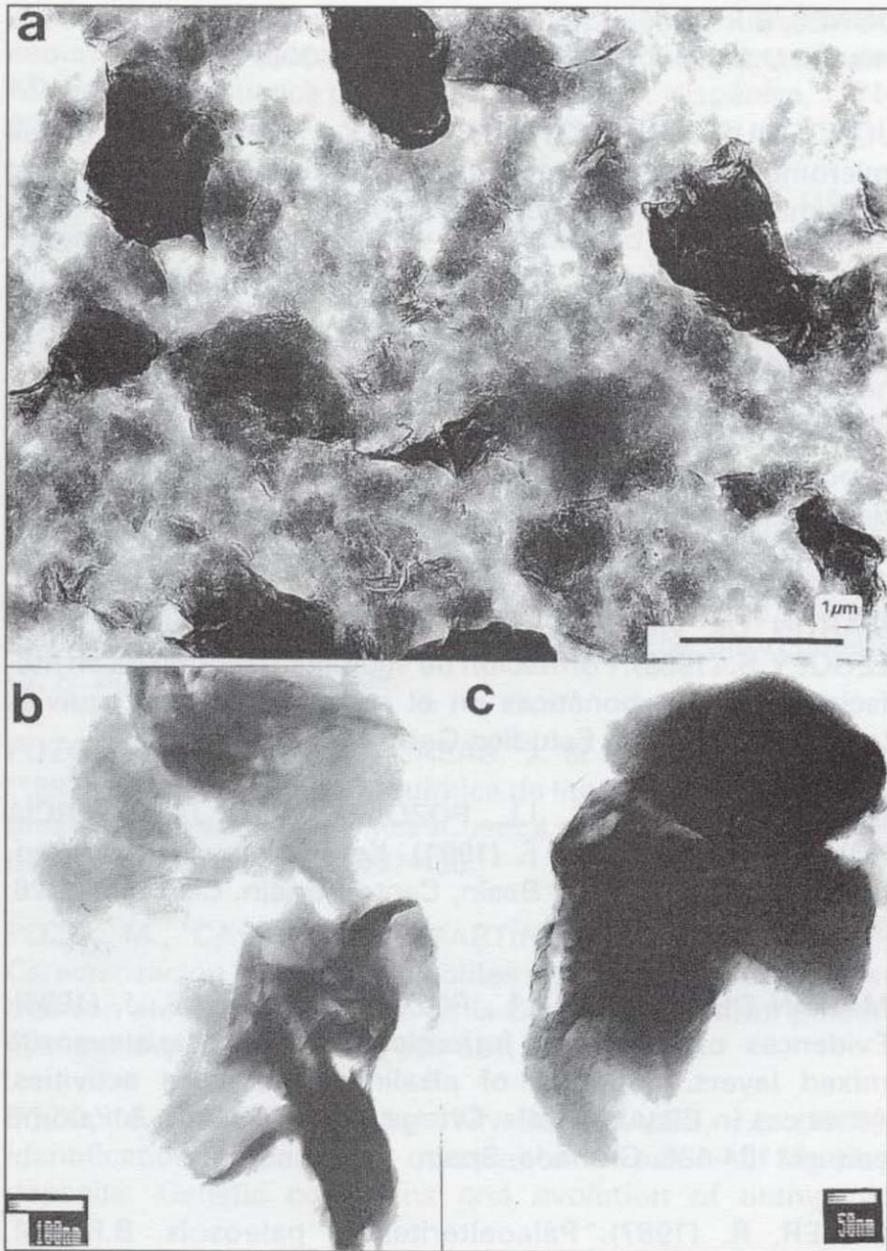


Figura 15. Microscopía electrónica de transmisión (MET)

a) Muestra de partículas laminares con kerolita/estevensita donde se reconocen abundante material geliforme y láminas arrugadas.

b) Morfologías típicas de esmectita en una muestra de kerolita/estevensita de tipo B.

c) Agregados subredondeados constituídos por morfologías coloformales de tamaño menor en una muestra de kerolita/estevensita de tipo A (rica en kerolita).

algunas muestras, especialmente las intraclásticas, se han observado los diferentes estadios de formación de nódulos de carbonato.

3-El estudio mediante MEB confirma las diferencias texturales observadas petrográficamente, destacando el aspecto geliforme de las morfologías y la baja porosidad primaria de los constituyentes de la pasta. En muestras de interestratificados kerolita/estevensita con proporción

importante de la fase hinchable se ha observado preferentemente la presencia de agregados sepiolíticos. Las observaciones ponen también de manifiesto la existencia de estevensita neoformada, presentándose con fabricas "honey-comb" de láminas arrugadas con disposición cara-borde que crecen en el interior de poros secundarios o alrededor de morfologías altamente reactivas.

4-No se ha observado una relación clara entre el tipo de textura y el predominio o no de la kerolita en el interestratificado, habiéndose detectado este mineral como fase predominante tanto en texturas intraclásticas como masivas. En cambio, si parece existir una relación entre gránulos translúcidos de aspecto gelatinoide y predominio de kerolita.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los Proyectos de Investigación **PB 91-0023** y **PB 95-0106-CO2-01**, financiados por la DGICYT.

#### REFERENCIAS

- ALBERDI, M.T., HOYOS, M., JUNCO, F., LÓPEZ MARTÍNEZ, N., MORALES, J., SESE, C. y SORIA, D. (1983). Bioestratigraphie et évolution sédimentaire de l'aire de Madrid. Colloquium Mediterranean Neogene Continental Paleoenvironments and Paleoclimatic Evolution. Montpellier, Avril, pp. 18-23.
- BARTOW, J.A. (1994). Tuffaceous ephemeral lake deposits on an alluvial plain, middle Tertiary of central California. *Sedimentology*. 41: 215-232.
- BELLANCA, A., CALVO, J.P., CENSI, P., NERI, R. & POZO, M. (1992). Recognition of lake-level changes in Miocene lacustrine units, Madrid Basin, Spain. Evidence from facies analysis, isotope geochemistry and clay mineralogy. *Sedimentary Geol.* 76: 135-153.
- BLANCO, J.A., FERNÁNDEZ MACARRO, B. & VICENTE, A. (1992) Un paleosuelo en la unidad intermedia de la Cuenca de Madrid: el yacimiento de sepiolita de Parla. *Actas del III Congreso Geológico de España, Salamanca*. Tomo 1, pp. 206-215.
- BRADLEY, W.H. & FAHEY, J.J. (1962) Occurrence of stevensite in the Green River Formation of Wyoming. *Am. Miner.* 47: 363-375.
- BRADLEY, W.H. & EUGSTER, H.P. (1969) Geochemistry and paleolimnology of the trona deposits and associated authigenic minerals of the Green River Formation of Wyoming. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.* 496 B, 71 pp.

BREWER, R. (1976). Fabric and Mineral Analysis of Soils. R.E. Krieger Publ. Co., Huntington, New York, 482 pp.

BRINDLEY, G.W. (1955). Stevensite, a montmorillonite-type mineral showing mixed-layer characteristics. *Am. Miner.* 40: 239-247.

BRINDLEY, G.W., BISH, D.L. & WAN, H.M. (1977). The nature of kerolite, its relation to talc and stevensite. *Mineral Mag.* 41: 443-452

BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G. & TURSINA, T. (1985). Handbook for soil thin section description. Waine Research Pubs. Albrighton. England. 150 pp.

DARRAGI, F. y TARDY, Y. (1987). Authigenic trioctahedral smectites controlling pH, alkalinity, silica and magnesium concentrations in alkaline lakes. *Chemical Geol.* 63, 59-72.

CHAH, A., FUTZ, B., DUPLAY, J., WEBER, F. & LUCAS, J. (1997). Textural transition and genetic relationship between precursor stevensite and sepiolite in lacustrine sediments (Jbel Ghassoul, Morocco). *Clays & Clay Miner.* 45:378-389

EBERL, D.D., JONES, B.F. & KHOURY, H.N. (1982). Mixed layer kerolite-stevensite from the Amargosa Desert, Nevada. *Clays Clay Miner.* 30-5: 321-326.

GALÁN, E. (1979) The fibrous clay minerals in Spain. Proceedings of the Eight Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Teplice Pp. 239-249.

GALÁN, E. & CASTILLO, A. (1984). Sepiolite-Palygorskite in Spanish Tertiary basins: Genetical patterns in continental environments. In: Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Use (A. Singer and E. Galán, editors). *Developments in Sedimentology*, 37: 87-124. Elsevier, Amsterdam. The Netherlands.

GARCIA, E., BREL, J.M., DOVAL, M. y NAVARRO, J.V. (1990). Caracterización mineralógica y estratigráfica de las formaciones neógenas del borde sur de la Cuenca del Tajo (Comarca de La Sagra). *Bol. Geol. Miner.* 101: 945-956.

GRABOWSKA-OLSZEWSKA, B., OSIPOV, V. & SOKOLOV, V. (1984). Atlas of the Microstructure of Clay Soils. *Panstwowe Wydawnictwo Naukowe*. Varsovia. Polonia. 414 pp.

HAY, R.L. & STOESELL, R.K. (1984) Sepiolite in the Amboseli Basin of Kenya: a new interpretation. In: Palygorskite-Sepiolite, occurrence, genesis and uses. A. Singer & E. Galán editors. *Developments in Sedimentology*, 37: 87-124. Elsevier, Amsterdam. The Netherlands.

HAY, R.L., PEXTON, R.E., TEAGUE, T.T. & KYSER, T.K. (1986). Spring related carbonate rocks, Mg clays, and associated minerals in Pliocene deposits of the Amargosa desert, Nevada and California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 97: 1488-1503.

HAY, R.L., HUGHES, R.E., KYSER, T.K., GLASS, H.D. & LIU, J. (1995) Magnesium-rich clays of the Meerschaum mines in the Amboseli basin, Tanzania and Kenya. *Clays Clay Miner.* 43: 455-466.

JONES, B.F. (1986). Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1578: 291-300.

JONGERIUS, A. & RUTHERFORD, G.K. (1979) Glossary of soil micromorphology. Centre for Agricultural Publishing and Documentation. Wageningen. 138 pp.

KHOURY, H.H., EBERL, D.D. & JONES, B.F. (1982). Origin of magnesium clays from the Amargosa desert, Nevada. *Clays Clay Miner.* 30: 327-336.

LASCORTZ, A., INGLÉS, M. & ORTÍ, F. (1991). Contribución al conocimiento de las sales sódicas del Mioceno de la Cuenca del Tajo en el sector NE de Esquivias. *Bol. Soc. Esp. Miner.* 14: 124-125.

MARTÍN DE VIDALES, J.L., POZO, M., MEDINA, J.M. & LEGUEY, S. (1988). Formación de sepiolita-paligorskita en litofacies lutítico-carbonáticas en el sector de Borox-Esquivias (Cuenca de Madrid). *Estudios Geol.* 44: 7-18.

MARTÍN DE VIDALES, J.L., POZO, M., ALÍA, J.M., GARCÍA NAVARRO, F. & RULL, F. (1991). Kerolite-stevensite mixed-layers from the Madrid Basin, Central Spain. *Clay Miner.* 26: 329-342.

MARTÍN DE VIDALES, J.L., POZO, M. & CASAS, J. (1996). Evidences of stevensite formation from kerolite/stevensite mixed layers. Influence of alkalinity and silica activities. *Advances in Clay Minerals*. Ortega, López Galindo & Palomo editors. 134-136. Granada, Spain

MEYER, R. (1987). Páleoalterites et paleosols. B.R.G.M. Editions, Orleans, 163 pp.

MILLOT, G. (1954) La Ghassoulite, pôle magnésien de la série des montmorillonites. *C. R. Acad. Sci. Fr.* 238: 257-259.

MORENO, A., POZO, M. & MARTÍN RUBÍ, J.A. (1995) Geoquímica del yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias. *Cuenca de Madrid. Bol. Geol. Miner.* 106-6: 559-570.

ORDÓÑEZ, S., CALVO, J.P., GARCÍA DEL CURA, M.A., ALONSO, A.M. & HOYOS, M. (1991). Sedimentology of sodium sulphate deposits and special clays in lacustrine sequences of the Tertiary Madrid Basin (Spain). *I.A.S. Spec. Publ.* 13: 37-53.

PATON, T.R. (1974). Origin and terminology for gilgai in Australia. *Geoderma*, 11: 221-242.

POZO, M. & CASAS, J. (1995). Distribución y caracterización de litofacies en el yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias (Neógeno, Cuenca de Madrid). *Bol. Geol. Miner.* 106-3: 265-282.

POZO, M. y CASAS, J. (1997). Interpretación medioambiental de depósitos siliciclásticos en el sector de Esquivias (Cuenca de Madrid). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 389-406.

POZO, M., MARTÍN DE VIDALES, J.L., VIGIL, R., MEDINA, J.A. and LEGUEY, S. (1986). Neoformación de esmectitas magné-

sicas relacionadas con procesos de paleovertisolización en sedimentos fluvio-lacustres de la "Unidad Intermedia del Mioceno de la cuenca de Madrid". *Acta Geol. Hispánica*, T. 21-22: 63-67.

POZO, M., CASAS, J. MORENO, A. y MEDINA, J.A. (1992). Magnesium clay paleosoils from Madrid Neogene Basin (Spain). *Miner. Petrog. Acta*, 35-A: 235-244.

POZO, M., MORENO, A., CASAS, J. & MARTÍN RUBÍ, J.A. (1996a). Estudio de litofacies con arcillas magnéticas en depósitos lacustres-palustres de la Cuenca de Madrid. *Bol. Soc. Esp. Miner.* 19: 71-83.

POZO, M., MORENO, A., CASAS, J. y MARTÍN RUBÍ, J. A. (1996b). Geochemistry of magnesium rich clays in palustrine-lacustrine facies (Madrid Basin). 4 th. International symposium of the geochemistry of the earth's surface. Short papers (S. H. Bottrell ed.). 205-209.

POZO, M., MORENO, A., CASAS, J. & MARTÍN RUBÍ, J.A. (1997a). Mineralogía y geoquímica de litofacies lacustres marginales en el sector de Pinto (Cuenca de Madrid). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 407-430.

POZO, M., CASAS, J. y MARTÍN RUBÍ, J. A. (1997b). Caracterización y origen de ceolitas en facies lacustres-palustres con arcillas magnéticas de la Cuenca de Madrid. *Boletín Geológico y Minero* 108-6: 569-584. (1997).

