



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín geológico y minero

VOLUMEN 108

Julio-Agosto y Septiembre-October 1997

NUMEROS 4 y 5



boletín geológico y minero

Número doble dedicado al

PROGRAMA INTERNACIONAL DE CORRELACION GEOLOGICA



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.

EXPLICACION DE PORTADA

"Superficie de paleokarstificación desarrollada en yesos continentales del Mioceno medio de la Cuenca de Madrid, en las proximidades de Pezuela de las Torres"

Foto: Juan Pablo Rodríguez Aranda

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366-0176
NIPO 241-97-001-8

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

Volumen 108
Números 4 y 5
Julio-Agosto y
Septiembre-October 1997

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

boletín geológico y minero

R. - 34.085
Jul II

Sumario

Geología	
S. REGUANT y M. A. LAMOLDA. Consideraciones sobre el impacto del Programa Internacional de Correlación Geológica (PICG) en el desarrollo reciente de las Ciencias Geológicas	11
M ^a A. BUSTILLO, J. REY, A. DELGADO y P. A. RUIZ ORTIZ. Silicificaciones jurásicas en calizas oolíticas: génesis y significado paleogeográfico (Vélez Blanco, Subbético Interno)	23
R. M. MARTINEZ GONZALEZ, M. LAGO SAN JOSE, J. I. VALENZUELA RIOS, R. VAQUER NAVARRO, R. SALAS y R. DUMITRESCU. El volcanismo triásico y jurásico del Sector SE de la Cadena Ibérica y su relación con los estadios de rift mesozoicos	39
J. P. RODRIGUEZ ARANDA y J. P. CALVO. Desarrollo de paleokarstificación en facies yesíferas del Mioceno de la Cuenca de Madrid. Implicaciones en el análisis evolutivo de sucesiones lacustres evaporíticas	49
R. SALAS y J. GUIMERA. Estructura y estratigrafía secuencial de la cuenca del Maestrazgo durante la etapa de rift jurásica superior-cretácica inferior (Cordillera Ibérica oriental)	65
Estudios de Minerales y Rocas	
D. ARCOS y A. SOLER. Reconcentración metamórfica de oro en zonas de cizalla en Las Bordas de Confient (Pirineos Centrales)	75
J. M. MOLINA. Bauxitas kársticas en España. Antecedentes y principales resultados obtenidos por el Grupo de Trabajo español del proyecto PICG nº 287 (Bauxitas kársticas del Tethys)	87

116 DIC 1997



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

 Instituto Tecnológico
Geominero de España



Ministerio de Medio Ambiente

Geología ambiental

A. SANCHEZ ANGUIA, J. F. MOLINA, F. GERVILLA, P. FENOLL HACH-ALI y R. D. ACEVEDO. Relación entre metamorfismo y mineralización en las rocas básicas y ultrabásicas de Mina Salamanca y Los Gateados (Provincia de Mendoza, Argentina)	99
A. SOLER, E. CARDELLACH, D. ARCOS, J. DELGADO y D. AYORA. Evolución de los fluidos metamórficos asociados a la formación de las mineralizaciones auríferas en el Hercínico de los Pirineos	111
J. L. GOY, C. ZAZO y J. CUERDA. Evolución de las áreas margino-litorales de la costa de Mallorca (I. Baleares) durante el Ultimo y Presente Interglacial: Nivel del mar Holoceno y Clima	127
A. RODRIGUEZ RAMIREZ, J. RODRIGUEZ VIDAL, L. CACERES, L. CLEMENTE, M. CASTAÑO, G. BELLUOMINI, L. MANFRA y S. IMPROTA. Evolución de la costa atlántica onubense (SO España) desde el máximo flandriense a la actualidad	137
J. SERRA, G. RIERA, J. ARGULLOS y L. PARENTE MAIA. El transporte eólico en el Delta del Ebro: evaluación y contribución al modelado litoral	149
C. ZAZO, C. HILLAIRE-MARCEL, J. L. GOY, B. GHALEB y M. HOYOS. Cambios del nivel del mar-clima en los últimos 250 ka: (Canarias Orientales, España)	159

Aportaciones y actividades del Programa Internacional de Correlación Geológica

Coordinador: Marcos A. Lamolda, Facultad de Ciencias-UPV, Campus de Lejona, Lejona 48940.

El coordinador del presente número, dedicado a las actividades y resultados de diferentes Grupos de Trabajo españoles del PICG durante los últimos años, agradece la labor de revisión de las siguientes personas:

Emiliano Aguirre

Pere Anadón

Ildefonso Armenteros

César Casquet

Javier Elorza

José L. Goy

José López Ruiz

Guillermo Mateu

Alfonso Meléndez

Alfonso Pesquera

Joaquín Rodríguez Vidal

Fernando Tornos

José M^a Tubía

Francisco Velasco

Juan A. Vera

Lorenzo Vilas

Caridad Zazo



Referencias a los trabajos de este número:

<Autor(es)>. 1997. <Título del trabajo>, en "Aportaciones y actividades del Programa Internacional de Correlación Geológica" (Coord., Marcos A. Lamolda). *Boletín Geológico y Minero*, 108, <p.-p.>

PRESENTACION

Desde que el Programa Internacional de Correlación Geológica/International Geological Correlation Programme (PICG/IGCP) se estableció a principios de los años setenta, han transcurrido 25 años de una amplia colaboración entre estudiosos de las Ciencias de la Tierra en las más variadas y remotas áreas del globo. Este programa intergubernamental está promovido por la UNESCO y por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas/ International Union of Geological Sciences (UICG/IUGS). Como otros programas de la UNESCO tiene como fines generales la cooperación e intercambio internacionales, en este caso sobre problemas de interés global o continental en relación con el conocimiento de la Tierra, sus recursos y la conservación del medio natural.

Caben distinguir dos períodos en el desarrollo del PICG. Durante el primero, el más extenso, 1976-93, el perfil general de los proyectos fue preferentemente de investigación básica, aunque ha habido una significativa representación de los proyectos con una orientación aplicada. Tras la conferencia de las Naciones Unidas (Río de Janeiro, 1992), la UNESCO reforzó su política en los aspectos de interacción entre el medio ambiente y el desarrollo, que ya constituían una de sus preocupaciones. Esto se trasladó al plan de programas y prioridades del bienio 1994/1995. Desde entonces puede considerarse que el PICG ha entrado en un nuevo período del que puede ser indicativo el subtítulo informal que apareció en los volúmenes de "Geological Correlation" -la publicación oficial del PICG- correspondientes a los años 1994 y 1996: "Geosciences in the Service of Society", o la nueva denominación recomendada para el PICG durante la última reunión de su Comité Científico (París, enero de 1997): "International Geosciences Cooperation Programme".

En España, en 1976 se formalizaron las actuaciones del PICG tras el establecimiento del Comité Español, con el apoyo y patrocinio de la Comisión Española de Cooperación con la UNESCO (representante de la UNESCO en España) y de la Comisión Nacional de Geología encuadrada en el Instituto Tecnológico Geominero de España, en nombre de la UICG/IUGS en nuestro país. La participación española ha sido siempre numerosa (véase el trabajo de Reguant y Lamolda, en este número, para más detalles), que ha supuesto entre el 16 y el 37 % de los proyectos en activo para cada uno de los años de vigencia del programa, y variada, atendiendo a diferentes proyectos tanto con estudios sobre el territorio nacional como en otros países, especialmente de Hispanoamérica, pero también del Norte de África y de Extremo Oriente, lo que es muestra de la actividad y sentido de cooperación internacional de nuestros investigadores. Fruto del apoyo directo del ITGE al Comité Español para el PICG es el presente número del Boletín Geológico y Minero, que muestra parte de los temas investigados en algunos de los proyectos con participación española durante los años noventa.

Emilio Custodio

Director General del Instituto Tecnológico Geominero de España

PROLOGO

Con motivo del IV Congreso Geológico de España (Alcalá de Henares, 1996) se organizaron dos simposios sobre temática del Programa Internacional de Correlación Geológica, con un total de 21 comunicaciones, que versaron sobre las actividades de los Grupos de Trabajo españoles del PICG. El desarrollo de algunas de aquellas comunicaciones y otras investigaciones, realizadas en el ámbito del PICG, constituyen los trabajos aquí presentados. El primero de ellos (Reguant y Lamolda) hace una descripción del desarrollo del PICG tanto a nivel internacional como en España y pone de manifiesto las repercusiones que sus actividades han tenido en el desarrollo de las Ciencias Geológicas. El PICG ha tenido un papel de catalizador a nivel de la cooperación internacional y de la investigación nacional, captando recursos humanos y económicos, en este caso varias decenas de veces mayores que los presupuestos propios.

Cuatro trabajos tratan temas de geología, en su amplio sentido. Así, el trabajo de Bustillo et al. muestra la génesis y significado paleogeográfico de algunas silicificaciones sobre calizas oolíticas jurásicas en el Subbético, indicando la presencia de un acuífero confinado en relación con la composición isotópica encontrada en la sílice. También el trabajo de Rodríguez Aranda y Calvo trata sobre procesos externos, en este caso karstificaciones, en la evolución de sucesiones lacustres, estableciéndose una relación entre la formación de estructuras kársticas y rupturas sedimentarias en algún caso controlado por factores tectónicos locales. Los trabajos de Martínez González et al. y de Salas y Guimerà tienen en común la incidencia de los procesos de rift. En el primer caso se establece una relación entre la naturaleza de los materiales volcánicos triásicos y jurásicos y las diferentes etapas del Rift. En el segundo el enfoque es tectosedimentario, remarcando la labor de la actuación de fallas lis-tricas en la compartimentación de la cuenca y sus secuencias sedimentarias respectivas.

Otros cuatro trabajos versan sobre diversos aspectos de la formación de minerales y rocas. Los trabajos de Arcos y Soler y de Soler et al. tratan ambos sobre problemáticas ligadas a la presencia de mineralizaciones auríferas en los Pirineos. El último de ellos tiene un enfoque general sobre la evolución de los fluidos metamórficos causantes de las mineralizaciones; mientras que el primero se ciñe al tipo de condiciones de formación, ligando los fluidos a un origen metamórfico y el papel que el desarrollo de zonas de cizalla tuvieron sobre la mineralización. También, en estos temas relacionados con procesos endógenos, está el trabajo de Sánchez Anguita et al. sobre la formación de sulfuros a partir de lixiviados metamórficos de rocas básicas y ultrabásicas. Por el contrario, el trabajo de Molina versa sobre las bauxitas españolas, presentando un estado actual muy completo sobre su distribución e importancia.

Finalmente hay un grupo de trabajos de interés geoambiental en zonas tan sensibles como las costeras. Así, Goy et al. y Zazo et al. tratan las incidencias de las variaciones del nivel del mar en las Baleares y en las Canarias, respectivamente, relacionándolas con las condiciones climáticas durante el Cuaternario. El trabajo de Rodríguez Ramírez et al. hace énfasis sobre la costa onubense, en especial sobre la morfología costera actual. Por último, el trabajo de Serra et al. sitúa el delta del Ebro como punto clave para comprender la actuación de diversos factores en la conformación costera, en este caso el papel del viento sobre las dunas, señalando cuantificaciones para el mejor entendimiento de los procesos.

Marcos A. Lamolda
Presidente del Comité Español del PICG

CONSIDERACIONES SOBRE EL IMPACTO DEL PROGRAMA INTERNACIONAL DE CORRELACION GEOLOGICA (PICG) EN EL DESARROLLO RECIENTE DE LAS CIENCIAS GEOLOGICAS.

Por S. REGUANT (*) y M. A. LAMOLDA (**)

RESUMEN

El Programa Internacional de Correlación Geológica ha mostrado durante los años de su vigencia ser la base de las actividades de la División de Ciencias de la Tierra de la UNESCO. Sus variados proyectos han servido tanto para fortalecer como para iniciar las investigaciones en muchos países en todos los ámbitos de las Ciencias de la Tierra, así como la colaboración internacional. Esta labor del PICG queda de manifiesto en la capacidad multiplicadora que genera. Este efecto puede también apreciarse en el caso de nuestro país, en el que ha llegado a involucrar un total de 392 investigadores desde 1976/77, pertenecientes a la mayoría de las entidades en las que se desarrolla la investigación en Ciencias de la Tierra.

Palabras clave: Proyectos PICG, Colaboración científica, Ciencias de la Tierra.

ABSTRACT

The International Geological Correlation Programme has shown to be the main base of activities at the Division of Earth Sciences, UNESCO. Its projects have been successful either stating or encouraging researchs in a lot of countries in various topics of the Earth Sciences, as well as in international collaborations. The PICG research tasks have a special multiplying effect on many aspects of the scientific research. This effect is also clear in our country. In fact, a total of 392 researches have been involved, in IGCP active Spanish Working Groups, since 1976/77, belonging to most of institutions where Earth Sciences research is developed in Spain.

Key words: IGCP projects, Scientific collaboration, Earth Sciences.

1. ORIGEN, DESARROLLO Y CARACTERISTICAS DEL PICG

El PICG es fruto de una de las primeras iniciativas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS). El PICG se definió de una manera operativa en la Conferencia Intergubernamental de Expertos que tuvo lugar en París en la UNESCO en 1971, diez años después de la fundación de la IUGS y seis años más tarde del planteamiento

inicial de una acción conjunta entre la IUGS y la UNESCO (Reguant, 1996).

Las dos organizaciones patrocinadoras del PICG lo pensaron como un programa de colaboración y estímulo internacionales y así ha sido desde su creación hasta su situación actual en plena actividad. Este hecho y el propio tema básico del Programa, las ciencias geológicas, que tienen por objeto el estudio de toda la tierra han propiciado que esta internacionalización haya sido una constante fundamental en su funcionamiento.

El objetivo de este trabajo es presentar evidencias del impacto que el desarrollo de este pro-

(*) Depto. GDGP; Facultat de Geologia; Universitat de Barcelona; Zona Universitària de Pedralbes; Barcelona 08028.

(**) Facultad de Ciencias-UPV; Campus de Lejona; Lejona 48940.

grama ha tenido en la evolución de las ciencias geológicas y, muy en particular, en la colaboración entre científicos de los más diversos países; tanto de los países con una potencia y una tradición científica sobresalientes, como de los países menos desarrollados. Conviene, sin embargo, delinear brevemente el sistema de funcionamiento y el contenido científico del mismo, antes de presentar datos sobre la participación de los distintos países y, también, de la participación española en el programa.

1.1. Funcionamiento del Programa Internacional de Correlación Geológica

Este programa como otros de los patrocinados por la UNESCO funciona a través de proyectos definidos en función de un tema concreto y con una duración limitada en el tiempo. Estos proyectos son propuestos por uno o varios científicos que normalmente se encargan de liderarlo, es decir, de hacerlo funcionar. Este hecho no siempre se ha producido y aunque se han contabilizado y numerado 391 proyectos hasta 1995, sólo han funcionado 198, es decir, el 51 %. No hay garantías absolutas de que los propuestos y aprobados en el último año despeguen y funcionen durante el período propuesto con normalidad, pero esta cifra de, aproximadamente, el 50 % de eficacia también se encuentra al analizar los 343 proyectos aprobados hasta el 1992 y de los cuales han sido eficaces 172.

La proposición de un proyecto para ser aceptado requiere como condición necesaria un apoyo internacional explícito al mismo. Su aceptación depende del juicio que se hace de la calidad del tema y de la seriedad de su planteamiento. Por ello, en los países participantes en cada proyecto suelen existir comités o grupos de trabajo en comunicación constante con el líder o líderes del mismo, si bien excepcionalmente, la participación puede estar reducida a un solo científico o equipo de científicos situados en una institución de investigación. Por lo que se refiere a la participación española, ésta se ha estructurado siempre en base a un representante español para cada proyecto, que coordina y promueve las acciones de los diversos científicos y equipos españoles que participan en el mismo. Todos los representantes españoles de los diversos proyectos con

participación española forman automáticamente parte del Comité Español para el PICG.

La UNESCO es la responsable del funcionamiento logístico de todo el PICG y, por consiguiente, de los diversos proyectos que son su realidad operativa. Por ello dedica parte de su presupuesto para estos fines, pero no tiene responsabilidades en la propia investigación geológica, objetivo esencial de cualquiera de los proyectos. Lo mismo sucede en los Comités o Comisiones Nacionales, cuyo presupuesto sirve también para apoyar la participación de cada país y para colaborar en la comunicación e información necesaria para el buen funcionamiento de los proyectos, pero no para la realización de la investigación geológica referente a los mismos.

1.2. Contenido del Programa Internacional de Correlación Geológica

El contenido del PICG tal como fué planteado en la Conferencia Intergubernamental de Expertos de 1971, constaba de cuatro capítulos que fueron estudiados por sendos grupos de trabajo. Estos capítulos eran: (1) Cronología y Estratigrafía: consecuencias prácticas; (2) Principales fenómenos geológicos en el tiempo y en el espacio y sus repercusiones en los procesos mesológicos; (3) Distribución de yacimientos minerales en el espacio y en el tiempo y relación de los procesos mineralógicos con otros fenómenos de la historia de la Tierra; (4) Métodos cuantitativos y tratamiento de datos en la correlación geológica.

En el propio desarrollo del programa y de cara a la agrupación de los proyectos en curso se han publicado parecidos capítulos quizá un poco mejor definidos, pero que, en líneas generales se refieren a: (a) técnicas, métodos y estándares, incluyendo proyectos específicamente referidos a tratamiento de datos; (b) temas geológicos básicos de estratigrafía, tectónica, petrología y geofísica, con particular énfasis en la distribución en el espacio y en el tiempo de los procesos y materiales geológicos; (c) recursos geológicos; y (d) geología y medio ambiente.

El Cuadro 1 permite conocer la amplitud del contenido del programa y de la variedad de los

Campo o área a que se refieren los proyectos	Número de proyectos
I - Estratigrafía, sedimentación y tiempo geológico	26
IA. Estratigrafía general	8
IB. Precámbrico	3
IC. Paleozoico	7
ID. Mesozoico y Cenozoico	8
II - Recursos minerales, geoquímica y petrología	18
IIA. Geoquímica y Petrología	9
IIB. Recursos minerales y metalogenia	2
IIC. Procesos ígneos y depósitos minerales	3
IID. Procesos sedimentarios y depósitos minerales	2
IIE. Procesos de meteorización y depósitos minerales	0
IIF. Recursos energéticos	2
III - Cuaternario y Actual: Geología y Humanidad	6
IIIA. Clima y medio ambiente en el Cuaternario	6
IV - Tectónica y Geofísica	9
IVA. Geofísica	1
IVB. Tectónica en Eurasia	5
IVC. Tectónica en América y África	3

Cuadro 1.- Contenido de los proyectos del PICG en funcionamiento dentro del período 1983-1987.

temas a los que los proyectos intentan dar tratamiento. Es evidente que muchos proyectos afectan a más de un área o tema de los definidos en el índice de la publicación en cuestión. Se intenta atribuir cada proyecto al tema sobre el que incide más directamente. No obstante, podemos observar que hay un tema sin proyecto alguno, porque ninguno incide directamente sobre él aunque por lo menos 3 se refieren mucho al mismo, que es "Procesos de meteorización y depósitos minerales" (p. 80 del documento citado). Desde 1983 a 1987 los españoles participaron en 8 proyectos del capítulo I; 4 del capítulo II; 1 del Capítulo III y 2 del Capítulo IV. Esto significa el 31, 22, 17 y el 22 por ciento del total de los proyectos de cada capítulo, respectivamente.

2. LA PARTICIPACION MUNDIAL EN EL PICG

2.1. Datos generales de participación por grupos de países

Disponemos de dos grupos de datos sobre la participación en el PICG por parte de los distintos países del mundo. Uno se refiere a la participación en los 10 primeros años del funcionamiento del programa (1973-1982). Otro se refiere al bienio 1985-1986. En todas las informaciones los países se agrupan en 5 grandes grupos: África (A); Países árabes (AS); Asia y Oceanía (AO); América Latina y el Caribe (LAC); y Norteamérica y Europa (NAE). Esta agrupación pretende responder sobre todo a criterios culturales y no a los

directamente geográficos. El Cuadro 2 muestra para cada grupo y para los dos períodos de tiempo de los que se dispone de información: (a) el número de países que el grupo comprende; (b) el número de proyectos en que participan y (c) el porcentaje que este número supone sobre el total de proyectos en funcionamiento en el período considerado.

Grupos de países	Número de países	Número de proyectos	%
África	29 / 31	38 / 22	50 / 35
Estados Árabes	14 / 14	39 / 24	51 / 38
Asia y Oceanía	20 / 20	59 / 48	78 / 76
Latinoamérica y Caribe	17 / 24	49 / 40	64 / 63
Norteamérica y Europa	33 / 33	74 / 63	97 / 100
TOTAL	113 / 122		

Cuadro 2.- Número de proyectos en el que participan los países de cada grupo y porcentaje sobre el total de proyectos en funcionamiento en los períodos 1973-1982 / 1985-1986.

Es importante señalar que, como era de esperar, en el grupo de Norteamérica y Europa, seguido del de Asia y Oceanía es donde hay el mayor porcentaje de participación. El grupo de África y de los Estados Arabes son los que participan en menor grado aunque su participación fue importante, sobre todo en la primera década. América Latina y los países del Caribe se sitúan en una posición intermedia. No obstante, es importante señalar el alto grado de participación, tanto de los países con tradición científica importante, como la de muchos países en grados menores de desarrollo.

2.2. Datos sobre la participación de los distintos países

Para un análisis de la participación de los distintos países resultan más significativos los datos referidos a un período de 10 años que no los referidos sólo a un bienio. En líneas generales pueden considerarse representativos tanto del grado de participación en el programa, como de la internacionalización del mismo. De acuerdo con las tablas de las que hemos entresacado los datos, hemos agrupado los países en la forma citada anteriormente para ver el grado de participación de cada país en la década citada.

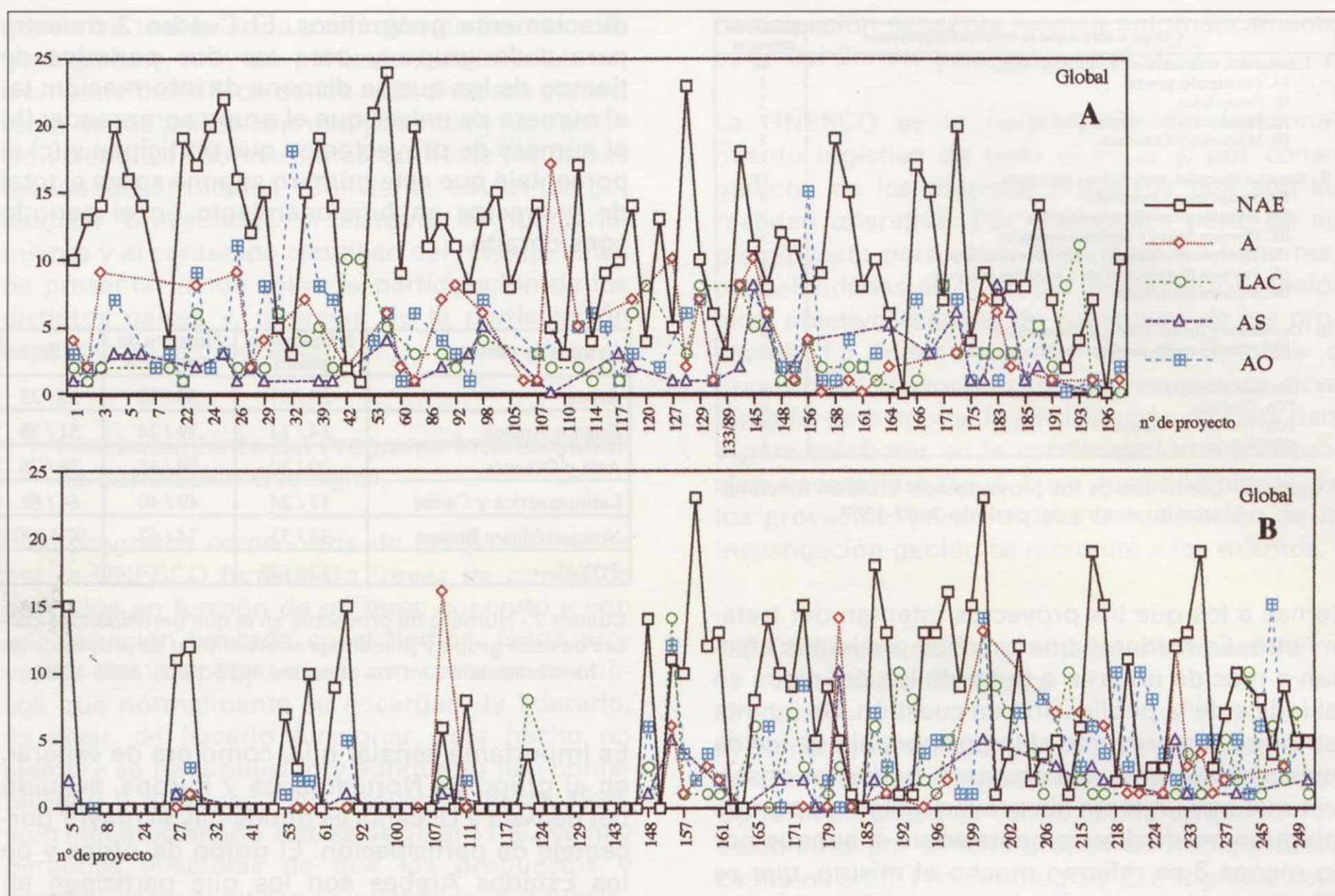


Figura 1.- a) Número de proyectos del PICG participados por los distintos grupos regionales durante el período 1973-1982. b) Id. para el período 1985-1986. NAE= Norteamérica y Europa; A= África; LAC= Latinoamérica y Caribe; AS=Países árabes; AO= Asia y Oceanía.

En la Figura 1 se representan los resultados de las tablas consultadas para los dos períodos considerados. Es evidente que los datos relativos al bienio no pueden ser homologados con los que se refieren a un período de 10 años. No obstante, permite hacer algunas consideraciones relativas a la evolución de la participación en el PICG por parte de los distintos países.

a) En líneas generales debe aceptarse un descenso del número de proyectos en que participa cada país en el bienio 1985-1986 respecto al que participa en el decenio 1973-1982, por cuanto el período de tiempo considerado es 5 veces menor y, como se ha indicado, los proyectos tienen un tiempo limitado de funcionamiento que se sitúa en muchos casos alrededor de los 4 ó 5 años.

b) Los países que no participaron durante 1985-

1986 y que sí lo hicieron durante 1973-1982 fueron: Alto Volta, Botswana, Lesotho, Malawi, Namibia, Suazilandia // Líbano // Afganistán, Bangladesh, Birmania // Islandia, Mónaco. Algunos de estos países sólo participaban en 1 ó 2 proyectos en el decenio considerado. En estos casos no puede sospecharse que haya habido una despreocupación sobre el programa. En los casos que participaban en más de 2 puede pensarse que ha habido circunstancias políticas o de otro orden en estos países para cesar su actividad en programas patrocinados por la IUGS y la UNESCO. Estos casos fueron: Afganistán, Bangladesh y Birmania, que participaron en 3 proyectos y Alto Volta y Suazilandia en 5.

c) También es conveniente hacer notar los países con una participación en más de 10 proyectos en el decenio 73-82 y cuyo descenso de partici-

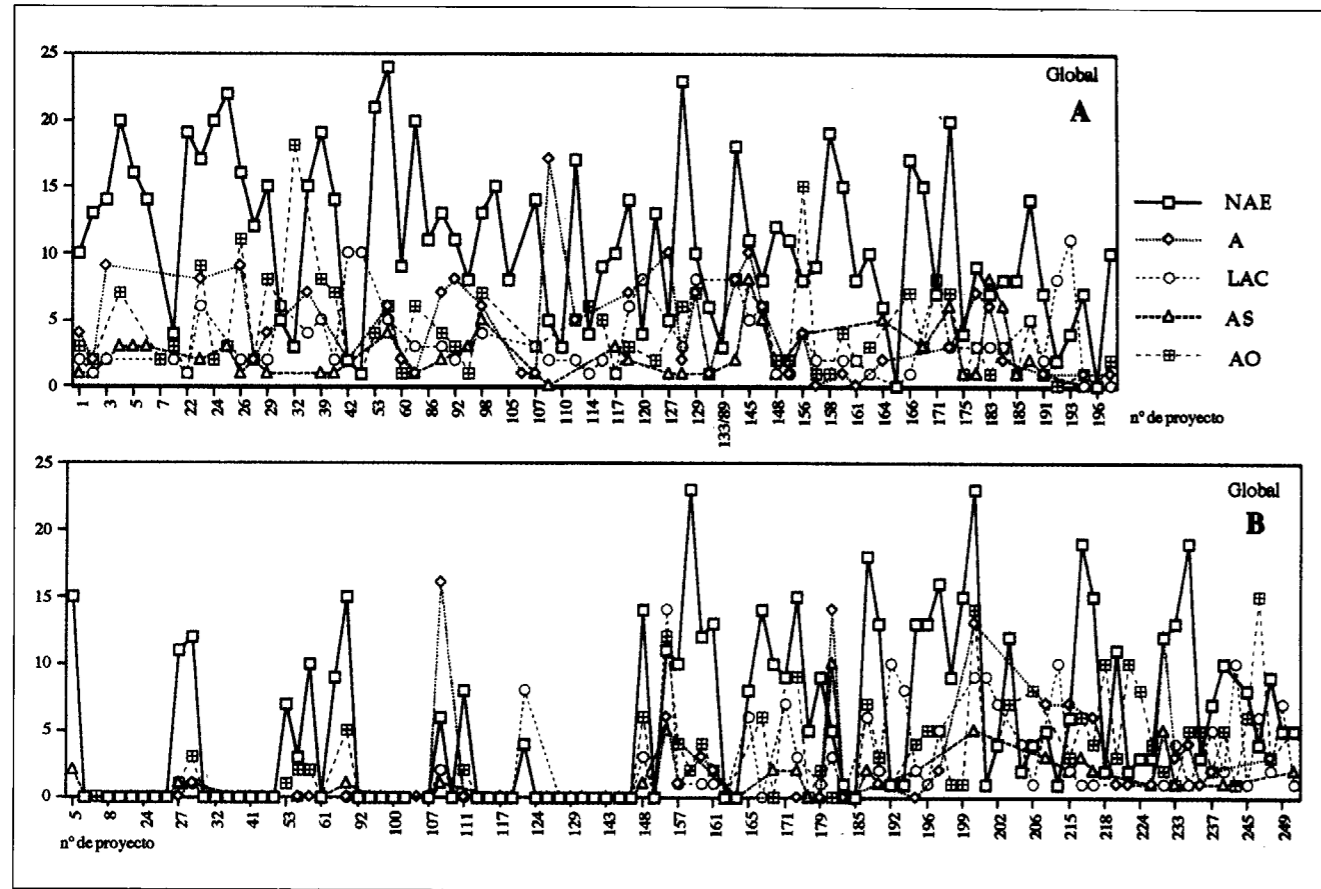


Figura 1.- a) Número de proyectos del PICG participados por los distintos grupos regionales durante el período 1973-1982. b) Id. para el período 1985-1986. NAE= Norteamérica y Europa; A= África; LAC= Latinoamérica y Caribe; AS=Países árabes; AO= Asia y Oceanía.

En la Figura 1 se representan los resultados de las tablas consultadas para los dos períodos considerados. Es evidente que los datos relativos al bienio no pueden ser homologados con los que se refieren a un período de 10 años. No obstante, permite hacer algunas consideraciones relativas a la evolución de la participación en el PICG por parte de los distintos países.

a) En líneas generales debe aceptarse un descenso del número de proyectos en que participa cada país en el bienio 1985-1986 respecto al que participa en el decenio 1973-1982, por cuanto el período de tiempo considerado es 5 veces menor y, como se ha indicado, los proyectos tienen un tiempo limitado de funcionamiento que se sitúa en muchos casos alrededor de los 4 ó 5 años.

b) Los países que no participaron durante 1985-

1986 y que sí lo hicieron durante 1973-1982 fueron: Alto Volta, Botswana, Lesotho, Malawi, Namibia, Suazilandia // Líbano // Afganistán, Bangladesh, Birmania // Islandia, Mónaco. Algunos de estos países sólo participaban en 1 ó 2 proyectos en el decenio considerado. En estos casos no puede sospecharse que haya habido una despreocupación sobre el programa. En los casos que participaban en más de 2 puede pensarse que ha habido circunstancias políticas o de otro orden en estos países para cesar su actividad en programas patrocinados por la IUGS y la UNESCO. Estos casos fueron: Afganistán, Bangladesh y Birmania, que participaron en 3 proyectos y Alto Volta y Suazilandia en 5.

c) También es conveniente hacer notar los países con una participación en más de 10 proyectos en el decenio 73-82 y cuyo descenso de partici-

pación en el bienio 85-86 presenta valores elevados cercanos o superiores a la mitad. En la lista siguiente se citan estos países, con indicación del número de proyectos en que participaban en el decenio 73-82 y en el bienio 85-86, respectivamente:

- (A) Costa de Marfil: 24/4
Ghana: 10/1 Liberia: 12/4
Niger: 11/2 Nigeria: 15/8
Senegal: 14/8 Togo: 12/2
- (AS) Egipto: 17/10 Marruecos: 17/8
Túnez: 20/5
- (AO) Corea: 12/6 Nueva Zelanda: 24/12
(LAC) Ecuador: 12/7
(NAE) Alemania RD: 16/5 Bélgica: 37/10
Checoslovaquia: 34/16
Dinamarca: 24/15 Hungría: 25/14
Israel: 22/11 Italia: 35/20
Noruega: 22/13 Países Bajos: 28/14
Portugal: 18/6 Rumania: 17/10
Ucrania: 20/7 Turquía: 23/9

En esta lista están casi todos los países de la antigua área socialista, pero también algunos países menos desarrollados y otros de tradición científica reconocida. Apenas hay países hispanoamericanos y de Asia y Oceanía. Seguramente que para cada grupo, y aún para cada país, hubo razones diferentes para que esto sucediera.

d) Los países que participaron durante el bienio 85-86 y no lo hicieron durante el decenio 73-82 fueron: Angola; Burkina Faso; Chad; Comores; Madagascar; Sao Tomé y Príncipe; Sudáfrica; Zimbabue // Qatar // Fiji; Hongkong; Singapur // Bermudas; República Dominicana; Guayana; Haití; Nicaragua; Panamá // Albania y Luxemburgo.

e) Los países que han incrementado su participación durante 85-86 en relación con el decenio 73-82 fueron (siguiendo la misma notación empleada más arriba):

- (A) Tanzania: 2/8 Zaire: 2/5
Zambia: 4/6
- (AS) Argelia: 7/8 Kuwait: 2/3
Somalia: 1/3

- (AO) China: 17/28 Tailandia: 9/11
Vietnam: 12/19
- (LAC) Argentina: 23/24 Chile: 13/16
Perú: 9/12 Uruguay: 5/8
Venezuela: 13/15.

f) El resultado es, en líneas generales, de un incremento de países participantes. Por otra parte, las causas de las oscilaciones en la participación no son identificables con la sola lectura de los números citados.

2.3. Análisis de la participación por grupos de países

Como se ha indicado anteriormente la clasificación que hace de los países la UNESCO se basa, en algunos casos, más en criterios culturales que geográficos. Así el grupo de los estados o países árabes comprende la parte árabe del área mediterránea y del Nilo y la mayoría de países árabes del Oriente Medio. El resto de países africanos y asiáticos están en los grupos de África y Asia y Oceanía respectivamente. Por otra parte, el grupo de Europa y Norteamérica comprende, aparte de los países europeos, Canadá, Estados Unidos e Israel. Este modo de agrupar los países debe ser tenido en cuenta para no considerar que todos los grupos tienen la misma homogeneidad por lo que respecta al desarrollo científico. El grupo de los países árabes, el de América Latina y del Caribe y el de Europa y Norteamérica presentan un grado de homogeneidad superior que los de África y Asia y Oceanía. Por ejemplo, en este último está incluido, entre otros, Japón. En cualquier caso, el análisis que sigue pretende dar una imagen suficientemente significativa de la participación de los diversos grupos de países en el PICG.

Para ello, tomando las dos muestras de las que disponemos hemos elaborado la Figura 1 A, B, en la cual por grupos de países, se ve la participación en los diversos proyectos en funcionamiento entre 1973-82 y entre 1985-86. La Figura 2 recoge las participaciones del grupo más activo (Europa y Norteamérica), que puede considerarse de comportamiento más homogéneo en ambos períodos. Basándonos en estos datos añadimos algunas informaciones adicionales: (a)

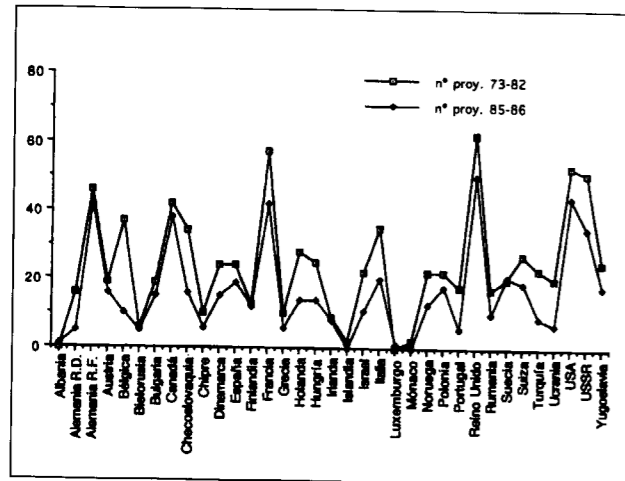


Figura 2.- Número de proyectos del PICG participados por los países del grupo norteamericano y europeo, durante los períodos de 1973-1982 y 1985-1986.

respecto a los programas con máxima participación de cada grupo y (b) sobre la asunción de liderato por científicos de los diversos grupos de países. Con ello la imagen del desarrollo internacional del PICG quedará mejor dibujada. Hay que advertir que los datos que han servido para la elaboración de la Figura 1 A, B no coinciden exactamente con las listas que se encuentran en los mismos documentos referentes a los títulos de los proyectos en curso y a los líderes de los mismos. Dado que los volúmenes especiales de "Geological Correlation" se publicaron en 1983 y en 1987, en las listas citadas hay información que abarca más tiempo que el que se incluye en las tablas. No obstante, aquí sólo se tomarán los proyectos que estuvieron vigentes en los dos períodos considerados.

2.3.1. Africa

17 es el número máximo de países que han participado en un proyecto, durante los períodos considerados. Este proyecto es el 108/144 "Precambrian of West Africa and its correlation with Eastern Brazil". También han participado en él: Argelia // Brasil, Guayana, Surinam // Alemania R. F., Bélgica, Canadá, Francia (que fue coliderado junto con Costa de Marfil en un primer período, hasta que este país asumió el liderato), Reino Unido, USA y URSS. Aparte de este proyecto han asumido colideratos, en estos períodos, en el proyecto 145 "West African biostrati-

graphy and its correlations", el 183 "Western African Mesozoic and Cenozoic correlation" y el 227 "Magmatism and evolution of extensional regions of the African plate", científicos de Nigeria para los dos primeros y de Zaire para el tercero. En otros 9 proyectos sólo ha participado un país de Africa entre 1973-82, que fueron 7 durante 1985-86.

2.3.2. Países árabes

En los períodos considerados el proyecto 183 "Western African Mesozoic and Cenozoic correlation" fue el que tuvo una mayor participación: 10 países del grupo. Arabia Saudí lideró el proyecto 164 "Pan-African crustal evolution". Por lo que se refiere a la participación de países de otros grupos, en el proyecto más participado por los países árabes, tenemos los siguientes datos. Han participado en el proyecto 183: Angola, Benin, Congo, Etiopía, Gabón, Ghana, Guinea-Bissau, Costa de Marfil, Liberia, Nigeria, República Centroafricana, Senegal, Tanzania, Togo, Zaire // India // Argentina, Brasil, Chile // Alemania R. F., Austria, Bélgica, Checoslovaquia, España, Francia, Italia, Países Bajos, Portugal, Reino Unido y Suiza. En 15 proyectos sólo participó un país de los Estados Arabes entre 1973-82, que fueron 10 durante 1985-86.

2.3.3. Asia y Oceanía

En los períodos considerados el proyecto 32 "Stratigraphic correlations between the sedimentary basins of the ESCAP region" fue el que tuvo una mayor participación: 18 países del grupo. En este proyecto también participaron: Francia, Reino Unido y URSS. En 13 proyectos sólo participó un país de Asia y Oceanía entre 1973-82, mientras que este número se redujo a 5 durante 1985-86.

Lideraron proyectos: Australia el 110 "Evolution of the South-West Pacific Plate boundaries", el 132 "Basins of iron-formation deposition", el 156 "Phosphorites", el 184 "Palaeohydrology of low latitude deserts" y el 236 "Precambrian events in the Gondwana fragments"; China el 199 "Rare events in geology" en un segundo período, el 245 "Non-marine Cretaceous correlations" y el 250

"Regional crustal stability and geological hazards"; India el 111 "Genesis of manganese ore deposits" y el 129 "Lateritization processes"; Japón el 114 "Biostratigraphic datum-planes of the Pacific Neogene", el 224 "Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia" y el 246 "Pacific events in time and space"; Nueva Zelanda el 7 "South West Pacific basement correlation" y el 8 "Mesozoic chronostratigraphy, New Zealand-New Caledonia"; y Tailandia el 32 "Stratigraphic correlations between the sedimentary basins of the ESCAP". Colideraron proyectos: Australia el 203 "Permo-Triassic events of the Eastern Tethys and their intercontinental correlation", el 226 "Correlation of manganese deposits to palaeoenvironments"; China el 203 (ya citado), el 206 "Comparison of major active faults"; India el 226 (ya citado); Indonesia el 218 "Quaternary processes and events in South-East Asia"; Japón el 220 "Correlation and resource evaluation of the tin and tungsten granites in South-East Asia and the Western Pacific region"; y Tailandia el 218 y 220 (ambos ya citados). En 13 proyectos sólo participó un país del grupo de Asia y Oceanía entre 1973-82, que fueron 8 durante 1985-86.