POZO, M., CASAS, J. y MARTÍN DE VIDALES, J.L. (1998). Identification of paleosoil occurrence in paludine Mg-clay deposits. Genetic constrains and evolution of authigenic

clays. (Neogene Madrid Basin, Spain). Proceedings of 2nd. Mediterranean Clay Meeting. Universidade de Aveiro. Portugal. 2: 145-149

REYNOLDS, R.C. (1985). NEWMOD, a Computer program for the Calculation of one dimensional Diffraction Patterns of Mixed Layered Clays. R.C. Reynolds, Hanover, U.S.A. 24 pp.

STOESELL, R.K. (1988) 25°C and 1atm. dissolution experiments of sepiolite and kerolite. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 5: 365-374

STOESELL, R.K. & HAY, R.L. (1978) The geochemical origin of sepiolite and kerolite at Amboseli, Kenya. *Contr. Mineral. Petrol.* 65: 255-267.

STOOPS, G. & JONGERIUS, A. (1975) Proposals for a morphological classification of soil materials. I. A classification of related distribution of coarse and fine particles. *Geoderma*, 13: 189-200

SUQUET, H. & PEZERAT, H. (1988). Comments on the classification of trioctahedral 2:1 phyllosilicates. *Clays Clay Miner.* 36: 184-186.

TETTENHORST, R. & MOORE, E.M. (1978). Stevensite oolites from the Green River Formation of Central Utah. *J. Sed. Pet.* 48: 587-594.

TRAUTH, N. (1977). Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France). *Jbel Ghassoul (Maroc). Sci. Géol. Mém.* 49: 1-195.

Original recibido: Noviembre de 1998.

Original aceptado: Diciembre de 1998.

# INFORMACIÓN

## LOS TEXTOS DE MINERALOGÍA EN ESPAÑA A FINALES DEL XVIII: 2.º CENTENARIO DE LA TRADUCCIÓN DE "LA ORICTOGNÓSIA" DE WIDENMANN POR C. HERRGEN (1797).

Por S. ORDÓÑEZ (\*)

### INTRODUCCIÓN

La Orictognósia, según Widenmann, traducción de Herrgen de 1797, es la parte de la Mineralogía, "que nos da a conocer los minerales mediante denominaciones exactas y fijas; con caracteres determinados y suficientes; y con un orden adaptado en lo posible a la Naturaleza". La Mineralogía, se divide en: Orictognósia, Química mineralógica, Geognosia, Geografía mineralógica y Mineralogía económica. La Geognosia, de acuerdo con Herrgen (1802), se define como el conocimiento "...de las masas que forman la superficie de nuestra tierra y su interior: nos explica las diferencias esenciales de estas masas, las revoluciones que demuestran haber sufrido, y sus respectivas épocas de formación...". Por lo tanto la Orictognósia se refiere a lo que actualmente denominamos Mineralogía Descriptiva.

Hasta casi finales del siglo XVIII, en las Universidades españolas, se estudiaba la obra de Cayo Plinio Segundo, traducida por el Licenciado Gerónimo de Huerta (1629), y dedicada al rey Felipe IV. En ella aparecen específicamente dedicados a la Mineralogía los siguientes libros: Libro XXXIII, en el que se contiene la naturaleza de los metales; Libro XXXIII, en el que se contienen los metales de cobre, hierro, plomo y estaño; Libro XXXV, en el que se contiene la honra de la pintura; Libro XXXVI, en el que se contiene la naturaleza de las piedras y diferencias de mármoles; Libro XXXVII, en el que se contiene el origen de las piedras preciosas. Esta obra

carece de cualquier estructura científica sistemática, es una descripción histórico - geográfico - utilitaria de los temas reseñados, y merecería por sí un estudio detallado.

Como se puede ver en Calderón (1910), únicamente en la obra de Guillermo Bowles (1782), "Introducción a la Historia natural de España", se habla de muchos minerales y rocas de España, y se dan noticias de sus yacimientos y aplicaciones. Una importante excepción a la falta de bibliografía mineralógica la constituye la obra de Alvaro Alonso Barba, "El arte de los metales...", publicada en 1640, y en cuyo primer libro se trata "del modo con que se engendran los metales y cosas que le acompañan", ver referencia de Vera (1937).

Por lo tanto, en la época de la traducción que estamos glosando, existía un importante vacío de textos de Mineralogía en lengua castellana; sólo se conoce una "Orygthología", manuscrito inédito, encontrado entre los documentos de Mutis, y que Puche y Ayala (1993) consideran que puede atribuirse a Juan José Elhúyar. Y así se explica que en el prólogo de la traducción, dedicada al Príncipe de la Paz, se haga referencia a esta carencia, diciendo el traductor de "La Orictognósia": "He examinado de algunos años a esta parte, que medios habría para que se instruyese a los Nacionales en términos de descubrir las producciones mineralógicas, que la Naturaleza les ha concedido con mano tan liberal, y de comunicar sus observaciones y descubrimientos, por medio de un idioma científico, fijo y uniforme, y análogo al que los Sabios extranjeros

han establecido desde que se introduxo en la escuelas de Hungría y Alemania". El Príncipe de la Paz, Manuel Godoy, fue figura sin duda controvertida, pero buceando en sus actividades nos encontramos con la sorpresa de que su actuación política no corresponde con el cliché frívolo que a veces se tiene de él, y sirva a título de ejemplo, que Godoy fue el impulsor de la creación de la Escuela Pestalozziana en Madrid en 1806, con una metodología pedagógica, que sería necesario que pasase un siglo para que estas ideas tuvieran, con la Institución Libre de Enseñanza, carta de naturaleza en España, ver Anónimo (1985).

Un aspecto fundamental para entender la traducción pasa por dar una rápida ojeada a la situación de la química a finales del siglo XVIII. Los elementos químicos conocidos hasta el año 1797 según Trifonov y Trifonov (1984), eran: a) carbono, azufre, oro, plata, cobre, hierro, plomo, estaño, mercurio conocidos en la antigüedad; b) fósforo, arsénico, antimonio, bismuto y zinc, que habían sido descubiertos en la Edad Media; c) hidrógeno, nitrógeno y oxígeno que habían sido descubiertos en la atmósfera y en el agua. La idea de que todos los cuerpos combustibles eran la combinación de algo que se transformaba en ácido y un principio de fuego (flogisto) que debía tener un peso negativo, ya que los ácidos pesaban más que el elemento combustible de partida, empezaba a ser cuestionada. El descubrimiento del oxígeno del aire permitió a Lavoisier rechazar la hipótesis del flogisto en 1772, Vera (1937). Lavoisier fue el maestro de Proust (1755 - 1866) otro de los personajes aludidos en el

(\*) Universidad de Alicante.

"Prólogo" de la obra que estamos refrendando. En cuanto a los otros elementos, el cobalto fue descubierto por W. Brandt en 1735; el mineral platino fue traído a Europa por A. de Ulloa en 1748, y del elemento no existe un descubridor concreto; el níquel fue descubierto en 1751 por A. Cronsted; K. W. Scheele (1742-1786), descubre el flúor en 1771, el cloro, el manganeso, el bario (col. con Hahn) en 1774 y el molibdeno en 1778; el wolframio fue descubierto por los hermanos Elhúyar en 1783; el estroncio fue descubierto por A. Crawford en 1790; y el Ytrio fue descubierto por J. Gadolin en 1794.

En el prólogo de la traducción se dice: "Mi traducción estaba ya adelantada, cuando supe, que D. Andrés del Río, que había estudiado la Mineralogía bajo la dirección de Werner en Freiberg, destinado por su S.M. Católica para enseñar esta Ciencia en sus Américas, había conocido, como yo, que en este país faltaba un cuerpo sistemático de doctrina, para servir de basa a la enseñanza de esta Ciencia. El primer tomo que publicó (del Río) pocos años ha, en América...". Efectivamente del Río había editado en 1795, unos "Elementos de Orictognósia" (ver Amorós, 1964), cuyo texto difiere muy poco, se podría decir que era casi un resumen del de Widenmann, si bien quizá la nomenclatura química era más moderna. Ello refleja, por un lado la falta de coordinación entre los dos servidores del Estado, hecho habitual, y por otra parte quizá también que Del Río debería de haber reflejado más claramente el origen de su libro, ya que la coincidencia con la traducción de Widenmann es asombrosa.

Las otras obras de Herrgen han sido recogidas recientemente por Parra y Pelayo (1996). En cuanto a los antecedentes, que le permitieron a Herrgen completar la obra traducida, aparecen citados en Herrgen (1802): a) Un manuscrito de las clases de Werner, de Diego Larrañaga, director de las Minas de Almadén; b) Escritos físico - químicos de Ricardo Kirwan, químico inglés, cuya obra fue traducida al alemán, y publicada en Berlín en 1796; c) Compendio Mineralógico de Ludovico Augusto Emmerling, publicado en Giessen, en 1797; c) Geografía mineralógica de Bohemia de Francisco Ambrosio Reüs; d) Manuscritos de los viajes por España de Guillermo Thalacker, colector del Real Gabinete de Historia Natural.

## BASE TEÓRICA DE LA ORICTOGNÓSIA.

Los minerales o "fósiles", son "cuerpos naturales, inanimados e inorgánicos que se forman encima ó en el interior de la tierra por una mera acumulación de partes". Los caracteres de los "fósiles" en general, y que sirven de base para su clasificación son, según Werner: exteriores, que se perciben mediante los sentidos; químicos o intrínsecos, que se identifican mediante experiencias químicas; físicos, los que identifican por comparación con otros cuerpos; y empíricos, aquellos que intentan definir las asociaciones naturales de los "fósiles". Cada uno de estos caracteres puede contribuir a clasificar los "fósiles", pero se pueden jerarquizar en cada caso, en función de su poder discriminante.

Existen caracteres comunes a todos los fósiles que serían: 1) Color; 2) Coherencia de las partes. Este último carácter permite separar: sólidos, deleznales y fluidos. Otros caracteres comunes a todos los fósiles son: 3) Lustre; 4) Crasitud; 5) Frialdad; 6) Gravedad; 7) Olor; 8) Gusto.

Los caracteres genéricos de los fósiles sólidos serían: 1) Figura exterior: informes, determinadas, regulares o cristalizaciones, heterogéneas o petrificaciones; en conjunto podría asimilarse a lo que actualmente entendemos como hábito cristalino. Las cristalizaciones son las figuras geométricas regulares y únicamente considera: lenticular, tabular, cúbica, prismática, piramidal, octaédrica, dodecaédrica e icosaédrica, "que sirven de basas para la formación de todas las cristalizaciones conocidas". En cuanto a la descripción de los cristales se debe empezar por la figura primitiva, y el número y tamaño de planos, el tamaño del cristal, ángulo entre planos, etc... Las cristalizaciones pueden ser sencillas, pero a veces se presentan cristales unidos de modo regular, a los que Werner llama, "cristales mellizos". Y cuando son tres "Romé d'Isle, y los demás Mineralogistas Franceses los llaman generalmente maclas". Para las petrificaciones fósiles, en el sentido actual de la palabra, sugiere que lo más lógico sería comparar con los seres vivos que "existen todavía". Otros caracteres citados son: 2) Superficie exterior; 3) Lustre interior; 4) Textura; 5) Fractura; 6) Figura de las partes distintas; 7) Diafanidad; 8) Raya; y 9) Tiznadura.

Los ensayos químicos que sirven para la Orictognósia tiene que ser sencillos y con pocos aparatos. La analítica cuantitativa, "determinación de la cantidad y proporción de las partes constitutivas de un fósil", sólo se usa en la Mineralogía Química. El instrumento básico de análisis es el soplete usado sobre carbón de pino, o incluso sobre una cuchara de platino. En estos ensayos se obtendrán emisiones, que pueden caracterizar el mineral, produciéndose "la reducción pura del metal, ó la cal (óxido) metálica pura. Esta cal, fundida luego con bórax, forma luego un vidrio puro, teñido de colores determinados de cada especie de metales". Los ensayos que se pueden hacer por vía húmeda se reducen a aquellos que se pueden realizar mediante el tratamiento con los ácidos: sulfúrico (vitriólico), nítrico, clorhídrico (muriático) y "agua regia" (mezcla de ácido clorhídrico y nítrico en proporción 18: 82) y, así como con los "álkalis". A principios del siglo XIX, se entendía por "álkalis", sustancias sólidas o líquidas que tenían la propiedad de formar jabones con las grasas, distinguiéndose tres: potasa, sosa y amoníaco, Gutiérrez Bueno (1815).

## PARTE PRÁCTICA DE LA ORICTOGNÓSIA

La clasificación básica admitida por Werner en 1792, es conceptualmente idéntica a la de Avicena, publicada a principios del siglo XI, y que contenía los siguientes grandes grupos generales: 1) Piedras, minerales lapídeos no solubles; 2) Sales, minerales lapídeos o terrosos solubles; 3) Combustibles, susceptibles de arder; 4) Metales, pesados con brillo metálico. A partir de estos grupos, que él llama clases, a semejanza de las clasificaciones Biológicas, define familias, según los diferentes metales, tierras, sales y combinaciones químicas sencillas, que hasta dicho momento había descubierto la Química; dentro de las familias se definen las especies minerales. La Escuela de Werner opta por una clasificación ecléctica entre la de los mineralogistas franceses, que consideraban los caracteres exteriores como base para sus clasificaciones, y la de los mineralogistas suecos, basada en la composición química. En la escuela de Werner, ambos tipos de criterios de clasificación se van usando de modo que permitan una clasificación correcta, e incluso se tienen en cuenta aspectos empíricos, como son las asociaciones minerales o paragénesis, que

podrían representar un criterio más racional, ya que reflejan la situación del mineral en la Naturaleza.

## - Tierras

Dentro de la clase de las Tierras (T.) distingue: la T. gergónica, (gergón = circón); la T. adamantina, mal incluida en este grupo, ya que es un elemento combustible, y en la obra de Del Río (1805), lo incluye en ambos, si bien explica que tiene caracteres de tierra, aunque por otra parte arde en la llama; la T. silícea; la T. arcillosa o aluminosa; la T. magnésiana; la T. caliza; la T. pesada o barítica. La Tierra Silícea, se caracteriza por no solubilizarse en ningún ácido, excepto en el "fluórico y en el fosfórico deflogitizado"; en el agua se disuelve menos que las demás sustancias primitivas; no se altera con el fuego; y con dos o tres veces su peso de "álkali fixo" (carbonato sódico o potásico) se funde para dar un vidrio transparente; el álkali fixo caústico, la disuelve por vía húmeda. La tierra aluminosa, forma alumbre (sulfato aluminico potásico) con el ácido vitriólico; forma sales con los ácidos muriático y nítrico; no se altera por el fuego; y es muy poco soluble en agua. El género V, talcoso o magnésiano, lo caracteriza por ser untuoso al tacto y de colores verdes; da la sal amarga (sulfato magnésico) con ácido vitriólico; no se funde al fuego pero pierde hasta un 55% en peso. El género VI, calizo, se caracteriza por disolverse en todos los ácidos, con el vitriólico da yeso, con el nítrico el nitro calizo, con el muriático la "sal amonia fixa" (cloruro cálcico), con el ácido "fluórico" forma el espato flúor; al fuego se transforma en cal viva o cáustica. En este género incluye los fluoruros, fosfatos y sulfatos de calcio, que evidentemente no responden a las características generales que da para el género, al describir las especies correspondientes hace algunas aclaraciones que subsanan la deficiente definición genérica. El género VII, barítico o de tierra pesada, lo define de modo parecido al calizo, del que se diferencia porque las sales tienen mayor peso específico. El género VIII, estroncianítico, sólo tiene una familia, y asegura que se diferencia de las otras tierras aunque no está suficientemente conocida. El género IX, arena austral, lo describe como un material detrítico procedente de Australia o Polinesia, y que sólo es soluble en ácido muriático, en caliente.

## -Sales.

La segunda clase del sistema mineralógico, las sales, comprende "aquellos cuerpos minerales, que excitan algún sabor determinado... y se disuelven en una cantidad de agua hirviendo, doscientas veces (mayor) que su peso". Dentro de las Sales, distingue dos géneros, "ácidos" y "álkalis". Las cuatro familias de ácidos son: vitriólico = sulfúrico, muriático = clorhídrico, nítrico y sedativo = bórico, no incluye el ácido fosfórico y el ácido fluorhídrico, por considerar que sus compuestos no presentan propiedades semejantes a las sales. Los ácidos se encuentran en la naturaleza combinados con el álkali mineral (carbonatos sódicos y potásicos), y con las tierras alcalinas, y con las cales de los metales. El orden I, álkalis minerales, corresponde a fases de carbonato sódico y cálcico. El orden II, las sales ácidas, comprende: el género I, sales ácido vitriólicas; el género II, ácido nítrico; el género III, ácido muriático; y el género IV, el ácido "borácico o sedativo".

## - Combustibles minerales.

La tercera clase del sistema mineralógico, los cuerpos minerales combustibles, se caracterizan por: a) consumirse en el fuego con llama y desprender gases; b) se disuelven en aceites y no en agua; c) tiene poca dureza y peso específico; y d) muestran baja conductividad. El género I, betunes de tierra, "parecen deber su origen al reyno vegetal", no se pueden clasificar sistemáticamente, porque no se les ha hecho análisis químico. Aunque las familias que se describen son a veces difíciles de identificar, e incluso puede haber repeticiones, bitúmenes, petróleo, asfaltos, carbón, ámbar..., quedan recogidos en la clasificación. En cuanto al género II, azufre, señala el texto que debería ser incluido con las sales de vitriolo, sin embargo, dado que no tiene ninguno de los caracteres de las sales, y "tiene... semejanza con los betunes de tierra, tanto en su mezcla como en el modo con el que se altera al fuego... no tengo inconveniente en colocarle como familia particular de un género de esta tercera clase". En cuanto al género III, grafito, "parece formar el tránsito de los cuerpos combustibles, a los metálicos", y de ahí su posición sistemática.

## - Metales

La cuarta clase del sistema mineralógico

la constituyen los diez y ocho metales conocidos en la época, en ellos "se han establecido tres diferentes estados, en los que se puede encontrar cada uno de los metales conocidos: ésto es nativo, mineralizado y oxigenado". Un metal se denomina nativo, "quando sale de la naturaleza ya tan perfecto, que se puede trabajar sin más preparativo que quitarle su matriz". Se dice mineralizado cuando se halla unido con los ácidos o el azufre de modo que pierde su aspecto metálico, y no adquiere este aspecto hasta que se separa del agente "mineralizador". Los metales oxigenados, o "cales o tierras metálicas, que se forman de los metales nativos, ya por la descomposición de las minas, ya por la privación de mayor ó menor cantidad de la materia inflamable. Privado un metal nativo de alguna proporción de materia inflamable... pierde su aspecto metálico, su coherencia, su fusibilidad, y la gravedad específica que tenía: aumenta de peso específico...; si se une otra vez esta cal metálica en el fuego con alguna materia inflamable... recobra las propiedades perdidas...". En el Anexo I, se ha recogido la clasificación de los metales propuesta.

Los "fósiles compuestos" o rocas se recogen en la parte final de la traducción, no representa una verdadera clasificación "petrológica", e incluso el mismo autor escribe en su obra "extracada de varias obras alemanas de la Escuela de Werner, y aumentada con observaciones hechas en la península", Herrgen (1802).

## CONSIDERACIONES FINALES

- La traducción de Herrgen, representó un importante avance en cuanto a la posibilidad de disponer de un texto de Mineralogía, ya que aunque del Río había escrito la primera parte de su obra, síntesis también de las clases de Werner, en 1795, la segunda parte que comprende combustibles, metales y rocas no fue publicada hasta 1805.

- La traducción de Herrgen y la obra de Del Río, presentan, como se ha señalado, asombrosas coincidencias, por lo que se puede pensar que están tomadas de un fuente común, sin embargo la obra de Del Río, es más sintética, y quizá los términos químicos son más modernos.

- Las dos obras puede considerarse que estaban al día para su época, y quizá

ambas representan un cambio importante en la enseñanza de la Mineralogía en España. Los alumnos de Herrgen, Donato García, Martín de Párraga, Ramón Espiñeira, Francisco Carbonell, Andrés Alcón i Calduch enlazan con los geólogos y químicos españoles del siglo XIX.

AGRADECIMIENTOS: Agradezco a D. Francisco Javier Ayala-Carcedo la revisión de este manuscrito.

## 5. REFERENCIAS

ANÓNIMO (1985) Historia de la Educación en España. I Del Despotismo Ilustrado a las Cortes de Cádiz. Ministerio de Educación y Ciencia. 436 pág.

ALONSO BARBA, A. (1640) El arte de los metales, en que se enseña el verdadero beneficio de los de oro y plata por el azogue, el modo de fundirlos y como se han de apartar unos de otros. Imprenta del Reyno. 120 pág.

AMORÓS, J.L (1964) Notas sobre la historia de la Cristalografía y la Mineralogía V. La "Orictognósia" de Andrés del Río. Bol. Soc. Esp. Historia Nat. (Geol.) 62, 199-220.

BOWLES (1782) Introducción a la Historia Natural y a la Geografía Física de España. Madrid.

DEL RÍO, ANDRÉS MANUEL (1795-1805). Elementos de Orictognósia o del conocimiento de los fósiles dispuestos según los principios de A.G. Werner. Edición facsímil con un estudio de J.L. Amorós Portolés. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid. 2 tomos en un volumen: 1º t. 171, 2º t. 200 pág.

GUTIÉRREZ BUENO, P. (1815) Prontuario de Química, Farmacia y Materia Médica. Imprenta de Villapando. Madrid. 269 pág.

HERRGEN, CH. (1802) Descripción Geognóstica de las rocas que componen la parte sólida del globo terrestre, extractada de varias obras alemanas de la escuela de Werner, y aumentada con observaciones hechas en la Península. Imprenta Real Madrid. 224 pág.

PARRA, D. Y PELAYO, F. (1996) Christian Herrgen y la institucionalización de la Mineralogía en Madrid, Asclepio, XLVIII, 163-181

PLINIO SEGUNDO, C. (1629) Historia Natural de... Trad. por el Licenciado Gerónimo de Huerta,... y ampliada por el mismo con Escolios y Anotaciones, en que declara lo oscuro y dudoso, y añade lo no sabido hasta estos tiempos. 2 tomos: 1º t. 907 y 2º t. 710 pág. Imprenta de Juan González. Madrid.

PUCHE, O, y AYALA-CARCEDO, F.J. (1993) La "Oryctología" de Juan José Elhúyar (1754-1796) y la "Orictognósia" de Andrés Manuel del Río (1764-1849) primeros tratados geológicos escritos por españoles, en América. Bol. Geol. Minero. 104 (1) 72-108.

VERA, F. (1937) Historia de la Ciencia. Librería Joaquín Gil, Editor. Barcelona. 684 pág.

TRÍFONOV, D.N. y TRÍFONOV, V.D. (1984) Como fueron descubiertos los elementos químicos. Editorial Mir. Moscú. 296 pág.

WIDENMANN, J. F. G. (1797) La Orictognósia. Trad. de Ch. Herrgen. Imprenta Real de Madrid. 2 tomos: 1º t. 396 y 2º t. 466 pág.

## APÉNDICE I

### CLASIFICACIÓN DE LOS MINERALES :

#### - FÓSILES SENCILLOS.

#### CLASE 1ª TIERRAS Y PIEDRAS

Gen. I *Labrapiedras*  
Gergónico.

Gen. II Espático adamantino. ?

Gen. III Silíceo.

Fam. 1 Diamante ( ?)  
Fam. 2 *Chrisoberilo*  
*Crisolita*  
Fam. 3 Zafiro.  
Fam. 4 Rubí espinela.  
Fam. 5 Jacinto.  
Fam. 6 Granate.

Fam. 7 Olivino.  
Fam. 8 Crisólita.  
Fam. 9 Topacio.  
Fam. 10 Esmeralda.  
Fam. 11 Berilo.  
Fam. 12 Chorlo  
(Turmalinas).

Fam. 13 Leucito (Granate blanco/volcánico).

Fam. 14 Chorlo vidrioso.  
Fam. 15 Cuarzo.  
Fam. 16 Roca córnea.  
Fam. 17 Pedernal.  
Fam. 18 Jaspe.  
Fam. 19 Calcetonia.  
Fam. 20 Ópalo.  
Fam. 21 Lythoxilon.  
Fam. 22 Piedra pez.  
Fam. 23 Feldespato.  
Fam. 24 Obsidiana.  
Fam. 25 Piedra pómez.  
Fam. 26 Trípoli.  
Fam. 27 Chrisoprasa.  
Fam. 28 Prehnita.  
Fam. 29 Zeolita.  
Fam. 30 Piedra cruciforme.  
Fam. 31 Lapislázuli.  
Fam. 32 Tremolita.  
Fam. 33 Lepidolita.  
Fam. 34 Pizarra silícea.

Gen. IV Arcilloso o aluminoso.

Fam. 1 Tierra arcillosa pura.  
Fam. 2 Arcilla común.  
Fam. 3 Pizarra arcillosa.  
Fam. 4 Pizarra arcillosa bituminosa.  
Fam. 5 Pizarra aluminosa.  
Fam. 6 Tierra aluminosa.  
Fam. 7 Piedra aluminosa.  
Fam. 8 Pizarra de amolar.  
Fam. 9 Mica.  
Fam. 10 Sin nombre.  
Fam. 11 Blenda córnea (Hornblenda).  
Fam. 12 Trapp.  
Fam. 13 Basalto.  
Fam. 14 Tierra verde.  
Fam. 15 Tierra amarilla.  
Fam. 16 Tierra de bataneros.  
Fam. 17 Tierra de Lemnos.  
Fam. 18 Lithomarga.  
Fam. 19 Xabón de montaña.

Gen. V Talcoso o magnesiano.

Fam. 1 Talco.  
Fam. 2 Chlorito.  
Fam. 3 Esteatita.  
Fam. 4 Espuma de mar.  
Fam. 5 Piedra nefrítica.  
Fam. 6 Jade.  
Fam. 7 Serpentina.  
Fam. 8 Asbesto.  
Fam. 9 Cianito.  
Fam. 10 Piedra radiada.  
(*Tremolana*)

Gen. VI Calizo.

Fam. 1 Creta.  
Fam. 2 Piedra caliza compacta.  
Fam. 3 Piedra caliza folicular.  
Fam. 4 Estalactita caliza.

Fam. 5 Oolita.  
Fam. 6 Espato pizarroso.  
Fam. 7 Espato manganesado.  
Fam. 8 Espato magnésiano.  
Fam. 9 Piedra hedionda.  
Fam. 10 Marga.  
Fam. 11 Marga pizarrosa bituminosa.  
Fam. 12 Fosfatos de cal.  
Fam. 13 Borato de cal.  
Fam. 14 Fluatos (fluoruros) de cal.  
Fam. 15 Sulfatos de cal.  
Fam. 16 Yeso folicular.

Gen. VII Barítico.

Fam. 1 Carbonato de barites (Whiterita).  
Fam. 2 Sulfato de barites (Espato barítico).  
Fam. 3 Piedra hepática.

Gen. VIII Strontianítico.

Gen. IX Arena austral ( ?)

#### CLASE 2ª SALES

Ord. I Álkalis  
Gen. I Álkalis minerales

Ord. II Sales ácidas.  
Gen. I Sales ácido-vitriólicas.

Fam. 1 Vitriolo nativo de hierro.  
Fam. 2 Vitriolo de cobre.  
Fam. 3 Vitriolo de zinc.  
Fam. 4 Manteca de montaña (sulfato de aluminio)  
Fam. 5 Sal capilar.  
Fam. 6 Alumbre nativo.  
Fam. 7 Sal amarga (sulfato magnésico).  
Fam. 8 Sal milagrosa nativa (mirabilita).  
Fam. 9 Sal amoniaca secreta nativa (sulfato amónico).  
*Sulfatos de cobre* (*Caparrosa azul*).  
*Sulfato de hierro* (*Caparrosa verde*).  
*Sulfato de zinc* (*Caparrosa blanca*)

Gen. II Ácido nitroso.  
Fam. 1 Nitro común.  
Fam. 2 Nitro calizo.

Gen. III Ácido muriático.  
Fam. 1 Sal común.

Fam. 2 Sal amoniaca nativa.  
*Muriatos de mercurio* (*Mineral de Mercurio corneo*).  
*Muriatos de plata* (*Mineral de Plata córnea*).  
*Muriato de antimonio*.

Gen. IV Ácido borácico o sedativo.  
Fam. 1 Borâx nativo o atincar.