2.3.4. América Latina y Caribe

En los períodos considerados el proyecto 156 "Phosphorites" es el que ha tenido una mayor participación: 14 países del grupo. Participaron también en este proyecto: Etiopía, Kenya, Nigeria, Senegal, Sudáfrica, Tanzania, Zambia // Egipto, Irak, Jordania, Siria, Túnez // Australia, China, Corea, Filipinas, India, Indonesia, Irán, Malasia, Mongolia, Nepal, Nueva Zelanda, Papua-Nueva Guinea, Paquistán, Sri Lanka, Tailandia, Vietnam // Alemania R. F., Bélgica, Canadá, España, Finlandia, Francia, Israel, Reino Unido, Suiza, USA y URSS.

Lideran proyectos: Argentina el 44 "Lower Palaeozoic of South America", el 120 "Magmatic evolution of the Andes", el 192 "Cambro-Ordovician development in Latin-America", el 193 "Siluro-Devonian of Latin America", el 211 "Late Palaeozoic of South America" y el 242 "Cretaceous of Latin America"; Brasil el 42 "Upper Palaeozoic of South America and its boundaries", el 201 "Quaternary of South America", el 204

"Precambrian evolution of the Amazonian region" y el 237 "Floras of the Gondwanic continents"; Chile el 202 "Megafaults of South America"; y Cuba el 165 "Regional stratigraphic correlation of the Caribbean". Colideraron proyectos: Argentina y Chile el 249 "Andean magmatism and its tectonic settings" y Brasil el 118/99 "Upper Cambrian correlations/Geochronological correlation of Precambrian sequences in stable zones". En 8 proyectos sólo participó un país del grupo de América Latina y del Caribe entre 1973-82, que fueron 13 para el período 1985-86.

2.3.5. Norteamérica y Europa

En los períodos considerados el proyecto 58: "Mid-Cretaceous Events" fue el que tuvo una mayor participación: 24 países del grupo. Participaron también en este proyecto: Benin, Liberia, Niger, Nigeria, Senegal, Zaire // Irak, Libia, Marruecos, Siria // Australia, China, India, Iran, Japón, Nueva Zelanda // Argentina, Brasil, Colombia, México y Venezuela.

Por lo que se refiere a los proyectos liderados o coliderados por científicos norteamericanos y europeos la lista comprendería todos los no citados en los otros grupos y gran parte de los coliderados citados en los párrafos anteriores entre los 172 proyectos que han funcionado.

2.3.6. Comentario valorativo

En los párrafos precedentes se han citado los títulos de los proyectos más participados y de aquellos que han sido liderados o coliderados por países de los grupos que en su mayoría están entre los menos desarrollados. Esto permite hacer algunas observaciones. En particular, muchos de estos proyectos tienen una componente regional esencial. No obstante, existen proyectos en los que esta localización no es aparente; entre estos predominan los de índole aplicada. Parece obvio que la colaboración de los países menos desarrollados se consigue en proyectos que tratan problemas que les afectan, bien por residir en la propia área o bien de interés para su propio desarrollo.

3. LA PARTICIPACION ESPAÑOLA

3.1. Participación española en los proyectos del PICG

España ha participado activamente en el PICG. El total de proyectos con participación española dentro del total de proyectos en funcionamiento desde 1976 a 1995 puede verse en la Figura 3. Hay una correlación positiva significativa entre ambos grupos de valores ($r = 0,44$; $p < 0,05$). En porcentajes esta participación ha oscilado entre el 16 %, en 1986, y el 37 %, en 1992, de los proyectos en funcionamiento durante cada año (Figura 4) (Reguant 1996).

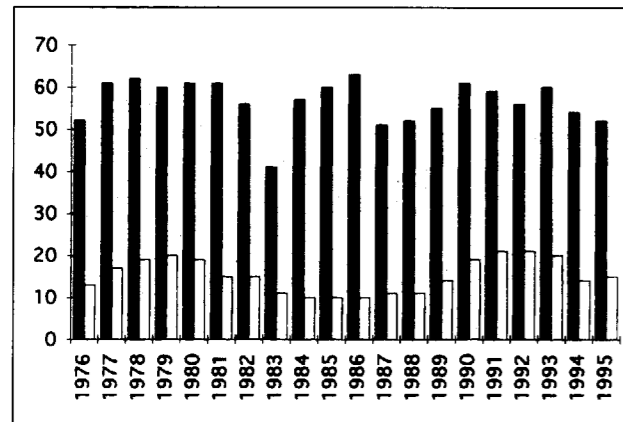


Figura 3.- Número anual de los proyectos del PICG (barras en negro) y la correspondiente participación española (barras en blanco).

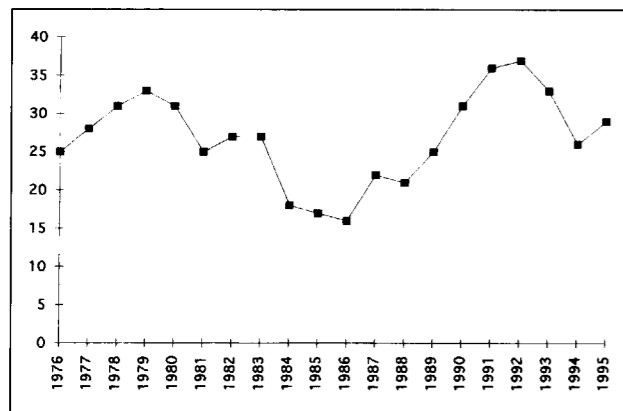


Figura 4.- Participación española en porcentaje sobre el número anual de los proyectos del PICG.

Los títulos de los proyectos en los que han participado grupos españoles, junto con el represen-

tante (o colíder o líder en su caso) y los años en que ha habido participación española en cada uno de ellos puede verse en el Cuadro 3. La variedad de temas es una muestra indicativa de la amplitud y el desarrollo de las ciencias geológicas en nuestro país. Con la lectura del cuadro podrían agruparse los proyectos en que han participado los investigadores españoles en 6 categorías o grupos de acuerdo con la idea principal suscitada por los títulos. Estos grupos serían:

1: Proyectos que hacen referencia a conceptos geológicos, nomenclatura y bases de datos

2: Proyectos que hacen referencia a temas geológicos desde una perspectiva global

3: Idem desde una perspectiva temporal, o sea temas de Geología Histórica

4: Idem desde una perspectiva regional, ya sean temas de Estratigrafía, Tectónica o Paleontología.

5: Proyectos que hacen referencia a recursos naturales

6: Proyectos que hacen referencia al medio ambiente

3.2. Producción científica relacionada con los proyectos del PICG

Un examen de los catálogos I y IV del PICG publicados respectivamente en 1980 y en 1992 nos dan las listas de los trabajos publicados, explícitamente relacionados con cada uno de los proyectos del PICG, precedidas de las revistas y demás publicaciones en los cuales han visto la luz para los períodos 1973-1979 y 1985-1989 respectivamente. Estas listas no son excesivamente fiables por cuanto dependen, en primer lugar, del control que el líder o líderes de cada proyecto ejerzan sobre los resultados de las investigaciones referidas al mismo y, también en gran parte, del interés que los investigadores que trabajan en cada proyecto tengan en informar a los líderes del mismo. De sobra es conocida la pereza de muchos científicos en cumplir con los aspectos que podrían ser llamados "burocráticos" de su investigación. Sirven no obstante para calibrar la magnitud de los trabajos estimulados y realizados a la sombra del PICG.

Proyecto	Repr. español	Años
PA 70.38. International Stratigraphic Guide	S. Reguant	1976
2 - Correlation of the Precambrian in mobile zones	J.M. Fontboté	1977-80
3 - Ore provinces separated by continental drift	A. Arribas	1977-78
4 - Triassic of the Tethys Realm	C. Virgili	1978-85
5 - Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belts	M. Julivert	1979-88
6 - Base Metals in Eastern Europe and the Mediterranean	A. Arribas	1976-81
22 - Precambrian in younger fold belts	J. M. Fontboté	1976-80
23 - Genesis of kaolins	E. Galán	1976-80
25 - Stratigraphic correlation Tethys-Paratethys Neogene	E. Aguirre	1976
26 - Mineralization associated with acid magmatism	M. T. Alberdi	1977-83
27 - Caledonide orogen	A. Arribas	1976-80
28 - Terminología geocientífica en América Latina	E. Martínez	1983-85
29 - Precambrian-Cambrian boundary	S. Reguant	1976-78
41 - Neogene-Quaternary boundary	I. Zamarreño	1978-86
44 - Mid-Cretaceous events	E. Aguirre	1976-84
60 - Caledonian stratobound sulphides	A. García Quintana	1976-84
61 - Holocene sea-level changes	A. Arribas	1978-82
66 - Messinian correlation	A. Maldonado	1977-82
66 - Standards for computer applications in resource studies	F. Orti	1976
100 - International Tectonic Lexicon	A. Linareo	1977-79
106 - Permo-Triassic stage of geological evolution	J. M. Minguez	1978-80
117 - Geological events at the Mio-Pliocene boundary	R. Rey	1976-77
143 - Remote sensing and mineral exploration	C. Virgili	1977-85
164 - Global exchange and processing of information in geochemistry	J. M. González D.	1979-82
166 - Design and generation of world data base for igneous petrology	C. Antón P.	1979-82
174 - Geological events at the Eocene-Oligocene boundary	J. L. Brandie	1977-83
187 - Siliceous deposits	J. L. Brandie	1972-84
188 - Calibration of the Phanerozoic time scale	S. Reguant	1981-85
190 - Rare events in Geology	M. A. Bustillo	1983-86
200 - Sea-level correlation and applications	E. Ibarrola	1983-87
200 - Permo-Triassic events of Eastern Tethys region and their intercontinental correlation	M. A. Lamolda	1985-87
210 - Global biological events in Earth history	C. Zazo	1983-87
210 - Comparative lacustrine sedimentology through space and time	A. Sopena	1984-87
227 - Magmatism and evolution of extensional regions of the African plate	P. Rivas	1987-88
228 - Terranes in the Circum-Atlantic orogens	L. Cabrera	1985-89
230 - Exploitation of IGDA/BAT	V. Araña	1986-87
242 - Cretaceous of Latin America	J. Martí	1988-89
246 - Andean magmatism and its tectonic setting	E. Martínez García	1985-89
252 - The past and future evolution of deserts	J. L. Brandie	1985-90
	M. A. Lamolda	1989-90
	J. Saavedra	1990-91
	E. Aguirre	1989-90

Cuadro 3.- Participación española en los proyectos del PICG.

Proyecto	Repr. español	Años
253 - Termination of the Pleistocene	R. Julia	1991-94
261 - Stromatolites	I. Zamarreño	1987-91
262 - Tethyan Cretaceous correlation	M. A. Lamolda	1988-92
270 - Early Paleozoic events in Latin America for the Gondwana genesis	J. C. Gutiérrez	1989-92
271 - South American Paleozoic conodontology	Marco	1988-92
272 - Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific events	S. García L.	1988-92
274 - Coastal evolution in the Quaternary	C. Virgili	1992
276 - Paleozoic in the Tethys	C. Zazo	1988-93
277 - Phanerozoic oolitic ironstones	M. Julivert	1988-94
282 - Rare metal granitoids	J. C. García R.	1988-90
286 - Early Paleogene benthos	J. C. Melgarejo	1990-93
287 - Tethyan bauxites	E. Caua/colider	1990-94
291 - Metamorphic fluids and mineral deposits	J. M. Molina	1989-93
293 - Geochronological event markers in the Phanerozoic	C. Ayora	1989-93
294 - Very low grade metamorphism	M. A. Lamolda	1990-94
301 - Paleogene of South America	C. Brime	1989-93
303 - Precambrian/Cambrian event stratigraphy	E. Caua	1991-93
308 - Paleocene/Eocene boundary events	E. Lifán	1991-93
317 - Paleoweathering Records and Paleosurfaces	E. Molina	1991-94
318 - Marine polymetallic oxides	M. A. Bustillo	1993-95
319 - Global Paleogeography of the Late Precambrian and Early Paleozoic	J. Martínez F.	1993-95
320 - Neoproterozoic Events and Resources	E. Lifán	1992-96
324 - GLOPALS: Global Limnogeology	T. Palacios	1992-95
328 - Paleozoic Microvertebrates	P. Anadón	1991-95
336 - Intraplate Magmatism and Metallogeny	L. Cabrera	1992-93
344 - Biostratigraphy and Correlation Microbial Build-ups	R. Soler	1993-96
345 - Andean lithospheric evolution	F. Garvía	1993-96
350 - Cretaceous Environmental Change in East and South Asia	I. Zamarreño	1993-94
351 - Early Paleozoic Evolution in North-West Gondwana	J. Saavedra	1993-97
	M. A. Lamolda	1993-97
	J. C. Gutiérrez	1994-97
	Marco	1995-97
362 - Tethyan and Boreal Cretaceous	J.M. Pons	1994-98
367 - Late Quaternary Coastal Records of Rapid Change	C. Zazo	1994-98
369 - Peritethyan Rift Basins	R. Sales	1995-98
376 - Laurentian-Gondwanan connections	E. Martínez García	1994-98
380 - Biostratigraphy of Microbial Buildups	I. Zamarreño	1995-98

Desde el punto de vista de la contribución española se han entresacado los datos sobre el nombre de las revistas o libros editados en España que contienen trabajos explícitamente considerados como resultado de las investigaciones realizadas en proyectos del PICG y, también, sobre el número de publicaciones realizadas por españoles referentes a los proyectos con participación española. Aunque los números registrados son en muchos casos más bajos que los reales, su conocimiento tiene interés y es significativo de las diferencias de resultados publicados en los diversos proyectos y aún del desarrollo real de los mismos.

Entre las revistas y otras publicaciones citadas en los catálogos a que hacemos referencia se encuentran ediciones de, prácticamente, todos los países que han participado en proyectos del PICG. Por lo que respecta a España, se encuentran, además de los Boletines Informativos del Comité Español para el PICG, las siguientes revistas y publicaciones:

Acta Geológica Hispánica

Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural

Boletín Geológico y Minero

Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía

Cuadernos de Geología Ibérica

Cuadernos de Laboratorio Xeológico de Laxe

Estudios Geológicos

Investigación y Ciencia

Mediterránea, Serie de Estudios Geológicos

Noticias Paleontológicas

Publicaciones de la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras

Publicaciones de Geología de la Universidad Autónoma de Barcelona

Revista Española de Micropaleontología

Revista Española de Paleontología

Seminarios de Estratigrafía

Tecniterrae

Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario

En referencia a los trabajos citados escritos por científicos españoles, pueden verse los datos de cada uno de los proyectos con participación española en el Cuadro 4, que si se compara con el Cuadro 3 se aprecia que en los últimos proyectos apenas hay trabajos publicados, ya que la participación se inició al final de período a que se refiere el Catálogo IV.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
2. Correl. PC in mobile zones	2	1	3	109				
4/106. Triassic Tethys	3	1	4	110	6	3	9	147
5. Correl. Pravariscan...Alpine-Medit.	0	0	0	169	7	4	11	162
6. Base metals in E. Europe and Medit.	0	0	0	11	1	0	1	5
22. PC in younger fold belts	3	3	6	219	0	0	0	40
23. Genesis of kaolins	1	0	1	41				
25. Strat. correl. Tethys-Parat. Neog.	4	3	7	414	2	0	2	18
26. Mineraliz. assoc. acid magmatism	2	0	2	140	1	0	1	51
27. Caledonide orogen	0	0	0	72	2	1	3	170
29. Precambrian-Cambrian boundary	3	0	3	112	12	1	13	82
41. Neogene-Quaternary boundary	2	9	0	29	132	3	1	4
58. Mid-Cretaceous events	8	6	14	439	48	0	48	119
60. Caledonian stratabound sulphides	0	0	0	12	1	0	1	29
61. Holocene sea-level changes	0	0	0	17	0	0	0	72
96. Messinian correlation	2	1	3	105				
98. Stand. for computer...resourc. stud.	0	0	0	41				
100. International Tectonic Lexicon								
106. Permo-Trias stage of geol. evol.	5	1	6	136				
117. Geol. events at Mio-Plio. bound.	0	0	0	11	1	0	1	1
143. Remote sensing and miner. expl.	0	0	0	23	1	2	3	38
154. Global...inform. in geochemistry	0	0	0	21	2	0	2	3
163. ...world data base...igneous petr.					3	2	5	18
174. Geol. events...Eoc-Olig. boundary					4	2	6	161
187. Siliceous deposits					6	6	12	86
196. Calibr. ...Phaneroz. time scale					3	0	3	176
199. Rare events in Geology					2	0	2	54
200. Sea-level correl. and applic.					8	4	12	401
203. Permo-Trias. events of E. Tethys					4	0	4	92
216. Global biol. events in Earth hist.					4	2	6	205
219. Comp. lacustrine sedimentology...					3	6	9	82
227. Magmatism... African plate					0	0	0	41
233. Terranes...Circum-Atlantic orog.					21	11	32	483
239. Exploitation of IGBADAT					2	0	2	6
242. Cretaceous of Latin America					0	0	0	93
249. Andean magmatism...tecton. sett.					0	2	2	67
252. The past and future ev...deserts					0	0	0	75
253. Termination of the Pleistocene					0	0	0	3
261. Stromatolites					0	0	0	9
262. Tethyan Cretaceous correlation					0	2	2	25
270. E. Palaeoz. events in Latin Am...					0	0	0	26
271. S America Palaeoz. conodontology					0	0	0	5
272. L. Palaeoz. E. Mesoz. Circum-Pac					0	0	0	2
274. Coastal evolution in the Quatern.					0	0	0	51
276. Palaeozoic in the Tethys					0	0	0	1
277. Phanerozoic oolitic ironstones					0	0	0	3
294. Very low grade metamorphism					0	0	0	11
303. Precamb/Cambrian event strat.					0	0	0	1

Cuadro 4.- Número de publicaciones registradas en los Catálogos I (1973-1979) y IV (1985-1989) referentes a los proyectos con participación española: (1) número y nombre (en algunos casos abreviado) del proyecto; (2) nº de trabajos publicados por científicos españoles, para cada proyecto, en revistas españolas citados en el Catálogo I; (3) id. en revistas extranjeras; (4) total de trabajos publicados por científicos españoles, para cada proyecto, según el Catálogo I; (5), total de trabajos citados in idem, para cada proyecto; (6), (7), (8) y (9) lo mismo, respectivamente, que (2), (3), (4) y (5) en el Catálogo IV.

3.3. Relación entre la participación española en proyectos del PICG y (a) los proyectos del programa "Promoción General del Conocimiento" (PGC) y (b) los programas nacionales del Plan Nacional de I + D (PN)

Don José A. Muñoz-Delgado, Presidente del G. T. Ciencias Exactas y Naturales de la Comisión Nacional Española de Cooperación con la UNESCO, realizó un estudio sobre esta correlación, en noviembre de 1994, que abarca los proyectos del PCG para los años 1988-1992 y los del PN para 1992-1993. Estos datos permiten tener una idea de como la participación en proyectos del PICG ha permitido la proposición y aprobación de proyectos de investigación en la actual organización de las ayudas por parte del MEC. En el Cuadro 5 constan dichos resultados, con el número de investigadores y la financiación correspondientes. El Cuadro 6 contiene la participación por instituciones y comunidades autónomas en el PICG.

La lectura de estos cuadros permite ver la canti-

Proyectos PICG	Proyectos PGC			Proyectos PN I+D			TOTAL (PGC + PN)	
	N	F	In	N	F	In	N	In
253 - Terminación del Pleistoceno	1	12489	7				1	12489
282 - Granitoides de metales raros	2	9609	13				2	9609
293 - Acontecimientos geocímicos gúfe en el Fanerozoico	3	19530	19				3	19530
294 - Metamorfismo de muy bajo grado	1	4500	8				1	4500
299 - Geología, Clima, Hidrología y formación del Karst	1	4100	8				1	4100
308 - Eventos en el límite Paleoceno-Eoceno	1	3200	4				1	3200
317 - Registros de paleometeorizaciones y Paleosuperficies	1	4200	9				1	4200
318 - Oxidos polimetálicos marinos				1	2200	6	1	2200
324 - Archivos paleoclimáticos globales en sistemas lacustres - GLOPALS	1	9230	3	4	29590	24	5	38820
328 - Microvertebrados paleozoicos	1	5700	7				1	5700
329 - Neógeno del Paratethys	2	18527	17				2	18527
336 - Magmatismo intraplaca y metalogénico	2	12680	15	4	29755	22	6	42435
343 - Análisis estratigráfico de las Cuencas peritethysianas	8	54435	57				8	54435
344 - Biosedimentología y correlación de construcciones microbianas	1	10900	4				1	10900
349 - Márgenes del desierto y Paleomonzonas durante los últimos 135 Ka	1	8800	6	4	20020	27	5	28820
351 - Evolución en el Paleozoico inferior del NO de Gondwana	3	24711	19				3	24711
359 - Correlación del Permotriásico del Tethys, Circum-Pacífico y margen del Gondwana	2	8330	17				2	8330
362 - Cretácico del Tethys y Boreal	5	21918	26				5	21918
366 - Aspectos ecológicos de la radiación cámbrica	2	7550	10				2	7550
367 - Registros costeros tardicuaternarios de cambio rápido	5	21573	24				5	21573
369 - Cuencas Ritt peritethysianas	2	18000	15				2	18000
376 - Conexiones entre Lawrence y Gondwana	4	19370	20				4	19370
378 - Correlaciones cuaternarias circumpolares	1	3000	5				1	3000
TOTALES	60	298350	313	13	81565	79	63	379815

Cuadro 5.- Correlación entre la participación española en proyectos del PICG y (a) los proyectos del programa "Promoción General del Conocimiento" (PGC) y (b) los programas nacionales del Plan Nacional de I + D (PN), con las cantidades de las subvenciones y el número de investigadores que han participado en ellos (recopilado por Muñoz Delgado, 1994).

PARTICIPANTES	PICG		
	PCG	PN	Total
INSTITUCIONES			
UNIVERSIDADES			
Autónoma de Barcelona	4	1	5
Autónoma de Madrid		1	1
Barcelona	5	2	7
Complutense de Madrid	8	1	9
Granada	7	2	9
Huelva	1		1
Murcia		1	1
Oviedo	5		5
País Vasco	3		3
Salamanca	3	1	4
Zaragoza	3		3
CENTROS DE INVESTIGACION			
Consejo Superior de Investigaciones Científicas	10	4	14
Instituto Español de Oceanografía	1		1
TOTALES	50	13	63
COMUNIDADES AUTONOMAS			
Andalucía	11	4	15
Aragón	3	1	4
Asturias	5		5
Castilla-León	3	1	4
Cataluña	12	3	15
Madrid	13	3	16
Murcia		1	1
País Vasco	3		3
TOTALES	50	13	63

Cuadro 6.- Participación de las instituciones y de las comunidades autónomas en el PICG. PGC= Programa General del Conocimiento. PN= Programa Nacional de I+D. (recopilado por Muñoz Delgado, 1994).

dad considerable de investigadores (392) y la también considerable ayuda (más de 379 millones de pesetas) que han recibido para poder contribuir al progreso de las ciencias geológicas, dentro de los temas propuestos por los distintos proyectos del PICG. Esta información se refiere exclusivamente a los años más recientes, aproximadamente a los proyectos del PGC y PN aprobados entre el 1988 y el 1993.

4. CONSIDERACIONES VALORATIVAS FINALES

La observación de los datos aducidos que, aunque incompletos en algunos casos, son perfectamente significativos permite darse cuenta del impacto que el PICG ha tenido en los últimos años en las ciencias geológicas tanto a nivel mundial como por lo que se refiere a España. No está de más señalar algunos puntos particularmente importantes que en parte ya han sido indicados y que, en todo caso, son fáciles de deducir de la lectura de la información aquí presentada.

1. El PICG ha conseguido realmente el propósito formulado en su creación: ser un programa científico de amplia participación internacional.

2. El PICG abarca todo el amplio abanico de las ciencias geológicas con particular énfasis como su nombre indica en establecer la correlación de los procesos, los fenómenos y los productos geológicos.

3. Por lo que se refiere a la participación internacional, en la información aquí suministrada consta la participación en el PICG de 134 países: 37 de Africa, 15 Estados Arabes, 23 de Asia y Oceanía, 24 de América Latina y el Caribe, y 35 de Norteamérica y Europa. Es notable el número de países, entre los considerados subdesarrollados, que han participado en más de 10 proyectos.

4. Como era de esperar la iniciativa en la proposición y el ejercicio del liderazgo en los proyectos ha recaído fundamentalmente en los países con un mayor desarrollo científico, aunque es notable la toma de responsabilidades por parte de científicos de países con un menor desarrollo en el campo de la investigación geológica como se ha detallado profusamente.

5. La oscilación de la participación en los dos sectores de tiempo considerados obedece a causas diversas, como ya ha sido señalado, aunque en este estudio no se ha dispuesto de datos fehacientes al respecto para poder estudiar correlaciones posibles entre situaciones históricas conyunturales y participación en proyectos científicos internacionales.

6. La participación española ha sido y continúa siendo notable y posiblemente pueda ser considerada superior a la que le correspondería en renta per capita con respecto a la mayor parte de países de Norteamérica y Europa, aunque también hay países que nos aventajan.

7. El tipo de proyectos en que participa España comprenden toda la gama de las ciencias geológicas.

8. Los resultados de las investigaciones realizadas por investigadores españoles en proyectos del PICG se han publicado en revistas españolas y extranjeras. Con todo el número registrado en los Catálogos de la UNESCO parece reflejar unos mínimos en la mayoría de proyectos. Los datos

en este aspecto no son muy satisfactorios. Por otra parte, se constata que las revistas geológicas españolas más prestigiosas han publicado muchos de estos trabajos.

9. La relación entre la participación española en proyectos del PICG y (a) los proyectos del programa "Promoción General del Conocimiento" (PGC) y (b) los programas nacionales del Plan Nacional de I + D (PN), es positiva y en los últimos años las cantidades de las subvenciones y el número de investigadores que han participado en ellos es particularmente notable; lo que remarca el papel de catalizador por parte del PICG en la investigación y desarrollo de las Ciencias de la Tierra.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la disponibilidad de los cuadros realizados por D. José A. Muñoz Delgado, Presidente del GT de Ciencias Exactas y Naturales de la Comisión Nacional Española de Cooperación con la UNESCO (Cuadros 5 y 6 de este trabajo), a partir de una encuesta realizada en colaboración con el Comité Español para el PICG (registrados en la Base de Datos de la Secretaría General del Plan Nacional de I+D).

REFERENCIAS

- Boletín Informativo (1976-1996). nº 1 - 20. Comité Español PICG.
- Geological Correlations (1973-1995). nº 1 - 23. IGCP/PICG Secretariat. UNESCO.

Geological Correlations (1978). Special issue. IGCP/PICG Secretariat. UNESCO.

Geological Correlations (1983). Special issue. IGCP/PICG Secretariat. UNESCO.

Geological Correlations. (1987). Special issue. IGCP/PICG Secretariat. UNESCO.

IGPC Catalogue 1973-1979. IGCP/PICG Secretariat. UNESCO.

IGPC Catalogue IV 1985-1989. IGCP/PICG Secretariat. UNESCO.

MUÑOZ DELGADO, J.A. (recopil.) (1994): Cuantificación de la correlación entre proyectos PICG de la UNESCO y proyectos del Programa General del Conocimiento ("PGC") y de programas nacionales del Plan Nacional de I+D. Base de Datos de la Secretaría General del Plan Nacional de I+D (con la colaboración del Comité Español para el PICG).

MUÑOZ DELGADO, J.A. (recopil.) (1994): Participación de instituciones y de Comunidades Autónomas y el Programa PICG de la UNESCO. Base de Datos de la Secretaría General del Plan Nacional de I+D (con la colaboración del Comité Español para el PICG).

REGUANT, S. (1981): La aportación española al Programa Internacional de Correlación Geológica (PICG). Real Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de Madrid, 1: 9-17.

REGUANT, S. (1996): El Programa Internacional de Correlación Geológica (PICG) Perspectiva internacional y española. Geogaceta, 20: 1644-1646.

ZAMARREÑO, I. y REGUANT, S. (1988): El Programa Internacional de Correlación Geológica (PICG). Situación actual y perspectivas futuras en España. II Congreso Geológico de España. Simposios; 437-444.

Original recibido: Septiembre de 1996.
Original aceptado: Abril de 1997.

SILICIFICACIONES JURASICAS EN CALIZAS OOLITICAS: GENESIS Y SIGNIFICADO PALEOGEOGRAFICO (VELEZ-BLANCO, SUBBETICO INTERNO).

Por M. A. BUSTILLO (*), J. REY (**), A. DELGADO (***) y P. A. RUIZ-ORTIZ (****)

RESUMEN

En el sector oriental de la Zona Subbética, concretamente en el Subbético Interno de las proximidades de Vélez Blanco, se han reconocido silicificaciones que afectan a la parte alta o techo de la Fm Camarena (calizas oolíticas del Bajociense-Bathonense). Aparecen solamente en aquellas series estratigráficas con facies ricas en organismos silíceos (radiolarios y, en menor medida, espículas) sobre las calizas oolíticas. Los nódulos y masas lenticulares de sílex están constituidos fundamentalmente por megacuarcos. Las etapas de crecimiento idiomorfo que se observan en los cristales indican tasas de crecimiento lentas, a partir de soluciones poco saturadas en sílice y pobres en cationes. Los análisis isotópicos de muestras silicificadas detectan la contribución de un componente de aguas meteóricas en los fluidos silicificantes. El modelo genético que se presenta plantea la posible existencia de un acuífero confinado, ubicado en las calizas oolíticas de la Fm Camarena, que recibe aportes de aguas meteóricas desde la parte alta y emergida de bloques basculados, lo que puede tener una importante significación desde un punto de vista paleogeográfico.

Palabras clave: Silicificaciones, Subbético, Calizas oolíticas, Dogger, Isótopos estables, Discontinuidades.

ABSTRACT

In the eastern sector of the Subbetic Zone, specifically in the Internal Subbetic of the Vélez Blanco area, silicifications of the upper part - top of the Fm Camarena, oolitic limestones of Bajocian-Bathonian p.p. age, occur. They are only present in those stratigraphic series with siliceous tests (radiolarians and less abundant siliceous spicules)- rich facies overlaying the Camarena Fm. The chert is basically made up of megaquartz. The zoned quartz points to low growth rates from silica-poor solutions. The stable isotope data of the chert show that quartz precipitated from solutions with a water meteoric component. The proposed genetic model shows a confined gravity-driven aquifer, placed in the Camarena Fm limestones, with recharge of meteoric water coming from the upper and emerged part of tilted fault-blocks which has an important paleogeographic significance.

Key words: Silicification, Subbetic, Oolitic limestones, Dogger, Stable isotopes, Unconformities.

1. INTRODUCCION

Se estudian las silicificaciones que afectan a las calizas oolíticas de la Fm Camarena (Bajociense-Bathonense p.p.) que afloran al norte de Vélez Blanco (Fig. 1), en el límite de las provincias de

- (*) Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006-Madrid.
(**) Dpto. de Geología, Universidad de Jaén, E.U. Politécnica de Linares, 23700-Linares (Jaén).
(***) Estación Experimental del Zaidín, CSIC. Profesor Albareda, 1, 18008-Granada.
(****) Dpto. de Geología, Universidad de Jaén, Facultad de Ciencias Experimentales, 23071-Jaén.

Murcia y Almería. Las unidades tectónicas en las que se incluyen los materiales estudiados se atribuyen paleogeográficamente al Subbético Interno el cual, a partir del Carixiense superior se ubicó ya en un ámbito alejado del continente, de clara influencia pelágica (ver p.ej. AZEMA et al., 1979; GARCIA-HERNANDEZ et al., 1980, VERA, 1988, REY, 1993, entre otros). Sin embargo hay que señalar que en algunos intervalos de tiempo la batimetría de depósito llegó a ser muy somera, como ocurrió durante el Bajociense-Bathonense p.p. cuando se depositan las calizas oolíticas de la Fm Camarena.

Los primeros trabajos sobre el Mesozoico de la región se enfocaron principalmente a la identificación y definición de un conjunto de unidades estratigráficas (ver p. ej. GEEL, 1973; BAENA, 1974; KUHRÝ et al., 1975, BAENA et al., 1977; HERMES, 1978; SEYFRIED, 1978). En estudios posteriores (REY, 1993, 1995) se pusieron de manifiesto los cambios laterales de facies así como sus consecuentes implicaciones sedimentológicas y paleogeográficas. Las silicificaciones que afectan a las calizas oolíticas de la Fm Camarena y que dan lugar a nódulos y masas lenticulares de sílex no han sido estudiadas; tan sólo BAENA et al. (1977) las citan y REY (1993) las describe de forma somera sin entrar en ninguna consideración genética.

En este estudio, a partir de los datos estratigráficos, petrológicos y geoquímicos, se pretende, en primer lugar, analizar los diferentes tipos de sílex asociados a la parte alta/techo de la Fm Camarena. En segundo lugar, extraer conclusiones sobre el ambiente de formación de dichas rocas e insertarlo en el contexto paleogeográfico correspondiente. Esto nos llevará, por último, a precisar algunos aspectos sobre la paleogeografía del margen subibérico, y en concreto, del Subbético Interno en el sector oriental de la cordillera. En este sentido, se discute la posible relación de las silicificaciones con aguas freáticas meteóricas. Este hecho constituiría una prueba más al modelo paleogeográfico que considera la existencia, en medios pelágicos de este margen, de umbrales que localmente llegarían a emerger por basculamiento de bloques a favor de fallas lístricas (véase p.ej. GARCIA-HERNANDEZ et al., 1988; GARCIA-HERNANDEZ et al., 1989; VERA et al., 1988; JIMENEZ DE CISNEROS et al., 1993). Algunos de los argumentos que sostienen este modelo fueron rebatidos por WINTERER y SARTI (1994), lo que ha sido replicado por MOLINA et al., (1995) y MARTIN-ALGARRA y VERA (1995). Este trabajo aporta nuevas pruebas a favor de la existencia de fases de emersión durante la evolución jurásico-cretácica del margen subibérico, basándonos en argumentos no utilizados hasta la fecha.

2. METODOLOGIA

El muestreo para el análisis petrológico e isotó-



Figura 1.- Esquema geológico del sector estudiado en el que se señalan distintos afloramientos en los que las calizas oolíticas del Dogger están silicificadas. Leyenda: 1.- Facies keuper (Trías). 2.- Calizas de la Fm Gavilán (Lías infra-Domeriense). 3.- Calizas oolíticas de la Fm Camarena (Bajociense-Bathonienne, p.p.) y localmente calizas margosas, facies radiolaríticas y calizas nodulosas (Calloviense-Malm). 4.- Alternancia de margas y margocalizas (Fm Carretero) y margas, a veces con niveles detríticos (Fm Fardes) (Cretácico inferior). 5.- Margas, margocalizas y facies detríticas (Cretácico superior y Terciario pre-orogénico). 6.- Terciario sin y post-orogénico y Cuaternario. Las letras a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m y n corresponden a los distintos sectores de muestreo.

pico del sílex que es objeto de este trabajo fue realizado en los sectores a, b, c y d de la Fig. 1. El resto de los sectores fueron escogidos para un análisis comparativo y las muestras obtenidas corresponden a silicificaciones en otras edades y a las facies de calizas con radiolarios o radiolarias calcáreas.

Todo el conjunto de muestras fue estudiado mediante petrografía en lámina delgada y difracción de RX. Los índices de cristalinidad del cuarzo fueron obtenidos sobre 22 muestras y se calcularon según el método definido por MURATA y NORMAN (1976).

Los análisis isotópicos se realizaron en la Estación Experimental del Zaidín (CSIC). Las muestras seleccionadas para análisis isotópico del oxígeno fueron: 10 muestras de sílex que poseían relictos de caliza oolítica correspon-

Los primeros trabajos sobre el Mesozoico de la región se enfocaron principalmente a la identificación y definición de un conjunto de unidades estratigráficas (ver p. ej. GEEL, 1973; BAENA, 1974; KUHRY et al., 1975; BAENA et al., 1977; HERMES, 1978; SEYFRIED, 1978). En estudios posteriores (REY, 1993, 1995) se pusieron de manifiesto los cambios laterales de facies así como sus consecuentes implicaciones sedimentológicas y paleogeográficas. Las silicificaciones que afectan a las calizas oolíticas de la Fm Camarena y que dan lugar a nódulos y masas lenticulares de sílex no han sido estudiadas; tan sólo BAENA et al. (1977) las citan y REY (1993) las describe de forma somera sin entrar en ninguna consideración genética.

En este estudio, a partir de los datos estratigráficos, petrológicos y geoquímicos, se pretende, en primer lugar, analizar los diferentes tipos de sílex asociados a la parte alta/techo de la Fm Camarena. En segundo lugar, extraer conclusiones sobre el ambiente de formación de dichas rocas e insertarlo en el contexto paleogeográfico correspondiente. Esto nos llevará, por último, a precisar algunos aspectos sobre la paleogeografía del margen subibérico, y en concreto, del Subbético Interno en el sector oriental de la cordillera. En este sentido, se discute la posible relación de las silicificaciones con aguas freáticas meteóricas. Este hecho constituiría una prueba más al modelo paleogeográfico que considera la existencia, en medios pelágicos de este margen, de umbrales que localmente llegarían a emerger por basculamiento de bloques a favor de fallas lístricas (véase p.ej. GARCIA-HERNANDEZ et al., 1988; GARCIA-HERNANDEZ et al., 1989; VERA et al., 1988; JIMENEZ DE CISNEROS et al., 1993). Algunos de los argumentos que sostienen este modelo fueron rebatidos por WINTERER y SARTI (1994), lo que ha sido replicado por MOLINA et al., (1995) y MARTIN-ALGARRA y VERA (1995). Este trabajo aporta nuevas pruebas a favor de la existencia de fases de emersión durante la evolución jurásico-cretácica del margen subibérico, basándonos en argumentos no utilizados hasta la fecha.

2. METODOLOGIA

El muestreo para el análisis petrológico e isotó-

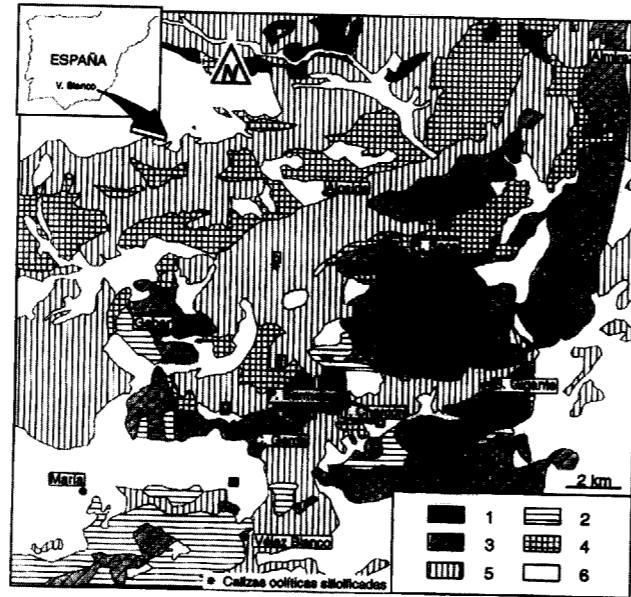


Figura 1.- Esquema geológico del sector estudiado en el que se señalan distintos afloramientos en los que las calizas oolíticas del Dogger están silicificadas. Leyenda: 1.- Facies keuper (Trias). 2.- Calizas de la Fm Gavilán (Lías infra-Domeriense). 3.- Calizas oolíticas de la Fm Camarena (Bajociense-Bathonienne, p.p.) y localmente calizas margosas, facies radiolaríticas y calizas nodulosas (Calloviense-Malm). 4.- Alternancia de margas y margocalizas (Fm Carretero) y margas, a veces con niveles detríticos (Fm Fardes) (Cretácico inferior). 5.- Margas, margocalizas y facies detríticas (Cretácico superior y Terciario pre-orogénico). 6.- Terciario sin y post-orogénico y Cuaternario. Las letras a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m y n corresponden a los distintos sectores de muestreo.

pico del sílex que es objeto de este trabajo fue realizado en los sectores a, b, c y d de la Fig. 1. El resto de los sectores fueron escogidos para un análisis comparativo y las muestras obtenidas corresponden a silicificaciones en otras edades y a las facies de calizas con radiolarios o radiolaritas calcáreas.

Todo el conjunto de muestras fue estudiado mediante petrografía en lámina delgada y difracción de RX. Los índices de cristalinidad del cuarzo fueron obtenidos sobre 22 muestras y se calcularon según el método definido por MURATA y NORMAN (1976).

Los análisis isotópicos se realizaron en la Estación Experimental del Zaidín (CSIC). Las muestras seleccionadas para análisis isotópico del oxígeno fueron: 10 muestras de sílex que poseían relictos de caliza oolítica correspon-

diente a la roca caja (sectores a, b, c y d), 2 muestras del sílex anterior pero que aparecían como cantos redepositados en el Cretácico (sectores m y f) y 5 muestras de radiolaritas calcáreas (sectores a, i, j). Para el análisis de la sílice las muestras fueron sometidas a un tratamiento con HCl (1:1) para eliminar carbonatos y con NaOCl (5%) para eliminar posible materia orgánica. El residuo de sílice se lavó 3 veces con agua destilada y se secó en estufa de vacío a 110°C. Unos 10 mg de sílice se introdujeron en cámaras de níquel con el fin de liberar el oxígeno mediante ataque con ClF₃ a 600°C, usando el método descrito por BOTHWICK y HARMON (1982). El oxígeno liberado se convirtió a CO₂ mediante catalizador de Pt en un cilindro de grafito, utilizando una línea de vacío similar a la descrita por CLAYTON y MAYEDA (1963). Los análisis isotópicos de los carbonatos fueron realizados mediante el método de McCREA (1950). Las razones isotópicas se han medido en un espectrómetro de masas FINNIGAN MAT 251. El error experimental es menor de 0,2‰ en sílice y menor de 0,1‰ en carbonatos ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$). Se ha obtenido un valor $\delta^{18}O=9,7 \pm 0,1$ para el estándar internacional NBS-28. Para los carbonatos se usó como estándar interno EEZ-1, que ha sido previamente contrastado con los estándar internacionales NBS-18 y NBS-19.

3. ESTRATIGRAFIA E INTERPRETACION SEDIMENTARIA

En la figura 2 se representan tres columnas estratigráficas, en las que se recogen, de forma sintética, las unidades estratigráficas del Jurásico y Cretácico inferior que afloran en distintos sectores de la zona de estudio. En toda la región considerada, sobre la Fm Gavilán (calizas y dolomías de edad Lías infra-Domeriense) aparece la Fm Camarena (calizas oolíticas del Bajociense-Bathonienne p. p.). Existe por tanto una laguna estratigráfica (R₁, Fig.2) que abarca como mínimo el Lías superior, edad que en otras zonas próximas está representada por materiales de facies pelágicas (SEYFRIED, 1978; REY, 1993). La Fm Camarena alcanza potencias del orden de los 250-300 m. La litología es prácticamente uniforme si se exceptúan los últimos metros de la formación, como se describe posteriormente. Texturalmente se trata de *grainstones* oolíticos

depositados en una plataforma carbonática somera desarrollada en un área de umbral pelágico (REY, 1993).

Las diferencias estratigráficas entre las tres columnas representadas en la figura 2, se advierten a partir del techo de la Fm Camarena. En el sector del Almirez, las calizas oolíticas de la parte más alta de la Fm Camarena son reemplazadas por crinoiditas, facies que llegan a superar los 30 m de espesor. Estas facies dejan de estar presentes hacia el sur y suroeste, de modo que en las series tipo Rambla Seca-Piedras Bermejas, o Gigante, que se describen posteriormente, afloran en su lugar calizas oolíticas o peletoidales con sólo algún crinoide como aloquímico minoritario. El techo de la formación presenta una morfología irregular, fosilizada por un nivel discontinuo de calizas pelágicas ricas en protoglobigerinas del Calloviense-Oxfordiense. Por tanto, en este contacto existe una discontinuidad estratigráfica que afecta al Bathoniense-Calloviense p.p., lo que hace que se superpongan al menos las dos rupturas sedimentarias detectadas en otros sectores (véase más adelante la descripción de las series de Rambla Seca y Gigante, y figura 2). Bien sobre este nivel de calizas pelágicas, o bien directamente sobre las calizas oolíticas, se instalan calizas nodulosas del Tithónico inferior de la Fm Ammonítico Rosso Superior, de lo que se deduce otra importante discontinuidad estratigráfica. Se han observado fallas de dirección N-100E y N-10E que afectan a la Fm Camarena y son fosilizadas por la Fm Ammonítico Rosso Superior, lo que se utiliza como argumento para considerar la existencia de episodios de fracturación durante el intervalo comprendido entre el Bathoniense superior y el inicio del Tithónico.

Hacia el suroeste (sectores del Gabar, Rambla Seca, Piedras Bermejas, Cerro Gordo, Torre Charcón, Fig. 1), el registro sedimentario es más continuo (columna Rambla Seca-Piedras Bermejas Fig. 2). En la parte alta de la Fm Camarena aparecen, intercalados entre las facies de *grainstone* oolíticos, niveles con una alta proporción de peloides frente a los oolitos, y con organismos que señalan una influencia pelágica (abundancia de "filamentos" y presencia de belemnites). Estas facies han sido atribuidas al Bathoniense inferior-medio en un reciente estu-

dio (AGUADO y REY, 1996). Es precisamente en los niveles de grainstone oolíticos de la parte alta de la Fm Camarena en este sector, donde aparecen los sílex estudiados.

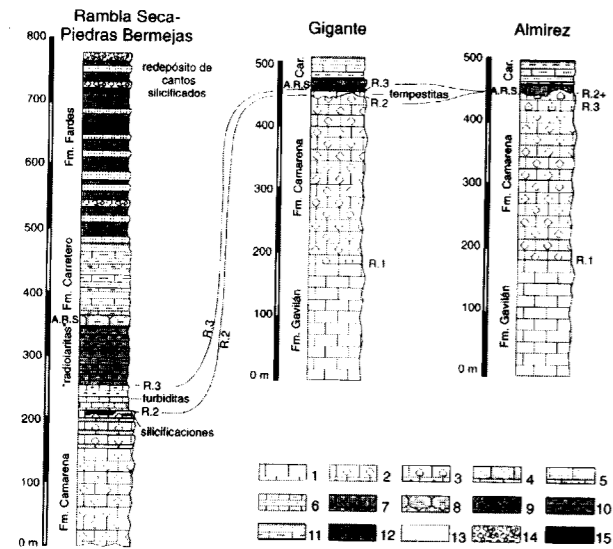


Figura 2.- Columnas estratigráficas sintéticas en las que se observan los cambios laterales de facies en la región. Leyenda: 1.- Calizas. 2.- Calizas oolíticas. 3.- Crinoiditas. 4.- Calizas peletoidales. 5.- Calizas de "filamentos" con niveles de tempestitas. 6.- Ritmita de calizas de "filamentos", radiolarios y peloides alternando con margas; se intercalan niveles turbidíticos. 7.- Calizas nodulosas. 8.- Margocalizas nodulosas. 9.- Calizas nodulosas brechoides. 10.- Calizas ricas en radiolarios y margas. 11.- Alternancia de margas y margocalizas. 12.- Margas oscuras. 13.- Calcarenitas oolíticas. 14.- Brechas de cantos oolíticos. 15.- Silicificaciones. A.R.S.= Fm Ammonítico Rosso Superior. Car.= Fm Carretero. R₁.- Ruptura sedimentaria regional intra-Carixiense superior. R₂.- Ruptura sedimentaria local intra-Bathonense que precede a la de carácter regional intra-Bathonense superior. R₃.- Ruptura sedimentaria regional intra-Bathonense superior.

Sobre la ruptura sedimentaria (R₂, Fig. 2) del techo de la Fm Camarena se dispone, en este sector suroccidental, una ritmita de margas y margocalizas ricas en "filamentos" y radiolarios, con una potencia total comprendida entre 15 y 30 m y atribuida por AGUADO y REY (1996) al Bathoniense inferior-medio. Intercalados en esta ritmita, existen niveles calcareníticos constituidos en la parte inferior por oolitos y en la superior por "filamentos" orientados, que han sido interpretados como turbiditas (REY, 1993) (Fig. 2). Sobre la ritmita existe otra ruptura sedimentaria (R₃, Fig. 2) que en este sector viene marcada por el paso brusco hacia facies de margas y margo-

calizas ricas en radiolarios. Las facies radiolaríticas (Fig. 2) se habrían depositado a partir del Calloviense inferior (AGUADO y REY, 1996) y sobre ellas se disponen calizas nodulosas margosas del Tithónico.

En el sector de Rambla Seca-Piedras Bermejas y equivalentes, existen por tanto dos rupturas sedimentarias a cuya edad, intra-Bathonense, nos podemos aproximar a partir de los datos de AGUADO y REY (1996). La primera (R₂), separaría la Fm Camarena de la ritmita de calizas y margas. La segunda (R₃), coincidiría con el paso de la ritmita a las facies radiolaríticas. Esta última, es probablemente correlacionable con una de las rupturas sedimentarias de mayor importancia en el conjunto de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, la ruptura finibathoniense (véase p. ej., VERA, 1988; GARCIA-HERNANDEZ et al., 1989).

En el sector del Gigante (Fig. 2), sobre las calizas oolíticas de la Fm Camarena y separadas por una superficie erosiva (R₂), se depositan discordantemente calizas con estratificación de tipo *hummocky* y microfacies de *packstone* ricas en "filamentos" y peloides. Estas facies, coetáneas con la ritmita e intercalaciones de facies turbidíticas anteriormente comentadas, se interpretan como posibles depósitos de tormentas. De hecho, llama la atención el parecido entre las microfacies de los lechos interpretados como tempestitas en este sector y las de las turbiditas del sector Rambla Seca-Piedras Bermejas. Sobre estas litologías, y separadas por la ruptura finibathoniense (R₃), aparece una brecha de cantos de calizas nodulosas, de probable edad Tithónico (REY, 1993).

A partir de la descripción anterior y de la Fig. 2 se constata que el registro estratigráfico es muy diferente en el sector Almiraz y en los sectores situados al suroeste, lo que fue interpretado por REY (1995) en relación con la tectónica sinsedimentaria (basculamientos) que originaría somerizaciones, con posibles emersiones (sector del Almiraz), y profundizaciones coetáneas (Rambla Seca-Piedras Bermejas). El sector del Gigante y equivalentes, con una posición paleogeográfica intermedia, habría estado sometido a una sedimentación marina somera dominada por tormentas. Esta interpretación sería coherente tanto

con las fracturas anteriormente comentadas, como con las anómalas evoluciones de la subsidencia deducidas de los análisis geohistóricos realizados (REY, 1993).

Las masas lenticulares y nódulos de sílex aparecen en la parte más alta de la Fm. Camarena, justo por debajo de la ruptura R₂, sustituyendo parcialmente al carbonato de la roca y siempre en niveles con textura de grainstone oolíticos. Es preciso volver a señalar que estas rocas silíceas se localizan en sectores donde las series estratigráficas son semejantes a las descritas en Rambla Seca-Piedras Bermejas, y nunca en aquellos donde la sucesión estratigráfica recuerda a la del Almiraz o del Gigante.

A principios del Cretácico, generalmente en la parte superior del Berriasiense, se instalan facies uniformes en toda la región, caracterizadas por la alternancia de margas y margocalizas (Fm Carretero), interpretadas como propias de ambientes pelágicos. Estas litologías aparecen intensamente plegadas y cubiertas, lo que dificulta un cálculo exacto de potencias. Pese a ello, el espesor acumulado no sería nunca superior al centenar de metros. A partir del Barremiense terminal y hasta el Cenomaniense inferior, se depositó la Fm Fardes, constituida por margas verdosas oscuras. Los espesores, muy variables, nunca superan los 300 m. Asociadas a estas facies y en relación con escarpes de fallas (AGUADO et al., 1991), existen intercalaciones turbidíticas, constituidas básicamente por oolitos de la Fm Camarena. En estos redepósitos, a partir del Aptiense superior, se han encontrado cantos procedentes de la erosión de las calizas silicificadas estudiadas en este trabajo (fig. 2).

4. CARACTERÍSTICAS PETROLÓGICAS

Los sílex afloran constituyendo masas lenticulares y nódulos (Fig. 3), de tonos marrones y rojo vinoso, que aunque tienden a adaptarse a la estratificación, localmente la cortan. Pueden llegar a alcanzar tres metros de espesor y su continuidad lateral es escasa, generalmente inferior a 10 m. En su aspecto exterior destaca, frecuentemente, la presencia de concavidades alargadas en sentido vertical que en conjunto le confieren

una apariencia columnar (Fig. 4). Mediante DRX se observa que están constituidos por cuarzo, con índices de cristalinidad altos (generalmente entre 7 y 8.5), y proporciones variables de calcita que corresponden a los relictos de la roca caja.



Figura 3.- Aspecto de campo de los niveles lenticulares de sílex en la Fm Camarena.



Figura 4.- Detalle de uno de los afloramientos de las masas de sílex.

La roca caja es una caliza oolítica (*grainstone*) con dos tipos de cementos: acicular alrededor de los aloquímicos y en mosaico (REY, 1993), existiendo también entre los aloquímicos grandes cristales de calcita (hasta 800 μ) de contornos irregulares y exfoliación marcada, que serían interpretados como pseudoesparita (Fig. 5.1). Aunque los oolitos son los aloquímicos mayoritarios, existen también placas de pelmatozoos que a veces poseen recrecimiento sintaxial, oncoides, peloides, granos revestidos, fragmentos de corales, crinoides y algunos foraminíferos

con las fracturas anteriormente comentadas, como con las anómalas evoluciones de la subsidencia deducidas de los análisis geohistóricos realizados (REY, 1993).

Las masas lenticulares y nódulos de sílex aparecen en la parte más alta de la Fm. Camarena, justo por debajo de la ruptura R_2 , sustituyendo parcialmente al carbonato de la roca y siempre en niveles con textura de grainstone oolíticos. Es preciso volver a señalar que estas rocas silíceas se localizan en sectores donde las series estratigráficas son semejantes a las descritas en Rambla Seca-Piedras Bermejas, y nunca en aquellos donde la sucesión estratigráfica recuerda a la del Almirez o del Gigante.

A principios del Cretácico, generalmente en la parte superior del Berriasiense, se instalan facies uniformes en toda la región, caracterizadas por la alternancia de margas y margocalizas (Fm Carretero), interpretadas como propias de ambientes pelágicos. Estas litologías aparecen intensamente plegadas y cubiertas, lo que dificulta un cálculo exacto de potencias. Pese a ello, el espesor acumulado no sería nunca superior al centenar de metros. A partir del Barremiense terminal y hasta el Cenomaniense inferior, se depositó la Fm Fardes, constituida por margas verdosas oscuras. Los espesores, muy variables, nunca superan los 300 m. Asociadas a estas facies y en relación con escarpes de fallas (AGUADO et al., 1991), existen intercalaciones turbidíticas, constituidas básicamente por oolitos de la Fm Camarena. En estos redepósitos, a partir del Aptiense superior, se han encontrado cantos procedentes de la erosión de las calizas silicificadas estudiadas en este trabajo (fig. 2).

4. CARACTERISTICAS PETROLOGICAS

Los sílex afloran constituyendo masas lenticulares y nódulos (Fig. 3), de tonos marrones y rojo vinoso, que aunque tienden a adaptarse a la estratificación, localmente la cortan. Pueden llegar a alcanzar tres metros de espesor y su continuidad lateral es escasa, generalmente inferior a 10 m. En su aspecto exterior destaca, frecuentemente, la presencia de concavidades alargadas en sentido vertical que en conjunto le confieren

una apariencia columnar (Fig. 4). Mediante DRX se observa que están constituidos por cuarzo, con índices de cristalinidad altos (generalmente entre 7 y 8.5), y proporciones variables de calcita que corresponden a los relictos de la roca caja.



Figura 3.- Aspecto de campo de los niveles lenticulares de sílex en la Fm Camarena.



Figura 4.- Detalle de uno de los afloramientos de las masas de sílex.

La roca caja es una caliza oolítica (*grainstone*) con dos tipos de cementos: acicular alrededor de los aloquímicos y en mosaico (REY, 1993), existiendo también entre los aloquímicos grandes cristales de calcita (hasta 800μ) de contornos irregulares y exfoliación marcada, que serían interpretados como pseudoesparita (Fig. 5.1). Aunque los oolitos son los aloquímicos mayoritarios, existen también placas de pelmatozoos que a veces poseen recrecimiento sintaxial, oncoides, peloides, granos revestidos, fragmentos de corales, crinoides y algunos foraminíferos

bentónicos y lamelibranquios. En ocasiones los oolitos presentan "descamación in situ" de las envueltas exteriores debido al crecimiento de cristales de calcita entre dichas envueltas (Fig. 5.2).

Los sílex están constituidos fundamentalmente por megacuarzo (tamaño de cristal entre 20 y 220 μ) en mosaico o formando empalizada alrededor de los aloquímicos (Fig. 5.3 y 5.4). En determinadas zonas se observa que estos megacuarzos poseen sucesivas etapas de crecimiento con bordes idiomorfos (Fig. 5.5). Localmente y en proporciones muy pequeñas aparecen texturas fibrosas (calcedonita) y cuarzo micro-criptocristalino. Existen óxidos de Fe ligados a la superficie de todos los aloquímicos y cuando las proporciones de Fe son más significativas (+ 1%) estos óxidos se ven también entre los cristales de cuarzo.

La parte fundamentalmente afectada por la silicificación es la que corresponde a lo que fue el cemento de la roca. Los aloquímicos o no se encuentran afectados, o sólo lo están parcialmente. Las texturas fibrosas cuando aparecen, constituyen las primeras envueltas alrededor de los aloquímicos, van seguidas por los megacuarzos en empalizada y finalmente por el megacuarzo en mosaico que ocupa las posiciones más alejadas respecto a los aloquímicos (Fig. 5.6 y Fig. 6.1). Esta fábrica u ordenación en las texturas es frecuente en los procesos de cementación de sílice, pero puede darse también en reemplazamientos (WILSON, 1966). En los sílex estudiados consideramos que se trata de reemplazamientos por los siguientes hechos:

1) Observación directa de la sustitución de megacristales de calcita por megacuarzo (Fig. 6.2) en zonas de la caliza que todavía quedan sin reemplazar.

2) Existencia de fantasmas de pequeños cristales de calcita dentro de los megacuarzos (Fig. 6.1)

3) En un proceso de cementación, el tamaño de cristal aumenta hacia el centro del hueco. En las fábricas estudiadas no existe incremento en el tamaño del cristal de megacuarzo al alejarnos de los aloquímicos (Fig. 5.4).

Por lo tanto, aunque localmente en algunas

zonas puntuales existen procesos de cementación, el reemplazamiento es el mecanismo general de constitución de estos sílex que encierran muchos relictos de la roca caja. La mayor parte de los relictos son aloquímicos, pero en ocasiones se puede observar también cementos aciculares de calcita (Fig. 6.1) y grandes cristales de calcita (esparita o pseudoesparita) (Fig. 6.2). En este proceso de silicificación se formaría directamente cuarzo pues no aparecen fantasmas de lepiesferas, que indicarían un precursor opalino.

Los oolitos manifiestan frecuentemente reemplazamiento en su capa exterior, y en puntos aislados del interior que se denominan "islas de avance" (GRIGOR'EV, 1965) según la terminología genérica de procesos de reemplazamiento. En los oolitos se puede producir cuarzo micro-criptocristalino justo en las paredes o primeras envueltas que quedan claramente señaladas. Hacia el interior la silicificación progresa originando megacuarzos idiomorfos con muchas inclusiones de carbonatos que siguen marcando las envueltas. Los megacuarzos crecen formando una corteza en el exterior y penetrando hacia el interior como islas de avance (Fig. 5.2. y 5.3). Es una silicificación centripeta que supone una secuencia de reemplazamiento con decrecimiento del grado de nucleación.

En algunas muestras de sílex procedentes de las localidades b (Almoyas), c (Torre Charcón) y d (Gigante) (Fig. 1) se diferencia un nuevo tipo de sílex que es simplemente reflejo de la existencia de una roca caja diferente. Esta roca caja es una roca carbonática de aspecto detrítico que rellena grietas y bolsadas de escala centimétrica dentro de la caliza oolítica. Los clastos son: fragmentos de la misma caliza oolítica, oolitos, otros aloquímicos de las calizas oolíticas y trozos de grandes cristales de calcita (de hasta 350 μ). La matriz está constituida por micrita y fragmentos más pequeños de los clastos anteriormente mencionados, existiendo una gradación de tamaño entre lo que se considera clasto y matriz (Fig. 6.3). Se trata de un sedimento formado por la disgregación de la caliza oolítica. La aparición como clastos de grandes cristales de calcita (pseudoesparita) indica que esta disgregación se realiza después de la recrystalización de la caliza oolítica.

Cuando se produce la silicificación los clastos se

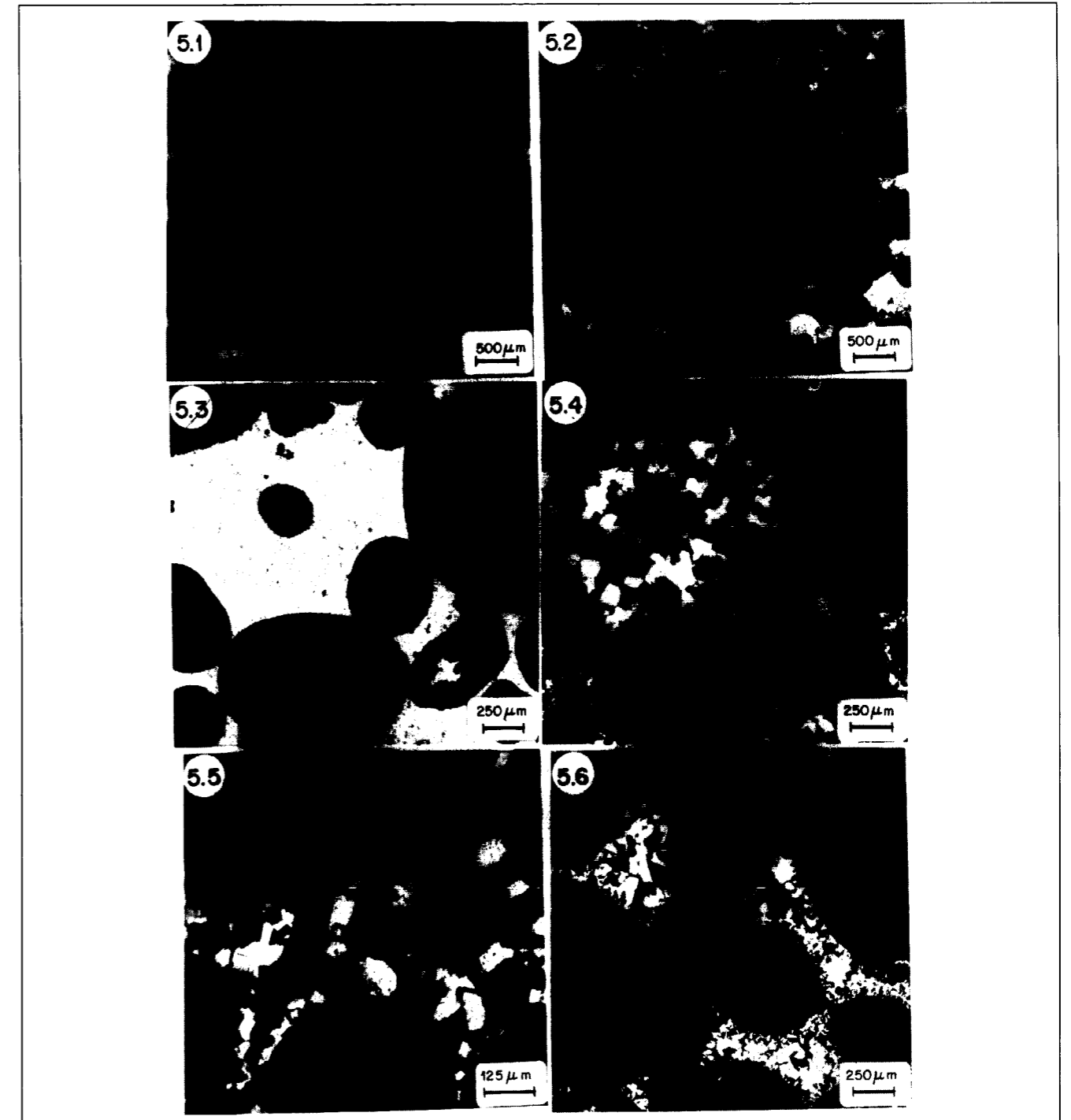


Figura 5.- 1. Caliza oolítica de la Formación Camarena, que constituye la roca caja de la silicificación. Obsérvese los grandes cristales de calcita que como cemento o recrystalización aparecen entre los oolitos. Nícoles cruzados. 2. Otro aspecto de la roca caja, en la que se observa un oolito con descamación "in situ" de las envueltas externas (flecha). Nícoles cruzados. 3. Sílex, con numerosos restos de la roca caja. Los oolitos sólo están silicificados en el exterior, y en puntos aislados del interior apareciendo pequeños megacuarzos idiomorfos. Nícoles paralelos. 4. Idem Nícoles cruzados. El megacuarzo aparece en mosaico o en empalizada alrededor de los oolitos. 5. Detalle de los megacuarzos en los que se observa etapas de crecimiento con bordes idiomorfos (flecha). En el exterior del oolito superior se observa descamación previa a la silicificación. Nícoles cruzados. 6. Texturas fibrosas de cuarzo en las partes más cercanas al exterior de los oolitos. Nícoles cruzados.

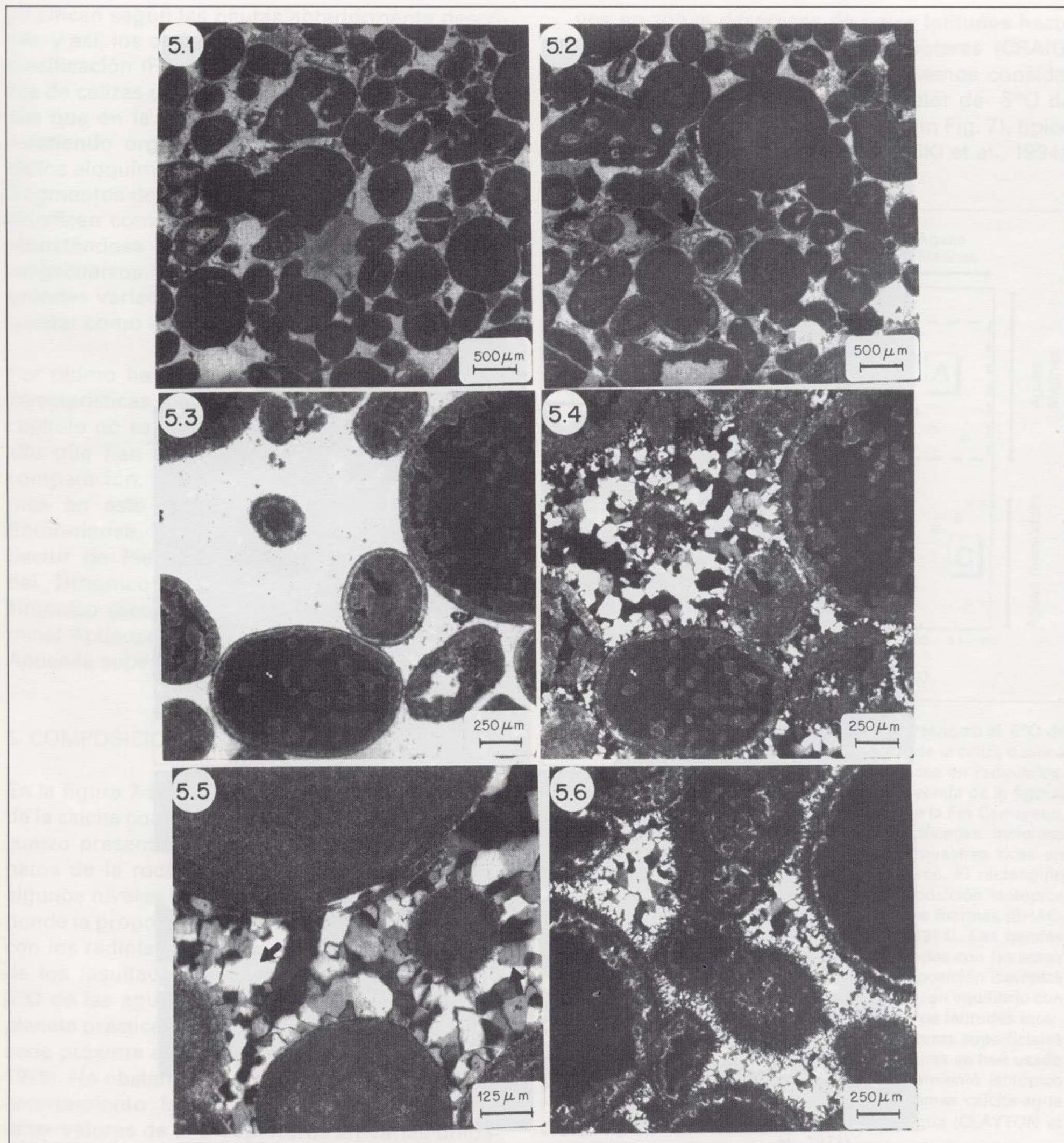


Figura 5.- 1. Caliza oolítica de la Formación Camarena, que constituye la roca caja de la silicificación. Obsérvese los grandes cristales de calcita que como cemento o recristalización aparecen entre los oolitos. Nícoles cruzados. 2. Otro aspecto de la roca caja, en la que se observa un oolito con descamación "in situ" de las envueltas externas (flecha). Nícoles cruzados. 3. Sílex, con numerosos restos de la roca caja. Los oolitos sólo están silicificados en el exterior, y en puntos aislados del interior apareciendo pequeños megacuarzos idiomorfos. Nícoles paralelos. 4. Idem Nícoles cruzados. El megacuarzo aparece en mosaico o en empalizada alrededor de los oolitos. 5. Detalle de los megacuarzos en los que se observa etapas de crecimiento con bordes idiomorfos (flecha). En el exterior del oolito superior se observa descamación previa a la silicificación. Nícoles cruzados. 6. Texturas fibrosas de cuarzo en las partes más cercanas al exterior de los oolitos. Nícoles cruzados.

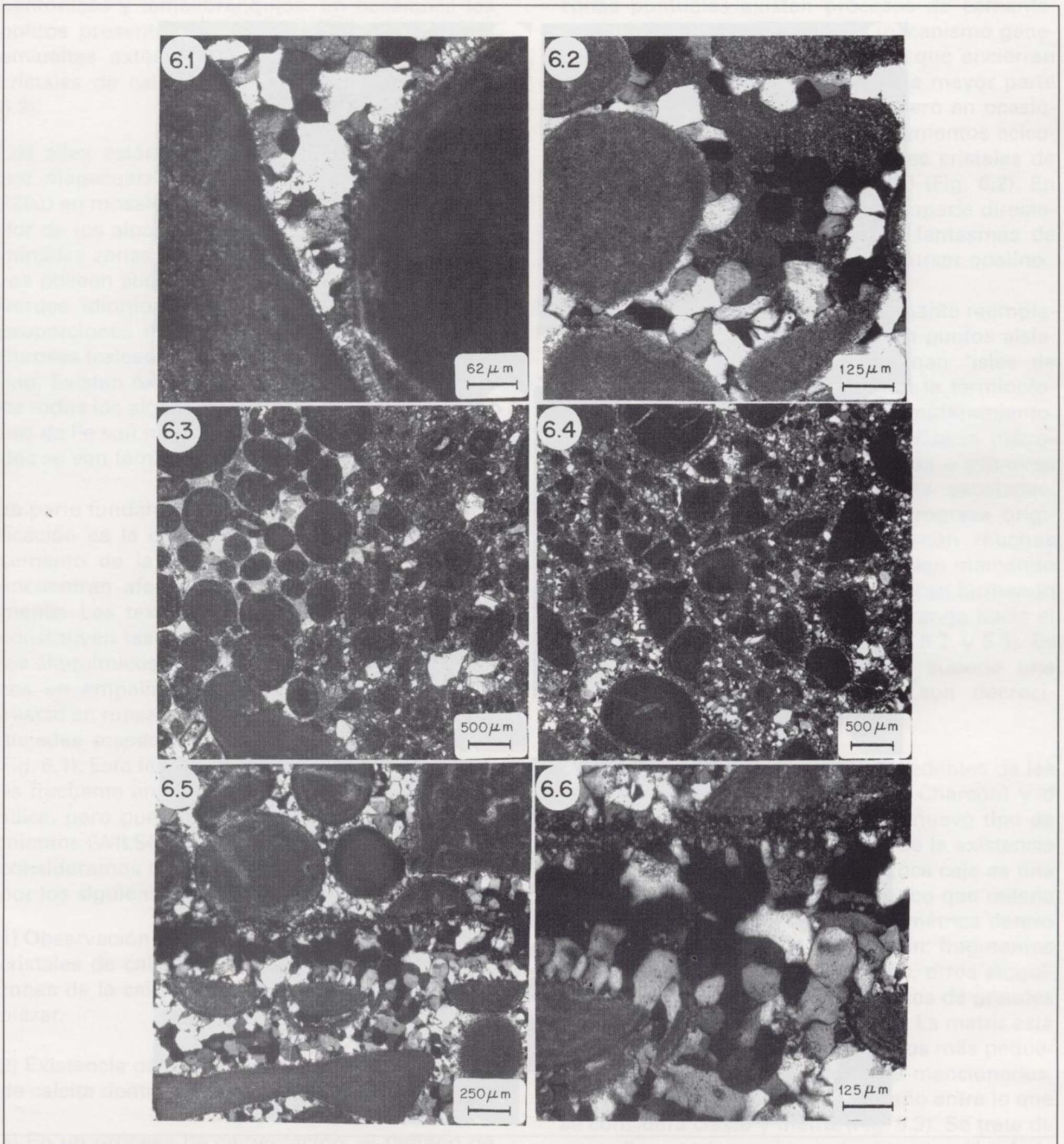


Figura 6.- 1. Megacuarzo con restos de los cristales de calcita que ha sustituido. En el exterior del oolito de la derecha todavía perduran los cementos aciculares de calcita. Nícoles cruzados. 2. Megacristales de calcita parcialmente sustituidos por megacuarzos. Nícoles cruzados. 3. Contacto entre la caliza oolítica y la microfases detritica formada por su disgregación. Se observan en la microfases detritica abundante micrita y fragmentos de los cristales de calcita. Nícoles cruzados. 4. Microfases de la caliza detritica silicificada. Nícoles cruzados. 5. Grieta cementada con esparita que posteriormente fue silicificada. Nícoles cruzados. 6. Detalle de la grieta. Se observa como la silicificación general que sustituyó al cemento de la caliza oolítica es la que también reemplazó los cristales de calcita que rellenaban dicha grieta. Nícoles cruzados.

silicifican según las pautas anteriormente descritas, y así, los oolitos son los más resistentes a la silicificación (Fig. 6.4). El cuarzo en los fragmentos de calizas oolíticas presenta las mismas fábricas que en la caliza oolítica original silicificada, existiendo organización de texturas en función de los aloquímicos incluidos en el fragmento. Los fragmentos de cristales individuales de calcita se silicifican como cristales individuales de cuarzo, respetándose sus contornos, por lo que dichos megacuarzos toman el aspecto detrítico, con grandes variaciones de tamaño. La micrita suele quedar como residuo sin afectarse.

Por último hay que señalar que el conjunto de características petrológicas reseñadas en este capítulo no se repiten en otras silicificaciones in situ que han sido también estudiadas para su comparación. Tales silicificaciones, que no tratamos en este trabajo, aparecen en facies del Bathoniense inferior-medio (Fm Camarena, Sector de Piedras Bermejas), Calloviense-base del Tithonico (Sector de Piedras Bermejas), Tithonico (Sector del Almirez), Barremiense terminal-Aptiense inferior (Sector del Calderón) y Aptiense superior (Sector de Rambla Seca).

5. COMPOSICION ISOTOPICA

En la figura 7 se representan los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita con respecto a los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del cuarzo presentes en sílex con relictos de carbonatos de la roca caja de la Fm Camarena y en algunos niveles de la Fm Radiolaritas del Charco donde la proporción de carbonatos que coexisten con los radiolarios es alta. Para la interpretación de los resultados se considera que el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas marinas en el Jurásico, en un planeta prácticamente libre de casquetes polares, sería próxima a -1,2 (SHACKLETON y KENNETT, 1975). No obstante, en procesos diagenéticos por enterramiento las aguas intersticiales pueden tener valores de $\delta^{18}\text{O}$ superiores en varias unidades positivas (LAWRENCE, 1989). Llevando estos datos al gráfico de la figura 7, cuarzo o calcita formados en ambientes poco profundos, cercanos a la interfase sedimento-agua, tendrían valores próximos al recuadro A de dicha figura. Las aguas meteóricas muestran una mayor dispersión de los valores de $\delta^{18}\text{O}$, desde valores positi-

vos en zonas desérticas de bajas latitudes hasta valores de -5‰ en las zonas polares (CRAIG, 1961). Para el presente estudio hemos considerado aguas meteóricas con un valor de $\delta^{18}\text{O}$ de -5‰ (ver áreas sombreadas B y C en Fig. 7), típico de latitudes intermedias (ROZANSKI et al., 1994).

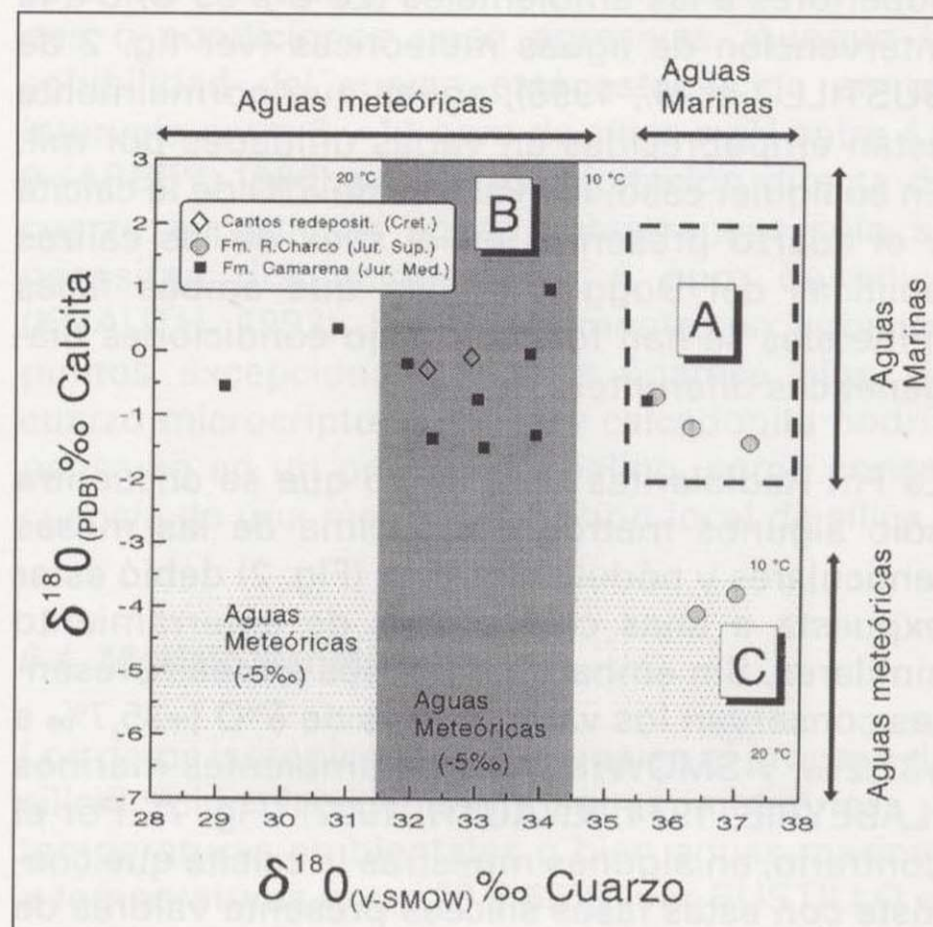


Figura 7.- Valores del $\delta^{18}\text{O}$ del cuarzo con respecto al $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita en muestras de sílex con relictos de la caliza oolítica correspondiente a la roca caja y calizas ricas en radiolarios. Se han analizado, según se indica en la leyenda de la figura, muestras de calizas oolíticas silicificadas de la Fm Camarena, muestras de estas calizas oolíticas silicificadas incluidas como cantos en turbiditas Cretácicas y muestras ricas en radiolarios de la Fm Radiolaritas del Charco. El rectángulo identificado con la letra A indica la composición isotópica teórica de muestras en equilibrio con aguas marinas (SHACKLETON y KENNETT, 1975; LABERYRIE, 1974). Las bandas sombreadas vertical y horizontal, identificadas con las letras B y C, indican (a modo de ejemplo) la composición isotópica teórica de cuarzo y calcita, respectivamente, en equilibrio con aguas meteóricas con $\delta^{18}\text{O}$ de -5‰ (típicas de latitudes intermedias, ver texto) en el rango de temperaturas superficiales (10 - 20°C). Para el cálculo de las temperaturas se han usado las ecuaciones que relacionan el fraccionamiento isotópico $\alpha_{\text{mineral-agua}}$ con la temperatura para los sistemas calcita-agua (ANDERSON y ARTHUR, 1983) y cuarzo-agua (CLAYTON et al., 1972).

En la Fm Camarena los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita, correspondientes a los restos de la roca caja incluidos en el sílex, están comprendidos entre -1,49‰ y +0,99‰ (PDB) (Fig. 7) lo cual indica un equilibrio con aguas marinas a temperatura

ambiental (10°C a 16°C). Sin embargo, los valores del cuarzo presentan una mayor dispersión, estando comprendidos entre +29,1‰ y +35,6‰ (V-SMOW) (ver Fig. 7). Estos valores están empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a lo que cabría esperar para cuarzo en equilibrio con agua marina, lo que puede deberse a temperaturas superiores a las ambientales (20°C a 55°C) o a la intervención de aguas meteóricas (ver fig. 2 de BUSTILLO et al., 1996), aguas que normalmente están empobrecidas en varias unidades por mil. En cualquier caso, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita y el cuarzo presentes en el sílex de las calizas oolíticas del Dogger indican que ambas fases minerales se han formado bajo condiciones diagenéticas diferentes.

La Fm Radiolaritas del Charco que se encuentra sólo algunos metros por encima de las masas lenticulares y nódulos de sílex (Fig. 2) debió estar expuesta a unas condiciones de enterramiento similares. Sin embargo, las fases silíceas presentes conservan los valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ (+35,7‰ a +37,2‰; V-SMOW) típicos de ambientes marinos (LABEYRIE, 1974; KNAUTH, 1992) (Fig. 7). Por el contrario, en algunas muestras la calcita que coexiste con estas fases silíceas presenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos (-0,68‰ a -4,07‰; PDB) y podría indicar un aporte de aguas meteóricas. (Fig. 7) en una etapa más o menos tardía de la diagénesis.

Por último hay que señalar que los cantos de sílex de la Fm Camarena redepositados en el Cretácico (Aptiense y Santoniense-Campaniense) presentan la misma señal isotópica que los sílex "in situ" de la Fm Camarena. Este hecho refleja la estabilidad de la composición isotópica del cuarzo. Así, en formaciones calcáreas marinas con sílex que posteriormente sufrieron karstificación en ambiente continental, los sílex mantienen su señal isotópica original si no hay nuevos precipitados de cuarzo (KENNY y KNAUTH, 1992).