*Carbonatos*  
*Carbonato de plomo* (*Mineral de Plomo blanco; idem negro*)  
*Prusiatos* (*sales de ácido cianhídrico*)  
*Prusiatos de hierro* (*Azul de Prusia*).

*Molibdatos*  
*Molibdatos de plomo* (*Mineral de Plomo amarillo*)

*Arseniatos*  
*Arseniatos de cobre*  
*Fosfatos*  
*Fosfatos de plomo* (*Plomo verde y Plomo pardo*).

#### CLASE 3ª CUERPOS MINERALES COMBUSTIBLES.

Gen. I Betunes de tierra.  
Fam. 1 Aceyte de montaña (Petróleo).  
Fam. 2 Malta.  
Fam. 3 Asfalto.  
Fam. 4 Carbón de piedra.  
Fam. 5 Leña bituminosa fósil.  
Fam. 6 Turba pez.  
Fam. 7 Succino (ambar).  
Fam. 8 Piedra melada.

Gen. II Azufre.  
Gen. III Graphitos.  
Fam. 1 Graphito.  
Fam. 2 Blenda carbonosa.

#### CLASE 4ª METALES

Gen. I Platina.  
Gen. II Oro.  
Fam. 1 Oro nativo.  
Fam. 2 Mina de oro de Nagyag.

Fam. 3 Mina de oro graphico.  
Gen. III Plata  
Fam. 1 Plata nativa.  
Fam. 2 Plata nativa aurífera.  
Fam. 3 Plata nativa antimonial.  
Fam. 4 Plata nativa arsenical.  
Fam. 5 Plata aereada.  
Fam. 6 Plata córnea.  
Fam. 7 Plata negra.  
Fam. 8 Plata vidriosa.  
Fam. 9 Plata vidriosa agria.  
Fam. 10 Plata roxa.  
Fam. 11 Plata blanca.

Gen. IV Azogue.  
Fam. 1 Azogue nativo.  
Fam. 2 Amalgama nativa de plata.  
Fam. 3 Azogue corneo.  
Fam. 4 Aethiope mineral nativo.  
Fam. 5 Cinabrio.  
Fam. 6 Azogue hepático.

Gen. V Cobre  
Fam. 1 Cobre nativo.  
Fam. 2 Cobre vidrioso.  
Fam. 3 Cobre color de violeta.  
Fam. 4 Pirita de cobre.  
Fam. 5 Cobre blanco.  
Fam. 6 Cobre gris.  
Fam. 7 Cobre negro.  
Fam. 8 Cobre roxo.  
Fam. 9 Cobre color teja.  
Fam. 10 Azul de cobre.  
Fam. 11 Malaquita.  
Fam. 12 Verde de cobre.  
Fam. 13 Verde de cobre ferruginoso.  
Fam. 14 Arseniato de cobre.  
Fam. 15 Muriato de cobre.

Gen. VI Hierro.  
Fam. 1 Hierro nativo.  
Fam. 2 Hierro magnético.  
Fam. 3 Pirita de hierro magnético.  
Fam. 4 Pirita de azufre (común, radiada, hepática)  
Fam. 5 Hierro especular.  
Fam. 6 Mina de hierro roxo.  
Fam. 7 Mina de hierro pardo.  
Fam. 8 Mina de hierro espático.  
Fam. 9 Mina de hierro arcilloso.

Fam.10	Mina de hierro fosfórico.	Fam. 4	Cobalto térreo negro.	Fam. 1	Pórfido.
Fam.11	Hierro térreo azul (Azul de Prusia).	Fam. 5	Cobalto térreo pardo.	Fam. 2	Roca gris.
Fam.12	Hierro térreo verde.	Fam. 6	Cobalto térreo amarillo.	Fam. 3	Basalto.
Fam.13	Esmeril.	Fam. 7	Cobalto térreo roxo.	Fam. 4	Amigdaloides.
				Fam. 5	Pórfido pizarroso.
Gen. VII	Plomo.	Gen. XIII	Nícolo ( <i>Nikelo</i> ?).	Clase segunda	
Fam. 1	Galena.	Fam. 1	Nícolo de cobre.	Gen. I	
Fam. 2	Mina de plomo azul.	Fam. 2	Ocre de nícolo de cobre.	Fam. 1	Roca arenisca.
Fam. 3	Mina de plomo pardo.			Fam. 2	Brechas.
Fam. 4	Mina de plomo negro.	Gen. XIV	Manganesa.	Gen. II	
Fam. 5	Mina de plomo blanco.	Fam. 1	Manganesa radiada.	Fam. 1	Lava esponjosa.
Fam. 6	Mina de plomo verde.	Fam. 2	Manganesa negra.	Fam. 2	Lava compacta.
Fam. 7	Mina de plomo roxo.	Fam. 3	Manganesa térrea.		
Fam. 8	Mina de plomo amarillo.	Fam. 4	Manganesa roxa.		
Fam. 9	Plomos térreos.				
Gen. VIII	Estaño.	Gen. XV	Molibdena.		
Fam. 1	Pirita de estaño.	Fam. 1	Plomo de agua.		
Fam. 2	Estaño leñoso.	Gen. XVI	Arsénico.		
Fam. 3	Estaño común o vidrioso.	Fam. 1	Arsénico nativo.		
		Fam. 2	Pirita arsenical.		
		Fam. 3	Oropimente.		
		Fam. 4	Cal nativa de arsénico.		
Gen. IX	Bismuto.	Gen. XVII	Tungstena ( <i>Scheelío</i> ).		
Fam. 1	Bismuto nativo.	Fam. 1	Tungstena blanca ( <i>Scheelino</i> ).		
Fam. 2	Bismuto especular.	Fam. 2	Wolfrám.		
Fam. 3	Ocre de bismuto.				
Gen. X	Zinc.	Gen. XVIII	Uranito.		
Fam. 1	Blenda (negra, parda, amarilla).	Fam. 1	Blenda picea ( <i>Pezblenda</i> ).		
Fam. 2	Zinc espático.	Fam. 2	Mina de uranito verde.		
Fam. 3	Calamina.				
Gen. XI	Antimonio.				
Fam. 1	Antimonio nativo.				
Fam. 2	Mina de antimonio gris.				
Fam. 3	Mina de antimonio roxo.				
Fam. 4	Mina de antimonio blanco.				
Fam. 5	Ocre de antimonio.				
Fam. 6	Mina de antimonio amarillo				
Gen. XII	Cobalto.				
Fam. 1	Cobalto especular.				
Fam. 2	Cobalto blanco metálico.				
Fam. 3	Cobalto gris metálico.				

## FOSILES COMPUESTOS:

## Clase primera

Gén. I	(partes determinadas de la mezcla)
Fam. 1	Granito.
Fam. 2	Sienito.
Fam. 3	Roca verde.
Fam. 4	Granitino.
Fam. 5	Roca topaciana.
Gen. 2	(unidos por un gluten principal)

## Clase segunda

Gen. I	
Fam. 1	Roca arenisca.
Fam. 2	Brechas.
Gen. II	
Fam. 1	Lava esponjosa.
Fam. 2	Lava compacta.

## DE LAS ROCAS:

## Rocas primitivas

Granito.  
Gneis.  
Micapizarra.  
Caliza primitiva.  
Sienita.  
Serpentina.  
Roca verde.  
Pizarra.  
Pórfido.  
Quarzo.  
Roca de topacios.

## Rocas de transición.

Silizapizarra.  
Caliza de transición.  
Vácia gris.  
Rocas de capas.  
Pizarra  
Arenisca  
Carbón.  
Hierro arcilloso.  
Caliza alpina.  
Salgema.  
Yeso.  
Creta.

## Rocas de Trap.

Basalto.  
Almendrilla.  
Vácia.  
Pórfiopolizarra.

## Rocas volcánicas.

Nota : Todo el texto de este anexo escrito en cursiva corresponde a las diferencias substanciales advertidas entre el texto de Herrgen (1797) y el del Río (1795) y (1805).

## MEMORIA SOBRE LA ORGANIZACIÓN, DESARROLLO Y TRABAJOS REALIZADOS EN EL XLIV CAMPAMENTO PARA PRÁCTICAS DE GEOLOGÍA "PIRINEO CENTRAL 1998"

Por L. M.<sup>a</sup> RÍOS, J. M. CHARLET y F. BODEGA

## INTRODUCCIÓN

En los días del 8 al 27 de Julio de 1998 se desarrolló, en su escenario tradicional del Pirineo central meridional (provincia de Huesca y confines con la provincia de Lérida) ya en su 44<sup>a</sup> edición; desde que en 1955 tuvo lugar el I Campamento para prácticas de Geología, organizado por su fundador el Profesor Ríos García (cf. J.M.<sup>a</sup> Ríos García, 1995, Notas y Comunicaciones nº 40, pp 115-131), quien tuvo así la buena idea y la feliz iniciativa de suplir la carencia de salidas al campo. Iniciativa bien acogida por las Empresas y Organismos que desde un principio, y año tras año, la apoyaron. Desde sus orígenes es una actividad voluntaria abierta a los alumnos, de la Escuela de Minas de Madrid y de otros Centros, que mostrasen buena preparación para sacar provecho de la misma.

Desde 1989 en que, considerado cumplido en lo esencial el objetivo de la realización de la parte del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000 en las partes de más difícil acceso de la Cadena (Hojas del proyecto MAGNA: Bielsa, Liena, Broto, Sallent, Bujaruelo y Benasque, 1973 a 1991, L.M.<sup>a</sup> Ríos Aragüés *et al.*; y partes sustanciales de otras: Ansó y Zuriza: Memoria del XXXIII Campamento "Hecho 1987",

Bol. Geol. y Minero, 99-I, pp 145-148, 1988), esta actividad de campo ha ido tomando la modalidad de Cursillo de Geología sobre el propio terreno. (cf. L.M.<sup>a</sup> Ríos Aragüés *et al.*, memoria Campamento de 1991, Bol.Geol. y Minero, 103-I, 3 pp). Se ha seguido eligiendo el mes de Julio para ello, ya que, dentro del año, es el mes de menor pluviometría y el que cuenta con los días de más horas de luz.

En los dominios de las ciencias que se ocupan del aprovechamiento de los recursos naturales, en el sentido más amplio, la Geología ocupa un lugar de primer orden al lado de otras ciencias básicas como la Física, Química, etc, por así decir "más duras", porque suelen emplear mucho más, en su desarrollo, un lenguaje fundamentado a su vez en las Matemáticas. La Geología en su discurrir, a veces emplea eficazmente en casos concretos o simplificados una formulación exacta, pero en otras, y en particular en los aspectos generalistas de introducción a la misma, tiene que prescindir de dicha formulación y utilizar un método de pensamiento que, no obstante, se puede considerar lógico y que es considerado como tal.

La enseñanza de estas ciencias básicas, requiere, por parte del alumno, la realización de prácticas en forma de

ejercicios o problemas en aula, o en forma de ensayos en los respectivos laboratorios. Es obvio que esta componente práctica ha de ayudar al alumno a fijar e interrelacionar los conceptos, ya sea en su aplicación a otras parcelas teóricas, o ya sea a percibir los aspectos de sus utilidades en una u otra actividad profesional.

Si consideramos este aspecto experimental que las Ciencias tienen en su trabazón para su desarrollo o su enseñanza como tales, encontramos que la fenomenología que toda Ciencia ha de tratar de comprender en su realidad y explicar, en el caso de la Geología, en los procesos más importantes de que se ocupa, interviene una variable que es el tiempo que no es posible controlar experimentalmente. Cuando en otras Ciencias, (también en Petrografía o en Geofísica), vamos al "campo experimental o campo de observación, medida y estudio", en Geología vamos al campo en el sentido llano de la palabra, en definitiva al terreno (de *Terra*).

Es en ese escenario, mejor cuanto más accidentado y descarnado sea, donde podemos ver y tocar los resultados de un, por así decir, "experimento" que la *Natura* realizó durante muchos millones de años (muchos **Ma**). Para ese estudio podemos tomarnos el tiempo que oportunamente queramos, gene-

ralmente nada fugaz; pero, a diferencia con otras Ciencias, al ser el experimento irreplicable, tenemos que atenernos a la reconstrucción más lógica del proceso que explique esos resultados.

Los anteriores párrafos, si no han agotado la paciencia del lector, tratan de apoyar la justificación de la actividad en el campo para el Estudio de la Geología para, al menos, aquellos alumnos que acuden de modo voluntario tanto de la Escuela de Minas de Madrid como de otros Centros. No olvidemos que otro de los fines de estos campamentos es la convivencia de participantes de otras procedencias con lo que ello conlleva de mutuo enriquecimiento en el plano humano y en el del aprendizaje de la Geología.

No obstante, estamos todavía lejos, en nuestros calendarios y presupuestos, de la importancia que al campo se le da en otros lugares y de forma reglada. Por ejemplo, la Universidad de Indiana organiza, para alumnos ya iniciados, estancias de 6 semanas en continuo en las *Tobacco Root Mountains*, en el SO de Montana, donde los alumnos permanecen inmersos *living and breathing geology* ("Field camps in jeopardy". Geotimes, v.42-2, Feb. 1997, pp 10-11).

Siempre que esté vivo el interés por parte de los alumnos participantes, los organizadores de estos Campamentos, trataremos de continuar esta labor que en los últimos diez años ha tomado la forma de un cursillo de Geología sobre el propio terreno. Sobre un terreno conocido, los instructores podemos elegir los itinerarios más interesantes en cuanto a diversidad de temas, y ello en condiciones de afloramientos locales o panorámicos excelentes, como son los del Pirineo central sur. Tenemos que agradecer el apoyo moral de numerosas personas, entre las que se cuentan antiguos campamentistas, para proseguir con los campamentos del Pirineo.

Como en años anteriores, ha habido tres etapas según sendas bandas o franjas transversales y bases sucesivas en Hecho, Morillo de Tou (río Cinca) y Benasque. En estos lugares de alojamiento se nos recibe amigablemente, "a los de Minas" con el máximo de

atención y cordialidad desde hace muchos años. Estas tres franjas tienen un grado de dificultad creciente en los temas y ejercicios propuestos; desde materiales sedimentarios con tectónica alpina relativamente sencilla, pasando por una región en la que se pueden deducir las relaciones entre unidades de manto de corrimiento, hasta el basamento donde se presenta la organización de rocas ígneas y metamórficas del ciclo anterior al alpino.