6. DISCUSION

6.1. Fuente de la sílice

En las muestras estudiadas de la Fm Camarena no se han observado restos de organismos silíceos (v.g. espículas) ni en el sílex ni en la roca

caja, al contrario de lo que sucede en otras zonas de las Cordilleras Béticas en rocas de la misma edad y facies (BUSTILLO y RUIZ-ORTIZ, 1981) y en general en los sedimentos de plataforma durante el Mesozoico (MALIVA y SIEVER, 1989). Sin embargo, sí se ha constatado la presencia de facies ricas en organismos silíceos (facies con turbiditas calcáreas del Bathoniense y facies radiolaríticas del Calloviense-Kimmeridgiense) en las mismas series estratigráficas en las que aparecen las silicificaciones y estrechamente ligadas a las mismas (Fig. 2). Cuando no existen las facies ricas en organismos silíceos (radiolarios y espículas), tampoco aparecen las silicificaciones (p. ej. series tipo Almirez).

Por lo tanto consideramos que el enriquecimiento en sílice de los fluidos intersticiales fue producido por la disolución y/o calcitización de los radiolarios y, en menor medida, espículas incluidos en las calizas y margas que aparecen por encima de las calizas oolíticas silicificadas.

6.2. Edad de la silicificación

A partir de las relaciones texturales entre las silicificaciones y las fábricas y estructuras diagenéticas de las calizas oolíticas que han sido afectadas, se puede establecer que la silicificación es posterior a los siguientes procesos:

1) Compactación de la roca caja. No se observa diferencias importantes entre la roca caja y el sílex en relación al tipo de contacto entre los oolitos y a la forma de estos. En ambas litologías los contactos entre los oolitos son mayoritariamente puntuales o tangenciales, y con menor frecuencia penetrados, y no manifiestan demasiada deformación de su morfología inicial por compactación.

2) Cementación completa y cierta recristalización de la caliza oolítica que se manifiesta por: los cementos aciculares alrededor de los aloquímicos, los mosaicos de esparita, los recrecimientos sintaxiales de las placas de pelmatozoos, los grandes cristales de pseudoesparita y los procesos de "descamación in situ" de los oolitos.

3) Procesos de alteración por fracturación-disolución que han quedado marcados por los rellenos

detríticos provenientes de la destrucción de la misma caliza oolítica.

4) Procesos de fracturación rígida que originan grietas que atraviesan la caliza oolítica y posteriormente se cementan con esparita (Fig. 6.5 y 6.6).

La edad de la silicificación habría que situarla en cualquier caso entre el Bathoniense, edad que corresponde al comienzo del depósito de las facies fuente de la sílice y el Aptiense, donde aparecen las calizas oolíticas silicificadas como cantos en facies turbidíticas. Dichos cantos de calizas oolíticas silicificadas quedan perfectamente diferenciados de las silicificaciones in situ por su morfología exterior y por sus características texturales y mineralógicas propias, definidas en el capítulo de petrología.

6.3. Dinámica del proceso

La fábrica que manifiestan estos sílex es consecuencia de que la roca caja presenta un "esqueleto" de aloquímicos mucho más difícil de silicificar que la "pasta" formada fundamentalmente por grandes cristales de calcita (esparita y pseudoesparita). Como causa podemos pensar que las soluciones silicificantes encuentran vías de penetración más fáciles a través de los contactos entre estos cristales de calcita o por las porosidades y defectos reticulares de ellos. En los primeros momentos de la silicificación, los oolitos y otros aloquímicos resisten a la penetración de las soluciones silicificantes y constituyen un substrato casi "inerte" a partir del cual progresa la silicificación. La fábrica de los cementos calcíticos también influye en las texturas de reemplazamiento. Los cementos aciculares de calcita que rodeaban inicialmente a los aloquímicos favorecen que las texturas de reemplazamiento sean cuarzo en empalizada y muy minoritariamente de calcedonita. La esparita y pseudoesparita favorecen la constitución del megacuarzo. Cuando la silicificación progresa, los oolitos que son los aloquímicos más frecuentes, también se comienzan a silicificar. Se silicifican preferentemente en la zona exterior y cuando la silicificación penetra hacia el interior, se originan islas de avance. A medida que progresa la silicificación las islas de avance coalescen y se origina el entramado de cristales de cuarzo dentro del oolito.

El hecho de que la mayor parte del sílex esté constituido por megacuarzo que en ocasiones manifiesta etapas de crecimiento idiomorfo, indica un reemplazamiento lento con soluciones silicificantes de baja saturación en sílice y a su vez pobres en cationes (MILLOT, 1964). Por otra parte, que una proporción importante de la roca caja, permanezca inerte, indica también soluciones o condiciones poco agresivas. Aunque la solubilidad del cuarzo está establecida en un intervalo entre 6 y 14 ppm de sílice a pH entre 4 y 9 (ARBEY, 1980) para la precipitación directa de cuarzo a partir de aguas subterráneas sólo se necesitan disoluciones con 6 ppm de sílice (KNAUTH, 1992). Sólo, localmente, en aquellos puntos excepcionales donde aparece algo de cuarzo microcriptocristalino y calcedonita podría pensarse en un precursor opalino, como consecuencia de una mayor saturación local de sílice.

6.4. Modelo genético

Los datos isotópicos revelan que en el proceso de silicificación intervinieron aguas meteóricas a temperaturas ambientales o bien aguas marinas a temperaturas entre 20 y 55°C (ver BUSTILLO et al., 1996; fig. 2). La segunda de las hipótesis citadas se rechaza por las siguientes razones:

1.- Para explicar por un gradiente geotérmico normal temperaturas tan altas como 55°C, serían necesarias profundidades de enterramiento mínimas de 1500 m, profundidades que ni aún en el caso de las secuencias más completas y potentes de las estudiadas se habrían alcanzado con los sedimentos acumulados en el intervalo Bathoniense-Aptiense. Por otra parte, simplemente con el gradiente geotérmico no podríamos explicar las diferencias de temperatura a las que se habrían generado las distintas muestras de acuerdo con los resultados obtenidos.

2.- Una alternativa para explicar las altas temperaturas sería considerar anomalías debidas a aguas termales, que podrían ascender a través de fallas. Esta posibilidad se rechaza a su vez porque: a) No existen otras manifestaciones de aguas termales en la zona. b) El conjunto de muestras estudiadas reflejan una gran diferencia de temperatura (desde 20°C a 55°C), y estas diferencias no se corresponden con cambios en las

texturas del cuarzo. Son rocas demasiado homogéneas texturalmente para haberse producido a temperaturas tan variables.

Se llega por tanto a la conclusión de que la hipótesis más probable para explicar las silicificaciones estudiadas es que éstas se hayan generado por aguas meteóricas o aguas de mezcla. KNAUTH y EPSTEIN (1976), MEYER y JAMES (1978) y KOLODNY et al. (1980) encuentran sílex incluidos en rocas marinas que poseen señales isotópicas que son interpretadas como correspondientes a aguas puramente meteóricas o con un componente meteórico. Aunque GAO y LAND (1991) consideran que la señal isotópica del sílex se puede modificar de marino a continental cuando hay períodos de exposición aérea posteriores, KNAUTH (1994) rechaza tal posibilidad, y considera que muchos sílex incluidos en carbonatos formados en ambientes cercanos a la línea de costa han sido originados con la intervención de aguas meteóricas. WHITTLE y ALSHARHAN (1994) describen la existencia de procesos de silicificación de calizas de plataforma como un proceso diagenético tardío, bajo aguas meteóricas y después de un enterramiento moderado, que son las condiciones que se dan en nuestro caso.

La entrada de aguas meteóricas debió estar relacionada con una fase de exposición subaérea, que se produciría con posterioridad al depósito de al menos parte de los materiales que se toman como probables fuente de la sílice. Las características petrológicas de los sílex estudiados, la ausencia de rasgos de emersión asociados a las rupturas R_2 y R_3 en las series donde existen silicificaciones, y los sedimentos que fosilizan las mismas en esas series, nos hacen descartar los procesos edáficos como génesis del sílex, como sucede en otras áreas (NAMY, 1974; FRIEDMAN, 1994). Sin embargo, la correlación de las series mostradas en la figura 2, deja ver que en la series tipo Almirez se da una yuxtaposición de las rupturas R_2 y R_3 y una laguna estratigráfica que abarca, al menos, el tiempo de depósito de las facies turbidíticas y el de las radiolaríticas de las series tipo Rambla Seca-Piedras Bermejas (Fig. 2). Este tipo de discontinuidades, con importantes lagunas estratigráficas asociadas, morfología kárstica y otros rasgos significativos, se interpretan como antiguas superficies de exposición subaérea, generadas por la emersión de partes del margen continental a favor del basculamiento

tectónico de bloques y cambios del nivel del mar (VERA et al., 1988; REY, 1993; MARTIN-ALGARRA y VERA, 1995; MOLINA et al. 1995).

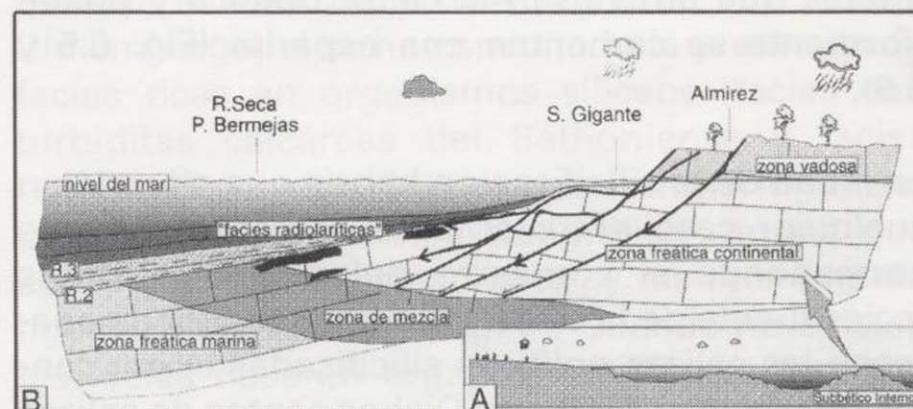


Figura 8.- A.- Reconstrucción palinspástica simplificada de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas para el Jurásico medio en el que se localiza el sector estudiado. B.- Esquema simplificado del modelo propuesto en este trabajo para la génesis de las silicificaciones. Las fallas lístricas originarían bloques basculados escalonados. Con este esquema se quiere diferenciar la posición que ocuparían, en relación con el nivel del mar, los bloques sobre los que se habrían generado las series tipo descritas en este trabajo. Su posición paleogeográfica relativa es sólo indicativa, ya que el tránsito de un tipo a otro podría darse tanto en dirección N-S como E-O o direcciones intermedias. Se quiere reflejar la existencia de un acuífero confinado en los bloques de falla más hundidos, desconectado del medio marino. A partir de bloques emergidos, donde se depositarían series tipo Almirez, percolarían aguas meteóricas que darían lugar a una zona freática continental, que se adentraría a modo de cuña hacia los bloques hundidos de las fallas, y a una zona de mezcla. Bloques donde se depositaron series tipo Gigante, con depósitos afectados por tormentas, pudieron quedar también emergidos en función de las fluctuaciones del nivel del mar. Los bloques relativamente más deprimidos, recibieron una sedimentación en principio dominada por turbiditas y posteriormente por facies pelágicas ricas en radiolarios. Las siglas R_2 y R_3 corresponden a las dos rupturas sedimentarias señaladas en la Fig. 2 y en el texto. Sin escalas.

6.5. Contexto paleogeográfico

Las series estratigráficas estudiadas representan el registro sedimentario de distintos bloques tectónicos entre los que existía una cierta gradación batimétrica, especialmente significativa si comparamos el intervalo existente entre las rupturas R_2 y R_3 . Así, pasamos de la falta de registro, yuxtaposición de las rupturas y emersión en las series tipo Almirez, a la presencia de una sedimentación de plataforma afectada por tormentas en las series tipo Gigante, y a la existencia de unas facies turbidíticas en las series tipo Rambla Seca-Piedras Bermejas. Durante el tiempo en el

texturas del cuarzo. Son rocas demasiado homogéneas texturalmente para haberse producido a temperaturas tan variables.

Se llega por tanto a la conclusión de que la hipótesis más probable para explicar las silicificaciones estudiadas es que éstas se hayan generado por aguas meteóricas o aguas de mezcla. KNAUTH y EPSTEIN (1976), MEYER y JAMES (1978) y KOLODNY et al. (1980) encuentran sílex incluidos en rocas marinas que poseen señales isotópicas que son interpretadas como correspondientes a aguas puramente meteóricas o con un componente meteórico. Aunque GAO y LAND (1991) consideran que la señal isotópica del sílex se puede modificar de marino a continental cuando hay períodos de exposición aérea posteriores, KNAUTH (1994) rechaza tal posibilidad, y considera que muchos sílex incluidos en carbonatos formados en ambientes cercanos a la línea de costa han sido originados con la intervención de aguas meteóricas. WHITTLE y ALSHARHAN (1994) describen la existencia de procesos de silicificación de calizas de plataforma como un proceso diagenético tardío, bajo aguas meteóricas y después de un enterramiento moderado, que son las condiciones que se dan en nuestro caso.

La entrada de aguas meteóricas debió estar relacionada con una fase de exposición subaérea, que se produciría con posterioridad al depósito de al menos parte de los materiales que se toman como probables fuente de la sílice. Las características petrológicas de los sílex estudiados, la ausencia de rasgos de emersión asociados a las rupturas R_2 y R_3 en las series donde existen silicificaciones, y los sedimentos que fosilizan las mismas en esas series, nos hacen descartar los procesos edáficos como génesis del sílex, como sucede en otras áreas (NAMY, 1974; FRIEDMAN, 1994). Sin embargo, la correlación de las series mostradas en la figura 2, deja ver que en la series tipo Almirez se da una yuxtaposición de las rupturas R_2 y R_3 y una laguna estratigráfica que abarca, al menos, el tiempo de depósito de las facies turbidíticas y el de las radiolaríticas de las series tipo Rambla Seca-Piedras Bermejas (Fig. 2). Este tipo de discontinuidades, con importantes lagunas estratigráficas asociadas, morfología kárstica y otros rasgos significativos, se interpretan como antiguas superficies de exposición subaérea, generadas por la emersión de partes del margen continental a favor del basculamiento

tectónico de bloques y cambios del nivel del mar (VERA et al., 1988; REY, 1993; MARTIN-ALGARRA y VERA, 1995; MOLINA et al. 1995).

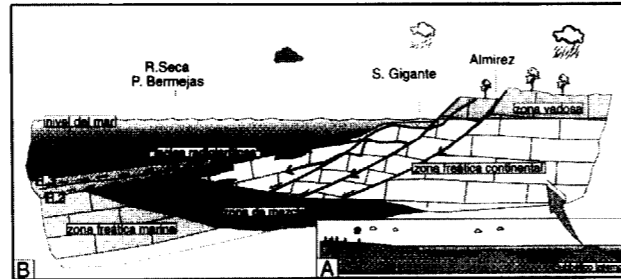


Figura 8.- A.- Reconstrucción palinspástica simplificada de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas para el Jurásico medio en el que se localiza el sector estudiado. B.- Esquema simplificado del modelo propuesto en este trabajo para la génesis de las silicificaciones. Las fallas lítricas originarían bloques basculados escalonados. Con este esquema se quiere diferenciar la posición que ocuparían, en relación con el nivel del mar, los bloques sobre los que se habrían generado las series tipo descritas en este trabajo. Su posición paleogeográfica relativa es sólo indicativa, ya que el tránsito de un tipo a otro podría darse tanto en dirección N-S como E-O o direcciones intermedias. Se quiere reflejar la existencia de un acuífero confinado en los bloques de falla más hundidos, desconectado del medio marino. A partir de bloques emergidos, donde se depositarían series tipo Almirez, percolarían aguas meteóricas que darían lugar a una zona freática continental, que se adentraría a modo de cuña hacia los bloques hundidos de las fallas, y a una zona de mezcla. Bloques donde se depositaron series tipo Gigante, con depósitos afectados por tormentas, pudieron quedar también emergidos en función de las fluctuaciones del nivel del mar. Los bloques relativamente más deprimidos, recibieron una sedimentación en principio dominada por turbiditas y posteriormente por facies pelágicas ricas en radiolarios. Las siglas R_2 y R_3 corresponden a las dos rupturas sedimentarias señaladas en la Fig. 2 y en el texto. Sin escalas.

6.5. Contexto paleogeográfico

Las series estratigráficas estudiadas representan el registro sedimentario de distintos bloques tectónicos entre los que existía una cierta gradación batimétrica, especialmente significativa si comparamos el intervalo existente entre las rupturas R_2 y R_3 . Así, pasamos de la falta de registro, yuxtaposición de las rupturas y emersión en las series tipo Almirez, a la presencia de una sedimentación de plataforma afectada por tormentas en las series tipo Gigante, y a la existencia de unas facies turbidíticas en las series tipo Rambla Seca-Piedras Bermejas. Durante el tiempo en el

que se genera la ruptura R_3 , la emersión pudo afectar también a los bloques con series estratigráficas tipo Gigante, donde también existe una amplia laguna estratigráfica (Bathonense terminal-Tithónico) que coincide con el depósito de las facies radiolaríticas en los bloques más hundidos. Estos episodios de emersión de los bloques actualmente más orientales, que pudieron ser más o menos continuos o discontinuos en el tiempo, fueron las épocas de entrada de aguas meteóricas que irían a alimentar, lateralmente, un acuífero ubicado en los bloques más hundidos, acuífero confinado por la existencia de facies impermeables sobre las calizas oolíticas (Fig. 8). Estos acuíferos confinados pueden actuar como conductos eficientes para la distribución de aguas meteóricas a profundidad y bajo la plataforma continental (MOORE, 1989; KNAUTH, 1994), lo que se vería potenciado en nuestro caso por la existencia de fracturas que aumentarían la porosidad de la roca y facilitarían la comunicación (Fig. 8). La zona de mezcla de aguas que se produce en el contacto entre el freático meteórico y el freático marino es además una zona preferente de silicificación porque es un ambiente geoquímico propicio para la disolución de calcita y la simultánea precipitación de cuarzo (KNAUTH, 1979).

7. CONCLUSIONES

El reemplazamiento diagenético que dio lugar a las masas de sílex que aparecen en la parte alta y/o en el techo de la Fm Camarena en el Subbético Interno del norte de la provincia de Almería, sector oriental de la cordillera, fue un proceso lento a partir de soluciones pobres en sílice y cationes, produciéndose directamente megacuarzo. Los resultados de los análisis isotópicos del cuarzo revelan que las soluciones silicificantes tenían un componente de agua meteórica. Se propone como modelo genético un ambiente geológico en el que existiría un acuífero confinado que recibía aguas meteóricas procedentes de las partes emergidas de bloques tectónicos basculados. La sílice procedía de los sedimentos ricos en organismos silíceos que se acumularon sobre las calizas oolíticas en los bloques de fallas más hundidos. En los bloques elevados existía una sedimentación de plataforma y/o una/s fase/s de exposición subaérea. La inter-

vencción de aguas meteóricas en los procesos de silicificación y su necesaria relación con superficies de exposición subaérea, constituyen un nuevo argumento en favor de la existencia de fases de emersión de partes concretas del margen continental, ubicadas en el ámbito pelágico, durante el Jurásico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos de investigación PB93-1150-C02-02, de la DGICYT y PB95-106-C02-01 de la DGE y del Grupo de Investigación RNM-200 de la Junta de Andalucía. Representa, asimismo, una contribución al proyecto 317 "Paleoalteraciones y Paleosuperficies" del PICG. Los autores deseamos agradecer a los doctores J. Elorza y J.A. Vera la revisión crítica del manuscrito original, al que han aportado oportunas y valiosas sugerencias. A las entidades y organismos que nos han prestado su ayuda, nuestro reconocimiento.

REFERENCIAS

- AGUADO, R., O'DOHERTY, L., REY, J. y VERA, J.A. (1991): Turbiditas calcáreas del Cretácico al norte de Vélez Blanco (Zona Subbética): Biostratigrafía y génesis. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 271-304.
- AGUADO, R. y REY, J. (1996): Consideraciones sobre la edad del techo de las calizas oolíticas del Jurásico medio del Subbético oriental (Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 20, 1-34.
- ANDERSON, T.F. y ARTHUR, M.A. (1983): Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and palaeoenvironment problems. En: *Stable Isotopes in Sedimentary Geology, short course notes*. (Arthur, M.A.; Anderson, T.F.; Veizer, J. y Land, L.S., eds). Soc. Econ. Paleont. Min. 10, 1, 1-151.
- ARBÉY, F. (1980): Les formes de la sílice et l'identification des evaporites dans les formations silicifiées. En: *Les e'vaporites, mécanismes, diagenèse et applications*. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine*, 4, 309-364.
- AZEMA, J., FOUCAULT, A., FOURCARDE, E., GARCIA-HERNANDEZ, M., GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, A., LINARES, D., LOPEZ-GARRIDO, A.C., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1977): *Las microfases del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secret. Publ. Univ. Granada, 83 pp.
- BAENA, J. (1974): Hoja 931 (Zarcilla de Ramos), del Mapa Geológico (1:50.000), Plan Magna, I.G.M.E., 25 pp.

BAENA, J., TORRES, J., GEEL, T. y ROEP, T.B. (1977): Hoja 952 (Vélez-Blanco), del Mapa Geológico (1:50.000), Plan Magna, I.G.M.E., 42 pp.

BORTHWICK, J. y HARMON, R. (1982): A note regarding CIF, as an alternative to BrF₅ for oxygen isotope analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1665-1668.

BUSTILLO, M.A. y RUIZ ORTIZ, P.A. (1981). Relación entre sedimentación y procesos de silificación diagenéticos: Los silix del Dogger y el Malm de la Unidad Intermedia del Jabaluz-San Cristóbal (Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, 37, 159-175.

BUSTILLO, M.A., REY, J., DELGADO, A. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1996): Silificación de calizas oolíticas del Dogger en el Subbético Interno Oriental: ¿silcretas freáticas?. *Geogaceta*, 20, 639-642.

CLAYTON, R.N. y MAYEDA, T.K. (1963). The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 43-52.

CLAYTON, R.N., O'NEIL, J.R. y MAYEDA, T.K. (1972): Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Res.*, 77, 3057-3067.

CRAIG, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1833-1834.

FRIEDMAN, G. (1994): Paleosoils in shallow marine carbonate sequences-discussion. *Earth-Science Reviews*, 37, 135-137.

GAO, G. y LAND, L.S. (1991): Nodular chert from the Arbuckle group Slick Hills, SW Oklahoma, a combined field, petrographic and isotopic study. *Sedimentology*, 38, 857-870.

GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C., MARTIN-ALGARRA, A., MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1989): Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13, 35-52.

GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C., RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.*, 59, 155-168.

GARCIA-HERNANDEZ, M., MARTIN-ALGARRA, A., MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1988): Umbrales pelágicos: Metodología de estudio y significado de las facies. *II Congr. Geol. España (Granada), Simposios*, 231-241.

GEEL, T. (1973): The geology of the Betic of Malaga, the Subbetic and the Zone between these two units. The Vélez Rubio area (Southern Spain). *GUA Papers Geol.*, 5, 131 pp.

GRIGOR'EV, D.P. (1965): Ontogeny of Mineral. Translated from Russian. Israel program for scientific. Translation. Jerusalem, 1965, 250 pp.

HERMES, J. (1978): The stratigraphy of the subbetic and Southern Prebetic of the Vélez Rubio-Caravaca area and its

bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. *Proc. Kon. Nederl. Akad.*, 81, 1-54.

JIMENEZ DE CISNEROS, C., MOLINA, J.M., NIETO, L.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1993): Calcretes from a palaeosinkhole in Jurassic palaeokarst (Subbetic, Southern Spain). *Sediment. Geol.*, 87, 13-24.

KENNY, R. y KNAUTH, L.P. (1992): Continental paleoclimates from δD and $\delta^{18}O$ of secondary silica in paleokarst chert lags. *Geology*, 20, 219-222.

KNAUTH, L.P. (1979): Origen of chert in limestone. *Geology*, 7, 274-277.

KNAUTH, L.P. (1992): Origen and diagenesis of cherts: an isotopic perspective. En: *Isotopic signatures and sedimentary records* (N. Clauer, S. Chaudhuri, eds.). Springer-Verlag, 123-152.

KNAUTH, L.P. (1994): Petrogenesis of chert. En: *Silica. Reviews in Mineralogy*, 29, 233-258. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.

KNAUTH, L.P. y EPSTEIN, S. (1976): Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1095-1108.

KOLODNY, Y., TARABOULOS, A. y FRIESLANDER, U. (1980): Participation of fresh water in chert diagenesis: evidence from oxygen isotopes and boron track mapping. *Sedimentology*, 27, 305-316.

KUHRY, B., DE CLERQ, S.W.G. y DEKKER, L. (1975): Indications of current action late Jurassic limestones, radiolarian limestones, Saccocoma limestones and associated rocks from the Subbetic of SE Spain. *Sedim. Geol.*, 15, 235-258.

LABEYRIE, L. (1974). New Approach to surface seawater paleotemperatures using $^{18}O/^{16}O$ ratios in silica of diatom frustules. *Nature*, 248, 40-41.

LAWRENCE, J.R. (1989): The stable isotope geochemistry of deep-sea pore water. En: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. (P. Fritz y J.Ch. Fontes, eds.) 3, 317-356 pp.

MALIVA, R.G. y SIEVER, R. (1989): Chertification histories of some Late Mesozoic and Middle Mesozoic platform carbonates. *Sedimentology*, 36, 907-926.

MARTIN-ALGARRA, A. y VERA, J.A. (1995): Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanics of formation and tectonic implications. *Sedimentology*, 42, 960-963.

MCCREA, J.M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chem. Phys.* 18, 849-857.

MEYERS, W.J. y JAMES, A.T. (1978): Stable isotopes of cherts and carbonate cements in the lake Valley Formation (Mississippian), Sacramento Mts, New Mexico. *Sedimentology*, 25, 105-124.

MILLOT, G. (1964): *Géologie des Argiles*, Masson, Paris, 499 pp.

MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1995): Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanics of formation and tectonic implications. *Discussions. Sedimentology*, 42, 957-960.

MOORE, C.H. (1989): Carbonate diagenesis and porosity. *Developments in sedimentology*, 46, Elsevier, 338 pp.

MURATA, K.J. y NORMAN, M.B. (1976): An index of crystallinity for quartz. *American Journal of Science*, 276, 1120-1130.

NAMY, J.N. (1974): Early diagenetic chert in the Marble falls group. (Pennsylvania) of Central Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 1262-1268.

REY, J. (1993): *Análisis de la Cuenca Subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravaca Vélez-Rubio*. Tesis Doc., Univ. de Granada, 460 pp.

REY, J. (1995): Tectonic control in the boundaries of the genetic units: an example in the Dogger of the External Zone of the Betic Cordillera (Province of Murcia and Almería; Spain). *Sedim. Geol.*, 95: 57-68.

ROZANSKI K., ARAGUAS, L. y GONFIANTINI R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. In: *Climatic Change in Continental Isotopic Records* (Ed. A.G.U.). Geophysical Monograph, 78, 1-36.

SEYFRIED, H. (1978): Der Subbetiche Jura von Murcia (Südost-Spanien). *Geol. Jahrb.*, 29, 201 pp.

SHACKLETON, N.J. y KENNETT, J. (1975): Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 227, 279 and 281. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 29, 743-755.

VERA, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 373-391.

VERA, J.A., RUIZ-ORTIZ, P.A., GARCIA-HERNANDEZ, M. y MOLINA, J.M. (1988): Paleokarst and related pelagic sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain. En: *Paleokarst* (N.P. James and P.W. Choquette, eds.), Springer-Verlag, New York, 364-384.

WHITTLE, G.L. y ALSHARNHAN, A.S. (1994): Dolomitization and chertification of the Early Eocene Rus Formation in Abu Dhabi, United Arab Emirates. *Sedimentary Geology*, 92, 273-285.

WILSON, R.C.L. (1966): Silica diagenesis in Upper Jurassic Limestones of southern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 1036-1049.

WINTERER, E.L. y SARTI, M. (1994): Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanics of formation and tectonic implications. *Sedimentology*, 41, 1109-1132.

Original recibido: Octubre de 1996.

Original aceptado: Abril de 1997.

EL VOLCANISMO TRIASICO Y JURASICO DEL SECTOR SE DE LA CADENA IBERICA Y SU RELACION CON LOS ESTADIOS DE RIFT MESOZOICOS.

Por R. M.^a MARTINEZ GONZALEZ (*), M. LAGO SAN JOSE (**), J. I. VALENZUELA RIOS (*)****),
R. VAQUER NAVARRO (***), R. SALAS (***) y R. DUMITRESCU (*****)

R E S U M E N

El volcanismo triásico y jurásico del borde SE de la Cadena Ibérica presenta unas características en composición mineral y geoquímica que permiten establecer tres afinidades magmáticas: una subalcalina, con tendencia toleítica en el área de Valencia (edad pre-Hettangiense), otra transicional con tendencia alcalina en el mismo sector, y por último, una alcalina en el área de Teruel-Castellón de edad pre-Hettangiense y Pliensbachiense-Bajociense, con algunas variaciones entre los magmatismos de ambas edades. Se relacionan las diferentes afinidades con las etapas de *rift* que afectaron a la Cuenca Ibérica durante el Mesozoico: 1, estadio *prerift* y/o *sinrift*, con intrusiones subvolcánicas de afinidad toleítica y transicional en el área de Valencia, de edad pre-Hettangiense; 2, estadio *sinrift*, con intrusiones subvolcánicas de afinidad marcadamente alcalina en el sector Teruel-Castellón, de edad pre-Hettangiense; 3, estadio *postrift*, con volcanismo extrusivo de tipo tardío y de afinidad ligeramente menos alcalina que el anterior, de edad Pliensbachiense-Bajociense.

Palabras clave: Rift Mesozoico, Afinidad magmática, Triásico, Jurásico, Cadena Ibérica.

A B S T R A C T

The triassic and jurassic volcanism of the SE margin of the Iberian Chains presents some mineral and geochemical features, allowing the identification of three magmatic affinities: sub-alkaline affinity, with tholeiitic tendency in the Valencia area (pre-Hettangian age); transitional affinity, with alkaline tendency in the same sector and alkaline affinity in the Teruel-Castellón area (pre-Hettangian and Pliensbachian-Bajocian ages). We relate these affinities with the evolutionary *rift* stages that took place during the mesozoic development of the Iberian Basin: 1, *prerift* and/or *rift* stage, with subvolcanic intrusions of tholeiitic and transitional affinity in the Valencia area (pre-Hettangian age); 2, *rift* stage, with alkaline subvolcanic intrusions in the Teruel-Castellón area (pre-Hettangian age); 3, *postrift* stage, with late extrusive volcanism and less alkaline affinity than the previous one (Pliensbachian-Bajocian age).

Key words: Mesozoic *Rift*, Magmatic affinity, Triassic, Jurassic, Iberian Chains.

(*) Departament de Geologia, Universitat de València, c/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (València).

(**) Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

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

(****) Institut für Geowissenschaften, Technische Universität Braunschweig, 38023 Braunschweig (Alemania).

(*****). Institutul de Geologie si Geofizica, Caransebes, 1, 78344, Bucuresti (Romania).

1. INTRODUCCION

El sector SE de la Cadena Ibérica cuenta con dos magmatismos Mesozoicos bien representados de edades diferentes: 1) manifestaciones subvolcánicas triásicas de edad pre-Hettangiense y 2) un volcanismo jurásico desarrollado entre el Pliensbachiense y el Bajociense, con un máximo de actividad de edad Toarciense (ver LAGO et al., 1995 y 1996 y MARTINEZ GONZALEZ et al., 1996).

Ambas manifestaciones volcánicas se enmarcan dentro de la distensión generalizada que tuvo lugar durante el Mesozoico en la Cuenca Ibérica, y están relacionadas, más concretamente, con la etapa *sinrift* triásica y *postrift* jurásica inferior y media, respectivamente, de SALAS y CASAS (1993). De esta manera, el magmatismo mesozoico del sector SE de la Cadena Ibérica corresponde a un volcanismo de *rift* continental, de características similares al *Rift* del O Africano, que se caracteriza por la actividad volcánica discontinua, un volumen moderado de producción magmática, un predominio claro de los basaltos de afinidad alcalina y una débil tasa de distensión crustal (aproximadamente 3 Km desde el Mesozoico inferior al superior, según GUIMERA et al., 1996).

El estudio de la composición mineral y química (elementos mayores y trazas) de ambos magmatismos ha puesto de manifiesto diferencias en la alcalinidad. La afinidad magmática diversa constituye un buen marcador de los estadios de evolución de los *rifts*: las características geoquímicas responden a la generación de diferentes tipos de magmas bajo condiciones diversas, relacionadas con las diferentes etapas distensivas que condujeron al adelgazamiento progresivo de la corteza continental; además, el magmatismo de *rift* nos informa sobre la interacción litosfera-astenosfera en el curso de la fragmentación continental. En este trabajo se correlacionan las variaciones en la afinidad magmática con las diferentes etapas de evolución del *rift*.

2. CONTEXTO GEOLOGICO Y CARACTERISTICAS GENERALES

Los afloramientos considerados en el presente trabajo (provincias de Teruel, Castellón y Valencia) se sitúan en dos dominios estructurales: 1) la Sierra de Javalambre en la zona SE de la Cadena Ibérica (Fig. 1 A) y 2) límite entre el extremo oriental del Dominio Tabular del Júcar y la zona frontal del Dominio pre-Bético oriental (Fig. 1 B). En el primer dominio existen manifestaciones volcánicas tanto triásicas como jurásicas, mientras que en el segundo sólo se han encontrado de edad triásica.

En la Fig. 2 se resumen de manera esquemática las características más importantes que serán

desarrolladas en los diferentes apartados de este trabajo.

Las intrusiones subvolcánicas triásicas de ambos dominios se emplazan en afloramientos diapíricos, en forma de sills, con extensiones que oscilan entre los pocos centenares de metros y 2-3 km, y que aparecen fragmentados a causa de su ascenso en el seno de los materiales evaporíticos. Estos cuerpos subvolcánicos suelen situarse en la periferia de los afloramientos triásicos, emplazándose normalmente entre los materiales del Keuper (K1 y K4 de ORTI, 1990) y ocasionalmente en la facies Buntsandstein.

El volcanismo jurásico, a su vez, se encuentra intercalado entre los materiales carbonáticos marinos de las siguientes formaciones: Fm. Calizas bioclásticas de Barahona, Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel, Mb. Calizas nodulosas de Casinos y parte media "informal" de la Fm. Carbonatada de Chelva, definidas por GOMEZ (1979). Destacan en volumen los materiales volcanoclásticos sobre los lávicos. En los primeros la potencia oscila entre los pocos decímetros y las decenas de metros (120 m de potencia máxima); las coladas basálticas son menos potentes, desde los pocos decímetros hasta 20 m de potencia máxima. Se han identificado hasta tres pulsos, destacando su carácter multiepisódico, puesto de manifiesto, además, por la heterocronía de los depósitos.

3. EDAD DEL VOLCANISMO

LAGO et al., (1996), dan una edad pre-Hettangiense para el volcanismo triásico, con algunas especificaciones. Para los afloramientos de Teruel y Castellón, situados en las facies Buntsandstein y Keuper, los autores consideran esta edad en base a la ausencia de metamorfismo de contacto en la Fm. Imón, por lo que estos materiales se emplazarían pre-Dolomía de Imón. En la provincia de Valencia, los sills se sitúan también por debajo de la Fm. Imón, excepto en el Lloc Nou de Fenollet, en el que uno de los cuerpos subvolcánicos llega a metamorfizar las calizas del Rhetiense, posiblemente equivalentes a la Fm. Imón. Recientemente, JEREZ MIR (1996) pone de manifiesto la existencia de una barra carbonatada en el Triásico del sector

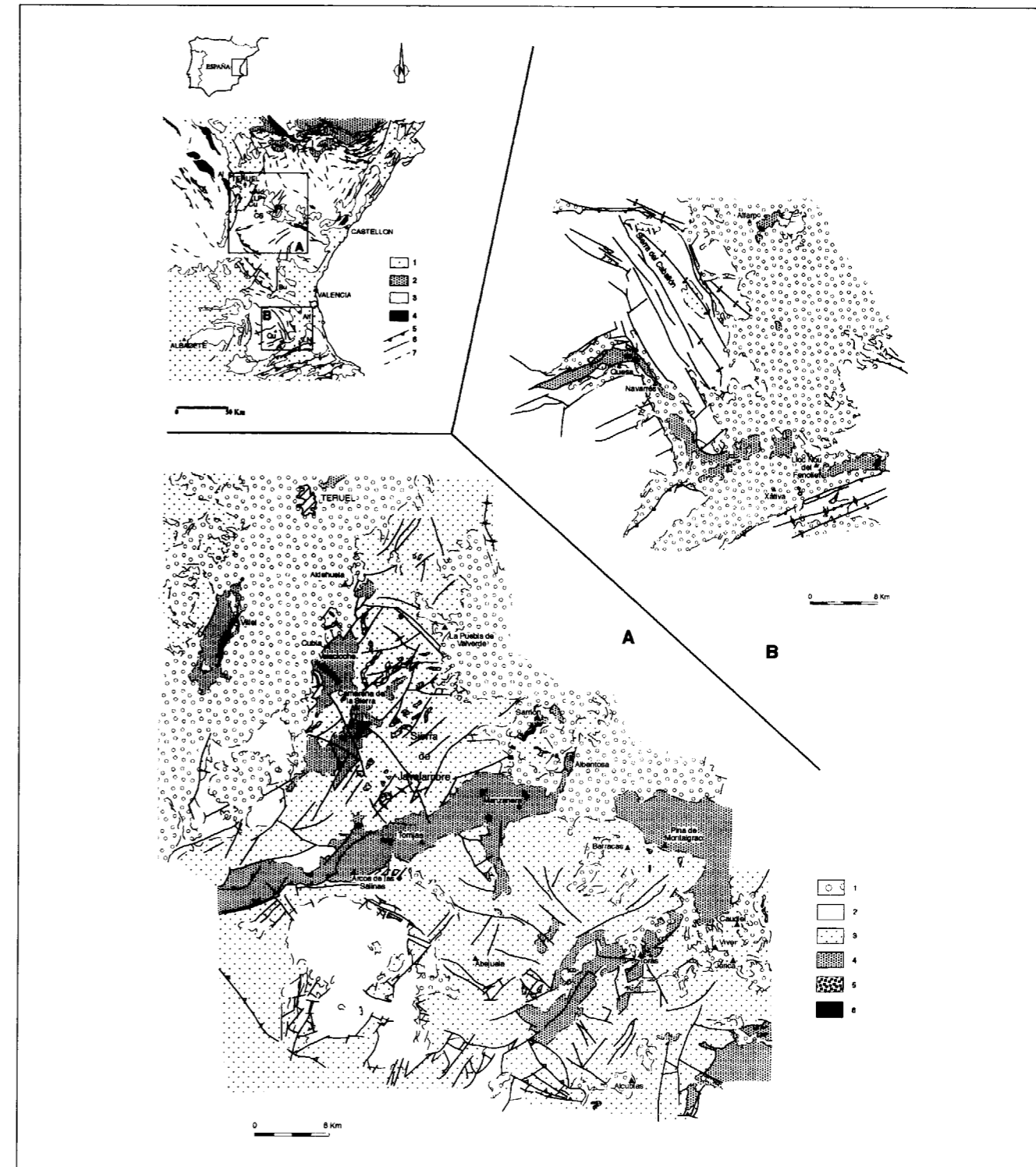


Fig. 1: Situación geológica y localización de los afloramientos estudiados. 1, Neógeno; 2, Paleógeno; 3, Mesozoico; 4, zócalo hercínico; 5, cabalgamientos; 6, fallas; 7, pliegues. A1, Albarracín; Ald, Aldehuela; Vi, Vilel; LP, La Puebla de Valverde; Cu, Cubla; CS, Camarena de la Sierra; Sa, Sarrión; Je, Jérica; Bu, Buñol; Alf, Alfarp; Qu, Quesa; LN, Lloc Nou de Fenollet. A: Sector de Teruel-Castellón; presencia de volcanismo alcalino triásico y jurásico. B: Sector de Valencia, con volcanismo toleítico y transicional, triásico. Leyenda A y B: 1, Terciario-Cuaternario; 2, Cretácico; 3, Jurásico; 4, Triásico; 5, volcanismo jurásico; 6, volcanismo triásico.

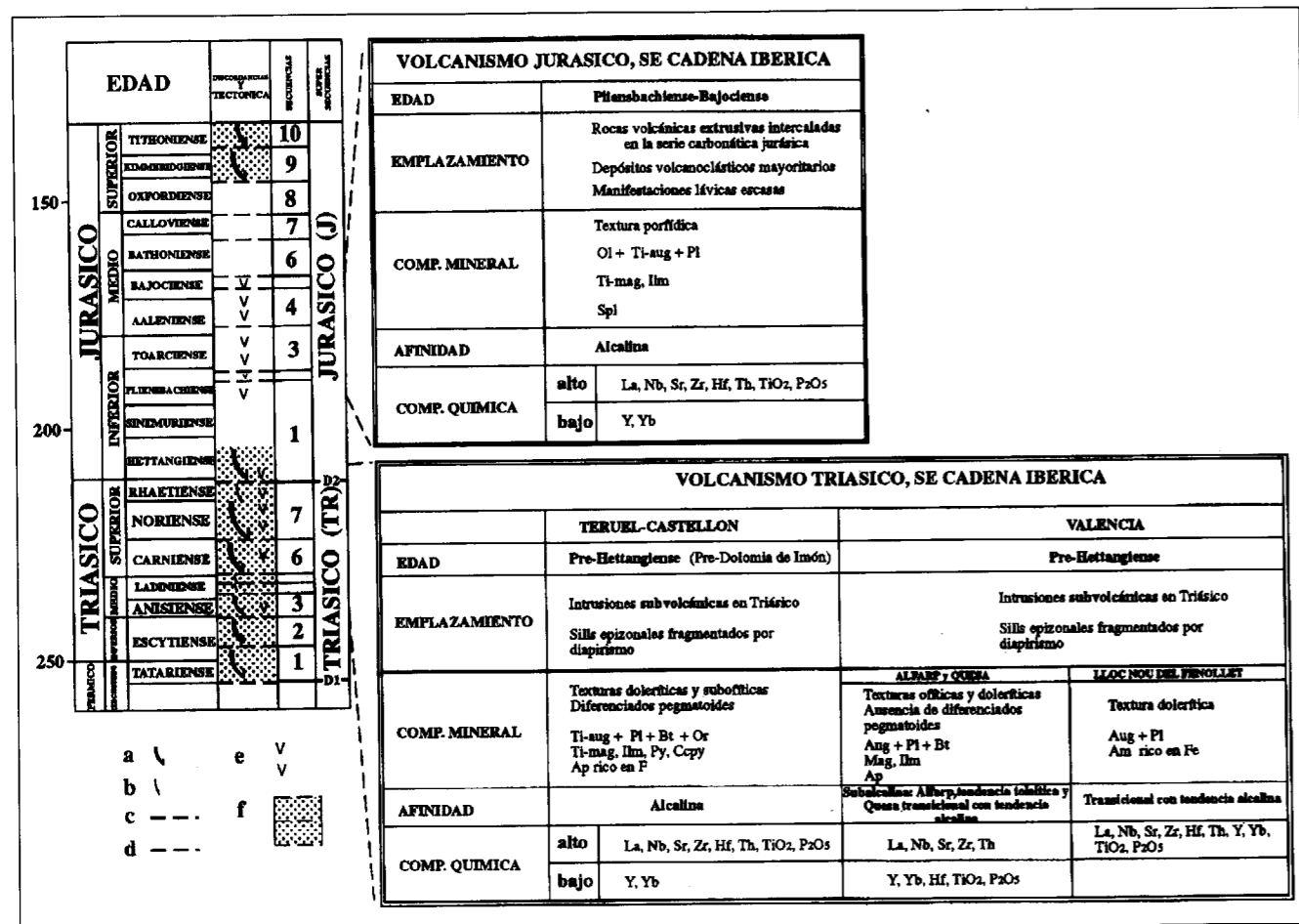


Fig. 2: Posición estratigráfica y características generales del volcanismo triásico y jurásico. a, distensión intensa; b, distensión débil; c, disconformidad mayor; d, disconformidad menor; e, rocas volcánicas y subvolcánicas; f, subsidencia por Rift (columna estratigráfica extraída de SALAS y CASAS, 1993).

levantino, correlacionable con la Fm. Zamoranos y con el M2 de los Catalánides, que según el autor ha sido confundida a menudo con la Fm. Imón. Así, la complicada estratigrafía del Triásico del sector Levantino hace necesaria la datación absoluta mediante geoquímica isotópica, que el equipo investigador está llevando a cabo en la actualidad.

El volcanismo jurásico se encuentra datado de manera más precisa, mediante la abundante fauna de ammonites y la identificación de las diferentes formaciones encajantes por criterios de campo (MARTINEZ GONZALEZ et al., 1996 b, VALENZUELA RIOS et al., 1996). Aunque en numerosas ocasiones no aflora la base sedimen-

taria, el volcanismo jurásico puede ser acotado al menos superiormente. Así, se ha obtenido un período temporal del Pliensbachiense al Bajociense, con gran número de afloramientos de edad Toarciense.

4. COMPOSICION MINERAL

En la Fig. 2 se resumen las principales características en composición mineral para los volcanismos estudiados. La presencia de minerales ricos en Ti en el volcanismo triásico de Teruel-Castellón y en el de edad jurásica, constituyen una primera aproximación al carácter alcalino de ambos. La composición mineral del volcanismo

triásico de Valencia, a su vez, apunta hacia una afinidad toleítica y transicional. En LAGO et al., (1996) y MARTINEZ GONZALEZ et al., (1996 a) se describen con mayor detalle los diferentes litotipos establecidos para ambos volcanismos. Destacar únicamente que la composición de los piroxenos permite diferenciar cuatro campos de afinidades en el diagrama [Ti-(Ca+Na)] de LETERRIER et al. (1982) (Fig. 3): el volcanismo triásico de Teruel-Castellón y el volcanismo jurásico superponen sus campos, advirtiéndose cierta tendencia menos alcalina para este último; el volcanismo triásico de Alfarp (Valencia) presenta una tendencia subalcalina toleítica y el de Quesa y Lloc Nou de Fenollet (Valencia) se presenta como transicional con cierta tendencia alcalina, sin que el Ti esté compensado por el valor de Ca+Na, alejándose de la afinidad alcalina.

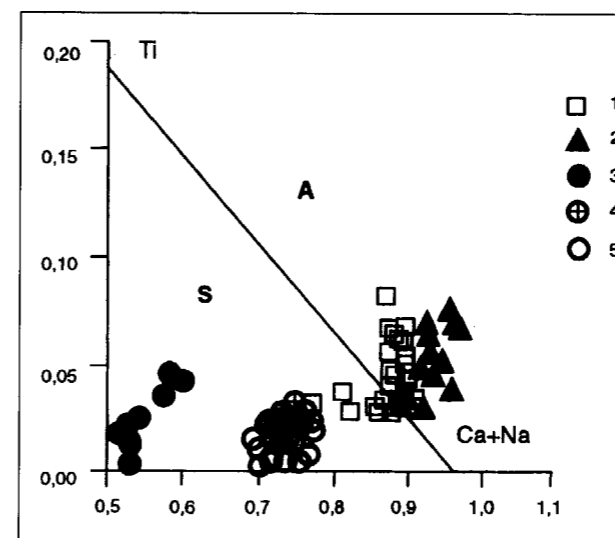


Fig. 3: Representación de la composición de clinopiroxenos en el diagrama Ti vs. (Ca+Na) de Leterrier et al., (1982). 1, volcanismo jurásico; 2, 3, 4 y 5 volcanismo triásico, Teruel-Castellón, Lloc Nou de Fenollet, Quesa y Alfarp (Valencia), respectivamente (datos de Quesa en LAGO et al., 1995; Alfarp, Fenollet y triásico de Teruel-Castellón en LAGO et al., 1996 y jurásico en MARTINEZ GONZALEZ et al., 1996).

La composición mineral pone así de manifiesto cuatro tendencias composicionales que serán corroboradas mediante la composición geoquímica.

5. COMPOSICION GEOQUIMICA

Los datos de composición química empleados en

este trabajo para el volcanismo triásico proceden de 43 rocas (DUMITRESCU, Tesis Doctoral, en realización); una selección de 12 de estos análisis aparecen publicados en LAGO et al., (1996). Los análisis han sido realizados por el laboratorio X-RAL (Canadá) empleando FRX (elementos mayores y las trazas Rb, Sr, Y, Zr, Nb y Ba) e ICP-MS (los restantes trazas y REE). Los valores de LOI en estas rocas son inferiores al 2,7% (DUMITRESCU, tesis doctoral y LAGO et al., 1996).

En la Tabla 1 se indican las composiciones de 9 rocas del volcanismo de edad jurásica que se publican por primera vez en este trabajo. Los análisis han sido efectuados por el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada empleando FRX (mayores) e ICP-MS (trazas y REE). Se observa que el promedio en LOI es inferior al 3%.

Los diagramas multielementales de la Fig. 4 se han realizado normalizando la composición de estos magmatismos con la del basalto alcalino de BAKER et al., (1977). Este diagrama confirma las afinidades predeterminadas mediante criterios mineralógicos: los volcanismos triásico de Teruel-Castellón y jurásico presentan una afinidad claramente alcalina con pequeñas diferencias, entre las que destaca el mayor contenido en K₂O del magmatismo triásico (ver Fig. 4 B). De este campo común se separan con claridad los afloramientos de Valencia en los que se destacan dos tendencias bien definidas (Fig. 4 A): por un lado el magmatismo subalcalino de Alfarp, más pobre relativamente en incompatibles (Th, La, Nb, P₂O₅, TiO₂ etc.) y con mayor contenido en compatibles, correspondiendo a una cierta tendencia toleítica, y por otro el magmatismo subalcalino transicional de Lloc Nou de Fenollet, más rico en incompatibles y pobre en compatibles respecto al anterior. El volcanismo de Quesa ocupa una posición intermedia entre ambos.

Los diagramas de relaciones interelementales nos permiten discriminar las afinidades de todos estos volcanismos; también nos muestran las diferencias en la alcalinidad que presenta el volcanismo triásico de Teruel-Castellón respecto al de edad jurásica, diferencias que no se ponen claramente de manifiesto mediante el diagrama multielemental, aunque los mayores valores en incompatibles del volcanismo triásico apuntaban

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46,61	46,11	46,64	46,98	45,66	49,08	49,05	48,88	48,39
TiO ₂	2,577	2,555	2,629	2,602	2,499	2,355	2,350	2,376	2,474
Al ₂ O ₃	12,75	12,41	12,59	12,85	12,36	12,90	12,89	12,87	12,71
Fe ₂ O ₃	12,53	12,15	12,25	12,60	12,48	11,50	11,53	11,55	12,22
MnO	0,167	0,117	0,154	0,162	0,142	0,138	0,142	0,140	0,153
MgO	6,857	7,839	7,798	8,091	8,352	7,335	7,449	7,475	7,610
CaO	8,748	8,481	8,402	8,381	8,533	8,120	8,127	7,908	7,887
Na ₂ O	3,180	2,887	3,155	3,054	2,529	3,713	3,813	3,751	3,637
K ₂ O	1,652	1,603	1,620	1,622	1,770	1,533	1,564	1,572	1,642
P ₂ O ₅	0,705	0,688	0,713	0,723	0,657	0,574	0,586	0,574	0,640
LOI	3,190	4,030	2,990	2,820	3,780	2,530	2,510	2,370	2,890
Total	98,966	98,87	98,941	99,885	98,762	99,778	100,011	99,466	100,253

Li	34,553	40,533	33,147	36,694	60,736	40,521	48,029	45,672	34,066
Rb	26,045	24,668	22,803	21,932	22,988	24,242	23,213	24,062	23,866
Cs	6,978	11,287	4,074	3,765	4,337	0,833	0,956	0,923	5,744
Be	2,151	1,849	1,952	2,039	1,794	1,740	1,625	1,803	1,743
Sr	539,456	402,150	560,670	580,110	487,886	477,017	471,322	475,784	538,025
Ba	288,370	244,006	289,578	303,849	336,507	405,782	372,493	358,412	282,304
Sc	16,839	18,377	17,116	16,680	17,089	17,380	16,713	17,257	15,789
V	176,260	179,689	175,417	173,994	173,064	171,245	167,755	169,782	160,946
Cr	179,139	188,117	183,589	174,734	185,966	223,105	217,538	215,092	184,399
Co	46,880	47,577	45,904	46,039	47,706	44,915	44,139	45,419	43,990
Ni	161,870	174,427	160,953	159,112	170,423	170,399	165,766	172,238	158,289
Cu	55,983	53,277	56,190	56,517	53,381	54,036	53,692	53,773	52,092
Zn	136,098	152,554	140,798	140,839	140,047	129,264	124,674	131,694	126,780
Ga	20,503	19,748	21,308	21,664	21,175	20,933	20,509	20,974	20,520
Y	25,262	24,202	25,405	25,573	24,108	21,999	21,607	22,076	23,439
Nb	54,649	52,329	54,641	55,345	51,832	39,309	38,632	39,459	46,430
Ta	4,085	3,470	3,781	3,948	3,755	2,622	2,714	2,640	3,519
Zr	192,118	185,176	192,980	194,565	184,323	152,013	149,521	152,481	173,138
Hf	4,754	4,478	4,726	4,657	4,562	3,895	3,787	3,841	4,392
Mo	3,213	2,488	2,712	3,165	2,608	4,471	4,438	4,449	3,128
Sn	2,407	2,347	1,994	2,502	2,366	2,004	2,268	2,369	2,383
Tl	0,020	0,031	0,068	0,060	0,026	0,059	0,058	0,043	0,336
Pb	2,800	2,601	3,293	2,817	3,213	2,704	2,819	3,352	2,672
U	1,425	1,298	1,399	1,424	1,342	1,142	1,100	1,124	1,254
Th	4,783	4,718	4,925	4,935	4,518	3,720	3,552	3,631	4,309
La	34,010	34,247	35,655	35,484	32,938	27,401	25,944	26,793	29,504
Ce	64,925	62,615	66,418	66,443	61,625	50,623	48,550	49,708	55,831
Pr	7,828	7,507	7,944	7,921	7,460	6,113	5,841	5,986	6,806
Nd	33,259	31,432	33,268	33,668	31,830	26,196	25,422	25,522	29,044
Sm	7,500	7,142	7,614	7,610	7,056	6,041	5,914	5,981	6,667
Eu	2,436	2,288	2,397	2,418	2,303	2,024	1,977	2,011	2,202
Gd	7,027	6,776	7,036	6,994	6,627	5,936	5,675	5,810	6,273
Tb	1,032	0,997	0,987	0,987	0,947	0,890	0,797	0,861	0,947
Dy	5,378	5,097	5,179	5,410	5,079	4,655	4,510	4,652	4,913
Ho	1,005	0,929	1,003	0,997	0,951	0,869	0,847	0,849	0,930
Er	2,288	2,130	2,252	2,208	2,145	2,037	1,951	1,891	2,124
Tm	0,299	0,278	0,301	0,304	0,289	0,264	0,261	0,274	0,287
Yb	1,780	1,674	1,666	1,801	1,664	1,558	1,543	1,572	1,690
Lu	0,239	0,228	0,230	0,238	0,219	0,215	0,210	0,203	0,222

Tabla 1: Resultados de los análisis mediante FRX (mayores) e ICP-MS (trazas y REE) en 9 muestras del volcanismo jurásico de diferentes localidades (1 a 5, Aldehuela; 6 a 8, Km 6 de la carretera entre Camarena de la Sierra y La Puebla de Valverde; 9, Cubla).

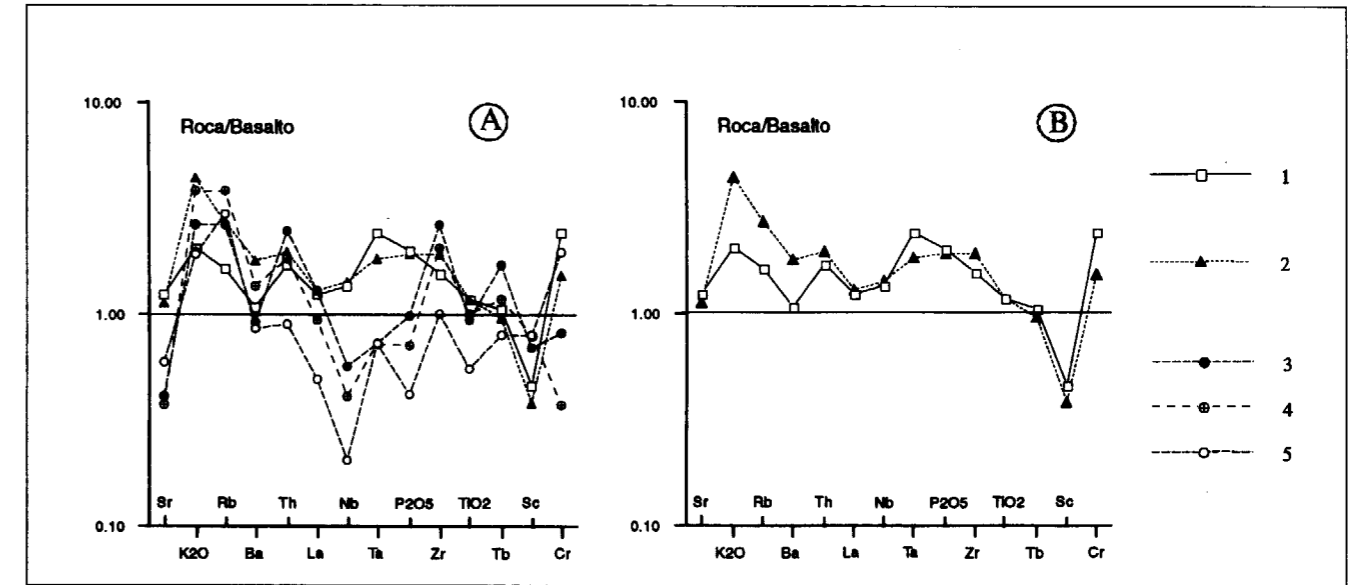


Fig. 4: Diagrama multielemental. Normalización con basalto alcalino (BAKER et al., 1977). A: promedio de los volcanismos jurásico y triásico de Teruel-Castellón, y de Valencia desglosado (Fenollet, Quesa y Alfarp). B: promedio de los volcanismos jurásico y triásico de Teruel-Castellón. 1, jurásico; 2, triásico de Teruel-Castellón; 3, triásico de Fenollet; 4, triásico de Quesa; 5, triásico de Alfarp.

ya a una mayor alcalinidad de este. Tanto la relación Ti/Y-Zr/Y (Fig. 5 A), como la relación Ta/Yb-Th/Yb (Fig. 5 B) muestran dos campos de afinidades bien definidas: 1) un campo claramente subalcalino para el volcanismo triásico de

Valencia, y 2) un campo alcalino para el volcanismo triásico de Teruel-Castellón y el volcanismo jurásico. Pese a la ligera superposición de campos entre estos dos últimos magmatismos, tanto la Fig. 5 A como la Fig. 5 B, muestran una

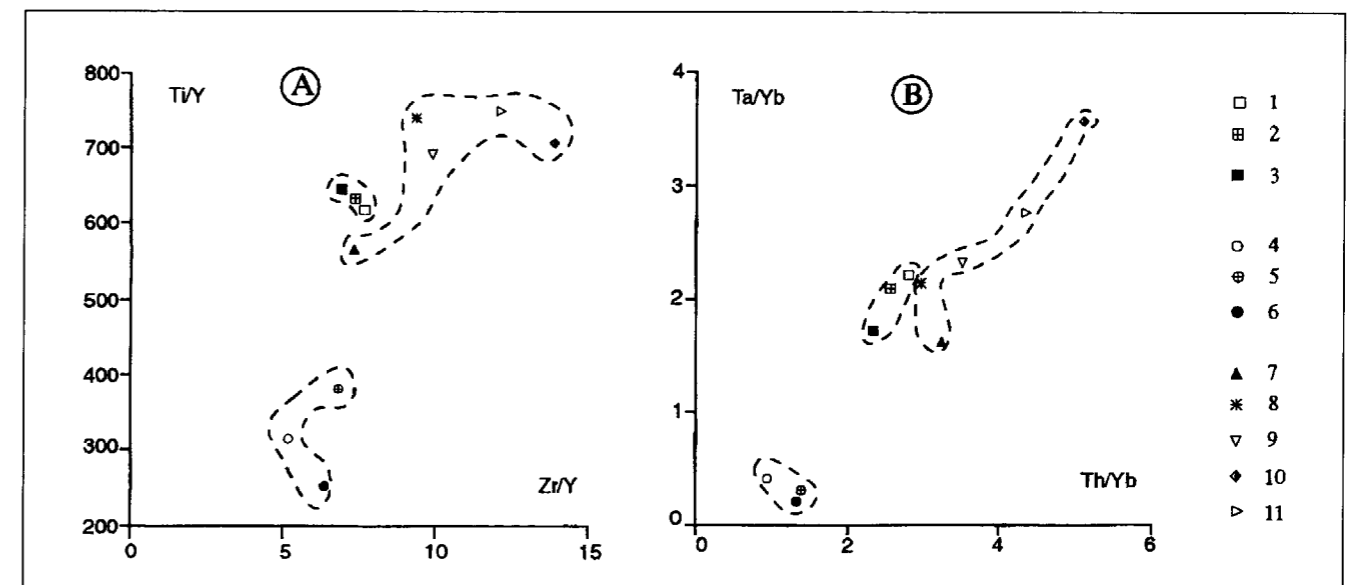


Fig. 5: Relaciones interelementales. A: Ti/Y-Zr/Y. B: Ta/Yb-Th/Yb. 1, 2 y 3 volcanismo jurásico: Fte. del Rey, Cubla y Camarena respectivamente. 4, 5 y 6 volcanismo triásico del sector de Valencia: Alfarp, Quesa y Fenollet respectivamente. 7, 8, 9, 10 y 11 volcanismo triásico del sector de Teruel-Castellón: Villel, La Puebla de Valverde, Camarena de la Sierra, Sarrión y Jérica, respectivamente.

clara tendencia de mayor alcalinidad para el volcanismo triásico de Teruel-Castellón respecto al jurásico.

La Tabla 2 recoge los valores promedio en relaciones interelementales. Las dos tendencias más marcadas -subalcalina (volcanismo triásico de Valencia) y alcalina (volcanismo triásico y jurásico de Teruel-Castellón)- quedan perfectamente discriminadas con la relación Nb/Y >1 para el volcanismo alcalino y <1 para el subalcalino, y la relación Ti/V >50 para el volcanismo alcalino y <50 para el subalcalino, según SHERVAIS (1982). En cuanto a los dos volcanismos alcalinos, los promedios mayores en las relaciones Nb/Y, TiO₂, P₂O₅, Th/Yb, Zr/Y para el triásico, y menores en Ni/Cr y Ni/V reafirman la mayor alcalinidad de este volcanismo respecto al jurásico.

6. GENESIS MAGMATICA

El volcanismo subalcalino triásico de Valencia muestra unas características geoquímicas que indican su formación a partir de diversos procesos de fusión de un manto con cierta metasomatización, sin excluir cierta contaminación cortical complementaria (LAGO et al., 1995). El volcanismo triásico alcalino de Teruel-Castellón presenta una paragénesis mineral con fases hidratadas (biotita) y un alto porcentaje en apatito (LAGO et al., 1996) que puede explicarse por una tasa de fusión baja en un manto parcialmente metasomatizado. Por su parte, el volcanismo alcalino jurásico presenta una paragénesis mineral anhidra (olivino, titano-augita, plagioclasa y espinela) que corresponde a una tasa de fusión parcial baja de un manto heterogéneo y no meta-

somatizado. Por otra parte, se observa que el magmatismo triásico de Teruel-Castellón se presenta ligeramente más enriquecido en incompatibles y más alcalino, respecto al magmatismo jurásico de menor alcalinidad.

7. SIGNIFICADO GEOTECTONICO

En una evolución completa de *rift*, es frecuente encontrar los siguientes magmatismos relacionados con cada una de las etapas de evolución de este: en un estadio *prerrift* se formarían toleitas continentales y basaltos transicionales que provendrían de un manto litosférico continental; posteriormente, y una vez formado el *rift*, suelen predominar las lavas alcalinas, consecutivamente a la ascensión de una pluma astenosférica; este magmatismo alcalino se empobrece progresivamente en incompatibles hasta la aparición de términos toleíticos tipo MORB, indicadores del incipiente estadio de oceanización.

Según este esquema, el volcanismo triásico de Valencia, dado su quimismo, encajaría en un estadio *prerrift*, y el triásico de Teruel-Castellón y el jurásico en un estadio *sinrift*. Si así fuera, el volcanismo triásico de Valencia debería ser anterior en el tiempo al de Teruel-Castellón, y no existen por el momento dataciones precisas que lo corroboren.

Lo que sí muestran nuestros datos, es la progresiva pérdida de alcalinidad entre el volcanismo triásico de Teruel-Castellón y el volcanismo jurásico, que correspondería al empobrecimiento en incompatibles observado en la evolución normal de un *rift*.

Podemos concluir que la evolución del *rift* Mesozoico se dió en las siguientes etapas, en relación a los datos de los magmatismos triásico y jurásico disponibles hasta el momento:

1, la ascensión de una pluma astenosférica, en algún momento anterior al Hettangiense, produjo la fusión parcial de la litosfera y el emplazamiento de rocas de afinidad toleítica y transicional, en un estadio *prerrif*.

2, con el estiramiento progresivo y el consecuente adelgazamiento cortical, y ya en la etapa

sinrift se emplazan las doleritas de afinidad alcalina y edad triásica, coincidiendo con la etapa *sinrift* de edad Pérmico superior-Hettangiense de SALAS y CASAS (1993). La aparición de las primeras lavas alcalinas marcaría el inicio del estadio de *rift*, consecutivamente a la ascensión de un penacho. La rápida subsidencia que se da en este periodo podría ayudarse de la penetración de estos materiales basálticos en la corteza continental.

3, las manifestaciones volcánicas jurásicas serían de tipo tardío y se produjeron durante el estadio de subsidencia térmica *postrift* jurásica inferior y media de SALAS y CASAS (1993). La subsidencia térmica se produce por enfriamiento posterior a la fase de ascensión del penacho. El progreso de la distensión (aproximadamente 3 Km desde el Mesozoico inferior al superior, según GUIMERA et al., 1996) lleva a que los magmas se generen progresivamente más cerca de la superficie por la caída de presión provocada por el estiramiento, empobreciéndose progresivamente en incompatibles y reduciendo su alcalinidad.

En definitiva, el magmatismo triásico alcalino de Teruel-Castellón, se formaría a mayores profundidades (la mayor diferenciación podría deberse a un ascenso más lento, y mayor en profundidad, de los magmas). A su vez, el volcanismo jurásico generado bajo condiciones de mayor adelgazamiento, se formaría a profundidades menores, y el ascenso más rápido sería la causa de la mayor indiferenciación. De este modo, el espesor de la litosfera, que disminuye con la evolución del *rift*, controlaría la profundidad de fusión parcial y así, la composición del volcanismo.

8. CONCLUSIONES

La afinidad magmática constituye una herramienta muy útil para la identificación de las diferentes etapas de evolución de los *riffts*. La composición mineral y geoquímica (mayores, trazas y REE) de los volcanismos triásico y jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica, pone de manifiesto la existencia de cuatro tendencias composicionales que corresponden a los siguientes estadios de evolución del *rift* Mesozoico: 1, estadio *prerrift* y/o *sinrift*: intrusiones subvolcánicas de afinidad toleítica y transicional en el área de

		VALORES PROMEDIO EN RELACIONES INTERELEMENTALES														
		Nb/Y	TiO ₂ /P ₂ O ₅	Th/Yb	Ta/Yb	Zr/Y	Ti/V	Nb/La	Th/U	Tb/Th	La/Tb	Ni/Cr	Ti/Y	Ni/V	Ta/La	
JURASICO	Fte. del Rey	2,158	3,692	2,783	2,217	7,621	87,779	1,560	3,469	0,207	34,832	0,541	619,089	0,941	0,111	
	Cubla	1,981	3,866	2,550	2,082	7,387	92,153	1,574	3,436	0,220	31,155	0,858	632,775	0,983	0,119	
	Camarena	1,787	4,084	2,333	1,707	6,912	83,436	1,465	3,239	0,233	31,486	0,775	646,304	0,999	0,099	
T R I A S I C O	Valencia	Alfarp	0,330	8,730	0,920	0,417	5,180	22,280	0,360	3,613	0,318	16,86	0,355	316,500	0,180	0,084
		Quesa	0,430	9,230	1,391	0,308	6,860	25,690	0,610	3,898	0,234	22,19	0,701	381,800	0,043	0,043
		Fenollet	0,423	6,327	1,316	0,220	6,373	60,207	0,624	4,312	0,253	20,717	0,151	252,785	0,029	0,032
	Teruel-Castellón	Villel	1,489	4,063	3,250	1,604	7,331	81,519	1,356	2,559	0,185	34,422	0,512	563,985	0,151	0,080
		La Puebla de Valverde	2,099	4,228	2,983	2,133	9,406	84,731	1,635	2,670	0,204	31,232	0,322	737,582	0,254	0,114
		Camarena	2,327	3,985	3,502	2,317	9,909	85,567	1,559	3,335	0,184	35,370	0,340	691,165	0,174	0,105
		Sarrión	3,001	4,106	5,088	3,550	13,842	92,833	1,589	2,539	0,170	45,324	0,668	704,975	0,722	0,109
		Jérica	2,658	4,367	4,343	2,752	12,171	93,779	1,547	2,380	0,154	43,238	0,277	746,846	0,234	0,098

Tabla 2: Comparación de los valores promedios en relaciones interelementales discriminantes, para los volcanismos triásicos de Teruel-Castellón y Valencia, y para el volcanismo jurásico.

Valencia, de edad pre-Hettangiense. 2, *sinrift*: intrusiones subvolcánicas de afinidad marcadamente alcalina en el sector Teruel-Castellón, de edad pre-Hettangiense. 3, *postrift*: volcanismo extrusivo de tipo tardío y de afinidad ligeramente menos alcalina que el anterior, de edad Pliensbachiense-Bajociense.

El progresivo adelgazamiento cortical controla la profundidad de fusión y la composición del volcanismo, y es responsable de la mayor indiferenciación y de la sucesiva menor alcalinidad observada entre el volcanismo triásico de Teruel-Castellón y el volcanismo de edad jurásica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo desarrolla objetivos de los programas AMB 496/93 y PB 95-0805 de la DGICYT. Es, además, una contribución al Programa IGCP n^o 369. Agradecemos la ayuda prestada por la IVEI. Las sugerencias del Dr. J. López-Ruiz y un revisor anónimo han contribuido a mejorar notablemente el manuscrito.

REFERENCIAS

- BAKER, B. H.; GOLES, G. C.; LEEMAN, W. P. y LINDSTROM, M. M. (1977): "Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmorite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, 303-332.
- DUMITRESCU, R. (en realización): *Studiul petrographic si geochemic al magmatismului de vârsta triásica, din SE-ul Cadenei Iberice, Spania. Universitatea din Bucuresti (Romania).*
- GOMEZ, J. J. (1979): El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Seminarios Estratigrafía, (Monogr.)*, 4, 1-683.
- GUIMERA, J.; SALAS, R.; VERGES, J. y CASAS, A. (1996): "Extensión mesozoica e inversión compresiva terciaria en la

Cadena Ibérica: aportaciones a partir del análisis de un perfil gravimétrico". *Geogaceta*, 20 (7), 1691-1694.

JEREZ MIR, F. (1996): "El Triás Betibérico. Una nueva interpretación sobre el Triásico basada en unidades tectosedimentarias". *Geogaceta*, 20 (1), 31-34.

LAGO, M.; DUMITRESCU, R.; ARRANZ, E.; VAQUER, R.; BASTIDA, J.; MARTINEZ GONZALEZ, R. M.^a y POCOVI, A. (1995): "Geoquímica de doleritas Triás-Lías en los sectores de Alfarp y Quesa (Valencia)". VI^o Congreso de Geoquímica de España. Soria. Sesión científica n^o 1. Vol. Comunicaciones, 1067-1076.

LAGO, M.; DUMITRESCU, R.; BASTIDA, J.; ARRANZ, E.; GIL-IMAZ, A.; POCOVI, A.; LAPUENTE, M. P. y VAQUER, R. (1996): "Características de los magmatismos alcalino y subalcalino, pre-Hettangiense, del borde SE de la Cordillera Ibérica". *Cuad. Geol. Ib.*, 20, 159-181

LETERRIER, J.; MAURY, R.C.; THONON, P.; GIRARD, D. y MARCHAL, M. (1982): "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series". *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 139-154.

MARTINEZ GONZALEZ, R. M.^a; LAGO, M.; VALENZUELA RIOS, J. I.; VAQUER, R. y SALAS, R. (1996 a): "El magmatismo alcalino jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica: composición y estructura". *Geogaceta*, 20 (7), 1687-1690.

MARTINEZ GONZALEZ, R.M.; VALENZUELA RIOS, J. I.; LAGO, M.; BASTIDA J. y VAQUER, R. (1996 b): "Origen epiclástico de estratificaciones cruzadas afectando a materiales volcánoclasticos jurásicos en la Sierra de Javalambre (Teruel)". *Cuad. Geol. Ib.*, 22, 133-150.

ORTI, F. (1990): "Introducción al Triásico evaporítico del sector central valenciano", en F. ORTI y J. M. SALVANY (eds.): *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante, ENRESA-Univ. Barcelona: 205-211.*

SALAS, R. y CASAS, A. (1993): "Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin". *Tectonophysics*, 228, 33-55.

SHERVAIS, J. W. (1982): "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.

VALENZUELA RIOS, J. I.; MARTINEZ GONZALEZ, R. M.; y LAGO, M. (1996): "Nota preliminar sobre la edad del paleovolcanismo Jurásico de Javalambre (Cordillera Ibérica) Teruel". *Geogaceta*, 19, 39-40.

Original recibido: Octubre de 1996.
Original aceptado: Abril de 1997.

DESARROLLO DE PALEOKARSTIFICACION EN FACIES YESIFERAS DEL MIOCENO DE LA CUENCA DE MADRID. IMPLICACIONES EN EL ANALISIS EVOLUTIVO DE SUCESIONES LACUSTRES EVAPORITICAS.

Por J. P. RODRIGUEZ-ARANDA y J. P. CALVO (*)

R E S U M E N

El registro sedimentario mioceno de la Cuenca de Madrid ofrece varios ejemplos de superficies de paleokarstificación en formaciones evaporíticas cuyo análisis aporta datos de interés sobre la evolución del relleno de dicha cuenca. Una de estas superficies de paleokarstificación se reconoce en el límite de dos unidades litoestratigráficas mayores de la cuenca, las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno, definiendo la ruptura sedimentaria entre dichas unidades. Este paleokarst se desarrolló sobre depósitos yesíferos de carácter lacustre en el sector centro-oriental de la cuenca y aparece cubierto por facies terrigenas finas correspondientes a facies distales de abanicos aluviales y/o sistemas fluviales. Los rasgos de karstificación se reconocen en espesores de hasta 5,5 m dentro de los yesos y consisten, sobre todo, en superficies de disolución irregulares y paleodolinas de extensión variable a las que se asocian rellenos y brechas de colapso que, a su vez, también aparecen en cuevas formadas en la zona de *endokarst*. En la superficie del paleokarst se distinguen frecuentemente conductos derivados de la disolución y ampliación de tubos radiculares de vegetación arbustiva.

Otro de los paleokarsts distinguidos se sitúa en los términos superiores de la Unidad Intermedia del Mioceno, marcando también el contacto entre depósitos yesíferos de ambiente lacustre salino y facies lutíticas ampliamente afectadas por procesos de exposición subaérea. Este paleokarst constituye una superficie de disolución o ruptura de *orden menor* y su desarrollo estuvo controlado por factores tectónicos locales.

Además de los paleokarsts relacionados con rupturas sedimentarias, se han analizado los rasgos de disolución o karstificación incipiente a techo de secuencias sedimentarias elementales (*diastemas*), características de la evolución llanura lutítica-lago salino. Dichos rasgos consisten típicamente en surcos de disolución, anhidritización y/o reemplazamiento temprano de yeso por carbonato a techo de las secuencias, y en la modificación del sustrato por trazas de raíces correspondientes a vegetación que colonizó ampliamente las llanuras lacustres tras su desecación.

Palabras clave: Paleokarst, Depósitos evaporíticos, Sedimentación continental, Discontinuidades estratigráficas, Mioceno, Cuenca de Madrid, España.

A B S T R A C T

The Miocene sedimentary record of the Madrid Basin displays several examples of paleokarstification surfaces sculptured within evaporite formations. The analysis of these surfaces provides insight on the evolution of the basin infill. One of the paleokarstification surfaces is located at the boundary between two main lithostratigraphic units, the Miocene Lower and Intermediate Units of the Madrid Basin, thus defining a major sedimentary break. This paleokarst was developed in lacustrine gypsum deposits throughout the central-eastern part of the basin and it is covered by fine-grained terrigenous facies owing to distal alluvial fans and/or fluvial systems. The karst features are recognized through a maximum of 5.5 m downwards the gypsum profiles and consist mainly of irregular dissolution surfaces and fossil dolines of varied extent infilled by collapse breccias and mudstones. These deposits occur also in caves developed in the *endokarst* zone. Frequently, the surface of the paleokarst displays conduits derived from dissolutional enlargement of root tubes belonging to bush plants.

Other paleokarst developed within evaporite deposits is located towards the upper part of the Miocene Intermediate Unit. Therein, the paleokarst underlines the contact between gypsum deposits, formed in a saline lake environment, and mudstone

(*) Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas. Univ. Complutense. 28040-Madrid (España).

ran en los sectores centrales y meridionales de la cuenca como yesos secundarios formados por hidratación de dichas fases salinas.

- Hacia techo de la Unidad Intermedia (Aragoniense superior-Vallesiense), en una pequeña zona central denominada *alto interno de Villarejo-Mondéjar-Arganda* (RODRIGUEZ-ARANDA et al., 1995). La posición de este paleokarst es señalada como 'B' en la figura 2.

- Separando las Unidades Intermedia y Superior del Mioceno (Vallesiense) ('C' en figura 2) en el sector septentrional-central de la cuenca, entre los valles del Río Henares y el Río Tajo. Este paleokarst ha sido estudiado por CAÑAVERAS (1994) y CAÑAVERAS et al. (1996a).

- Entre la Unidad Intermedia y los depósitos fluviales pliocenos (Vallesiense-Villafranquiense) (señalado como 'D' en la figura 2) en el sector suroriental de la cuenca (RODRIGUEZ-ARANDA, 1995; SANZ MONTERO, 1996).

El presente estudio se centra en el paleokarst que separa la Unidad Inferior e Intermedia del Mioceno cuando éste afecta a facies yesíferas sinsedimentarias (sector centro-oriental de la Cuenca). En los casos en los que este paleokarst se localiza sobre yesos secundarios formados por hidratación de sales solubles (CALVO et al., 1984), la problemática es compleja: transformaciones mineralógicas, karstificación intraestratal, recurrencias sucesivas del proceso kárstico, afloramientos de baja calidad, etc. El estudio de este tipo de paleokarst queda fuera de los objetivos de este trabajo. Por otro lado, indicaremos que el paleokarst existente en los términos superiores de la Unidad Intermedia, desarrollado sobre facies yesíferas sinsedimentarias, tiene características análogas al que separa las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno en el sector centro-oriental de la cuenca y su análisis se refleja en el presente estudio, aunque de un modo más somero que en el caso anterior.

Existen además superficies de disolución incipientes (microkarstificación) en las series evaporíticas de la Unidad Intermedia y en los términos superiores yesíferos sinsedimentarios de la Unidad Inferior. Su análisis permite obtener conclusiones sobre la evolución de las sucesiones

evaporíticas en periodos de exposición de menor duración. Estas superficies no representan, en bastantes casos, paleokarsts *sensu stricto*, pues no indican la existencia de un drenaje sub-superficial jerarquizado. De acuerdo con ello, serán tratadas en este trabajo como *superficies de disolución*.

3. PALEOKARST DEL TECHO DE LA UNIDAD INFERIOR DEL MIOCENO

3.1. Características

En el sector centro-oriental de la Cuenca de Madrid el techo de la Unidad Inferior del Mioceno está constituido principalmente por una subunidad de 2 a 30 m de potencia, formada por yesos y carbonatos de color crema, estructurados en niveles tabulares decimétricos y métricos. Entre dichas litofacies pueden observarse niveles de lutitas, usualmente de espesor menor de 1 m (RODRIGUEZ-ARANDA, 1995).

A lo largo del valle del Río Tajuña, al menos entre las localidades de Pezuela de las Torres y Armuña, distantes aproximadamente 20 km en sentido SO-NE, y en el valle del Arroyo de Hontoba (Fig. 1), afluente del anterior, existe una superficie de paleokarstificación entre el conjunto formado por los yesos y carbonatos crema de la Unidad Inferior y el formado por los depósitos lutíticos y lutítico-carbonáticos de la base de la Unidad Intermedia del Mioceno, estos últimos de hasta 30 m de potencia (Figs. 2 y 3). Hacia el oeste, en la misma posición estratigráfica, se reconoce también la superficie paleokárstica en el valle del Arroyo de Arlas, en los alrededores del pueblo de Pastrana, aunque su desarrollo vertical es mucho menor que en el Valle del Tajuña (Figs. 1, 4-A). Por correlación, la extensión areal mínima de esta superficie de paleokarstificación se estima en 150 km².

La karstificación afecta esencialmente a facies sinsedimentarias lacustres de yeso micro-mesolenticular unimodal, yeso mesolenticular bimodal y facies *palustres* de yeso anhedral con rasgos de disolución/reprecipitación (RODRIGUEZ-ARANDA, 1995; RODRIGUEZ-ARANDA Y CALVO, *en prensa*). Las series yesíferas poseen intercalaciones centimétricas de biomicitas de cárcas y

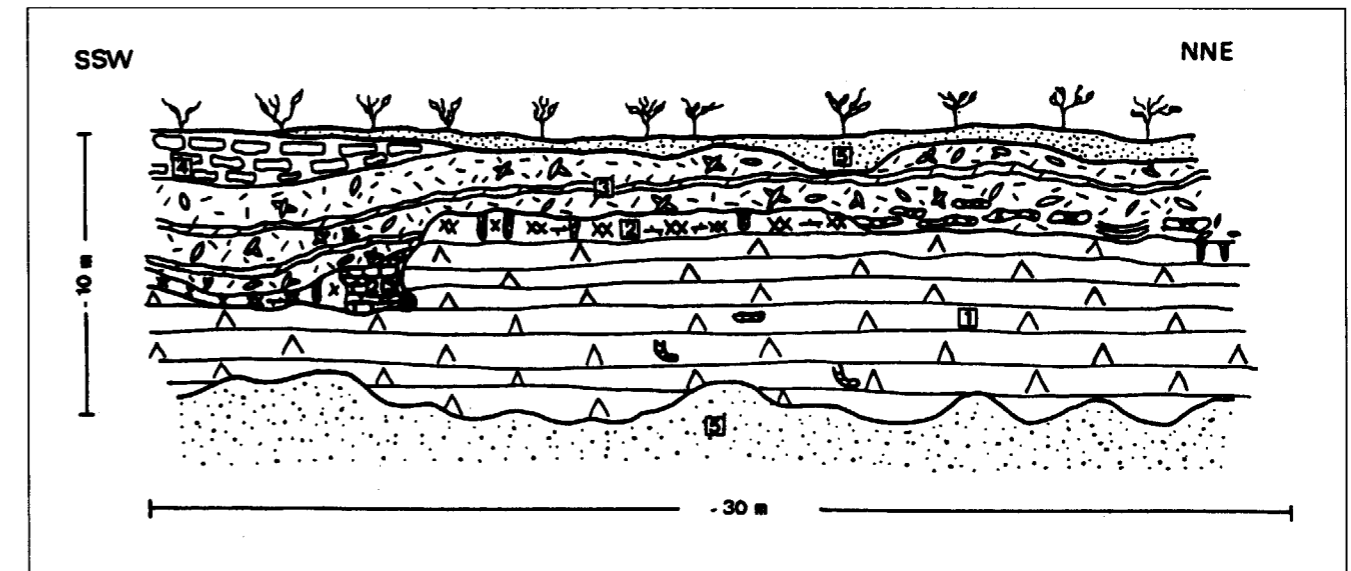


Fig. 3.- Esquema de afloramiento del paleokarst que separa las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno en los alrededores de Pezuela de la Torres. Unidad Inferior: (1) Yesos lenticulares bioturbados color crema; (2) facies yesíferas afectadas por procesos paleokársticos; (2c) colapso relleno de brechas de yeso carbonatadas. Unidad Intermedia: (3) lutitas verdosas y rojizas con yesos intrasedimentarios y niveles de dolomicritas; (4) calizas oquerosas. Cuaternario: (5) coluviones y suelo actual.

micritas peletoidales, que, en muchos casos, están dolomitizadas.