El campamento está básicamente subvencionado por la Escuela de Minas (Universidad Politécnica de Madrid) y por el Instituto Tecnológico Geominero de España, aunque también nos infunden ánimos los donativos que gustosamente aceptamos de otras procedencias. Ello permite que la cuota de inscripción sea sólo una parte, (algo menos de la mitad), del coste real a repartir entre los alumnos participantes. Vaya nuestro cálido agradecimiento a estas colaboraciones.

También este año contamos con el inestimable apoyo de un vehículo todo-terreno cedido por el ITGE así como de su conductor Manuel Illán siempre con su buena disposición y pericia. Ello, aparte de solucionar el transporte de aproximación, nos posibilita en algunos casos que los puntos de principio y final de itinerarios a pie estén distantes, cubriendo así mejor los objetivos correspondientes.

Mención especial y cordial agradecimiento merece la labor de D. Julián Vega Esteban quién desde 1963 viene actuando como secretario.

A continuación, además de lo que podría ser un informe de actividades, destacaremos algunas reflexiones de orden geológico que surgieron durante las conversaciones con los alumnos y, a veces, por parte de éstos. En el permanente coloquio con los alumnos, algunas de estas reflexiones resultan ideas felizmente constructivas para ciertos aspectos de la Geología. La experiencia nos dice, una vez más, que hay excelentes ocurrencias que surgen en el diálogo. Diría el sabio que, incluso en terrenos tan trillados como estos, siempre hay algo perfectible y nunca se termina de aprender, incluyendo a los instructores también.

## DESARROLLO DEL CAMPAMENTO.

**Día 8.** Miércoles. Recepción y alojamiento en Hecho.

**Día 9.** Recorrido, en parte a pie y en parte en vehículos, del alto río Aragón Subordán: Paleozoico del basamento en la parte norte, facies Culm sobre las calizas basales del Carbonífero. Permiano de Aguas Tuertas: reconstrucción del tipo de perfil de su cuenca intramontañosa post-hercínica.

Travesía de la Boca del Infierno, entalladura del río Aragón Subordán a través de las Sierras calcáreas surpirenaicas formadas por el Mesozoico y Terciario basal. Mesozoico discordante sobre el Paleozoico, a partir del Cenomanense superior:

\* Dos tramos margosos en la serie del Senonense superior resultado del cambio lateral de las areniscas de Marboré de Este a Oeste (cf. Memoria del Campamento de "Hecho 1987").

\* Calizas de base del Terciario con algunos dispositivos tectónicos entre el Cretáceo y el Paleoceno en la salida sur de la Boca del Infierno.

\* Flysch eoceno: reflexiones sobre una megacapa intercalada: olitostromas+megacapa.

**Día 10.** Domingo. Margas marinas de Jaca (o de la "canal de Berdún") suprayacentes al flysch.

Ascenso hasta los contrafuertes sur del macizo del Aspe. Ejercicio de diferenciación en el paisaje de formaciones vistas el día anterior. Panorámica de la sección N-S, corte natural tectónico, en el río Aragón a través de las Sierras cretáceo-paleocenas de Ip-Collarada. Evidencia, en dicho corte, de dos fases compresivas de deformación.

Después de comer, vistazo a los abundantes olistolitos en la prolongación de la megacapa vista el primer día al Norte de San Pedro de Siresa.

Estudio de las turbiditas sobre ejemplos de secuencia unitaria tipo Bouma. Algunos criterios de análisis de cuencas de tipo flysch.

Visita a un afloramiento, cerca de

Atares, representativo de las facies transicionales de marinas a continentales en el Eoceno superior: ejemplo de abanico de desembocadura de canal de delta.

**Día 11.** Vistazo al borde norte de las molasas continentales post-tectónicas del ciclo alpino en el valle del Ebro: Abanicos aluviales en los Mallos de Riglos. A continuación, por la carretera de La Peña a Jaca, con desplazamientos en coche, corte del sinclinatorio oligoceno del Guarga en facies continentales. Comida junto a la fuente de un mas restaurado cerca del puerto de la peña Oroel.

**Día 12.** Martes. Por la mañana en Hecho, dibujo a escala 1/100.000 del corte realizado el día anterior. Entrenamiento en la visión en relieve sobre fotogramas aéreos con el estereoscopio de bolsillo.

Por la tarde tiempo libre. Visita optativa a la iglesia románica de San Pedro de Siresa.

**Día 13.** Subida hasta el collado Foratón desde el final de la carretera de Lizara (400 m de desnivel). Croquización sobre foto aérea (vista con estereoscopio de bolsillo) de los principales rasgos de la cartografía por las unidades litoestratigráficas visibles en el terreno y ya conocidas de días anteriores. Flancos sur de las montañas de Agüerri, Bisaurín y Bernera en Cretáceo y base del Terciario.

Aquí, conviene remarcar que la estructura de apilamiento de la falda sur de Bernera (Fig. 1) (cabecera del valle de Aragüés del Puerto), parecida al las de tipo *duplex*, pasa lateralmente hacia el Oeste, amortiguándose, a un conjunto de pliegues (Fig. 2) de ejes que se inmersiónan en esa dirección y *tienen flancos inversos*, fallados o no. Se necesita, en cualquier caso, una disarmonía probablemente en el nivel 2º de margas del Senonense superior, hasta el aplanamiento definitivo de las estructuras en Navarra, pasado el valle de Ansó.

**Día 14.** Valle de Aragüés del Puerto. Levantamiento estructural en el flysch de dos tramos de corte, de diferente estilo de pliegues. Por la tarde en Hecho construcción a escala 1/2.000 de los cortes con previsión de la profundidad de un supuesto objetivo.

**Día 15.** Traslado a Morillo de Tou, junto al río Cinca al Sur de Ainsa.

Entrada breve al valle de Tena en las márgenes del embalse de Bubal. Vista del Cretáceo-Paleoceno en posición de laderas norte de las Sierras Surpirenaicas (Peña Telera y Tendeñera), discordancia en su base y Devoniano tectónicamente sobre la Unidad del basamento con granitos.

Vista desde las cercanías de Nerín y Buerba de la continuidad de la Unidad Tectónica de Monte Perdido (serie de Ordesa-Añisclo), con los anticlinales

del río Vellos y de Boltaña (hacia el Sur de Yevea).

Desde Buerba a Escalona, descenso al valle del río Cinca. Primer vistazo de presentación a las unidades alóctonas de la Unidad del Cotiella sobre la Unidad del Monte Perdido. (Fig. 3 y Fig. 4).

Charla en el propio terreno sobre la denominación de unidades y sus relaciones temporales: 1º Cotiella, 2º Monte Perdido-Boltaña, 3º Gavarnie junto con las anteriores ya corridas.

**Día 16.** Remontando el río Ara. Parada en el flanco oeste del anticlinal de Boltaña, con su discordancia progresiva (vista desde la carretera) dentro del Eoceno medio-superior marino. Los *flute-casts*, siempre en dirección Oeste en la parte inferior del flysch, según la documentación de la Hoja de Broto (Fig. 5), empiezan a tener a veces sentido hacia el Sur cuando el flysch desborda el talud de erosión de la caliza de Boltaña (Fig. 6), hasta entonces borde sur de la cuenca profunda.

En Ordesa: Unidad de Monte Perdido-Boltaña visible en las paredes del cañón del Parque Nacional, corrida tectónicamente sobre la Unidad de Gavarnie, presente como cobertura estratigráfica, (Cretáceo superior y calizas basales del Terciario; sobre las que se sitúa el reciente centro ecológico), del Paleozoico del manto de



Figura 1: Panorámica fotográfica desde el collado de Foratón mirando hacia el Este. Apilamiento tectónico mediante pliegues-falla, visibles en la entalladura de la cabecera del valle de Aragüés del Puerto a través de la Sierra Surpirenaica, en Cretácico superior y calizas de base del Terciario

Atares, representativo de las facies transicionales de marinas a continentales en el Eoceno superior: ejemplo de abanico de desembocadura de canal de delta.

**Día 11.** Vistazo al borde norte de las molasas continentales post-tectónicas del ciclo alpino en el valle del Ebro: Abanicos aluviales en los Mallos de Riglos. A continuación, por la carretera de La Peña a Jaca, con desplazamientos en coche, corte del sinclinorio oligoceno del Guarga en facies continentales. Comida junto a la fuente de un mas restaurado cerca del puerto de la peña Oroel.

**Día 12.** Martes. Por la mañana en Hecho, dibujo a escala 1/100.000 del corte realizado el día anterior. Entrenamiento en la visión en relieve sobre fotogramas aéreos con el estereoscopio de bolsillo.

Por la tarde tiempo libre. Visita optativa a la iglesia románica de San Pedro de Siresa.

**Día 13.** Subida hasta el collado Foratón desde el final de la carretera de Lizara (400 m de desnivel). Croquización sobre foto aérea (vista con estereoscopio de bolsillo) de los principales rasgos de la cartografía por las unidades litoestratigráficas visibles en el terreno y ya conocidas de días anteriores. Flancos sur de las montañas de Agüerri, Bisaurín y Bernera en Cretáceo y base del Terciario.

Aquí, conviene remarcar que la estructura de apilamiento de la falda sur de Bernera (Fig. 1) (cabecera del valle de Aragüés del Puerto), parecida al las de tipo *duplex*, pasa lateralmente hacia el Oeste, amortiguándose, a un conjunto de pliegues (Fig. 2) de ejes que se inmersiónan en esa dirección y *tienen flancos inversos*, fallados o no. Se necesita, en cualquier caso, una disarmonía probablemente en el nivel 2º de margas del Senonene superior, hasta el aplanamiento definitivo de las estructuras en Navarra, pasado el valle de Ansó.

**Día 14.** Valle de Aragüés del Puerto. Levantamiento estructural en el flysch de dos tramos de corte, de diferente estilo de pliegues. Por la tarde en Hecho construcción a escala 1/2.000 de los cortes con previsión de la profundidad de un supuesto objetivo.

**Día 15.** Traslado a Morillo de Tou, junto al río Cinca al Sur de Ainsa.

Entrada breve al valle de Tena en las márgenes del embalse de Bubal. Vista del Cretáceo-Paleoceno en posición de laderas norte de las Sierras Surpirenaicas (Peña Telera y Tendeñera), discordancia en su base y Devoniano del basamento con granitos.

Vista desde las cercanías de Nerín y Buerba de la continuidad de la Unidad Tectónica de Monte Perdido (serie de Ordesa-Añisclo), con los anticlinales

del río Vellos y de Boltaña (hacia el Sur de Yeva).

Desde Buerba a Escalona, descenso al valle del río Cinca. Primer vistazo de presentación a las unidades alóctonas de la Unidad del Cotiella sobre la Unidad del Monte Perdido. (Fig. 3 y Fig. 4).

Charla en el propio terreno sobre la denominación de unidades y sus relaciones temporales: 1º Cotiella, 2º Monte Perdido-Boltaña, 3º Gavarnie junto con las anteriores ya corridas.

**Día 16.** Remontando el río Ara. Parada en el flanco oeste del anticlinal de Boltaña, con su discordancia progresiva (vista desde la carretera) dentro del Eoceno medio-superior marino. Los *flute-casts*, siempre en dirección Oeste en la parte inferior del flysch, según la documentación de la Hoja de Broto (Fig. 5), empiezan a tener a veces sentido hacia el Sur cuando el flysch desborda el talud de erosión de la caliza de Boltaña (Fig. 6), hasta entonces borde sur de la cuenca profunda.

En Ordesa: Unidad de Monte Perdido-Boltaña visible en las paredes del cañón del Parque Nacional, corrida tectónicamente sobre la Unidad de Gavarnie, presente como cobertura estratigráfica, (Cretáceo superior y calizas basales del Terciario; sobre las que se sitúa el reciente centro ecológico), del Paleozoico del manto de

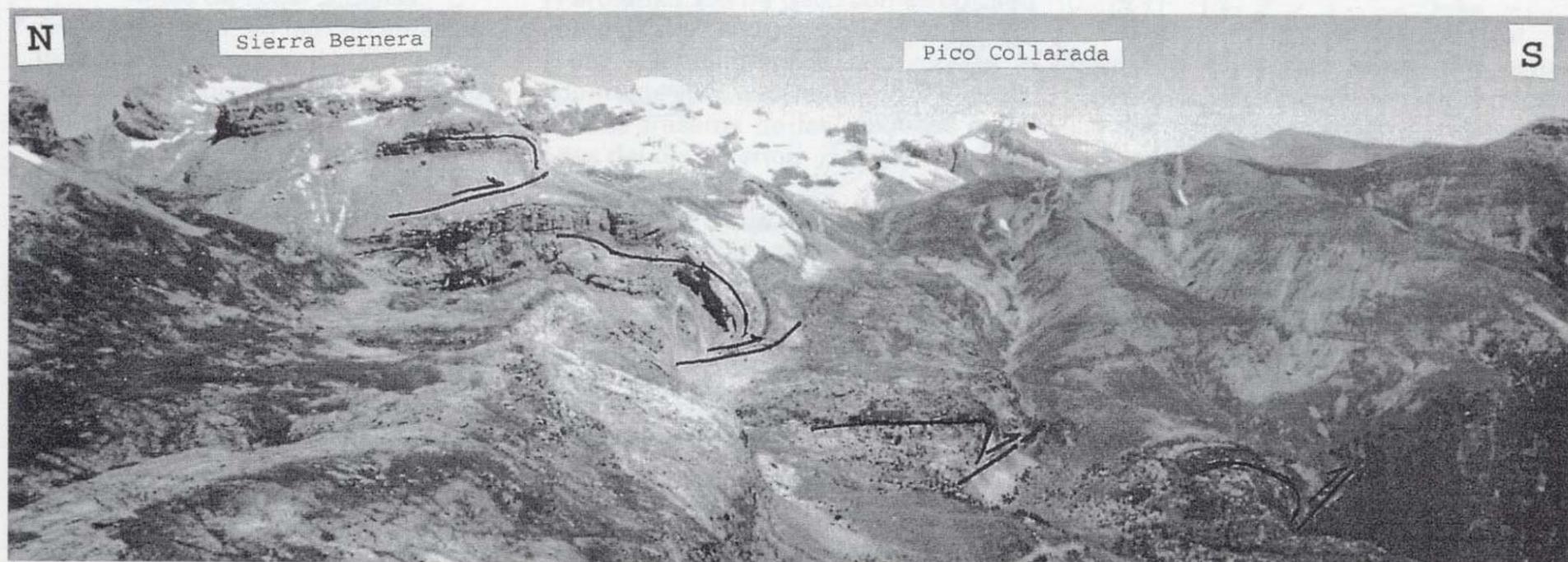


Figura 1: Panorámica fotográfica desde el collado de Foratón mirando hacia el Este. Apilamiento tectónico mediante pliegues-falla, visibles en la entalladura de la cabecera del valle de Aragüés del Puerto a través de la Sierra Surpirenaica, en Cretácico superior y calizas de base del Terciario

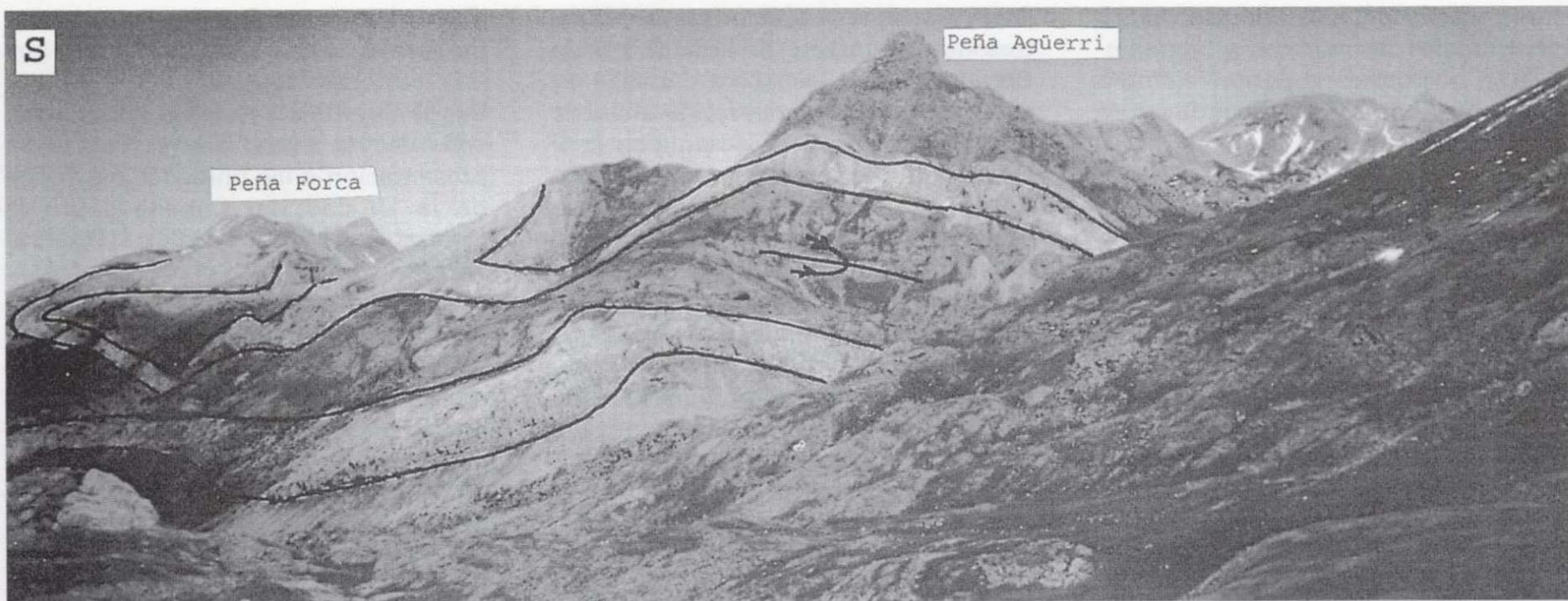
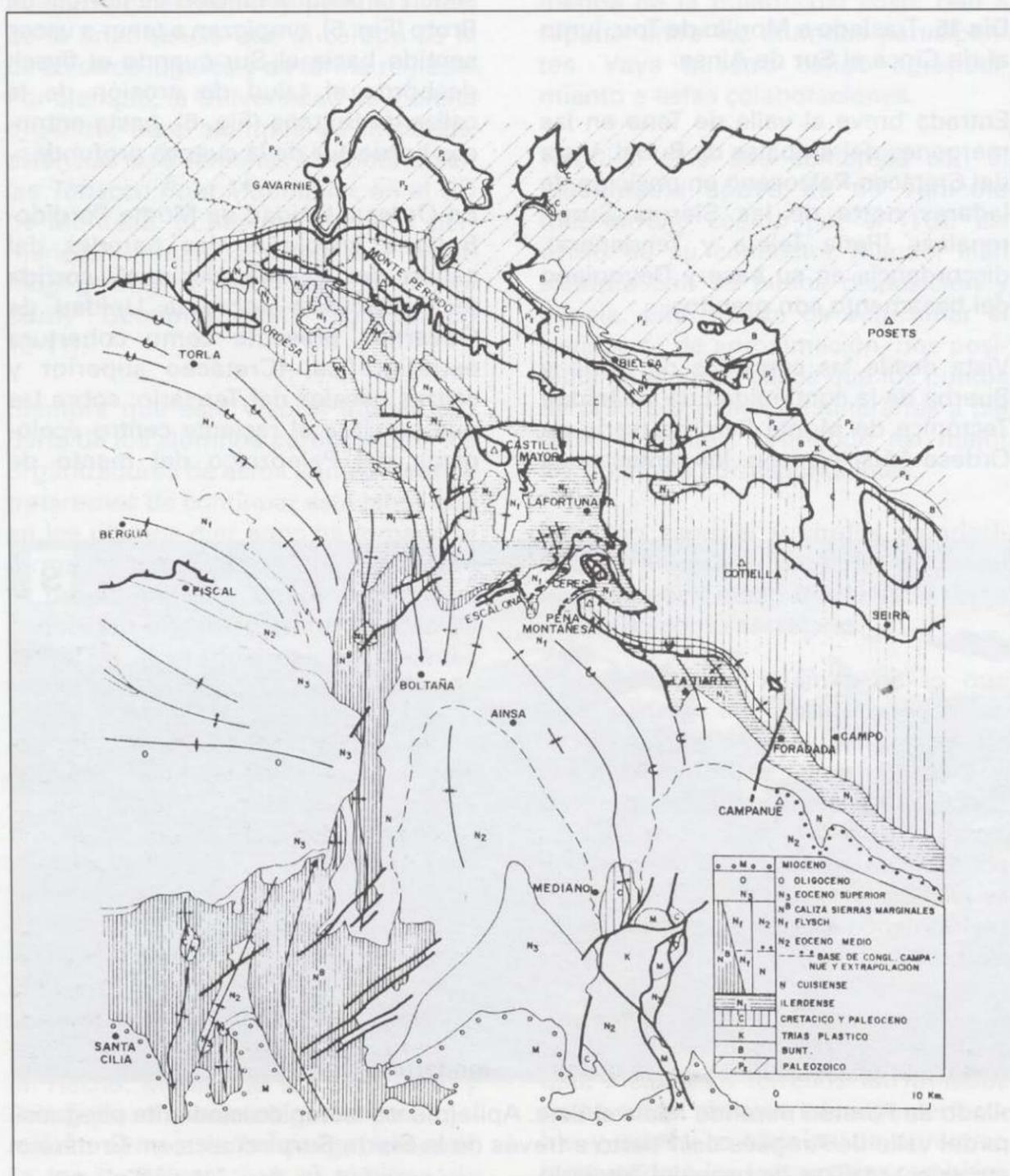


Figura 2: Panorámica fotográfica desde el collado de Foratón mirando hacia el Oeste. La estructuración correspondiente a la Figura 1 se amortigua hacia el Oeste, pasando lateralmente sin discontinuidad a una serie de pliegues con flanco sur invertido.



Gavarnie, el cual aparece a partir de San Nicolás de Bujaruelo hacia el Norte.

Luego: recorrido por la senda colgada en margen derecha del río Ara a partir del puente de Los Navarros. Visita a los niveles basales sobre los que se realiza el corrimiento de la Unidad de Monte Perdido. Verificación de miniestructuras en capas subhorizontales:

- \* grietas en relevo: Máximo esfuerzo compresivo: N40E/horizontal (esfuerzo mínimo: ortogonal al anterior y subhorizontal también).
- \* planos estriados subhorizontales: Estría N20E sentido de vergencia al S.

Figura 3: La terminación-amortiguación occidental de las Unidades del Cotiella y del Monte Perdido-Boltaña, y puesta al día de su marco geológico entre las cuencas de Graus y de Jaca. Tomada de L. M. Ríos Aragüés, 1983, pp 217-227, Libro Homenaje a Carlos Felgueroso, Ed. Compañía General de Sondeos, Madrid. I.S.B.N. 84-300-8623-4.

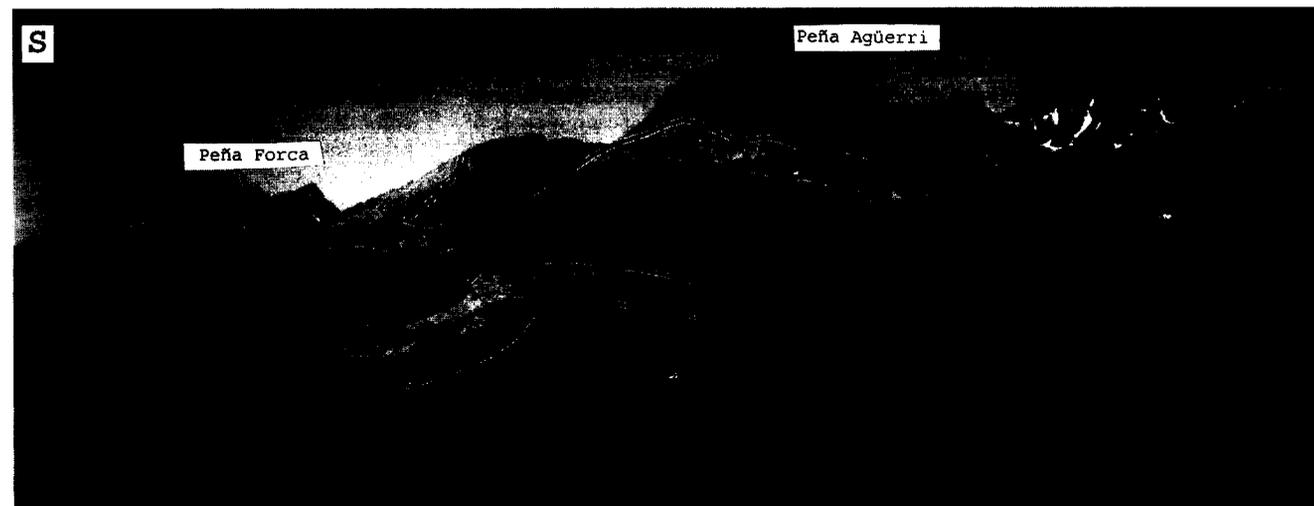
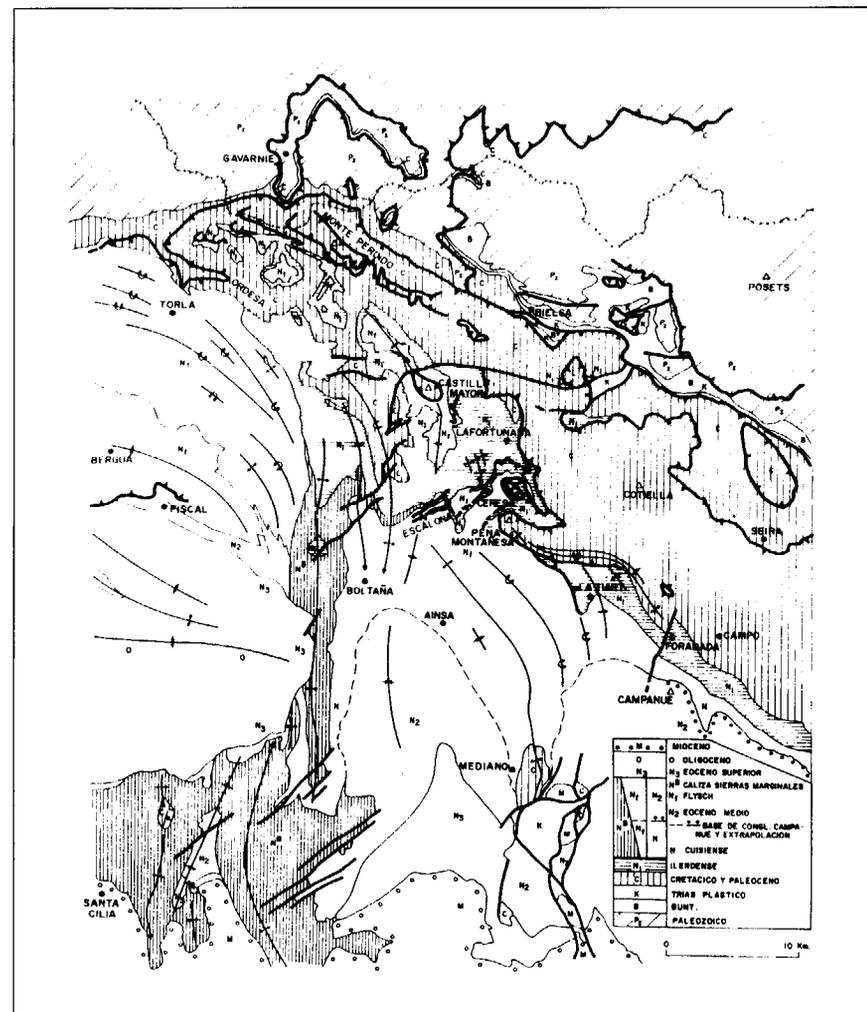


Figura 2: Panorámica fotográfica desde el collado de Foratón mirando hacia el Oeste. La estructuración correspondiente a la Figura 1 se amortigua hacia el Oeste, pasando lateralmente sin discontinuidad a una serie de pliegues con flanco sur invertido.



Gavarnie, el cual aparece a partir de San Nicolás de Bujaruelo hacia el Norte.

Luego: recorrido por la senda colgada en margen derecha del río Ara a partir del puente de Los Navarros. Visita a los niveles basales sobre los que se realiza el corrimiento de la Unidad de Monte Perdido. Verificación de miniestructuras en capas subhorizontales:

- \* grietas en relevo: Máximo esfuerzo compresivo: N40E/horizontal (esfuerzo mínimo: ortogonal al anterior y subhorizontal también).
- \* planos estríados subhorizontales: Estría N20E sentido de vergencia al S.