El nivel de yeso sobre el cual se desarrolla la karstificación tiene normalmente espesores del orden de 10-15 m, aunque hacia el Valle del Tajo, junto a Pastrana, se reduce a sólo 2 m de potencia (Figs. 3, 4-A). Por otro lado, hacia el N, en la zona de Hontoba, la serie evaporítica de la Unidad Inferior no termina con uno, sino con varios niveles de yeso separados por materiales lutíticos. El nivel de yeso más inferior, con un espesor visible de unos 10 m, presenta rasgos de karstificación muy marcados (paleodolinas y conductos rellenos), mientras que los yesos en las secuencias suprayacentes presentan rasgos de disolución menos acusados. Este hecho parece evidenciar que durante el desarrollo de la karstificación coexistieron zonas elevadas, en las que el karst muestra un mayor desarrollo, por ejemplo, en Pezuela, y zonas deprimidas, por subsidencia kárstica o tectónica, en las que hubo relleno sedimentario de carácter discontinuo en el tiempo; tal es el caso de los afloramientos observados en la zona de Hontoba. Este aspecto es discutido más en detalle posteriormente.

Los perfiles kársticos poseen un desarrollo verti-

cal comprendido generalmente entre 1 y 3 m (Fig. 5-A), llegando en algunos casos aislados a 5,5 m de profundidad. Se hallan fosilizados por lutitas verdes, a veces rojizas, con cristales y rosetas intrasedimentarias de yeso y bioturbación por raíces, que intercalan niveles centimétricos o decimétricos de dolomicritas blancas masivas, carbonatos cianobacterianos o carbonatos edáficos.

La karstificación se manifiesta como superficies de disolución irregulares en las que se distinguen pequeñas dolinas, generalmente de 1 a 10 m de anchura y hasta 2 m de profundidad, y acanaladuras de anchura decimétrica a métrica (Figs. 3, 4-A, 5-A). En otras ocasiones, se observan redes de tubos y grietas rellenas por lutitas, donde se pueden aislar bloques de yeso.

El relleno de las depresiones exokársticas está constituido por capas de lutitas, generalmente con carbonatos, con geometría cóncava hacia base que, hacia techo, se disponen paulatinamente horizontales. En el fondo de las paleodolinas bien desarrolladas pueden observarse a veces colapsos con anchuras de hasta 2 m que llegan a profundidades máximas de 2-2,5 m (Figs. 3, 5-A). El relleno de los colapsos se com-

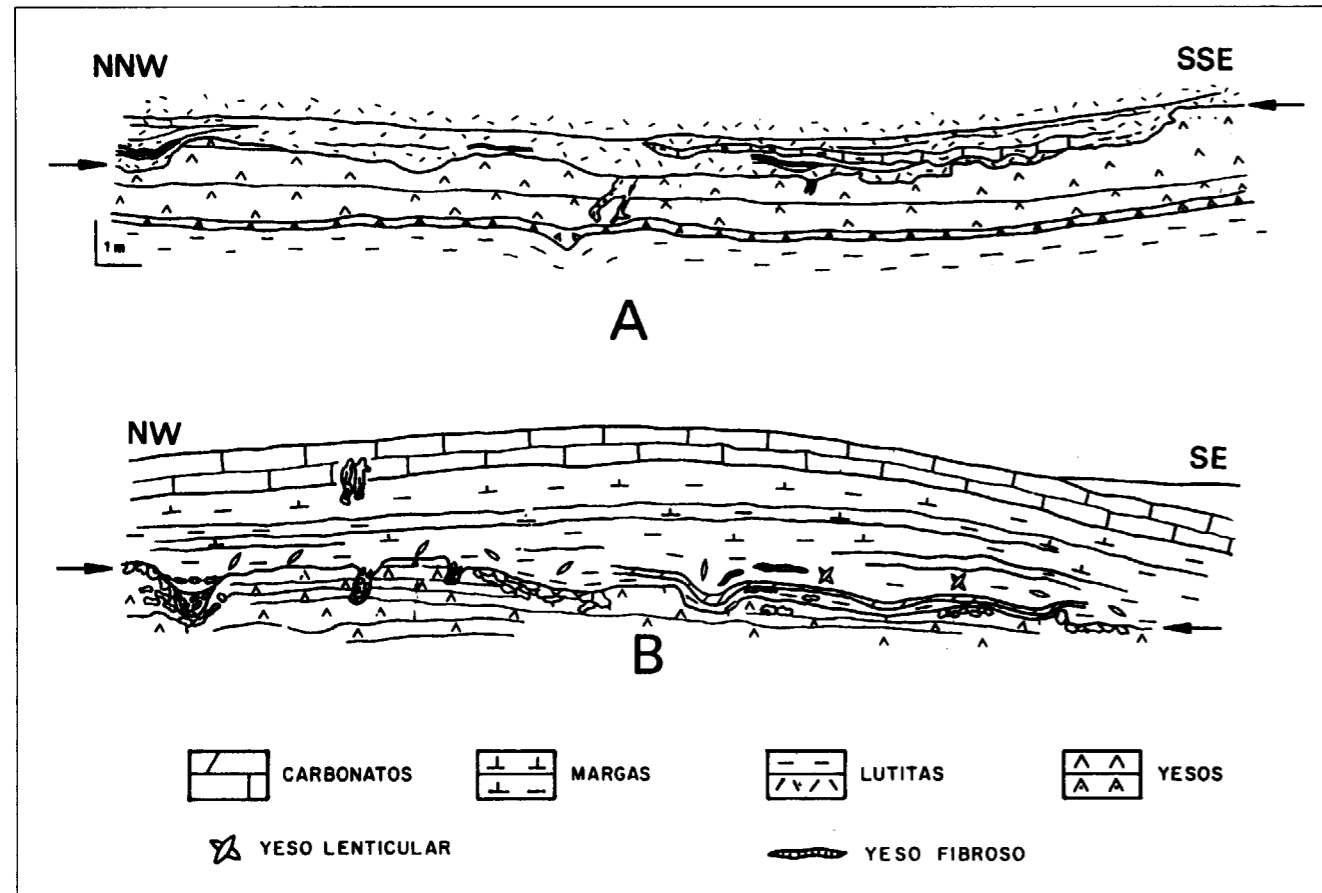


Fig. 4.- A) Esquema de afloramiento del paleokarst que separa las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno en los alrededores de Pastrana. B) Esquema de afloramiento del paleokarst que se encuentra en los términos superiores de la Unidad Intermedia del Mioceno en las inmediaciones del cruce entre el Río Tajuña y la carretera N-III. En ambos gráficos, la superficie de karstificación aparece señalada con flechas.

pone de clastos de yeso lenticular que pueden estar reemplazados por carbonato (Fig. 3). En otras ocasiones, los conductos verticales bajo las paleodolinas están rellenos por materiales lutíticos de color verde con clastos y bloques de yeso aparentemente aislados dentro de la matriz lutítica (Fig. 5-B).

En las proximidades de Pezuela de las Torres se observa un desarrollo notable de cuevas horizontales concentradas a una profundidad de 2,5-3,5 m a partir de la superficie de disolución exokárstica (Fig. 5-B). Este nivel de cuevas constituye uno de los rasgos endokársticos más significativos, pues se puede seguir lateralmente al menos 300 m. Las cuevas tienen magnitudes muy variables, siendo lo más común una extensión lateral entre 2 y 3 m y una altura de 20 a 40 cm. Localmente,

se reconocen cuevas de gran desarrollo con 2 m de altura y 8 m de anchura. La morfología de las cuevas parece estar condicionada por la estratificación horizontal de los yesos, mostrando usualmente bases cóncavas y techos irregulares o convexos. El relleno consta esencialmente de lutitas verdes de decantación dispuestas en láminas horizontales o en cuerpos con geometría cóncava (Fig. 5-B). A veces se individualizan láminas carbonáticas (dolomías) y niveles de microbrechas de removilización del propio relleno. Más raramente, se encuentran rellenos lutíticos con yeso macrocristalino intrasedimentario, carbonatos con textura en placas y posibles restos de espeleotemas calcíticos o yeso calcitizado.

Este nivel de cuevas con relleno lutítico se ha interpretado como la zona de oscilación de un

paleonivel freático, dada su posición a una profundidad constante, su continuidad lateral, la morfología de las cavidades y el hecho de separar yesos con rasgos de disolución vadosa (hacia

arriba) de yesos no karstificados (hacia abajo) (FORD, 1988).

Sobre el nivel de cuevas con relleno lutítico y en

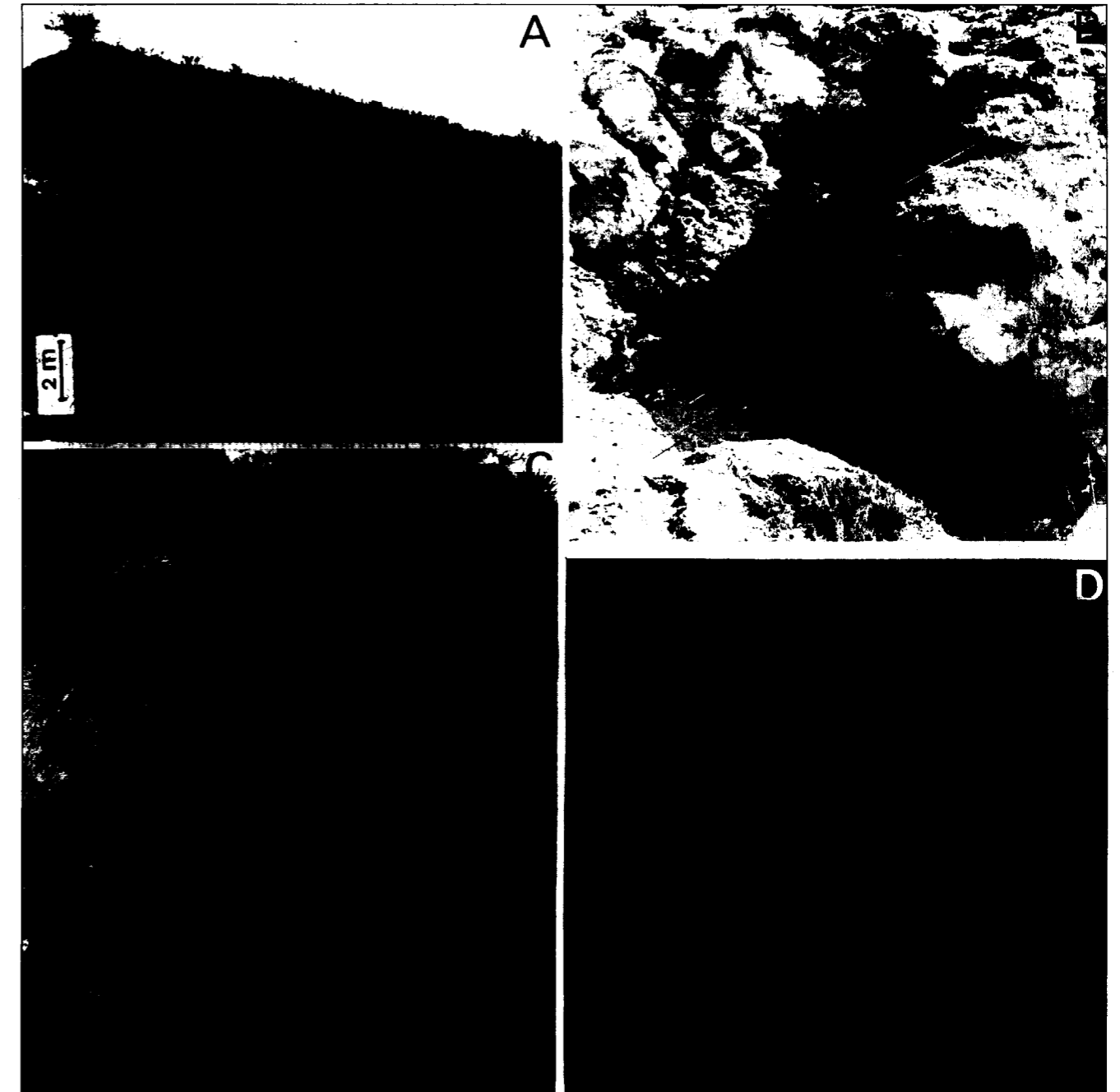


Fig. 5.- A) Paleodolina y colapso en los alrededores de Pezuela de las Torres, vista parcial del esquema de la figura 2. B) Cueva rellena de material lutítico, donde se distingue una cavidad horizontal conectada con la superficie del paleokarst por un conducto vertical. Longitud del martillo de escala 33 cm. C) Tubo de disolución vertical (traza oscura vertical en la fotografía) desarrollado a favor de una traza de raíz. Longitud del martillo de escala 28 cm. D) Superficie de disolución en yesos a techo de una secuencia lacustre, asociada a un diastema sedimentario, en la Unidad Inferior del Mioceno. Longitud del martillo de escala 28 cm.

paleonivel freático, dada su posición a una profundidad constante, su continuidad lateral, la morfología de las cavidades y el hecho de separar yesos con rasgos de disolución vadosa (hacia

arriba) de yesos no karstificados (hacia abajo) (FORD, 1988).

Sobre el nivel de cuevas con relleno lutítico y en

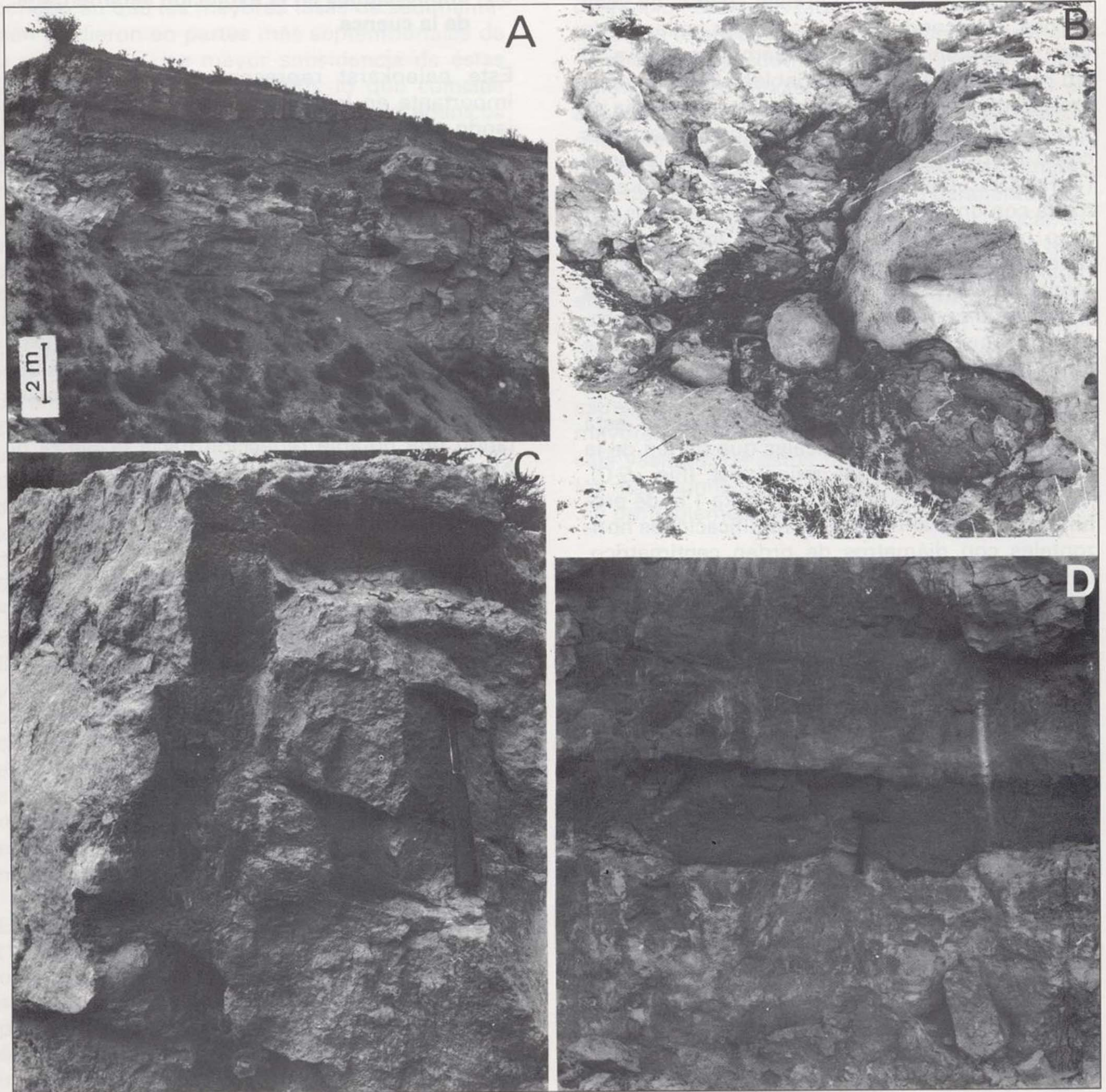


Fig. 5.- A) Paleodolina y colapso en los alrededores de Pezuela de las Torres, vista parcial del esquema de la figura 2. B) Cueva rellena de material lutítico, donde se distingue una cavidad horizontal conectada con la superficie del paleokarst por un conducto vertical. Longitud del martillo de escala 33 cm. C) Tubo de disolución vertical (traza oscura vertical en la fotografía) desarrollado a favor de una traza de raíz. Longitud del martillo de escala 28 cm. D) Superficie de disolución en yesos a techo de una secuencia lacustre, asociada a un diastema sedimentario, en la Unidad Inferior del Mioceno. Longitud del martillo de escala 28 cm.

los casos donde no se observa dicho nivel, la parte de los perfiles correspondiente al endokarst muestra fundamentalmente cementos yesíferos macrocristalinos con cristales de varios centímetros y cierta proporción de arcilla. Menos frecuentemente, se hallan también costras de yeso fibroso. Los conductos y cavidades rellenos de yeso presentan usualmente diámetros de 4 a 10 cm y longitudes muy variables, apreciándose morfologías irregulares, laberínticas, en forma de T u *ojo de cerradura*, etc., típicamente descritas como morfologías propias de ambiente vadoso (THRAIKILL, 1968; FORD, 1988). Este hecho contrasta con una cementación de las cavidades por yeso macrocristalino que rellena totalmente la porosidad de disolución, características típicamente freáticas. Por tanto, suponemos que la cementación por yeso macrocristalino es un proceso diagenético tardío no relacionado con los flujos de agua paleokársticos.

Un tipo especial de conductos kársticos está constituido por tubos verticales que parten de la superficie superior del paleokarst (Fig. 5-C). Tienen 10-30 cm de diámetro y hasta 1 m de profundidad, mostrando a veces ramificaciones horizontales con diámetros de orden centimétrico. Las paredes de los tubos están tapizadas por una costra discontinua de 1 cm de espesor de yeso fibroso y el interior presenta mosaicos de yeso macrocristalino interrumpidos por parches lutíticos. Los tubos se abren hacia arriba en embudo y, hacia abajo, se cierran con terminaciones cóncavas o irregulares. Estas estructuras se han interpretado como el resultado de procesos de disolución y posterior cementación a favor de trazas de raíces de vegetación arbustiva (RODRIGUEZ-ARANDA, 1992; RODRIGUEZ-ARANDA Y CALVO, *en prensa*), de modo análogo a lo observado en algunos paleokarsts carbonáticos (SANZ MONTERO et al., 1994; SANZ MONTERO, 1996). Los niveles de yesos afectados por la karstificación suelen estar bien litificados y ser más compactos que los niveles infrayacentes y, a veces, muestran colores ocres o rosáceos que contrastan con los tonos crema de los yesos no karstificados. Al microscopio petrográfico se aprecia cómo estos yesos incluyen agregados de cementos microcristalinos y masas de pseudoesparita de reemplazamiento de yeso, siendo estas últimas el indicio de carbonatación del yeso más frecuentemente observado, junto con la presencia

de un material blanco pulverulento de composición dolomítica, justo en el contacto del yeso karstificado con las lutitas suprayacentes.

3.2. Implicaciones en la evolución sedimentaria de la cuenca

Este paleokarst representa una interrupción importante en la sedimentación miocena, reflejando un cambio brusco desde un ambiente lacustre salino, en el que se depositaron los yesos de tono crema anteriormente descritos, a un ambiente de llanura lutítica que constituye la parte distal de abanicos aluviales procedentes del Sistema Central (CALVO et al., 1989b).

En la zona de estudio, a techo de la Unidad Inferior del Mioceno tuvo lugar una expansión lacustre generalizada que se manifiesta por una subunidad compuesta por yesos y carbonatos color crema cuyo espesor es variable, presentando una notable reducción hacia la Sierra de Altomira. El techo de esta subunidad marca el final del mencionado episodio de expansión lacustre, resultando en una superficie horizontal en la mayor parte de la región. La exposición subaérea de esta superficie desarrollada sobre sedimentos yesíferos supuso la progresiva modificación de éstos bajo la acción de aguas meteóricas y el efecto de la implantación de una cobertura vegetal de carácter halófilo. Este escenario paleomorfológico presenta algunas variaciones locales, como en el caso de la zona de Hontoba, donde la superficie esculpida sobre los yesos muestra irregularidades topográficas, instalándose depósitos de lutitas y yesos con rasgos de disolución menos acusados en las depresiones. Al ser la zona de Hontoba la única en que hemos podido apreciar con claridad esta arquitectura particular de la superficie paleokárstica, no podemos ofrecer una valoración más amplia de la importancia que los procesos locales de subsidencia kárstica o tectónica tuvieron en el conjunto del paleokarst desarrollado a techo de la Unidad Inferior del Mioceno en la cuenca.

En el conjunto de la Cuenca de Madrid, la ruptura sedimentaria entre las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno está definida por una progradación neta de los sistemas de abanicos aluviales procedentes del Sistema Central en

relación con el levantamiento tectónico de dicho borde (CALVO et al., 1989b; ALONSO ZARZA et al., 1990). La presencia del paleokarst, fosilizado por estos sistemas aluviales, supone un periodo de sedimentación nula en esta zona o bien un periodo en que las mayores tasas de sedimentación se dieron en partes más septentrionales de la cuenca por una mayor subsidencia de éstas (ALONSO-ZARZA et al., 1990), lo que coincide con una retracción de los sistemas de abanicos en los primeros momentos de levantamiento del borde montañoso al cual se asocian (COLOMBO, 1989). A este control tectónico sobre la evolución sedimentaria de la cuenca puede añadirse el efecto del clima, que muestra un máximo relativo de aridez y temperatura durante el periodo del Aragoniense medio en que tiene lugar la ruptura (CALVO et al., 1993; SANZ et al., 1995). Ambos factores, funcionando conjuntamente, justificarían la desecación de los sistemas lacustres durante un tiempo más bien dilatado y la exposición de los depósitos lacustres a la actividad de aguas meteóricas resultando finalmente en el desarrollo del paleokarst. Posteriormente, se produciría una progradación generalizada de los sistemas aluviales de la Unidad Intermedia procedentes del Sistema Central y sus facies distales fosilizarían el paleokarst (CALVO et al., 1989a; RODRIGUEZ-ARANDA, 1995). El carácter discontinuo de la sedimentación de estos materiales finos se manifiesta en la existencia de cristales de yeso intrasedimentarios y en la intercalación de sedimentos carbonáticos, estromatolíticos o de charca. Las pequeñas depresiones configuradas en la topografía kárstica dieron lugar a la formación de charcas restringidas donde se depositaron lutitas verdes y sedimentos dolomíticos cuya extensión lateral viene determinada por la magnitud de esas depresiones (Figs. 3, 5-A).

El paleokarst se puede clasificar, según WRIGHT (1982), como un *karst descubierto enterrado*. Es obligado decir que no se dispone de datos precisos sobre el intervalo temporal abarcado por el proceso de karstificación. El contorno neto de las estructuras de disolución indican que el sustrato yesífero ya se encontraba bien litificado, al menos en la mayoría del perfil. Ello permitiría descartar un posible carácter singenético de la karstificación (en el sentido de JENNINGS (1971), esto es, karstificación de un sustrato no litificado), a pesar de que la litificación de yesos suele

ser un proceso rápido en condiciones de exposición subaérea (ROUCHY et al., 1992).

El escaso desarrollo vertical del paleokarst, usualmente menor de 2,5 m, puede deberse a la conjunción de varios factores: (1) tiempo de karstificación relativamente corto (¿centenas de miles de años?); (2) predominio de un clima semiárido durante la interrupción sedimentaria (CALVO et al., 1993; SANZ et al., 1995) con balance hídrico relativamente deficitario; (3) existencia de una paleomorfología más o menos plana de colmatación de un lago (se han calculado pendientes del orden de 0,15% hacia el interior de la cuenca), lo cual dificultaría los procesos de escorrentía que favorecen los procesos exokársticos; (4) posición elevada del nivel freático, característica de los ambientes endorreicos (HARDIE et al., 1978; SMOOT y LOWENSTEIN, 1991), con lo cual la zona vadosa de karstificación más efectiva sería estrecha; y (5) posible colapso de estructuras mayores, debido a la poca estabilidad de la roca caja yesífera. De estos factores, probablemente, los más significativos son los señalados como 2, 3 y probablemente 4.

Por su parte, el predominio de formas exokársticas frente a las endokársticas en la mayoría de la zona de estudio estaría relacionado con la posición elevada del nivel freático y el colapso de estructuras internas. Además, el flujo difuso y relativamente poco jerarquizado de los karsts en yesos (FORD y WILLIAMS, 1989) no favorece la formación de estructuras definidas de tipo caverna o conducto, pero sí el desarrollo de redes laberínticas, que se manifiestan en el paleokarst descrito como redes de tubos y grietas rellenas por lutitas donde se pueden aislar bloques de yeso.

4. PALEOKARST DE LOS TERMINOS SUPERIORES DE LA UNIDAD INTERMEDIA

4.1. Características

Este paleokarst se reconoce en un área muy restringida de la zona central de la cuenca, a lo largo de la carretera N-III entre las localidades de Villarejo de Salvanes y Perales de Tajuña (Fig. 1). Su extensión areal es del orden de 25 km², afectando

tando a facies yesíferas sinsedimentarias con intercalaciones carbonáticas correspondientes a la Unidad Intermedia del Mioceno, que son similares a las descritas para el techo de la Unidad Inferior. El paleokarst se halla 9 ó 10 m por debajo de la ruptura sedimentaria Unidad Intermedia/ Unidad Superior del Mioceno y, aunque ha sido relacionado por CAÑAVERAS (1994) con el paleokarst que marca dicha ruptura, en nuestra opinión su desarrollo es previo al paleokarst descrito en detalle por este autor.

Los procesos de disolución de los niveles de yeso llegan hasta una profundidad de 1,5 m a partir del contacto con las facies lutíticas que fosilizan el paleokarst, lo que sugiere que el nivel freático no alcanzó en ningún momento profundidades elevadas. Dentro de dicho contacto, se individualizan pequeñas depresiones de morfología cóncava con anchuras de 1,5-2 m y profundidades del orden de 0,5 m (Fig. 4-B). Se pueden reconocer también pequeños colapsos con relleno de brechas yesíferas y matriz lutítica (Fig. 4-B). Este hecho evidencia que el sustrato sobre el que se desarrolló la karstificación estaba previamente litificado (JENNINGS, 1971). Los rasgos descritos anteriormente pueden considerarse como morfologías kársticas propias de zona vadosa (CAÑAVERAS et al., 1996a).

Las partes superiores de los niveles yesíferos presentan colores amarillentos y ocreos debidos a impregnaciones de hierro, así como una alta proporción de trazas de raíces de vegetación arbustiva rellenas por cementos de yeso o arcillas. Estos yesos muestran, además, evidencias de procesos de carbonatación que han dado como resultado cristales de pseudoesparita anhedral dispersos o en agregados y parches de carbonatos más o menos oquerosos.

Fosilizando la superficie de paleokarstificación, se encuentran lutitas verdes y margas blancas que incluyen macrocristales intrasedimentarios de yeso (Fig. 4-B). Dentro de este material lutítico, se distingue un nivel de dolomías pardas de reemplazamiento de yeso y costras de yeso fibroso que se adaptan a la paleomorfología kárstica. Encima, se disponen niveles tabulares de lutitas bioturbadas y calizas de reemplazamiento de yeso (Fig. 4-B).

4.2. Implicaciones en la evolución sedimentaria de la cuenca

El paleokarst descrito anteriormente se puede clasificar, según WRIGHT (1982), como un *karst de tipo descubierto enterrado*. Define una ruptura sedimentaria de *orden menor* que marca el tránsito desde un ambiente de lago salino, con predominio de procesos de acumulación de yesos bajo lámina de agua, a un ambiente de llanura lutítica donde se producían procesos subaéreos que se reflejan en abundante bioturbación, precipitación de cristales intrasedimentarios y costras de yeso. Dada la posición central en la cuenca de la zona en la que se encuentra este paleokarst, la llanura lutítica se generaría por desecación de sedimentos finos lacustres (HARDIE et al., 1978).

Esta superficie de disolución o *ruptura de orden menor* no se ha podido correlacionar con otros puntos de la cuenca, por lo que suponemos que se trata de procesos locales de karstificación. La desecación del ambiente lacustre salino estaría relacionada con una zona de baja subsidencia diferencial durante la sedimentación de la Unidad Intermedia del Mioceno. Dicha zona ha sido denominada *alto interno de Villarejo-Mondéjar-Arganda* (RODRIGUEZ-ARANDA, 1995; RODRIGUEZ-ARANDA et al., 1995) (ver Fig. 1 para localización).

Desde el punto de vista estratigráfico, este paleokarst se sitúa en el Aragoniense terminal-Vallesiense inferior, época en la que se inicia una evolución climática hacia condiciones de mayor humedad y temperatura (CALVO et al., 1993). Esta constatación contrasta con las conclusiones obtenidas para el paleokarst del techo de la Unidad Inferior del Mioceno, sugiriendo que o bien la resolución temporal de las variaciones climáticas no es suficiente o bien que las condiciones climáticas bajo las cuales tiene lugar el desarrollo de karsts en yesos admiten un cierto grado de variación, siendo los factores de estabilidad tectónica, en nuestro caso acumulación de los depósitos yesíferos en un estadio de menor subsidencia, más determinantes en el desarrollo del paleokarst.

Teniendo en cuenta la relativamente alta solubilidad del yeso, el escaso desarrollo vertical (1,5 m) del perfil de karstificación parece sugerir que el

intervalo de tiempo en el que se desarrolló el karst debió ser corto. Esta valoración aparece basada así mismo en la débil impronta de los rasgos de disolución y/o construcción kársticos, todos ellos característicos de la zona externa del karst (CAÑAVERAS et al., 1996a). En este contexto de un perfil kárstico desarrollado predominantemente en zona vadosa, podemos deducir que la elevada posición del nivel freático dificultaría la disolución de los yesos pues las aguas freáticas, posiblemente de carácter estancado, estarían sobresaturadas en sulfato cálcico.

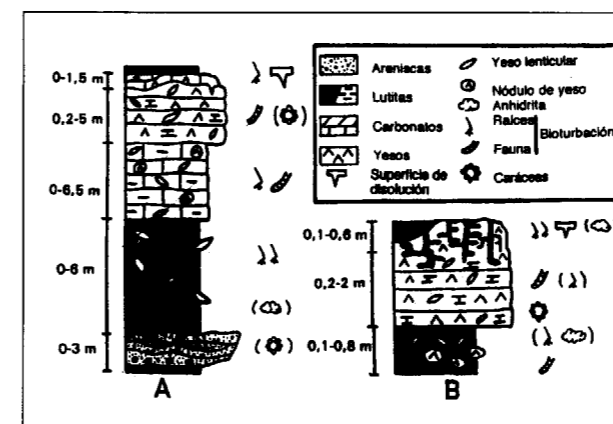


Fig. 6.- Asociaciones de facies que muestran superficies de disolución incipientes relacionadas con diastemas sedimentarios. A) Secuencia típica del tránsito de llanura lutítica a ambiente de lago salino yesífero. B) Secuencia típica en la que se observa facies de lago salino yesífero con episodios de exposición subaérea.

5. SUPERFICIES DE DISOLUCION ASOCIADAS A DIASTEMAS SEDIMENTARIOS

5.1. Características

Este tipo de superficies de disolución se puede observar en asociaciones de facies que caracterizan la transición desde llanuras lutíticas, alimentadas por sistemas aluviales de gran desarrollo, a ambientes de lago salino yesífero (Fig. 6-A) y en asociaciones de lago salino yesífero con episodios definidos de exposición subaérea (Fig. 6-B). Ambos tipos de asociaciones se ordenan en secuencias de carácter positivo, marcando las superficies de disolución los límites de secuencias. Se encuentran en las formaciones de yesos y carbonatos color crema, tanto de los términos superiores de la Unidad Inferior del Mioceno como de las facies centrales de la Unidad

Intermedia, que afloran fundamentalmente en los valles de los ríos Tajo y Tajuña del sector centro-oriental de la cuenca (Fig. 1).

Las superficies de disolución están desarrolladas sobre facies sinsedimentarias lacustres de yeso lenticular unimodal y bimodal. Los rasgos de disolución afectan tan sólo unos decímetros a partir del techo de niveles de yeso color crema, cubiertos por sedimentos lutíticos rojizos o verdosos que forman la base de la siguiente secuencia (Figs. 5-D, 6). Los techos de las secuencias muestran estructuras canaliformes rellenas de material lutítico, de hasta 4 m de anchura y 1 m de profundidad aunque, normalmente, la anchura es menor de 1 m y la profundidad no sobrepasa unos pocos decímetros (Fig. 5-D). En otras ocasiones, se aprecian sobre el yeso niveles irregulares compuestos por carbonatos oquerosos de color crema o rosáceo y espesor de hasta 1,5 m (Fig. 6-A). Texturalmente, estos carbonatos consisten en agregados de micrita y/o microesparita en grumos, siendo su mineralogía tanto calcítica como dolomítica; en el interior de los grumos se reconocen pseudomorfs calcíticos a partir de yeso lenticular. Alrededor de los grumos se observan frecuentemente envueltas micríticas festoneadas, siendo también abundantes las texturas alveolares y peletoidales. La porosidad puede estar cementada por mosaicos de yeso macrocristalino. Estos carbonatos se interpretan como procedentes de reemplazamiento de yeso que en ocasiones está asociado al desarrollo de calcretas/dolocretas (RODRIGUEZ-ARANDA, 1995). En algunos casos aislados representan facies tobáceas.

En cualquier caso, la paleokarstificación corta trazas fósiles de raíces de vegetación arbustiva desarrolladas previamente en episodios de desecación del lago (Fig. 6-B). A este respecto, cabe señalar la existencia de facies de yeso anhedral *palustre* con rasgos de disolución/reprecipitación en el sustrato yesífero, el cual puede presentar procesos de brechificación notables.

De forma ocasional, se han encontrado espeleotemas de cortezas de calcita con espesores milimétricos, tapizando los surcos de disolución con relleno lutítico. Sin embargo, la interpretación de dichas cortezas se relaciona con reactivaciones kársticas posteriores, al representar los surcos

zonas de anisotropía dentro del macizo rocoso (RODRIGUEZ-ARANDA, 1995).

5.2. Implicaciones sedimentarias

El desarrollo de procesos de disolución sinsedimentarios de facies salinas a diferentes escalas es un hecho profusamente documentado a partir de ejemplos de cuencas lacustres evaporíticas, tanto recientes como antiguas (HARDIE et al., 1978; SMOOT y LOWENSTEIN, 1991; LAST, 1993). En nuestro caso, las superficies de disolución resultantes se corresponden con episodios de desecación e interrupción sedimentaria dentro de un ambiente de lago salino yesífero orlado por llanuras lutíticas. En los episodios de interrupción sedimentaria o exposición subaérea, los yesos sufrirían colonización vegetal y se verían sometidos a la acción de aguas meteóricas diluidas con diagénesis vadosa. Así, las facies yesíferas sinsedimentarias se transforman frecuentemente en facies diagenéticas tempranas de yeso anhedral debido al efecto de procesos de disolución/represipitación y a la existencia de anhidritizaciones inducidas por la acción de los vegetales (GUNATILAKA, 1990; RODRIGUEZ-ARANDA y CALVO, en prensa). En otras ocasiones, la dilución relativa del ambiente lacustre favorece los procesos de carbonatación de las facies yesíferas, más abundantes cuando la karstificación está fosilizada por facies de llanura lutítica aluvial (Fig. 6-A), que implican una mayor dilución del medio, observándose, además, desarrollo de calcretas sobre los yesos. Las carbonataciones se asocian fundamentalmente con la acción de aguas meteóricas bicarbonatadas y la vegetación que colonizaba el substrato.

El significado de las facies lutíticas que fosilizan los paleokarsts depende de la asociación de facies considerada. Así, en la asociación descrita en la figura 6-A representan sedimentos distales de abanico aluvial y en la descrita en la figura 6-B los depósitos característicos de los momentos de dilución del nuevo lago salino que se instala en la zona. De este modo, las superficies de disolución en los yesos con sección canaliforme podrían corresponderse, más que con disoluciones de componente vertical, con acanaladuras de flujo de agua (*gutter-marks*, *rill-marks*) que alimentarían el nuevo lago o la llanura lutítica. De cual-

quier forma, cuando no se observa colonización vegetal ni anhidritizaciones claras, no se puede descartar el efecto de una disolución subacuática del yeso en los episodios de dilución lacustre.

Dentro de las series sedimentarias evaporíticas de la Unidad Inferior del Mioceno se han reconocido hasta nueve ciclos (desarrollo de lago yesífero/superficies de disolución) apilados en la vertical, lo cual sugiere la existencia de mecanismos tectónicos y/o climáticos efectivos para generar los episodios de desecación lacustre y para que se conserve el registro de exposición subaérea.

6. DISCUSION Y CONSIDERACIONES FINALES

Como se ha indicado en los apartados anteriores, las paleokarstificaciones sobre yesos reconocidas en la Cuenca de Madrid se presentan a varias escalas y sus implicaciones en la evolución sedimentaria de la cuenca revisten diferente significado, según se trate de sistemas kársticos antiguos asociados a rupturas estratigráficas de *cierta importancia* o bien fenómenos restringidos a secuencias sedimentarias *menores*. En ambos casos, pensamos que los datos aportados en este trabajo suponen una contribución de interés en cuanto la documentación existente sobre paleokarstificaciones en formaciones yesíferas es realmente escasa. En los párrafos siguientes se exponen algunas consideraciones de carácter general sobre este tipo de karstificaciones, teniendo también presente la posición estratigráfica en que se han reconocido.

El paleokarst desarrollado a techo de la Unidad Inferior del Mioceno en la Cuenca de Madrid fue previamente reconocido en los alrededores de la ciudad de Madrid (ALBERDI et al., 1983; CALVO et al., 1984), describiéndose en él un sistema complejo de depresiones provocadas por la disolución de yesos y otras fases salinas más solubles asociadas. El presente trabajo pone de manifiesto la continuidad de este paleokarst en las zonas centro-orientales de la cuenca. Una situación parecida de ruptura sedimentaria a techo de formaciones evaporíticas potentes para un intervalo temporal similar (Aragoniense medio) se da en la Cuenca del Ebro así como en la Cuenca de Loranca (CALVO et al., 1993), aunque en estos casos no se ha documentado el desarrollo de

karstificación en yesos asociados a la ruptura. Por otra parte, el paleokarst situado a techo de la Unidad Intermedia (Vallesiense superior) ha sido objeto de una minuciosa descripción e interpretación por CAÑAVERAS (1994) y CAÑAVERAS et al. (1996a), especialmente en su desarrollo sobre facies carbonáticas. El presente trabajo complementa la información aportada por los anteriores autores al hacer un mayor énfasis en los rasgos resultantes de la karstificación de depósitos evaporíticos situados en una posición algo más inferior dentro de la mencionada unidad en la parte centro-oriental de la cuenca. Indicaremos que también en la Cuenca del Duero se ha descrito una ruptura sedimentaria marcada por paleokarst afectando a depósitos vallesienses con presencia de yesos (ARMENTEROS, 1991; CALVO et al., 1993).

La cuantificación del intervalo de tiempo necesario para el desarrollo de los paleokarsts asociados a rupturas sedimentarias es difícil de establecer al faltar dataciones precisas de los niveles situados por debajo y encima de las rupturas. CAÑAVERAS et al. (1996a) han propuesto razonablemente que la superficie de karstificación desarrollada a techo de la Unidad Intermedia del Mioceno representa una discontinuidad de *tercer orden* (ESTEBAN, 1991), abarcando su desarrollo un intervalo temporal de orden del millón de años. Esta cifra, que no parece desmesurada para caracterizar karstificaciones en formaciones carbonáticas, debe ser menor en formaciones evaporíticas, donde las tasas de solubilidad son notablemente más altas. De hecho, pensamos que el intervalo de tiempo necesario para la formación del paleokarst en el límite entre las Unidades Inferior e Intermedia pudo ser de una magnitud inferior, en el rango de algunas centenas de miles de años. El intervalo temporal abarcado por el desarrollo del paleokarst que se sitúa dentro de la Unidad Intermedia debió ser de un orden de magnitud menor (decenas de miles de años?), mientras que, obviamente, los rasgos de disolución a techo de secuencias sedimentarias elementales debieron ser cronológicamente poco significativas.

El desarrollo vertical de los perfiles kársticos ligados a rupturas sedimentarias es interpretable de acuerdo con dos planteamientos. Por una parte, se trata de karsts tempranos en los que el depó-

sito yesífero susceptible de ser karstificado experimentó una rápida litificación y fue prontamente sometido a perforación por raíces de vegetación arbustiva que crearon heterogeneidades en el sedimento a través de las cuales avanzó la disolución. Por otra, el mantenimiento de condiciones endorreicas en la cuenca tras el depósito de los yesos hace poco probable la existencia de un descenso marcado de los niveles freáticos al no generarse diferencias topográficas significativas. De este modo, las superficies y perfiles de karstificación muestran un desarrollo relativamente amplio de formas exokársticas mientras que el registro de facies propias de endokarst queda reducido a la zona vadosa del perfil y a la zona de oscilación del nivel freático, no habiéndose observado rasgos muy marcados de disolución freática.

Un comentario adicional se refiere al potencial de fosilización de estos karsts en yesos. A falta de una mayor documentación sobre este tipo de estructuras en formaciones evaporíticas antiguas, estimamos que dicho potencial es reducido, tanto por la alta tasa de solubilidad de estos materiales como por su relativa fragilidad ante otros procesos de meteorización y erosión. Indicaremos también que, en muchos casos, la transformación de los depósitos evaporíticos (por ejemplo, dolomitización y/o calcitización; CAÑAVERAS et al., 1996b) impide una valoración precisa del efecto de la karstificación sobre estos materiales. Por otra parte la preservación de los rasgos kársticos iniciales es altamente dependiente de la evolución sedimentaria posterior de la cuenca y de las reactivaciones que pueden sufrir los sistemas kársticos. En este sentido, las superficies paleokársticas descritas en este trabajo, que aparecen ligadas a rupturas sedimentarias de entidad variable, han sufrido sin duda un retoque morfológico como resultado de la instalación sobre ellas de redes de distribución de sedimentos terrígenos. Estos fosilizan las superficies paleokársticas correlativamente con la progradación de sistemas aluviales en la región. Este efecto ha sido tratado por otros autores, por ejemplo GUTIERREZ (1996), aunque en un contexto de carácter exorreico con sistemas terrígenos de mayor capacidad de jerarquización. Respecto a las posibles reactivaciones (usualmente intraestrato) de los sistemas paleokársticos cabe decir que no hemos observado rasgos

claros de que éstas se hayan producido de una manera importante. Ello se debe posiblemente a que los paleokarsts se hallan fosilizados por sedimentos terrígenos finos poco permeables, lo cual dificulta las reactivaciones.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento a los doctores M.E. Sanz Montero y J.C. Cañaveras, así como a F. Gutiérrez, por sus sugerencias en la elaboración de este trabajo. Así mismo agradecemos al Dr. Pere Anadón y a otro revisor anónimo sus indicaciones al manuscrito original, siendo sus sugerencias de gran valor para la mejora de éste.

REFERENCIAS

ALBERDI, M.T.; HOYOS, M.; JUNCO, F.; LOPEZ MARTINEZ, M.; MORALES, J.; SESE, C. y SORIA, D. (1983): *Biostratigraphie et evolution sedimentaire de l'aire de Madrid*. Interin Coll. Mediteranean Neogene Continental Paleoenvironments and Paleoclimatic Evolution, Montpellier, Abstracts, pp: 18-23.

ALONSO ZARZA, A.M.; CALVO, J.P. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1990): *Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (Prov. Guadalajara)*. Estudios Geol., 46, pp: 415-432.

ARMENTEROS, I. (1991): *Significado estratigráfico de dos alteraciones en el Mioceno superior de la Cuenca del Duero*. Geogaceta, 10, pp: 33-35.

ARMENTEROS, I. y BLANCO, J.A. (1995): *A gypsum paleokarst in a marginal evaporitic depression (Duero Basin, Spain)*. IAS-16th Regional Meeting of Sedimentology, Abstracts. Publication ASF, Paris, n° 22, pp: 7.

BENITO, G. y GUTIERREZ, M. (1987): *Karst in gypsum and its environmental impact on the middle Ebro basin (Spain)*. En: B.F. Beck y W.L. Wilson (eds.): *Karst Hydrogeology: Engineering and environment*. A.A. Balkema, Holanda, pp: 137-141.

BOGLI, A. (1980): *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag, Berlin. 285 pp.

BOSAK, P.; FORD, D.C.; GLAZEK, J. y HORACEK, I. (eds.) (1989): *Paleokarst. A systematic and regional review*. Elsevier, Amsterdam. 725 pp.

CALAFORRA, J.M. y PULIDO, A. (1989): *Principales sistemas kársticos en yesos de España*. En: J.J. Durán y J. López-Martínez (eds.): *El karst en España*. S.E.G. Monografía 4, Madrid, pp: 277-294.

CALVO, J.P.; ALONSO-ZARZA, A.M. y GARCIA DEL CURA,

M.A. (1989a): *Models of Miocene marginal lacustrine sedimentation in response to varied depositional regimes and source areas in the Madrid Basin (central Spain)*. Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 70, pp: 199-214.

CALVO, J.P.; ORDOÑEZ, S. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1984): *Caracterización sedimentológica de la Unidad Intermedia del Mioceno en la zona sur de Madrid*. Rev. Mat. Proc. Geol., 2, pp: 145-176.

CALVO, J.P.; ORDOÑEZ, S.; GARCIA DEL CURA, M.A.; HOYOS, M.; ALONSO-ZARZA, A.M.; SANZ-MONTERO, M.E. y RODRIGUEZ-ARANDA, J.P. (1989b): *Sedimentología de los sistemas lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid*. En: P. Anadón y L. Cabrera (eds.): *Sistemas lacustres cenozoicos en España*. Acta Geol. Hispánica, 24, pp: 281-298.

CALVO, J.P. y OTROS (1993): *Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation*. Rev. Soc. Geol. España, 6, pp: 29-40.

CAÑAVERAS, J.C. (1994): *El paleokarst del techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid. Inédita. 433 pp.

CAÑAVERAS, J.C.; CALVO, J.P.; HOYOS, M. y ORDOÑEZ, S. (1996a): *Palaeomorphologic features of an intra-Vallasian paleokarst, Tertiary Madrid Basin. Significance of paleokarstic surfaces in continental basin analysis*. En: P. Friend y C. Dabrio (eds.): *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge Univ. Press, pp: 278-284.

CAÑAVERAS, J.C.; SANCHEZ-MORAL, S.; CALVO, J.P.; HOYOS, M. y ORDOÑEZ, S. (1996b): *Dedolomites associated with karstification. An example of early dedolomitization in lacustrine sequences from the Tertiary Madrid Basin, Central Spain*. Carbonates and Evaporites, 11, pp: 85-103.

COLOMBO, F. (1989): *Abanicos aluviales*. En: A. Arche (coord.) *Sedimentología*. CSIC, Madrid, Nuevas Tendencias, Vol. 1, pp: 143-218.

DE VICENTE, G.; CALVO, J.P. y MUÑOZ-MARTIN, A. (1996): *Neogene tectosedimentary review of the Madrid Basin*. En: P. Friend y C. Dabrio (eds.): *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge Univ. Press, pp: 268-271.

DE VICENTE, G.; GONZALEZ-CASADO, J.M.; MUÑOZ-MARTIN, A.; GINER, J. y RODRIGUEZ-PASCUA, M.A. (1996): *Structure and Alpine evolution of the Madrid Basin*. En: P. Friend y C. Dabrio (eds.): *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge Univ. Press, pp: 263-267.

ESTEBAN, M. (1991): *Paleokarst. Practical applications*. En: V.P. Wright (ed.): *Paleokarst and paleokarstic reservoirs*. P.R.I.S., Reading, Contribution N° 152, pp: 89-119.

FORD, D.C. (1988): *Characteristics of dissolutional cave systems in carbonate rocks*. En: N.P. James y P.W. Choquette (eds.): *Paleokarst*. Springer-Verlag, Amsterdam-London, pp: 25-57.

FORD, D.C. y WILLIAMS, P.W. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London, 601 pp.

GUIMERA, J. y ALVARO, M. (1990): *Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Côtière Catalane (Espagne)*. Bull. Soc. Géol. France, 2, pp: 339-348.

GUTIERREZ, F. (1996): *Gypsum karstification induced subsidence: effects on alluvial systems and derived geohazards (Calatayud Graben, Iberian Range, Spain)*. Geomorphology, 16, pp: 277-293.

GUNATILAKA, A. (1990): *Anhydrite diagenesis in a vegetated sabkha, Al-Kharam, Kuwait, Arabian Gulf*. Sediment. Geol., 69, pp: 95-116.

HARDIE, L.A.; SMOOT, J.P. y EUGSTER, H.P. (1978): *Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach*. En: A. Matter y M. Tucker (eds.): *Modern and ancient lake sediments*. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 2, pp: 7-41.

HERAK, M. y STRINGFIELD, V.T. (eds.) (1972): *Karst. Important karst regions of the Northern Hemisphere*. Elsevier, Amsterdam-London. 551 pp.

HOYOS, M.; JUNCO, F.; PLAZA, J.M.; RAMIREZ, A. y RUIZ, J. (1985): *El Mioceno de Madrid*. En: M.T. Alberdi (coord.): *Geología y paleontología del Terciario continental de la provincia de Madrid*. Publs. CSIC, Madrid, pp: 9-16.

JAMES, N.P. y CHOQUETTE, P.W. (eds.) (1988): *Paleokarst*. Springer-Verlag, Amsterdam-London. 416 pp.

JENNINGS, J.N. (1971): *Karst*. The M.I.T. Press, Cambridge. 252 pp.

JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983): *Cuenca de Madrid*. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos*. Inst. Geol. Minero España, Vol. 2, pp: 534-543.

KLIMCHOUK, A. (1986): *Genesis and development history of the large gypsum caves in the western Ukraine*. C.A.I. Colec. Le Grotte d'Italia, pp: 51-71.

LAST, W.M. (1993): *Salt dissolution features in saline lakes of the northern Great Plains, western Canada*. Geomorphology, 8, pp: 321-334.

MARTIN ESCORZA, C. (1983): *Neotectónica de la Cuenca de Madrid*. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos*. Inst. Geol. Minero España, Vol., 2, pp: 543-558.

MEGIAS, A.G.; ORDOÑEZ, S. y CALVO, J.P. (1983): *Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Cuenca de Madrid*. Rev. Mat. Proc. Geol., 1, pp: 163-193.

PEREZ-GONZALEZ, A. (1982): *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid. 787 pp.

RODRIGUEZ-ARANDA, J.P. (1992): *Significado de bioturbaciones en un medio evaporítico continental*. Geogaceta, 12, pp: 113-115.

RODRIGUEZ-ARANDA, J.P. (1995): *Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica-lago salino del Mioceno en la zona*

Oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón). Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid. Inédita. 474 pp.

RODRIGUEZ-ARANDA, J.P.; MUÑOZ-MARTIN, A.; GINER, J.L. y CAÑAVERAS, J.C. (1995): *Estructuras tectónicas en el basamento de la Cuenca de Madrid y su reflejo en la cobertura sedimentaria*. Geogaceta, 18, pp: 19-22.

RODRIGUEZ-ARANDA, J.P.; CALVO, J.P. y SANZ-MONTERO, M.E. (1996): *Paleokarstificación en facies yesíferas e implicaciones sedimentarias. Ejemplos del Mioceno de la Cuenca de Madrid*. Geogaceta, 20 (2), pp: 327-330.

RODRIGUEZ-ARANDA, J.P. y CALVO, J.P. (en prensa): *Trace fossils as a tool for sedimentological and palaeoenvironmental analysis of ancient continental evaporite successions*. Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.

ROSSI, C. (1993): *Sedimentología y diagénesis del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior en la Cuenca de Ager (Sierras Marginales, Prepirineo de Lérida)*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid. Inédita. 324 pp.

ROUCHY, J.M.; BERNET-ROLLANDE, M.C. y MAURIN, A.F. (1992): *Descriptive petrography of evaporites: applications in the field, subsurface and the laboratory*. En: *Evaporite Sequences in Petroleum Exploration*. 1. Geological Methods. Ed. TECHNIP, Paris, pp: 70-123.

SANZ MONTERO, M.E. (1996): *Sedimentología de las formaciones neógenas del Sur de la Cuenca de Madrid, con énfasis en los procesos kársticos y edáficos asociados a las rupturas sedimentarias del Plioceno*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Ed. CEDEX. Ministerio de Fomento. Madrid. Monografías, 245 pp.

SANZ, M.E.; ALONSO-ZARZA, A.M. y CALVO, J.P. (1995): *Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary Madrid Basin, Spain*. Sedimentology, 42, pp: 437-452.

SANZ MONTERO, M.E.; CALVO, J.P. y ORDOÑEZ, S. (1992): *Litoestratigrafía y sedimentología del Neógeno en el sector sur de la Cuenca de Madrid (Mesa de Ocaña)*. III Congr. Geol. España, Salamanca, Actas, 1, pp: 212-216.

SANZ MONTERO, M.E.; CALVO, J.P. y ORDOÑEZ, S. (1994): *Rasgos y procesos de karstificación asociados a depósitos lacustres carbonáticos: el tránsito Mioceno-Plioceno en el Sur de la Cuenca de Madrid*. II Congr. Grupo Español del Terciario, Jaca, Com., pp: 283-286.

SMOOT, J.P. y LOWENSTEIN, T.K. (1991): *Depositional environments of non-marine evaporites*. En: J.L. Melvin (ed.): *Evaporites, petroleum and mineral resources*. Developments in Sedimentology, 50, Elsevier, Amsterdam-London, pp: 189-347.

THRAIKILL, J. (1968): *Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone caves*. Bull. Geol. Soc. America, 87, pp: 19-46.

WARREN, J.K.; HAVHOLM, K.G.; ROSEN, M.R. y PARSLEY,

M.J. (1990): *Evolution of gypsum karst in the Kirschberg Evaporite Member near Fredericksburg, Texas*. Jour. Sediment. Petrol., 60, pp: 721-734.

WRIGHT, V.P. (1982): *The recognition and interpretation of*

paleokarsts: two examples from the Lower Carboniferous of South Wales. Jour. Sediment. Petrol., 52, pp: 83-94.

WRIGHT, V.P. (ed.) (1991): *Paleokarst and paleokarstic reservoirs*. P.R.I.S., Reading, Contribution N° 152. 158 pp.

Original recibido: Septiembre de 1996.

Original aceptado: Abril de 1997.

ESTRUCTURA Y ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL DE LA CUENCA DEL MAESTRAZGO DURANTE LA ETAPA DE RIFT JURASICA SUPERIOR - CRETACICA INFERIOR (CORDILLERA IBERICA ORIENTAL).

Por R. SALAS (*) y J. GUIMERA (**)

RESUMEN

La cuenca del Maestrazgo (hasta 6,5 km de potencia de sedimentos mesozoicos) es una cuenca intracontinental, situada en el sector oriental de la Cuenca Ibérica (Cadena Ibérica), que sufrió una etapa de rift durante el intervalo jurásico superior - cretácico inferior. La estructura de rift se caracteriza por un sistema de fallas extensivas listricas de dirección ESE-ONO con un nivel de despegue situado a poca profundidad en la corteza superior. Algunas de estas fallas pueden registrar dos etapas bien diferenciadas: i) jurásica superior, y ii) cretácica inferior. Estas fallas dividen la cuenca del Maestrazgo en varios bloques que controlan a siete subcuencas principales sobre cada uno de los bloques superiores hundidos. La estratigrafía secuencial permite distinguir doce secuencias de depósito en el intervalo jurásico superior - cretácico inferior. Las litologías, potencias y geometrías están controladas por este sistema de subcuencas en semigraben y sus fallas limitantes.

Palabras clave: Rift, Jurásico superior, Cretácico inferior, Estructura, Extensión, Semigraben, Inversión de cuenca, Cuenca del Maestrazgo, Cuenca Ibérica, Cadena Ibérica.

ABSTRACT

The Maestrat basin (up to 6.5 km of Mesozoic sediments) is an intracontinental basin located in the eastern part of the Iberian Range (Iberian Basin), which underwent a rift stage during the late Jurassic and early Cretaceous times. The rift structure is characterized by a system of ESE-WNW extensional listric faults detached in a shallow upper crustal level. These faults may record two well-differentiated stages: i) late Jurassic, and ii) early Cretaceous, and divide the Maestrat basin into several blocks which controlled seven main sub-basins on the downthrow hangingwall blocks. Sequence stratigraphy enable to distinguish twelve depositional sequences in the late Jurassic - early Cretaceous interval. Lithologies, thickness, and stratigraphic geometries are controlled by the system of half-graben sub-basins and its related faults.

Key words: Rift, late Jurassic, Early Cretaceous, Structure, Extension, Half-graben, Basin inversion, Maestrat basin, Iberian Basin, Iberian Range.

1. INTRODUCCION

El área de estudio se localiza en el sector más oriental de la Cuenca Ibérica (Cadena Ibérica) y al sur de la Cordillera Costera Catalana, que corresponde a la Zona de Enlace entre ambas cadenas (GUIMERA, 1984). La Cuenca Ibérica es una

cuenca intracontinental donde la sedimentación durante el Mesozoico alcanzó los 6,5 km de espesor en la cuenca del Maestrazgo. La integración de los resultados obtenidos en estratigrafía secuencial, historia de la subsidencia y las estructuras tectónicas observadas, permiten establecer cuatro etapas alternadas de rift y postrift durante el Mesozoico en la Cuenca Ibérica. Estas etapas están relacionadas con la evolución geodinámica de la corteza del sector NE de la Península Ibérica y son: 1) rift triásico (Pérmico superior-Hettangiense), 2) postrift jurásico inferior y medio (Sinemuriense-Oxfordiense), 3) rift jurá-

(*) Dept. G.P.P.G. Fac. de Geología, Univ. de Barcelona. Martí i Franquès s/n, 08071 Barcelona. e-mail: ramons@natura.geo.ub.es.

(**) Dept. G.D.G.P. Fac. de Geología, Univ. de Barcelona. Martí Franquès s/n, 08071 Barcelona. e-mail: joang@natura.geo.ub.es.

sico superior-cretácico inferior (Oxfordiense terminal-Albiense medio), y postrift cretácico superior (Albiense superior-Senoniense), (Salas & Casas, 1993; Roca et al., 1994; Guimerà et al., 1995).

Durante las fases de rift la deformación extensiva se manifestó de manera desigual a lo largo de la Cuenca Ibérica, de forma que se generaron toda una serie de surcos y umbrales que actuaron de manera independiente, con distinta intensidad y cierto diacronismo en cada subcuena. Los episodios extensivos que afectaron a la Cuenca Ibérica durante la etapa jurásica superior - cretácica inferior contribuyeron a la diferenciación e individualización de la Cuenca del Maestrazgo y las secuencias de depósito rellenaron los surcos tectónicos generados antes y durante su deposición. Estas unidades solapan expansivamente

(onlap) los altos paleogeográficos producidos principalmente por la rotación y el levantamiento parcial de los bloques inferiores levantados de fallas normales. Durante esta etapa extensiva hay evidencias del levantamiento local de umbrales con clara individualización de las tendencias estructurales básicas que darán lugar a las nuevas subcuencas sedimentarias.

En la primera parte de este trabajo se analizan los rasgos estructurales principales de la cuenca del Maestrazgo durante la etapa de rift jurásica superior-cretácica inferior, con especial atención a su subdivisión en siete subcuencas o cubetas y a las fracturas principales que las controlaron (Figs. 1, 2). En la segunda parte se estudia el relleno sedimentario sinrift de estas subcuencas dividiéndolo en unidades estratigráficas genéticas de secuencias de depósito (Fig. 3), a la vez que se discute la

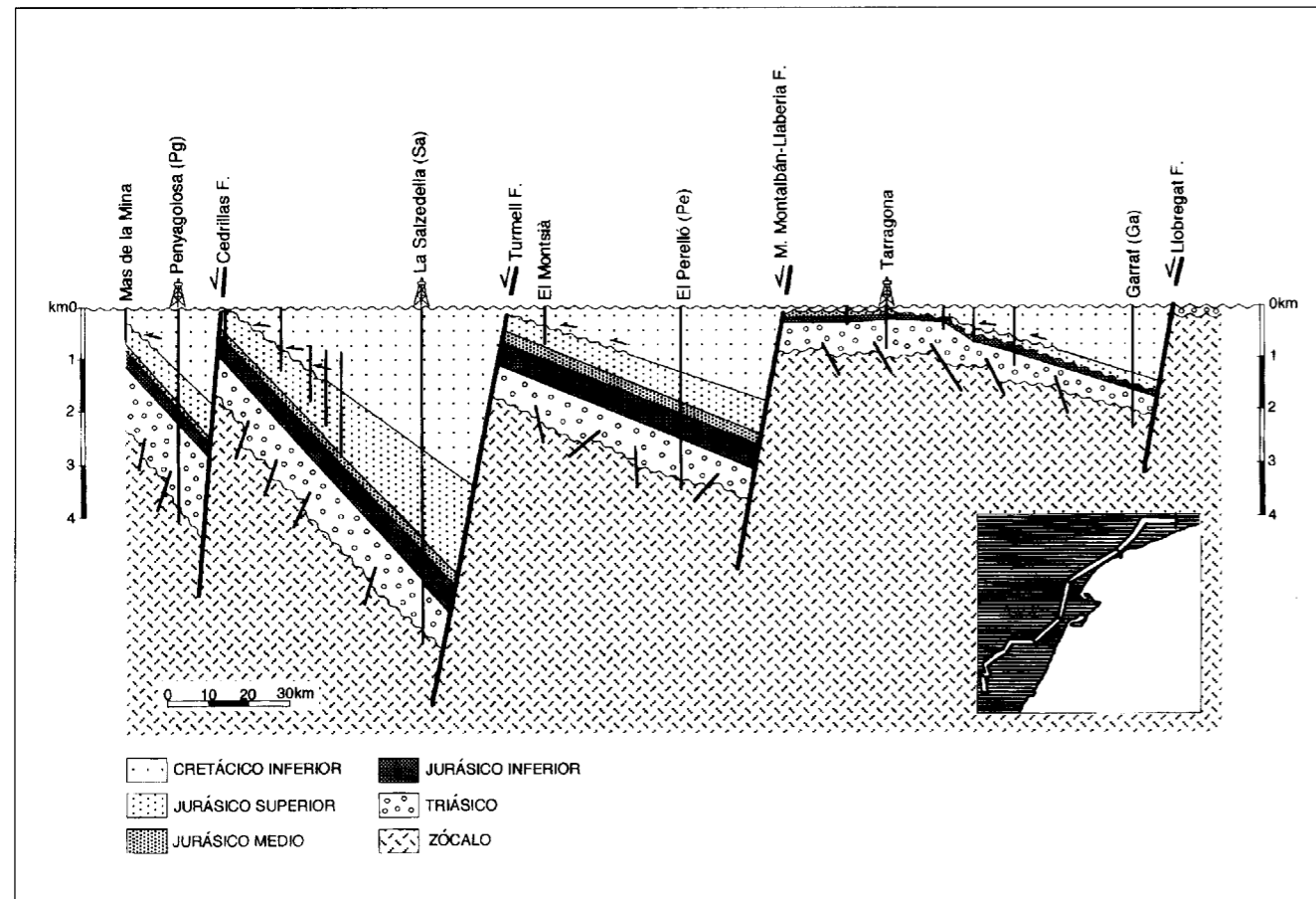


Fig. 1.-Corte esquemático parcialmente restituído del Mesozoico del área de estudio a la base de la megasecuencia postrift cretácica superior. El datum es la discontinuidad intraalbiense superior D4 (98 Ma).

geometría y arquitectura de las secuencias y de los rellenos sedimentarios en general en cuencas en semigraben (Figs. 4 y 5). De acuerdo con SALAS y GUIMERA (1996), se considera como cuenca del Maestrazgo el conjunto de la totalidad de las subcuencas que constituyen la actual Zona de Enlace más la subcuena de Oliete.

2. ESTRUCTURA EXTENSIVA MESOZOICA

La Figura 1 muestra un corte esquemático de orientación aproximada SO-NE con la interpretación de la estructura extensiva mesozoica de la cuenca del Maestrazgo (factor de extensión mesozoica total $\beta=1,4$, a partir de subsidencia) y de su prolongación más al norte con la subcuena de Garraf, posiblemente limitada al NE por la falla del Llobregat. A partir de la integración de datos de sísmica comercial (CT Shell, 1987, 1988 y MA Campsa, 1978) se pueden distinguir dos etapas de estructuración extensiva durante el Mesozoico. La primera ocurrió en la fase de rift triásica ($\beta=1,18$, a partir de subsidencia), formándose un extenso sistema de fallas normales subverticales que afectaron al zócalo paleozoico, Buntsandstein y Muschelkalk inferior-medio (BARTRINA y HERNANDEZ, 1990).

La segunda etapa de estructuración mesozoica tuvo lugar durante la fase de rift jurásica superior-cretácica inferior ($\beta=1,20$, a partir de subsidencia), dando lugar al desarrollo un sistema de fallas listricas que estructuró la cuenca del Maestrazgo en cinco grandes bloques basculados principales (Fig. 2). El nivel de despegue de este sistema de fallas corresponde al Muschelkalk medio evaporítico en aquellas partes de la cuenca en que este nivel se encuentra bien desarrollado. En áreas donde el Muschelkalk medio evaporítico está muy poco desarrollado o ausente, el sistema de fallas se despegue en un nivel más profundo, en zócalo paleozoico (ROCA et al., 1994). Durante la fase de rift jurásica superior - cretácica inferior la extensión necesaria del basamento paleozoico estaría producida principalmente por la reactivación del sistema triásico de fallas normales subverticales del zócalo y su posterior reutilización como una parte del sistema de fallas listricas de la segunda etapa.

3. ESTRUCTURA EXTENSIVA JURASICA SUPERIOR Y CRETACICA INFERIOR

La estructura tectónica de la etapa de rift jurásica superior - cretácica inferior estuvo caracterizada por el desarrollo de un sistema de fallas extensivas listricas. Este tipo de estructuras, sin invertir o con escasa inversión terciaria, son reconocibles en varias áreas de la cuenca del Maestrazgo. En el área del Desert de les Palmes (ROCA et al., 1994), situada al NE de Castellón de la Plana (Fig 2), se desarrolló durante la etapa hettangiense-aptiense inferior un sistema extensivo formado por fallas listricas despegadas en un nivel poco profundo del zócalo (1,7-2,2 km). En otras localidades, como en la Mola de Xert, se reconoce la geometría en *roll-over* del cortejo transgresivo de la secuencia aptiense inferior (SALAS et al., 1995) en el bloque superior hundido de una falla listrica. Igualmente en el sector de Els Ports de Beseit, en el Barranc del Racó del Patórrat, también se reconoce a nivel de afloramiento, el *roll-over* de una falla listrica que controlaría la sedimentación sinrift jurásica superior-cretácica inferior en el bloque superior hundido (SALAS et al., 1995). En este ejemplo, además, puede observarse claramente como el desplazamiento de la

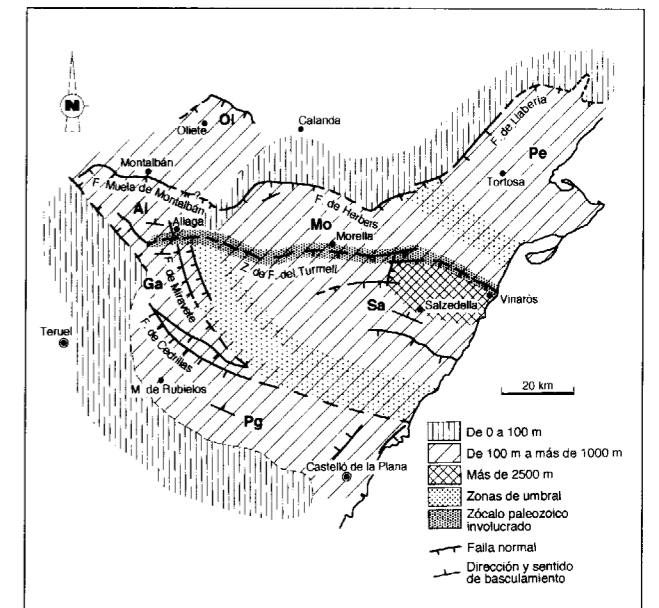


Fig. 2.- Mapa estructural simplificado de la Cuenca del Maestrazgo durante la etapa de rift jurásica superior - cretácica inferior y su división en subcuencas: Penyagolosa (Pg), La Salzedella (Sa), Morella (Mo), El Perelló (Pe), Aliaga (Al), Galve (Ga), Oliete (Ol).

falla es menor durante el Cretácico inferior que durante el Jurásico superior. Este hecho se repite en muchos otros casos y se podría considerar como el caso general.

En la mayoría de los casos las estructuras extensivas mesozoicas no son tan evidentes como sucede en los ejemplos señalados, ya que fueron parcial o totalmente invertidas durante la compresión terciaria. En general se observa un mayor grado de inversión de las estructuras extensivas mesozoicas principales en el sector occidental que en el oriental de la cuenca del Maestrazgo. Como en el caso de la zona de falla del Turmell, en el segmento de Aliaga - Mirambell. Al O de Aliaga, entre las subcuencas de Aliaga (Al) y Galve (Ga) (Fig. 2), la falla extensiva jurásica superior-cretácica inferior que separó ambas subcuencas fue invertida posteriormente durante el Terciario (GUIMERA y SALAS, 1996). Mientras que en el segmento más oriental de la zona de falla del Turmell, segmento de Canet lo Roig-Vinaròs, apenas ha habido inversión y se han conservado varias estructuras extensivas mesozoicas, como en el caso ya comentado de la Mola de Xert, donde se reconoce la geometría en *roll-over* del bloque superior hundido de una falla listrica.

A causa de la inversión terciaria, las grandes fallas que delimitaron subcuencas y controlaron la sedimentación durante las etapas de rift mesozoicas, no son actualmente demasiado evidentes y se tienen que deducir a partir del análisis detallado de la cartografía geológica, junto a las geometrías de abanicos de capas, distribuciones de potencias y de facies y tipos de contactos, principalmente. Esta técnica ha permitido, en una primera fase, deducir las principales fallas extensivas que controlaron la sedimentación sinrift jurásica superior-cretácica inferior, que han podido ser confirmadas en una segunda fase de interpretación a partir de líneas sísmicas comerciales (CT Shell, 1987, 1988 y MA Campsa, 1978). Tres de estas fallas presentan una orientación ESE-ONO y de sur a norte son (Fig. 2): la falla de Cedrillas, la zona de falla del Turmell y la zona de falla de la Muela de Montalbán-Herbers-Llaberia (SALAS y GUIMERA, 1996), las cuales controlaron el basculamiento de grandes bloques de más de 20 km de anchura y 60 km de longitud.

La falla de Cedrillas sería una falla normal con buzamiento hacia el sur, cuyo bloque superior hundido formaría la subcuenca de Penyagolosa (Pg), mientras que el inferior levantado daría lugar a una zona de umbral entre esta subcuenca y la subcuenca de La Salzedella (Sa) situada más al norte (Fig. 2). La zona de falla del Turmell también sería una falla normal que buzaría hacia el sur y su bloque superior hundido formaría la gran subcuenca de La Salzedella (Sa) y la subcuenca de Galve (Ga), a la vez que el inferior levantado crearía una zona de umbral entre estas dos subcuencas y las subcuencas más septentrionales de Morella (Mo) y Aliaga (Al) (Fig. 2). La zona de falla del Turmell es una zona de falla compleja que involucra al zócalo hercínico, como puede deducirse de la restitución de varios cortes transversales a la falla, en los cuales se produce un escalón entre los bloques inferior y superior, que permite afirmar que las fallas que formaron las subcuencas de Galve (Ga) y La Salzedella (Sa) involucran al zócalo hercínico (GONZALEZ et al., 1994; GUIMERA y SALAS, 1996).

La falla de Miravete sería una falla normal con buzamiento al oeste, de dirección NNE-SSO que hundiría al bloque occidental, dando lugar a la separación entre las subcuencas de Galve (Ga), al oeste de la de La Salzedella (Sa) al este (Fig. 2). Su inversión y deformación terciaria produjo el actual anticlinal N-S de Miravete y otros pliegues paralelos a él.

La interpretación de las líneas sísmicas comerciales mencionadas también pone de manifiesto la intervención del zócalo paleozoico en el juego de las fallas de Miravete y del Turmell durante el segundo rift mesozoico (Jurásico superior y el Cretácico inferior). También permite observar una clara superposición de las estructuras originadas durante el segundo rift mesozoico sobre las estructuras triásicas, lo que sugiere un estrecho grado de control de las antiguas estructuras triásicas sobre las posteriores del segundo rift.

La zona de falla de la Muela de Montalbán-Herbers-Llaberia sería, durante la etapa jurásica superior-cretácica inferior, un conjunto de fallas normales que posteriormente se invirtió durante el Terciario (Fig. 2). Estas fallas normales buzaban hacia el sur y su bloque superior hundido formaría las subcuencas de Morella (Mo), Aliaga

(Al) y El Perelló (Pe). Estas dos últimas están separadas de la primera por las zonas de umbral de Ejulve y del Montsià-Ports de Beseit, respectivamente (Fig. 2). En su bloque inferior levantado no se conserva Cretácico inferior o tiene una potencia inferior a 100 m (Fig. 1). La subcuenca de Oliete (Ol) se habría formado en el bloque superior hundido de una falla normal que buzaba hacia el sur situada al norte de ella, ya como se deduce a partir de un corte estratigráfico N-S del trabajo de SORIA (1991), (Fig. 36).

Por lo que respecta a los registros sedimentarios de las subcuencas, la potencia de los materiales de edad kimmeridgiense-albiense medio aumenta siempre del sur hacia el norte, a la vez que se producen discordancias, disconformidades y acuñamientos de capas hacia el sur, sobre los umbrales que darían lugar los bloques inferiores levantados. Mientras que hacia el norte se producen abanicos de capas de orden kilométrico, algunas veces observables en el paisaje. Un buen ejemplo de ello es la sucesión kimmeridgiense-albiense medio, entre la Serra d'En Canes (La Salzedella) y Traiguera, que presenta un gran abanico de capas que se abre hacia el norte, contra el segmento de falla Canet lo Roig - Vinaròs de la zona de falla del Turmell (Fig. 2). De todo lo dicho, cabe suponer el basculamiento general hacia el norte de los bloques superiores hundidos que formarían las diversas subcuencas en semigraben estudiadas (Fig. 2).

En resumen, atendiendo a la arquitectura de los grandes cuerpos sedimentarios y al conjunto de los principales bloques controlados por fallas sin-sedimentarias, la cuenca jurásica superior-cretácica inferior del Maestrazgo puede ser dividida en cinco grandes bloques basculados y siete subcuencas (Fig. 2, SALAS y GUIMERA, 1996).

4. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

El Mesozoico de la Cordillera Costero Catalana y del sector oriental de la Cordillera Ibérica se puede dividir en cuatro grandes unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades o grandes Secuencias de Depósito (supersecuencias) en el sentido de VAIL et al. (1977): 1) Triásico (Pérmico superior - Retiense); 2) Jurásico (Hettangiense - Berriasiense); 3) Cretácico inferior

(Berriasiense terminal - Albiense medio) y 4) Cretácico superior (Albiense superior - Senoniense) (SALAS, 1985; SALAS y CASAS 1993). Estas supersecuencias de depósito están limitadas por cinco grandes discontinuidades, D1, D2, D3, D4 y D5, que pueden presentarse como disconformidades y/o discordancias angulares (Fig. 3). Al mismo tiempo se observa, a gran escala, como el grado de recubrimiento expansivo (*onlap*) aumenta considerablemente en cada supersecuencia respecto a la subyacente.

Teniendo en cuenta otras discontinuidades de orden menor, se pueden distinguir, además, 30 secuencias de depósito en el intervalo Pérmico superior - Cretácico superior (Fig. 3, SALAS y CASAS, 1993). También puede observarse, a menor escala, como el grado de recubrimiento expansivo (*onlap*) es progresivamente mayor entre cada secuencia.

Las cuatro grandes secuencias de depósito o supersecuencias son correlacionables con los superciclos globales de cambios relativos del nivel del mar de VAIL et al. (1977), mientras que las secuencias de depósito menores lo son con los ciclos de tercer orden o con grupos de ellos (Fig. 3).

5. ESTRUCTURA Y GEOMETRIA ESTRATIGRAFICA

En un contexto de rift y en relación con las fallas sinsedimentarias (Fig. 4), las secuencias de depósito presentan normalmente dos partes con distinta acomodación (VAIL, 1987). Sobre el bloque superior hundido se deposita un paquete potente de sedimentos del cortejo de bajo nivel del mar (*lowstand systems tract*, LST), mientras que sobre el bloque inferior levantado, generalmente expuesto, se produce erosión y/o sedimentación aluvial (*incised valley fill*, ivf) que rellena los valles excavados. Los cortejos de sistemas deposicionales (*systems tracts*) sedimentados durante las etapas transgresiva (*transgressive systems tract*, TST) y de nivel del mar alto (*highstand systems tract*, HST) también están mucho más desarrollados sobre el bloque superior hundido que sobre el inferior levantado, donde suelen estar formados por capas generalmente horizontales y menos potentes. La característica geométrica

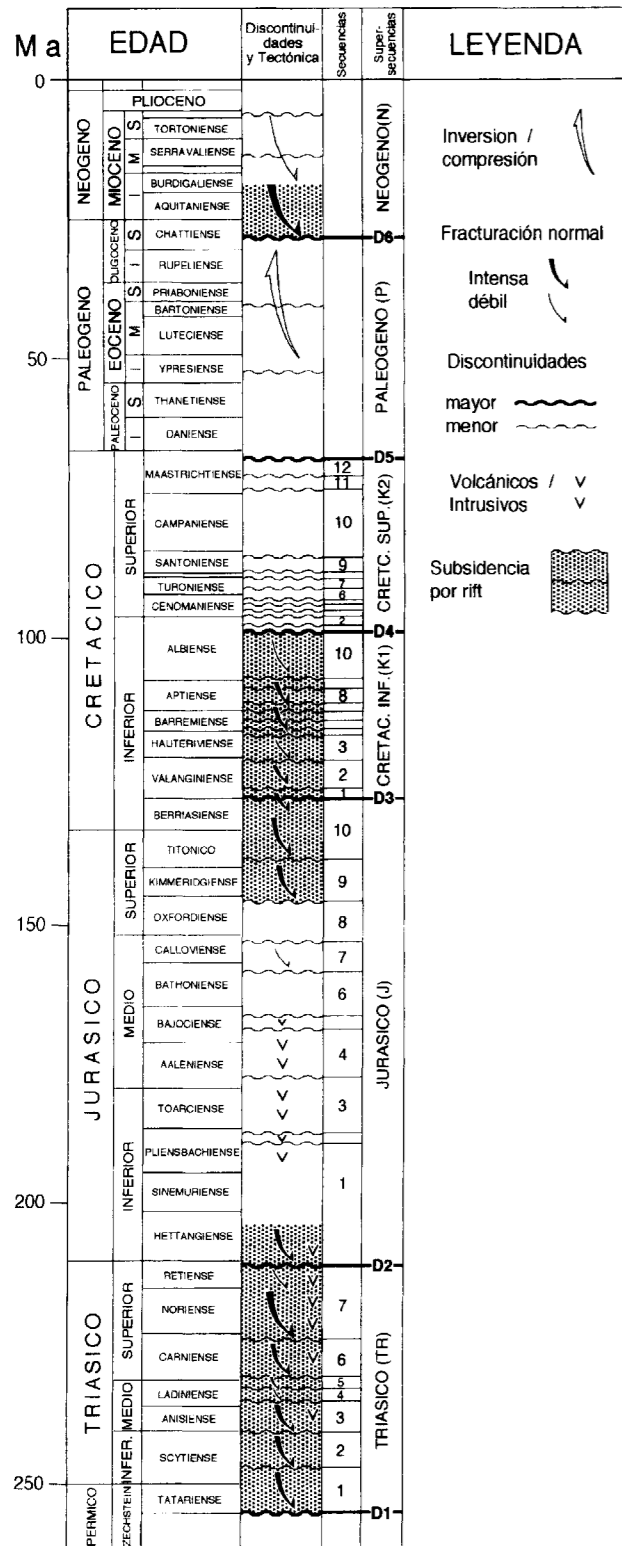


Fig. 3.- Columna estratigráfica sintética para la Cuenca Ibérica con las principales etapas de formación de la cuenca; basada en estratigrafía secuencial, estructura y bioestratigrafía.

general del paquete de sedimentos de la secuencia depositados sobre el bloque superior es la de formar un abanico de capas que se abre hacia la falla y se acuña en sentido contrario (Fig. 4). Un buen ejemplo de esto es la secuencia de depósito aptiense inferior (K1.8) en el sector de Benicàssim de la subcuenca de Penyagolosa (ROCA et al., 1994; SALAS et al., 1995).

Otro aspecto geométrico importante a resaltar es que la progradación del HST, de la porción de la secuencia que se deposita sobre el bloque superior hundido, se produce siempre hacia el plano de la falla lítica, como hemos podido constatar en la Mola de Xert, Benicàssim y otros numerosos casos (ROCA et al., 1994; SALAS et al., 1995). Esto implica que el índice de acomodación, en este caso mayoritariamente debido a la subsidencia, es más importante que la tasa de producción y/o aporte de sedimento. En contextos de subsidencia térmica postrift, como es el caso de los márgenes pasivos y en condiciones de grandes tasas de sedimentación, la progradación del HST se puede producir en sentido contrario al plano de falla, tal como ocurre en el Golfo de México (VAIL et al., 1991; EMERY y MYERS, 1996).