Figura 3: La terminación-amortiguación occidental de las Unidades del Cotiella y del Monte Perdido-Boltaña, y puesta al día de su marco geológico entre las cuencas de Graus y de Jaca. Tomada de L. M. Ríos Aragüés, 1983, pp 217-227, Libro Homenaje a Carlos Felgueroso, Ed. Compañía General de Sondeos, Madrid. I.S.B.N. 84-300-8623-4.

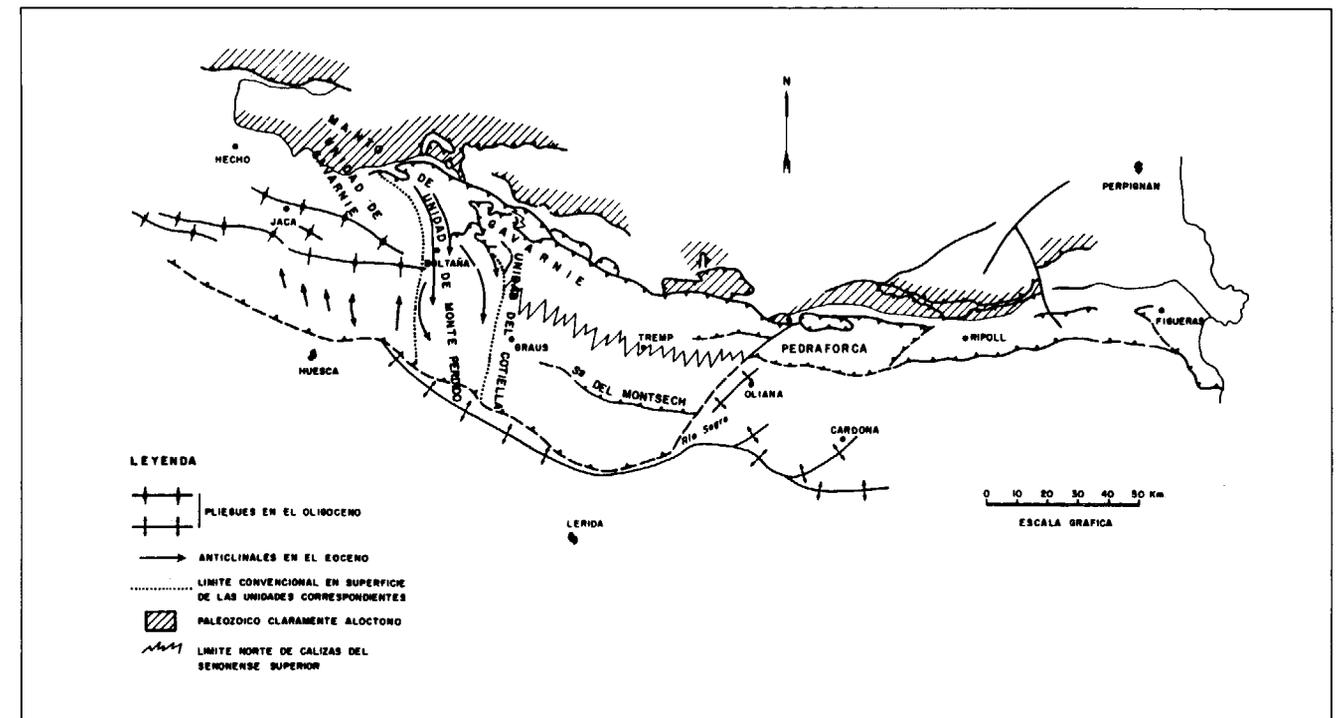


Figura 4: Mapa estructural del Pirineo Central meridional. El corrimiento hacia el Sur del dominio central (Unidades de Monte Perdido, Cotiella y Pedraforca) respecto a los dominios laterales más fijos, produce arqueamientos en las directrices tectónicas y oblicuidad pronunciada de éstas respecto a la dirección general pirenaica. Posteriormente, cuando la tectónica de mantos se generaliza, las directrices son pirenaicas. (L. M. Ríos Aragüés, 1988, inédito, preparado para la *Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, Volume 2 Cycle alpin*).

**Día 17. Viernes. Ida al Valle de Pineta.**

Antes de llegar a Bielsa:

- \* reconocimiento, en las cercanías del túnel de las Devotas (La Fortunada, etc) de la "esquistosidad" de disolución en el Eoceno Inferior (Ilerdense) con dirección noroesteada debido al arco de Monte Perdido-Boltaña.
- \* en el Bunt de la parte trasera basal del manto de corrimiento: 1) Análisis de miniestructuras tectónicas y consideraciones sobre su significado en el contexto regional. 2) Ejemplos de estructuras sedimentarias que dan la polaridad estratigráfica.

Visita al Valle de Pineta. Subida por la ladera norte del valle desde Espierba hasta La Estiva (2.100 m) en el todo terreno, el cual luego nos esperará a primera hora de la tarde en el Parador de Pineta (1.300 m) mientras bajamos a pie contemplando la grandiosidad de

la cara norte del macizo de Monte Perdido (3.355 m) (pico con un cortado de más de 2.000 m sobre el fondo del valle. La panorámica nos ofrece un punto de vista excelente sobre los contactos traseros de las unidades corridas del día anterior.

Comemos en el circo de La Larri: espectacular ventana tectónica del manto y émula, en pequeño, del autóctono de Gavarnie, mucho más extenso en Francia pero no abarcable de un solo golpe de vista como en esta verdadera "joya geológica", posiblemente única en el mundo.

Por la tarde, en Morillo, charla con diapositivas sobre el proceso de formación del Pirineo y su resultado en estructura asimétrica actual, a la luz del perfil ECORS transpirenaico, en su parte central.

**Día 18. Sábado. Descanso a discreción.**

**Día 19. Domingo. Andadura por la cuerda divisoria, límite del actual "Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido", entre el cañón de Añisclo y el rincón de Escuaín.**

En el pliegue del collado de Viceto, estudio de la dispersión de la "esquistosidad" de disolución propia del arco Monte Perdido-Boltaña por la ulterior fase de plegamiento (fase Gavarnie).

Estudio y reflexiones sobre la estructuración del plegamiento tectónico visible en el flanco del macizo de Monte Perdido, en la parte alta del cañón de Añisclo, raro ejemplo de magnífico corte natural.

**Día 20. Recorrido y explicaciones sobre el medio sedimentario relativo a**

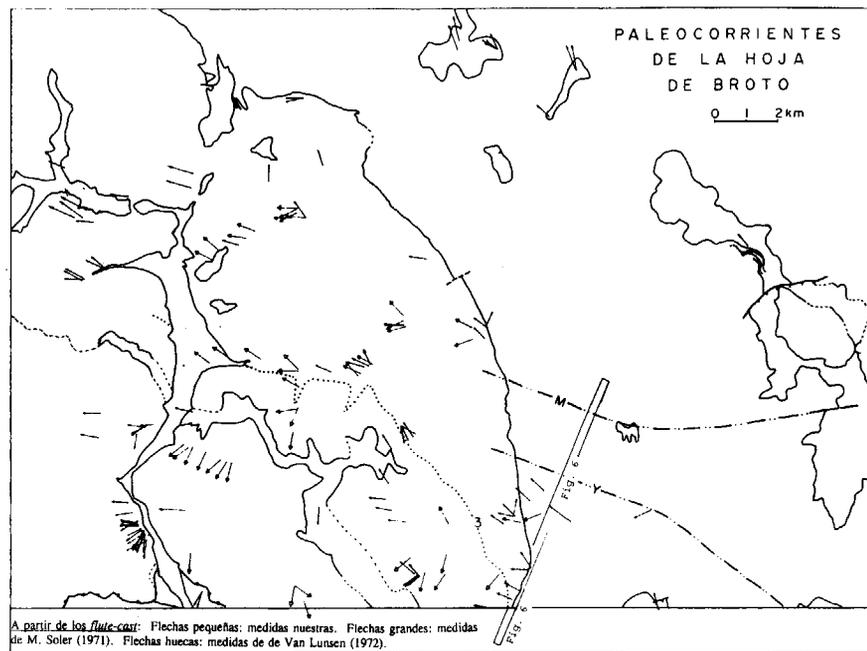


Figura 5: Tomada de la documentación complementaria de la Hoja geológica 1/50.000 de Broto. (L. M. Ríos Aragüés *et al.*, 1978).

los objetos reales de afloramientos escogidos en las facies del Eoceno del flanco norte del gran sinclinal o "cuenca" de Graus-Tremp. Visita a las facies transicionales (ríos Esera e Isábena), litorales (Arén), y fluviales (Puente Montañana).

Regreso muy rápido por la nueva

carretera directa de Benabarre a Barbastro, volviendo a Morillo por El Grado y Mediano.

**Día 21.** Traslado a Benasque realizando algunas paradas en las series estratigráficas del Cretáceo en el río Esera. Discordancia de la brecha de Campo. Desfiladero del Run.

Subida al collado de Sahún para panorámica introductoria a la Alta Cadena (Paleozoico y granitos). Queda frustrada por la turbidez del ambiente debido al humo que hasta aquí llega del incendio en Cataluña en esos días.

**Día 22.** Introducción a la Alta Cadena en el valle de Benasque. Al Norte de Cerler, Siluriano y Devoniano volcado en el flanco sur del anticlinorio de la Sierra Negra. Indicios de dos fases hercínicas de deformación y su encuadre en el contexto regional.

Escombrera de la mina abandonada de Cerler. Sulfoarseniuros complejos.

Subida en telesilla al pico Cerler y panorámica circular de los principales rasgos fisiográficos.

A última hora de la tarde: charla introductoria al ciclo hercínico en el área de trabajo. Planteamiento del ejercicio del día siguiente.

**Día 23.** Jueves. Transporte hasta el collado de Gelada (2075 m) en la provincia de Lérida, divisorio entre los valles del Noguera Ribagorzana y del Noguera de Tor. Ascensión (400 m) por la cuerda al N de dicho collado para hacer el corte estructural del Devoniano metamórfico plegado. Posicionamiento por altímetro.

De vuelta en Benasque, conferencia del profesor J.M. Charlet (Director del Departamento Geología-Minas de la

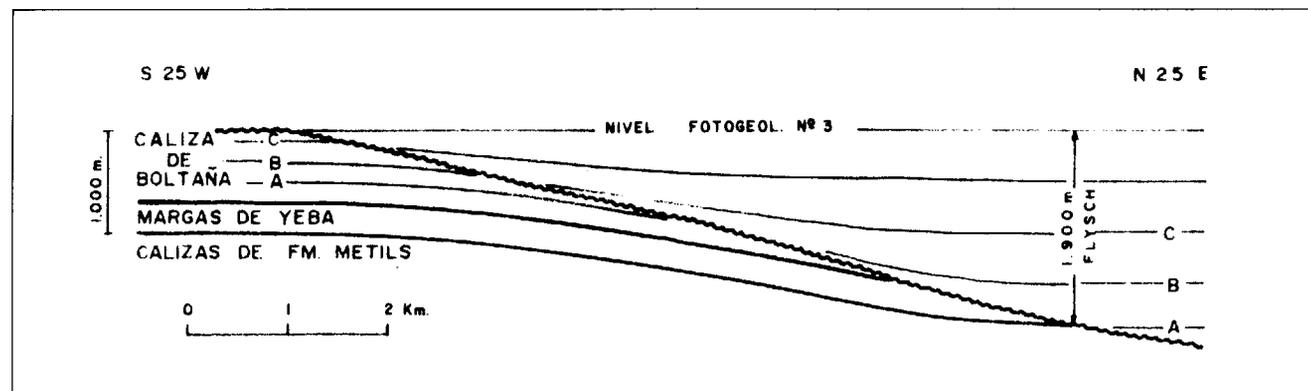


Figura 6: Reconstrucción en sección vertical del paleo-talud de erosión, borde sur de la cuenca del flysch en su primer estadio de unos 1.900 m. de depósito. A, B y C pudieron ser niveles isócronos en el fondo de la cuenca flysch, y, a la vez, en lo alto del dominio de facies de plataforma tipo caliza de Boltaña. Posición en la figura 5. (Tomada de la memoria de la Hoja Geológica de Broto, 1978, L. M. Ríos Aragüés *et al.*).

Facultad Politécnica de Mons, Bélgica) sobre las facies del macizo granítico de La Maladeta y sus relaciones mutuas según datos de campo, que se visitarán al día siguiente.

**Día 24.** Viernes. En compañía del profesor Charlet, recorrido por afloramientos del macizo de La Maladeta en el valle de Vallibierna. Entre las numerosas e interesantes observaciones podríamos destacar:

Metamorfismo de contacto:

- \* metapelitas con almandino.
- \* sobre facies calcáreas: grosularia o/ diopsido-idocrasa en el contacto con la formación Mañanet (D<sub>4</sub> de los geólogos de Leiden).

Facies graníticas en disposición zonada en el macizo:

- \* granodiorita, (dioritas en algunos bordes), con enclaves del metasedimento del encajante y de rocas básicas orientados paralelamente al borde del macizo.
- \* granito con cordierita y enclaves de

esquistos biotíticos. Posibles "restitas" arrastradas.

Después de reponer fuerzas en los lagos de Vallibierna: coloquio improvisado sobre el modo de emplazamiento concéntrico de las masas graníticas tomando los casos de La Maladeta-Bohí.

**Día 25.** Sábado. Alto río Isábena.

\* Contacto entre el Triásico inferior (lutitas y areniscas rojas) y el basamento devónico. Ejercicio de deducción de la naturaleza del contacto. Comentarios sobre la importancia del significado de los contactos en cartografía geológica (en orden a su simbología), en cuanto a la información que ésta contiene relativa al acontecer de los fenómenos geológicos.

\* Serie del Devoniano tipo Baliera. Interferencia cartográfica de pliegues y control de las miniestructuras correspondientes. Esquistosidad transversa a la fase principal. Tiempo relativo de transposición.

A continuación, reconocimiento del

anticlinal sinforme de Las Paules ("tête plongeante") de la zona de los Nogueras.

Por la tarde, en Benasque, tratamiento sobre estereogramas de los datos de planos estructurales medidos en el campo por la mañana.

Dibujo colectivo del corte del col de Gelada ya realizado el pasado Jueves.

**Día 26.** Domingo. Por la mañana:

- \* visita al Jurásico con dolomías del corte de Bonansa, como las productoras de gas en la cuenca de Aquitania. Estimación de los ordenes de magnitud con vistas a una supuesta estrategia exploratoria.
- \* sugerencias por parte de los alumnos participantes para mejora de la calidad del aprendizaje en posibles futuras ediciones del Campamento.

Comida de clausura.

Por la tarde, recogida del material.

**Día 27.** Salida de Benasque.

# Libros

## Global Karst Correlation.

Yuan, Daoxian y Liu Zaihua (Editores)  
Science Pres. 388 pp. Nueva York, 1998.

Desde 1972, a través de la IUGS, la UNESCO ha financiado diversos proyectos que se encuadran en el International Geological Correlation Program (IGCP). Dentro de este programa, durante el período 1990-94, se realizaron una serie de trabajos incluidos en el Proyecto 299, denominado "Geology, Climate, Hydrology and Karst Formation". En dicho proyecto participaron 254 especialistas de diversas disciplinas relacionadas con las Ciencias de la Tierra, entre ellos geólogos, biólogos, químicos, geógrafos y espeleólogos. Pertenecían a 41 países, a través de la Comisión del Karst de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos (IAH), la Unión Geográfica Internacional (IGU) y la Unión Espeleológica Internacional (UIS).

El desarrollo y los resultados obtenidos en el Proyecto 299 han sido recopilados en este libro con el fin de transmitir a la comunidad científica la relevancia de este tipo de proyectos en el avance de la ciencia, a través de la filosofía y la metodología del IGCP, basadas fundamentalmente en la colaboración internacional. Por otro lado, la publicación recoge la importancia del Proyecto 299, como el primero que aborda la problemática de los sistemas kársticos en el marco del IGCP. En este sentido, profundiza en los aspectos más sobresalientes de dichos sistemas, como es su fragilidad pudiendo verse fácilmente afectados por desastres tanto naturales como de origen antrópico, así como su riqueza en diversos recursos (agua, minerales o potencial turístico, entre otros) y su extensión, nada despreciable, de un 12% del total de la superficie terrestre. En definitiva, se hace especial hincapié en la necesidad de conocer con el máximo rigor posible qué mecanismos y factores controlan la formación y evolución de los sistemas kársticos, y cuáles son sus diferencias y similitudes en distintos lugares del mundo.

El libro está estructurado en dieciséis capítulos y cuatro apéndices finales. Los dos primeros capítulos constituyen una completa introducción tanto de los aspectos generales de los sistemas kársticos como de las bases del Proyecto 299, que cubre un amplio espectro de líneas de trabajo: determinación de los factores que controlan la formación del karst, establecimiento de correlaciones morfológicas (*Karst Feature Complex*), control del comportamiento de los sistemas kársticos como un medio dinámico (*Karst Dynamic System*), realización de reconstrucciones paleoambientales, y, finalmente, recopilación de todos estos aspectos en fichas tipo, cuya comparación permite establecer las correlaciones correspondientes en varios lugares del mundo, como fin último del proceso. Todo ello, llevó a la diferenciación de 33 tipos de zonas kársticas.

A continuación, en los doce capítulos siguientes (del 3 al 14) se analizan algunos sistemas kársticos agrupados por regiones geográficas de características relativamente homogéneas: el Ártico, los Urales, las Repúblicas Bálticas, Gran Bretaña, el Este de Estados Unidos, Japón, China, Vietnam, Rumania, Eslovenia, Australia y Nueva Guinea y el Oeste de Brasil. En cada una de estas áreas se profundiza en diversos aspectos significativos de cada uno de los casos: condiciones ambientales, litologías, mecanismos de formación y evolución, morfologías, hidrología, hidroquímica, influencia antrópica e información sobre variaciones climáticas, entre otros. Este último aspecto se analiza con más profundidad en el capítulo 15, donde se recoge el especial interés de los sistemas kársticos como *guardianes* de la información relativa a los Cambios Climáticos acaecidos durante el Cuaternario, que puede ser interpretada mediante el estudio detallado de los espeleotemas.

Por último, el capítulo 16 sintetiza las cuestiones y conclusiones más significativas del proyecto: la importancia de los

ciclos tanto del agua como del carbono y del calcio, la transferencia de masa y energía en los procesos kársticos, los efectos de la vegetación, los distintos tipos de karst en función de la fuente de CO<sub>2</sub>, así como las posibles soluciones a los problemas de contaminación más comunes en distintos puntos del planeta. Por otro lado, la correlación es fundamental en el estudio del Cambio Climático Global, ya que permite analizar la contribución atmosférica de CO<sub>2</sub>, así como hacer balances y determinar el origen de dicho compuesto. De este modo, la sensibilidad de los sistemas kársticos a los cambios ambientales hacen que estas variaciones producidas en el pasado queden grabadas y puedan ser conocidas en la actualidad mediante el estudio de los registros presentes en el interior de dichos sistemas.

Para finalizar, los autores han adjuntado a modo de apéndices diversa información complementaria de gran interés, que ayuda a comprender la filosofía del proyecto. El primero de ellos es una tabla que recoge y clasifica las morfologías kársticas en grandes grupos claramente diferenciados, con el fin de identificar las similitudes morfológicas existentes en distintos lugares del mundo, como una herramienta básica para alcanzar los objetivos del proyecto. El apéndice 2 es la ficha tipo que debe ser completada en cada caso, con las instrucciones de dicho proceso y una explicación sobre lo que se demanda en cada uno de los apartados de la misma. El apéndice 3 refleja, a modo de ejemplo, un sistema kárstico situado en Europa Central, al Este de los Alpes. Y, por último, el apéndice 4 recoge un listado de las publicaciones realizadas en el seno del proyecto IGCP 299.

En definitiva, el libro detalla todas las labores desarrolladas en el Proyecto 299, que constituye un modelo de trabajo a seguir en el ámbito del enfoque de los sistemas kársticos por la ciencia moderna.

Mercedes Vallejo Ordóñez (ITGE)  
Bartolomé Andreo Navarro (Univ. de Málaga)  
Juan José Durán Valsero (ITGE)

## Patrimonio Geológico de la Comunidad de Madrid.

J. J. Durán (Editor)

Coeditado por la Sociedad Geológica de España y la Asamblea de Madrid, con la colaboración de la Consejería de Educación y Cultura de la Comunidad Autónoma de Madrid. 290 pp.

Madrid, 1998.

Cuando en la planificación del territorio se proponen medidas de protección de ciertas zonas o parajes, casi siempre es por motivos paisajísticos, de preservación de la fauna o la vegetación o histórico-artísticos. Sólo en raras ocasiones se tiene en cuenta la existencia de puntos de interés geológico, cuya indefensión ante las grandes obras públicas, la construcción de edificios y el expolio de coleccionistas y comerciantes de minerales y fósiles ha llevado a la destrucción de importantes afloramientos y estructuras geológicas, de yacimientos de fósiles y de minerales de gran interés científico y didáctico. La intención de este libro es, precisamente, poner en evidencia el rico patrimonio geológico de la Comunidad de Madrid.

Escrito por varios expertos en temas geológicos e ilustrado por excelentes fotografías (la mayoría de ellas de R. Nuche), esta interesante obra recopila y describe los puntos de interés geológico más importantes. En una primera parte, los doctores Fúster Casas, Calvo Sorando y Pérez González introducen un tema tan árido para el gran público como es la geología general de la Comunidad Autónoma, en un ameno capítulo previo, escrito en forma de Historia Geológica. Algunos de los autores de los capítulos posteriores también los comienzan con una descripción de la historia geológica que, aunque más breve, se hace quizás repetitiva.

El Dr. Martín Escorza, a continuación, relata la historia del conocimiento geológico desde las primeras referencias de los sabios de la Ilustración hasta la guerra del 36.

Comienza la segunda parte del libro, con un capítulo en el que los geólogos ambientalistas J. Palacio Suárez, A. Cendrero Uceda y J. Águeda Villar expo-

nen el concepto de patrimonio geológico, revisan las distintas figuras legales de protección en varios países del mundo y lo encuadran dentro de las disposiciones legales vigentes en España.

J. P. Calvo Sorando y P. Ruiz Reig describen y resaltan la importancia de los principales lugares de interés estratigráfico que, como los afloramientos del Cretácico de Patones o el Terciario del Cerro del Viso, constituyen secciones excepcionales para el estudio de dichos terrenos. En un extenso e interesante capítulo, los paleontólogos A. Arribas, I. Rábano y J. C. Gutiérrez-Marco presentan una completa panorámica del patrimonio paleontológico, desde los primitivos fósiles de graptolitos, hasta los fósiles de los grandes mamíferos antecesores inmediatos de los actuales, que se encuentran en las terrazas de los ríos y en algunas cuevas de la Comunidad. Concluyen proponiendo la protección de dos áreas especialmente ricas en fósiles, que se unirían a las tres ya protegidas por razones paleontológicas. Los principales tipos de rocas plutónicas, granitos principalmente, existentes en Madrid, son revisados por F. Bellido, quien ilustra este capítulo con alguna fotografía espectacular, como la de los filones de rocas oscuras encajados en los granitos de La Pedriza, en el paraje de la Charca Verde del Parque Regional de la Cuenca Alta del Manzanares. J. M. González-Casado expone de forma muy didáctica los rasgos estructurales de la región, gracias a los numerosos perfiles geológicos esquemáticos y fotografías que aporta en su contribución, en la cual se describen y localizan 11 puntos de interés geológico.

En el capítulo 8, el conocido mineralogista Salvador Mirete y P. Gumiel describen exhaustivamente las especies minerales de Madrid, de las que se han hallado ejemplares excepcionales que forman parte de colecciones de todo el mundo. Añaden un breve comentario sobre la minería histórica y un completo inventario de especies y varias fotografías de ejemplares especialmente vistosos o raros.

La geomorfología de Madrid, descrita de forma precisa y breve por A. Pérez González, tiene parajes de gran belleza

paisajística, algunos de los cuales cuentan ya con algún tipo de protección, como el Macizo de Peñalara y La Pedriza del Manzanares. Menciona también otros lugares menos conocidos pero también de notable valor, como las cuevas del Reguerillo y Estremera, esta última una de las mayores cuevas en yeso de España, los cerros de El Viso y Almodóvar y los meandros abandonados del Lozoya cerca de Patones, del Jarama en Talamanca y del Henares en el Castillo de Aldovea. El patrimonio hídrico es revisado por J. J. Durán, M. Vallejo y L. Fernández Ruiz en un capítulo extenso y completo, describiéndose las aguas subterráneas, superficiales, minero-medicinales y termales de Madrid, con constantes referencias históricas muy interesantes. M. Regueiro presenta una panorámica completa de las rocas y minerales industriales, haciendo especial hincapié en los diferentes materiales pétreos utilizados en la construcción de monumentos y edificios históricos.

La tercera y última parte del libro comprende tres capítulos. La reseña histórica de los espacios naturales protegidos de la comunidad de Madrid es el primero de ellos. En él, E. Gallego, M. Bascones y D. Baretino revisan las figuras legales de protección existentes actualmente en España y describen todas las zonas protegidas de una u otra forma en Madrid. A continuación, I. Rábano, L. Alcalá y R. P. Lozano describen las principales colecciones geológicas existentes en los museos de Madrid. Concluye el libro con un interesante ensayo de J. Ruiz Reig sobre la importancia que tiene la educación en el conocimiento del medio geológico.

Se trata, en fin, de una obra que, aunque heterogénea como suelen serlo los trabajos colectivos y aún echándose en falta un mapa o esquema de localización de los diferentes lugares de interés citados a lo largo de sus páginas, aporta interesantísimos datos sobre los más relevantes valores geológicos de la Comunidad de Madrid. Este libro indudablemente, servirá de base para la realización de un imprescindible catálogo completo del Patrimonio Geológico madrileño, que conducirá a la protección de todo él.

M. Lombardero Barceló.

## NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

### Texto.

El texto, que será completo (tablas, figuras, fotografías, etc), con pruebas en papel, irá acompañado de la correspondiente grabación en disquete, señalando en el mismo el programa y versión utilizados. Este texto se considerará definitivo. En él serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

### Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España.

### Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

### Parte gráfica.

La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras, tablas y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia).

### Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de diez días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

### Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

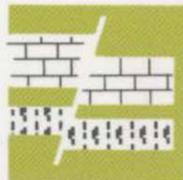
---

Toda la correspondencia referente a las publicaciones deberá dirigirse a:  
**Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara**  
 Jefe del Servicio de Publicaciones  
 Instituto Tecnológico Geominero de España  
 Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

# INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

## Finalidad:

*Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería  
Aguas subterráneas, y Disciplinas conexas*



### GEOLOGIA

MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)  
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA  
GEOLOGIA MARINA



### RECURSOS MINERALES

EXPLORACION MINERA E INVESTIGACION DE YACIMIENTOS  
METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA  
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS  
PROCESOS, TECNOLOGIA Y ECONOMIA MINERAS  
NORMATIVA Y SEGURIDAD MINERA



### AGUAS SUBTERRANEAS

CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA  
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS  
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS  
RECURSOS GEOTERMICOS



### INGENIERIA GEOAMBIENTAL

RIESGOS GEOLOGICOS  
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO  
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA  
ESTUDIOS MEDIOAMBIENTALES



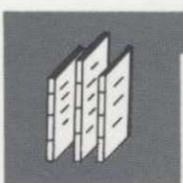
### LABORATORIOS Y ENSAYOS

ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS  
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA  
GEOFISICA Y TELEDETECCION APLICADA  
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS  
CARACTERIZACION DE ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES  
SONDEOS MECANICOS Y ENSAYOS DE BOMBEO



### INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS

FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS  
LITOTECA  
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES



### SERVICIO DE PUBLICACIONES

CARTOGRAFIA TEMATICA A DIVERSAS ESCALAS  
PUBLICACIONES SOBRE GEOLOGIA, MINERIA Y CIENCIAS CONEXAS  
«BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO»  
«REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALAEONTOLOGIA»



### MUSEO GEOMINERO

PALEONTOLOGIA Y MINERALOGIA  
CATALOGACION Y GESTION DE COLECCIONES GEOLOGICAS  
EXPOSICIONES: TEMPORALES Y PERMANENTES  
DIVULGACION CIENTIFICA



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

#### Sede Central:

C/Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID  
T: 91/349 57 00. Fax: 91/349 57 62

#### Centro de Laboratorios:

C/La Calera, 1 - 28760 TRES CANTOS (MADRID)  
T: 803 22 00



Ministerio de Medio Ambiente