La figura 5 muestra la geometría resultante de cuatro secuencias de depósito que rellenan una cuenca en semigraben de unos 50 km de anchura controlada por el basculamiento del bloque superior de una falla sinsedimentaria que buza hacia la izquierda del diagrama (modificado de LAWRENCE, 1993). El paquete sedimentario llega a alcanzar los 2,5 km de potencia. Para la construcción del modelo se ha asumido la entrada o producción de un volumen constante de sedimentos en el sistema y el nivel del mar variable, con cuatro ciclos de hasta 90 m de amplitud de subida y bajada a una velocidad de 60 m/Ma. Este modelo nos aporta un mayor entendimiento de la arquitectura de la sedimentación sinrift en situaciones de cubetas en semigraben producidas por rotación del bloque superior de una falla normal, como ocurre en la cuenca jurásica superior - cretácica inferior del Maestrazgo y añade varios aspectos interesantes al modelo más simple de la figura 4. En concreto hay dos aspectos que nos interesa destacar: i) el gran espesor de los cortejos transgresivos (TST), en una cuenca con producción y/o entrada abundante de sedimentos e

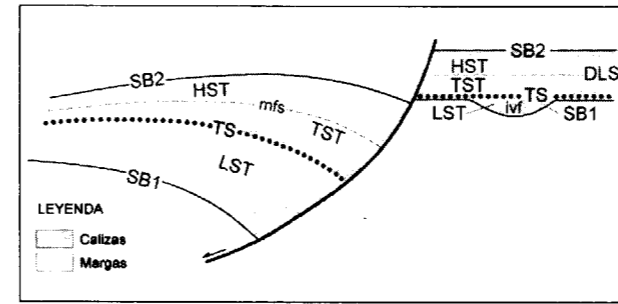


Fig. 4.- Corte esquemático de la disposición y geometría de los cortejos sedimentarios sobre los dos bloques de una falla lítica. Superficies: SB, Límites de secuencia; DLS, Superficies de solapamiento basal; mfs, superficie máxima de inundación; TS, Superficie de transgresión. Cortejos sedimentarios: HST, Cortejo de alto nivel del mar; TST, Cortejo transgresivo; LST, Cortejo de bajo nivel del mar. Modificado de VAIL (1987).

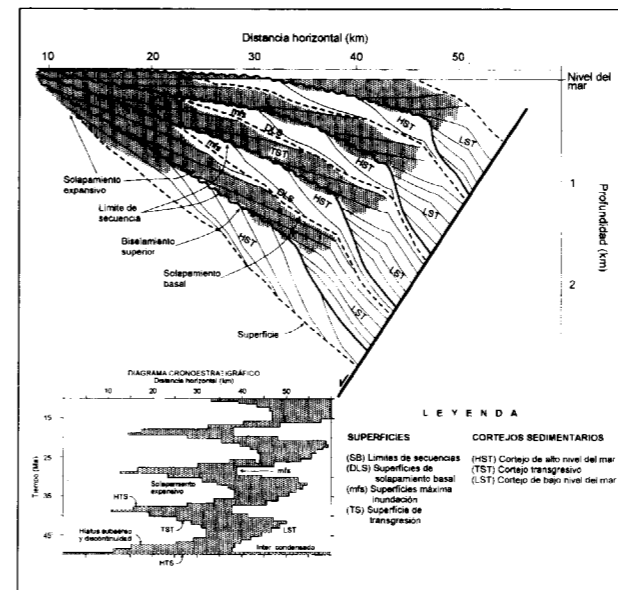


Fig. 5.- Modelo de los cortejos sedimentarios del relleno de una cuenca en semigraben por cuatro secuencias de depósito. Se han considerado cuatro ciclos de subida y bajada del nivel del mar y el volumen de sedimentos que entra y/o se produce como constante. La erosión de los depósitos de los HST es más importante al alejarse de la falla. Modificado de LAWRENCE (1993).

índices relativamente bajos de subidas del nivel del mar; ii) la considerable erosión de los cortejos depositados durante las etapas de nivel del mar alto (HST) de cada secuencia por exposición subaérea que se hace más importante a medida que nos alejamos del depocentro.

6. ESTRATIGRAFIA DEL JURASICO SUPERIOR

Los materiales sinrift del Jurásico superior (hasta 1800 m de espesor) corresponden al tramo superior de la megasecuencia jurásica, limitada superiormente por la importante discontinuidad sinrift D3 (Berriasiense superior, 128,5 Ma). Esta sucesión comprende desde el Oxfordiense terminal al Berriasiense superior (Fig. 3) y corresponde al conjunto de ciclos de segundo orden (HAQ et al., 1988) que van desde parte de ZA-4 a ZB-1 (145,5-128,5 Ma). El registro jurásico superior sinrift está formado por dos secuencias de depósito (SALAS, 1989; AURELL, 1991; AURELL et al., 1994). La secuencia kimmeridgiense (J9) comienza dentro de la Zona de Planula (145,5 Ma, Oxfordiense terminal) y el techo contiene ammonites de la Zona de Hybonotum (138 Ma, Titónico basal). Al inicio de la secuencia (hasta 800 m de espesor) la subsidencia tectónica aumenta repentina y considerablemente (SALAS y CASAS, 1993) y además tiene lugar una subida relativa importante del nivel del mar que produce la inundación de la rampa de carbonatos oxfordiense. Durante la secuencia kimmeridgiense tiene lugar la deposición de una plataforma de carbonatos de tipo rampa con escarpe distal en la subcuenca de La Salzedella. Las principales facies son calizas micríticas y montículos de esponjas (Fm Polpís) y margas anóxicas de cuenca (Fm Mas d'Ascla) en el tramo superior del cortejo depositado durante la etapa del nivel del mar alto (*late highstand systems tract*). La secuencia titónico-berriasiense (J10) muestra un tipo de plataforma somera muy distinta (hasta 1000 m de espesor) que se caracteriza por presentar extensas llanuras de marea carbonatadas (Fm Pleta) franjeadas por bancos oolítico - bioclásticos (Fm Bovolár) que pasan hacia mar abierto a calizas de Calpionella. Esta secuencia equivale al superciclo de segundo orden ZB-1 de HAQ et al. (1988). El estudio estadístico de la ciclicidad interna de esta secuencia ha permitido identificar hasta cinco ciclos de tercer orden (GIMENEZ-MONTSANT et al., 1996).

7. ESTRATIGRAFIA DEL CRETACICO INFERIOR

Los materiales del Cretácico inferior (más de 2500 m de espesor) constituyen una megasecuencia (Berriasiense terminal-Albiense medio) limitada por discontinuidades mayores (D3 y D4,

Fig. 3) que corresponde al conjunto de ciclos de segundo orden (HAQ et al., 1988) que van desde ZB-2 a ZC-1 (128.5-98 Ma). La megasecuencia cretácica inferior está formada por tres sucesiones de materiales. 1) Una sucesión inferior depositada durante el Valanginiense, 2) una sucesión hauteriviense de rift moderado, seguida de una sucesión superior de reactivación del rift que se sedimentó durante el intervalo Barremiense - Albiense medio.

La sucesión valanginiense (hasta 600 m de espesor) incluye las dos secuencias de depósito: i) valanginiense inferior y ii) valanginiense superior, con sedimentos de carácter carbonatado marino somero a carbonatos de agua dulce en las subcuencas de La Salzedella (Sa), Morella (Mo) y El Perelló (Pe) y en facies detríticas en la subcuenca de Penyagolosa (Pg) (Fig. 2). Estos materiales sufrieron una erosión y carstificación más o menos importante previa a la sedimentación de la sucesión hauteriviense, que se acentúa en las áreas de umbral y sectores próximos. La sucesión hauteriviense (hasta 200 m de espesor) está formada por la secuencia de depósito valanginiense terminal-hauteriviense superior, que se presenta en facies de carbonatos marinos en la subcuenca de La Salzedella (Sa) y de carbonatos de agua dulce en las subcuencas de Morella (Mo) y El Perelló (Pe) (Fig. 2). Al final de la secuencia hauteriviense se produjo una nueva etapa de erosión con carstificación y la formación de importantes suelos lateríticos en el sector NE. De manera que, debido a estas etapas de erosión, ambas sucesiones sólo se han preservado parcialmente en los depocentros de las subcuencas de La Salzedella (Sa), Morella (Mo), El Perelló (Pe) y Penyagolosa (Pg) (Fig. 2). En el resto de las áreas se encuentra siempre la primera secuencia barremiense (K1.4) fosilizando una superficie de erosión de gran extensión regional que afecta a la secuencia subyacente titónico-berriasiense (SALAS y CASAS, 1993; SALAS et al., 1995).

La sucesión barremiense-albiense medio (hasta 1900 m) comprende siete secuencias de depósito: 1) hauteriviense terminal-barremiense basal, 2) barremiense inferior, 3) barremiense superior, 4) barremiense terminal-aptiense basal, 5) aptiense inferior, 6) aptiense superior y 7) albiense inferior-medio (SALAS y CASAS, 1993; SALAS et al., 1995). En facies Weald se deposita-

ron las tres primeras secuencias en las subcuencas de Aliaga (Al) y Penyagolosa (Pg) (Fig. 2) y las cuatro primeras en las de Galve (Ga) y Oliete (Ol), mientras que en el resto, aunque pueden presentar cierta influencia detrítica, son mayoritariamente carbonatadas y de carácter marino dominante. Las subcuencas de Oliete, Aliaga, Galve y Penyagolosa actuarían de "trampas" de los sedimentos detríticos provenientes del N y NO (Meseta y bloques levantados del zócalo paleozoico) durante la deposición de las facies Weald, razón por la cual la sedimentación barremiense-aptiense basal tiene un carácter más carbonatado y más marino en las subcuencas más orientales de La Salzedella, Morella y El Perelló. Las secuencias aptienses presentan siempre, en toda la cuenca del Maestrazgo, un carácter carbonatado marino (facies Urgonianas) con alguna intercalación episódica detrítica más o menos importante, como el cortejo sedimentario de bajo nivel de la secuencia aptiense inferior (Fm Morella). La secuencia albiense inferior-medio (Fm Escucha) está formada exclusivamente por sedimentos terrígenos siliciclásticos ricos en carbón (QUEROL et al., 1992), que nos indicarían el levantamiento de las áreas fuente paleozoicas situadas más al N y NO.

CONCLUSIONES

1. Atendiendo a la arquitectura de los cuerpos sedimentarios, los umbrales paleogeográficos y al conjunto de los cinco principales bloques controlados por fallas sinsedimentarias, la cuenca del Maestrazgo puede ser dividida en siete subcuencas (Fig. 2): 1) Penyagolosa (PG), 2) La Salzedella (Sa), 3) Morella (Mo), 4) El Perelló (Pe), 5) Aliaga (Al), 6) Galve (Ga) y 7) Oliete (Ol).

2. La estructura tectónica de la etapa de rift jurásica superior - cretácica inferior estuvo caracterizada por el desarrollo de un sistema de fallas extensivas lítricas ($\beta=1,20$, a partir de subsidencia) que estructuró la cuenca del Maestrazgo en cinco grandes bloques basculados principales de hasta más de 20 km de anchura y 60 km de longitud (Fig. 2) y que dieron lugar a subcuencas en forma de semigraben. En su interior presentan una compartimentación en bloques de menores dimensiones del orden de algunos kilómetros, como ocurre en el sector de Benicàssim o de Els Ports de Beseit.

3. El nivel de despegue de este sistema de fallas corresponde al Muschelkalk medio evaporítico en aquellas partes de la cuenca en que este nivel se encuentra bien desarrollado. En áreas donde aquella unidad evaporítica está poco desarrollada o ausente, el sistema de fallas se despegó en un nivel más profundo del zócalo paleozoico.

4. Durante la fase de rift jurásica superior - cretácica inferior la extensión del zócalo paleozoico estaría producida principalmente por la reactivación del sistema triásico de fallas normales subverticales que afectan al zócalo.

5. La característica geométrica general del paquete de sedimentos depositados sobre el bloque superior hundido es la de formar un abanico de capas que se abre hacia la falla y se acuña en sentido contrario. Este abanico presenta los cortejos de sistemas deposicionales (LST, TST, HST) mucho más desarrollados que sobre el bloque inferior levantado, donde suelen estar formados por capas generalmente horizontales y faltar el LST que equivale a una etapa de exposición subaérea y erosión.

6. La progradación del HST de la porción de la secuencia depositada sobre el bloque superior hundido se produce siempre hacia el plano de falla lítrica. Este hecho implica que el índice de acomodación, mayoritariamente debido a la subsidencia, es relativamente más importante que la tasa de producción y/o aporte de sedimento.

7. El gran espesor de los cortejos transgresivos (TST) generalmente observado en la cuenca del Maestrazgo se ha interpretado como el resultado de una producción y/o entrada abundante de sedimentos con índices relativamente bajos de subidas del nivel del mar.

8. El basculamiento y rotación progresivos de los bloques superiores hundidos da lugar a la sucesiva exposición subaérea de una parte de los cortejos de alto nivel de cada secuencia (HST) con la erosión parcial de los mismos, que aumenta al ir alejándose del depocentro.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los proyectos:

"Evolución de las cuencas intracontinentales del este de Iberia (Cordillera Ibérica) durante la etapa Barremiense-Albiense de reactivación del rifting ibérico" (DGICYT PB92-0862-CO2-01) y "Comparative evolution of peritethyan rift basins" (IGCP-369). La investigación necesaria para desarrollar este trabajo ha sido parcialmente financiada por el *Comissionat. per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya* (GRQ94-1048 y 1995 SGR 00195).

REFERENCIAS

- AURELL, M. (1991). Identification of systems tracts in low-angle carbonate ramps: examples from the Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). *Sedimentary Geology*, 73: 101-115.
- AURELL, M., MAS, R., MELENDEZ, A. y SALAS, R. (1994). El tránsito Jurásico - Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica sedimentación y evolución paleogeográfica. *Cuad. Geol. Ibér.*, 18: 369-396.
- BARTRINA, M.T. y HERNANDEZ, E. (1990). Las unidades evaporíticas del Triásico del subsuelo del Maestrazgo. In: F. Ortí Cabo and J.M. Salvany (eds.), *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie*. Univ. Barcelona, 34-38.
- EMERY, D. y MIERS, K. J. (1996). *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science, 297 pp.
- GIMENEZ-MONTSANT, J., SALAS, R. y BITZER, K. (1996). Ciclicidad de alta frecuencia en la megasecuencia sinrift titónica-berriasiense. Cuenca Ibérica Oriental. *Geogaceta*, 20(7): 1698-1700.
- GUIMERA, J. (1984). Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 12(5): 413-420.
- GUIMERA, J., ALONSO, A. y MAS, R. (1995). Inversion of an extensional-ramp basin by a newly thrust: the Cameros basin (N.Spain). In: J. G. Buchanan y P. G. Buchanan (eds.), *Basin Inversion*, Geological Society Special Publication No. 88: 433-453.
- GUIMERA, J. y SALAS, R. (1996). Inversión terciaria de la falla normal mesozoica que limitaba la subcuenca de Galve. *Geogaceta*, 20(7): 1701-1703.
- GONZALEZ, A., GUIMERA, J. y LUZON, A. (1994). Relaciones tectónica sedimentación en la Zona de Enlace y borde suroccidental de la Depresión del Ebro. In: A.González (ed.), *Guía de Excursiones 2º Congreso del Grupo Español del Terciario*, Jaca. Ser. de Public. Univ. de Zaragoza, 1-134.
- HAQ, B.H., HANDEBOL, J. y VAIL, P.R. (1988). Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: C. K. Wilgus et al. (eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM Spec. Public. No. 42: 71-108.

LAWRENCE, D. T. (1993). Evaluation of Eustasy, Subsidence, and Sediment Input as Controls on Depositional Sequence Geometries and the Synchronicity of Sequence Boundaries. In: P. Weimer y W. Posamentier (eds.), *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. AAPG Mem. 58: 337-368.

QUEROL, X., SALAS, R., PARDO, G. y ARDEVOL, L. (1992). Albian coal-bearing deposits of the Iberian Range in northeastern Spain. In: J.P. McCabe and J.T. Parrish (eds.), *Controls and distribution and quality of Cretaceous Coals*. Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 267: 193-208.

ROCA, E., GUIMERA, J. y SALAS, R. (1994). Mesozoic Extensional Tectonics in the southeastern Iberian Chain. *Geol. Mag.*, 131(2): 155-168.

SALAS, R. (1985). Depositional sequences and cycles of relative changes of sea level during Jurassic-Cretaceous time in the oriental Iberian and Catalan Ranges. In: J. Rosell, E. Remacha and M. Zamorano (eds.), *IAS Abstracts 6th European Regional Meeting*, pp 411-414.

SALAS, R. (1989). Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuad. Geol. Ibér.*, 13: 121-157.

SALAS, R. y CASAS, A. (1993). Mesozoic Extensional Tectonics, Stratigraphy and Crustal Evolution during the Alpine Cycle of the Eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55

SALAS, R., MARTIN-CLOSAS, C., QUEROL, X., GUIMERA, J. y ROCA, E. (1995). Evolución tectonosedimentaria de las cuencas del Maestrazgo y de Aliaga - Penyalosa durante el Cretácico inferior. In: R. Salas y C. Martín - Closas (eds.), *El Cretácico inferior del Nordeste de Iberia*. Public. Univ. de Barcelona, 13-94.

SALAS, R., y GUIMERA, J. (1996). Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo. *Geogaceta*, 20(7): 1704-1706.

SORIA, A. R. (1991). *El Cretácico inferior marino de la cubeta de Oliete. Análisis de cuenca*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 132 pp.

VAIL, P. R. (1987). Seismic Stratigraphy interpretation procedure. In: A. W. Bally (ed.), *Atlas of Seismic Stratigraphy*. AAPG, Studies in Geology #27, Vol.1: 1-10.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. y TOMPSON III, S. (1977). Seismic Stratigraphy and global changes of sea-level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea -level. In: C.E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy application to hydrocarbon exploration*. AAPG, Mem. 26: 83-93.

VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. y PEREZ-CRUZ, C. (1991). The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview. In: G. Einsele et al. (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer - Verlag, 617-659.

Original recibido: Noviembre de 1996.
Original aceptado: Mayo de 1997.

RECONCENTRACION METAMORFICA DE ORO EN ZONAS DE CIZALLA DE LAS BORDAS DE CONFLENT (PIRINEOS CENTRALES).

Por D. ARCOS (*) y A. SOLER (**)

RESUMEN

Los filones mineralizados de las Bordas de Conflent se encuentran relacionados con la formación de unas zonas de cizalla de carácter frágil-dúctil, desarrolladas durante la Orogenia Hercínica. Estas mineralizaciones están constituidas por cuarzo, siderita y minerales metálicos, a partir de los cuales se ha determinado una correlación entre Cu, Sb y Au, siendo el As un componente poco importante, a diferencia de otras mineralizaciones estudiadas en el Hercínico de los Pirineos, donde predomina la asociación As-Au. El estudio de inclusiones fluidas y de la composición de la arsenopirita presente, nos permiten acotar las condiciones P-T de formación a $425\pm 25^\circ\text{C}$ y $3,8\pm 0,5$ kbar. Por otra parte, el fluido mineralizante presenta una salinidad de $20,1\pm 2,3\%$ en peso de NaCl equiv., que durante los estadios más tardíos desciende hasta $7,5\pm 4,1\%$ en peso de NaCl equiv.; también se ha determinado que el CaCl_2 es un componente importante de estos fluidos, con relaciones $\text{CaCl}_2:\text{NaCl}$ entre 1:2 y 1:8. La composición isotópica de O, H, C y S del fluido mineralizante indica un origen metamórfico del fluido, el cual habría adquirido el carbono y el azufre, y probablemente los metales, a partir del lixiviado de los metasedimentos regionales. Los metales habrían sido transportados en este fluido a partir de complejos clorurados, siendo un descenso en la temperatura del fluido el mecanismo responsable de la precipitación de estos metales.

Palabras clave: Mineralizaciones auríferas, Fluidos metamórficos, Zonas de cizalla, Orogénico Hercínico, Pirineos Centrales.

ABSTRACT

The Bordas de Conflent mineralized veins are related to the formation of a group of fragile-ductile shear zones developed during the Hercynian Orogeny. These veins contain mainly quartz and siderite as gangue minerals and the association Cu-Sb-Au is deduced from their ore mineralogy content, whereas As is a minor component in contrast with other gold-bearing mineralizations in the Hercynian of the Pyrenees, where the typical association is As-Au. The fluid inclusion study, together with the arsenopyrite composition analyses, allows us to determine the P-T conditions for these mineralizations in the range of $425\pm 25^\circ\text{C}$ and 3.8 ± 0.5 kbar. On the other side, the ore fluid had a salinity of 20.1 ± 2.3 wt% NaCl equiv. that decreased during the last stage of mineralization to 7.5 ± 4.1 wt% NaCl equiv.. Furthermore, the fluid inclusion study points out that CaCl_2 is an important component of this fluid, with $\text{CaCl}_2:\text{NaCl}$ ratios between 1:2 and 1:8. The O, H, C and S isotopic composition of the ore fluid indicates a metamorphic origin as the most probably for this fluid, and the regional metamorphic rocks as the source for carbon and sulfur of this fluid. Metals were probably transported as chloride complexes, and precipitated due to a decrease in the temperature of the ore fluid.

Key words: Gold-bearing mineralizations, Metamorphic fluids, Shear zones, Hercynian Orogen, Central Pyrenees.

1. INTRODUCCION

En el Hercínico de los Pirineos son diversos los tipos de mineralizaciones auríferas que han sido estudiadas (SOLER et al., 1997). Algunas de estas

mineralizaciones se encuentran relacionadas con los cuerpos de rocas intrusivas tardi-hercínicas, consistiendo en mineralizaciones de tipo skarn (SOLER et al., 1990) o filones encajados en dichas rocas (AYORA et al. 1989); mientras que las mineralizaciones anteriores a las intrusiones tardi-hercínicas consisten en algunas diseminaciones y filones sin-metamórficos (AYORA et al., 1993), así como reconcentraciones en planos de cabalgamiento y fracturas (AYORA et al., 1992). Las mine-

(*) Quantisci. Parc Tecnològic del Vallès. 08290 Cerdanyola del Vallès.

(**) Dept. Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Univ. de Barcelona. c/ Martí i Franqués s/n. 08028 Barcelona. España.

alizaciones de las Bordas de Conflent son muy distintas de las anteriormente citadas; por un lado, por su relación con unas zonas de cizalla de tipo frágil-dúctil, formadas con anterioridad a los cabalgamientos hercínicos. También se diferencian por su mineralogía y composición, ya que en lugar de presentar una asociación dominante As-Au, como en otras mineralizaciones hercínicas de los Pirineos, predomina la asociación Cu-Sb-Au, siendo el As un elemento poco importante en estas mineralizaciones.

Otro factor que determina la importancia de estas mineralizaciones consiste en el estudio del papel que juegan los fluidos metamórficos, formados durante la Orogenia Hercínica, en la formación de este tipo de mineralizaciones. Asimismo, también se discuten los procesos más probables de transporte y precipitación de metales, especialmente en el caso del oro que, en las mineralizaciones de las Bordas de Conflent llega a presentar contenidos en este metal de hasta 4,5 ppm.

2. SITUACION GEOLOGICA

Las mineralizaciones de las Bordas de Conflent se encuentran encajadas en los materiales prehercínicos de la Zona Axial de los Pirineos. Estos materiales se encuentran subdivididos en una serie de unidades tectónicas limitadas por grandes cabalgamientos fuera de secuencia de dirección aproximada E-O (POBLET, 1991); estas estructuras se formaron durante la Orogenia Hercínica, aunque en algunos casos se reactivaron durante la Orogenia Alpina. Una de estas unidades tectónicas es el Domo de la Pallaresa (Fig. 1), conformando una gran estructura anticlinal que afecta a materiales del pre-Caradoc hasta el Silúrico, limitada al sur por el cabalgamiento de Estarón que la separa del sinclinal de Llavorsí entre los batolitos tardi-hercínicos de la Maladeta al oeste y de Andorra-Mont Lluís al este.

Al sur del Domo de la Pallaresa es donde se encuentran localizadas las mineralizaciones de las Bordas de Conflent, encajadas en una serie de materiales principalmente detríticos de edad Ordovícico-Silúrico. Estos materiales están representados por unos conglomerados en la base de la serie, que dan paso a una alternancia de pizarras y cuarcitas en la zona intermedia, a cuyo

techo se sitúa un nivel de calizas con una potencia máxima de 10 m y que separa a la alternancia de cuarcitas y pizarras de un potente paquete de pizarras negras a techo de toda la serie Ordovícico-Silúrica. Todos estos materiales se encuentran afectados por un metamorfismo de bajo grado (facies esquistos verdes) desarrollado durante la Orogenia Hercínica, dando lugar a una paragénesis metamórfica de cuarzo-clorita-moscovita y ocasionalmente cloritoide.

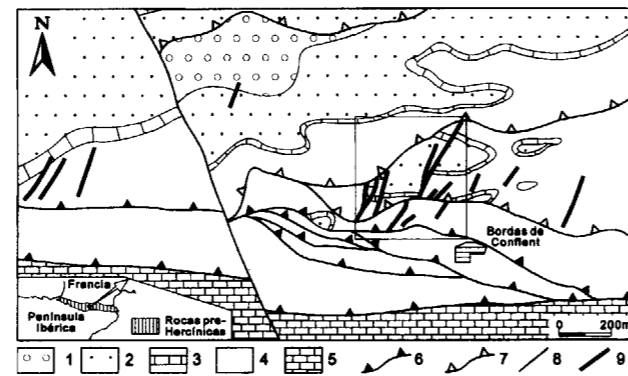


Figura 1.- Mapa geológico del sector estudiado. 1. Conglomerados basales, 2. Alternancia de cuarcitas y pizarras, 3. Nivel de calizas, 4. Pizarras negras, 5. Calizas devonianas del sinclinal de Llavorsí, 6. Cabalgamiento fuera de secuencia de Estarón, 7. Cabalgamientos subhorizontales, 8. Falla tardi-hercínica, 9. Zonas de cizalla. El área del recuadro indica la localización de la figura 2.

El área estudiada se encuentra afectada por una serie de estructuras de edad hercínica, cuyas edades relativas han podido ser determinadas gracias a las relaciones geométricas existentes entre dichas estructuras, de tal manera que se ha podido establecer una evolución de estructuras de carácter dúctil, durante los primeros estadios de deformación, hacia estructuras frágiles durante los últimos estadios (POBLET, 1991). Estas estructuras, por orden cronológico de formación, son las siguientes: 1) Pliegues muy suaves pre-esquistosidad dominante, de dirección N-S; 2) Pliegues sin-esquistosidad dominante, de dirección E-O, con morfologías muy variables, desde pliegues similares isoclinales hasta flexiones en rodilla, pero siempre vergentes hacia el sur; todos estos pliegues presentan asociada una esquistosidad de plano axial muy penetrativa, equivalente a la esquistosidad regional descrita en otros sectores de la Zona Axial de los Pirineos.

Este estadio deformativo coincide, en este sector de los Pirineos, con el punto culminante del metamorfismo regional; 3) Pliegues en rodilla de dirección NE-SO vergentes hacia el SE, puestos de manifiesto por flexiones en la esquistosidad regional; 4) Zonas de cizalla subverticales de dirección NE-SO, a las cuales se encuentran asociadas las mineralizaciones objeto de este estudio y por lo cual serán descritas más exhaustivamente en el siguiente apartado; 5) Cabalgamientos subhorizontales de dirección E-O vergentes hacia el sur, los cuales cortan y deforman a las zonas de cizalla anteriores; 6) Cabalgamientos subverticales de dirección E-O (cabalgamiento de Estarón); aunque esta estructura es hercínica es probable que se reactivara durante la Orogenia Alpina (POBLET, 1991); y 7) Fallas de desgarre de dirección NNO-SSE, probablemente relacionadas con la fracturación tardihercínica.

3. MINERALIZACIONES

Las mineralizaciones de las Bordas de Conflent consisten en filones asociados a las zonas de cizalla a las que se ha hecho referencia en el apartado anterior. En base a los criterios de diversos autores (ROBERTS, 1987; HODGSON, 1989), estas zonas de cizalla son de tipo frágil-dúctil, puesto que por un lado desarrollan una fábrica milonítica como consecuencia de deformar la esquistosidad regional preexistente (Fig. 2) y por otra parte, dan lugar a la formación de una serie de fracturas en el interior de las zonas de cizalla, las cuales son rellenadas por los filones que constituyen la mineralización (Fig. 3).

Durante la evolución de las zonas de cizalla frágiles-dúctiles, el desarrollo de fracturas se produce en tres estadios bien diferenciados (TCHALENKO, 1968 y 1970; ROBERTS, 1987; HODGSON, 1989). En el primero de estos estadios se forma un sistema conjugado de fracturas de tipo Riedel de bajo ángulo (R) y alto ángulo (R'); en un segundo estadio se forman unas fracturas de presión (P) a bajo ángulo pero en sentido contrario a las Riedel de bajo ángulo y finalmente, en el último estadio se forman unas fracturas centrales (C) paralelas a la zona de cizalla. Además, durante los tres estadios pueden formarse fracturas de tensión (T), las cuales pueden deformarse a medida que progresa la deformación.

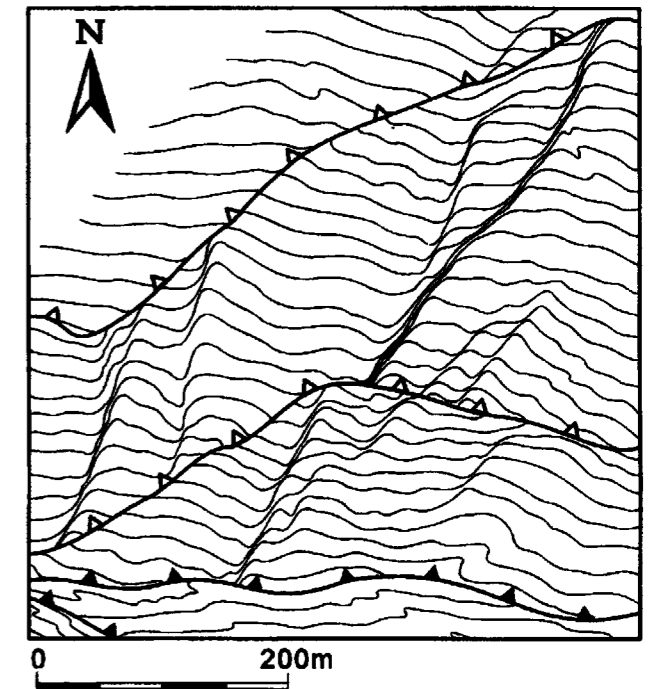


Figura 2.- Mapa de trazas de la esquistosidad regional, donde se puede observar la fábrica milonítica que caracteriza a las zonas de cizalla. Localización indicada en la figura 1.

En el caso de las zonas de cizalla de las Bordas de Conflent, no se ha observado la presencia de las fracturas de tipo Riedel, mientras que los otros tipos de fracturas son puestos en evidencia por el desarrollo de filones en el interior de dichas fracturas. La relación temporal entre los distintos tipos de fracturas ha sido puesta de manifiesto, no sólo por las relaciones geométricas entre las distintas fracturas, además la mineralogía de los filones que rellenan estas fracturas es distinta en cada caso y se correlaciona perfectamente con la evolución paragenética temporal del conjunto de la mineralización, tal y como veremos a continuación.

La evolución de las mineralizaciones se ha subdividido en tres estadios en función de las distintas asociaciones paragenéticas observadas en los filones (Tabla 1). En el primer estadio tiene lugar la precipitación de cuarzo y pirita en los filones encajados en las fracturas de tipo P y de tensión (T₁) de las zonas de cizalla; aunque localmente también se ha observado su presencia en las paredes de algunos filones de tipo C. Las frac-

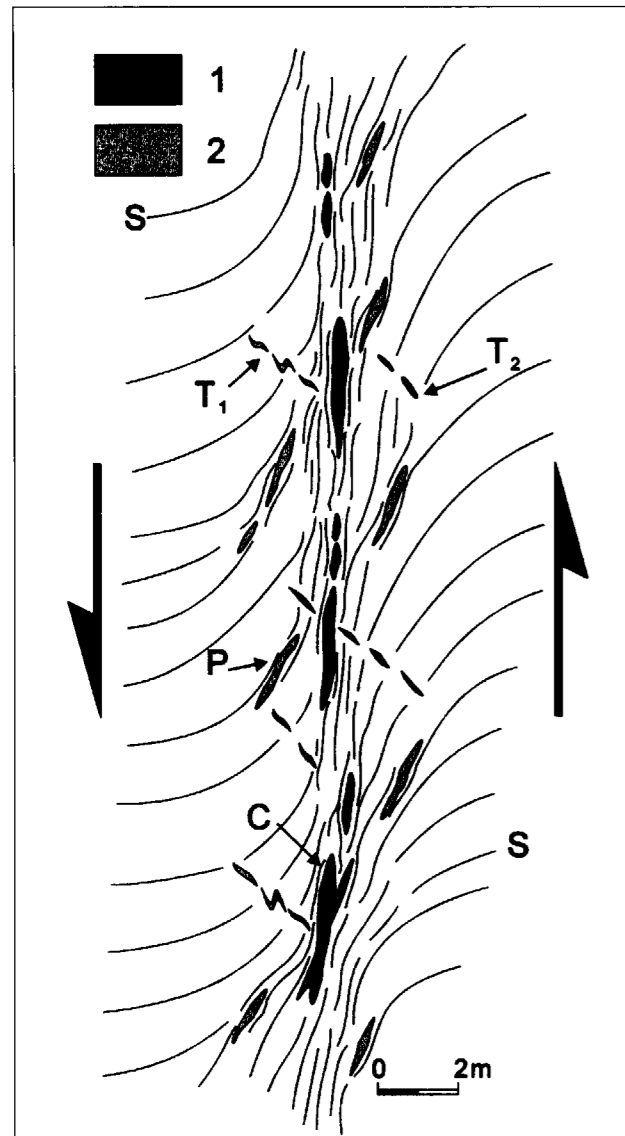


Figura 3.- Esquema sintético de una zona de cizalla construido a partir de datos del conjunto de zonas de cizalla de las Bordas de Conflent. S. Esquistosidad regional, P. Filones en fracturas de presión, C. Filones en las fracturas centrales, T₁ y T₂. Filones en fracturas de tensión, 1. Filones mayoritariamente de cuarzo (estadio I), 2. Filones de siderita, cuarzo y sulfuros (estadio II).

turas de tensión T₁ son aquellas que se formaron durante los primeros estadios evolutivos de las zonas de cizalla y se caracterizan no sólo por la mineralogía de los filones, si no que además, éstos suelen encontrarse plegados debido a la deformación continuada durante estadios posteriores (Fig. 3). El segundo estadio es el más importante y está representado por los filones

	Estadio I	Estadio II	Estadio III
Cuarzo	████████████████████	████████████████████	████████████████████
Pirita	████████████████████	████████████████████	
Pirrotina		████████████████████	
Skuterudita		████████████████████	
Galena		████████████████████	
Ullmannita		████████████████████	
Bournonita		████████████████████	
Arsenopirita		████████████████████	
Calcopirita		████████████████████	████████████████████
Tetraedrita		████████████████████	████████████████████
Oro nativo		████████████████████	████████████████████
Siderita		████████████████████	████████████████████
Clorita		████████████████████	████████████████████
Moscovita		████████████████████	████████████████████
Ankerita			████████████████████

Tabla 1.- Evolución paragenética de los filones de las Bordas de Conflent.

encajados en las fracturas de tipo C y de tensión (T₂) de las zonas de cizalla. La mineralogía de estos filones está constituida por grandes cantidades de siderita, cuarzo y clorita y la mayor parte de los sulfuros, mayoritariamente tetraedrita y calcopirita, a los cuales se encuentra asociado el oro nativo en forma de pequeños agregados de entre 50 y 100 µm. También se encuentran menores cantidades de moscovita, arsenopirita, pirrotina, pirita, galena, bournonita, skutterudita y ullmannita. Finalmente, el tercer estadio se presenta en cavidades geódicas de los filones formados durante el segundo estadio y la mineralogía dominante consiste en una asociación de cuarzo, siderita, ankerita, clorita, moscovita, calcopirita y tetraedrita, con pequeñas cantidades de oro nativo asociado a estos dos últimos.

En ningún caso, se ha observado la presencia de halos de alteración alrededor de los filones afectando a la roca encajante, sugiriendo un equilibrio químico entre el fluido mineralizante y los minerales que constituyen los metasedimentos encajantes. Este hecho es evidenciado además por la presencia en los filones de los minerales que forman las rocas encajantes (cuarzo, moscovita y clorita).

4. INCLUSIONES FLUIDAS

El estudio de las inclusiones fluidas se ha llevado a cabo en cristales de cuarzo de los tres estadios mineralizantes descritos en el apartado anterior. En todos los casos, hay inclusiones fluidas agrupadas en bandas de crecimiento paralelas a las caras de los cristales de cuarzo, determinando su origen primario, aunque en otras ocasiones las inclusiones primarias se encuentran aisladas en el interior de dichos cristales de cuarzo. Estas inclusiones primarias coexisten con gran número de inclusiones secundarias dispuestas en planos de fractura. La morfología de las inclusiones primarias es muy irregular, con tendencia a morfologías de cristales negativos en algunos casos; y su tamaño varía entre 10 y 100 µm. A temperatura ambiente son bifásicas, presentando una burbuja de vapor y una solución acuosa con grados de relleno parecidos en todos los casos entre 90 y 95%.

Los ensayos microtermométricos han sido llevados a cabo con una platina calentable-enfriable CHAIXMECA, la cual fue calibrada utilizando inclusiones fluidas con CO₂ puro (-56,6°C), agua bidestilada (0,0°C) y varios productos químicos suministrados por el fabricante. En el rango de temperaturas entre -100 y +100°C el grado de incertidumbre es de ±0,2°C, mientras que desde +100 a +600°C es de ±2°C.

Durante los ensayos microtermométricos se han medido las temperaturas de fusión de hielo y de homogeneización total de las inclusiones, y ocasionalmente se han medido las temperaturas eutécticas y de fusión de la hidrohálita. En ningún caso se ha observado la formación de ninguna fase de CO₂ (clatrato, CO₂ sólido, etc.) y para cerciorarse de la ausencia de este componente se han decrepitado, inmersas en glicerina, muestras de cuarzo de los tres estadios, sin observarse la formación de burbujas de volátiles inmiscibles en glicerina, por lo cual queda descartada la presencia de CO₂ y otros volátiles en dichas inclusiones.

Las inclusiones fluidas de los estadios I y II presentan temperaturas de fusión de hielo de entre -20 y -10°C, con un máximo en -17±3°C (Fig. 4A), lo que representa una salinidad de 20,1±2,3% en peso de NaCl equiv. (BODNAR, 1992); mientras

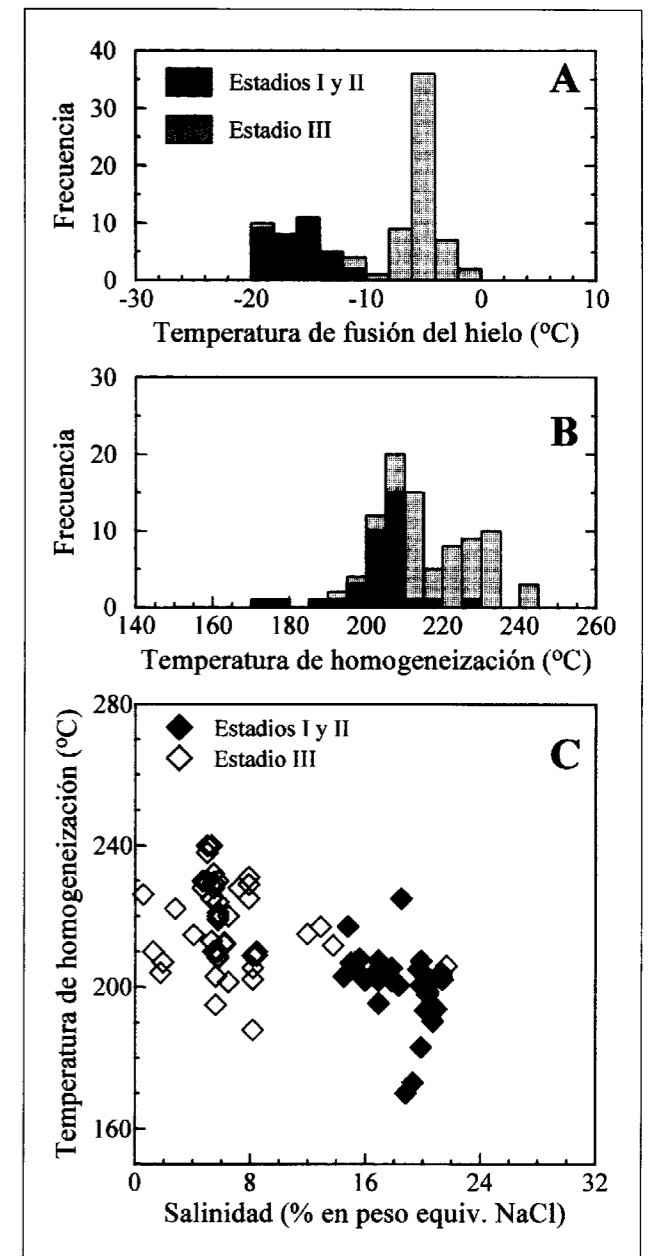


Figura 4.- Representación de los datos obtenidos del estudio microtermométrico de inclusiones fluidas.

que la fusión de hielo de las inclusiones fluidas del estadio III se produce entre -12 y 0°C, con un máximo en -5±3°C (Fig. 4A), lo cual supone una salinidad de 7,5±4,1% en peso de NaCl equiv. Por otra parte las temperaturas de homogeneización total por desaparición de la burbuja de vapor, tienen lugar para las inclusiones de los estadios I y II en un rango entre 170 y 230°C, con un máximo

en $205 \pm 5^\circ\text{C}$ (Fig. 4B) mientras que las inclusiones del estadio III homogeneizan entre 190 y 245°C , con dos máximos en $210 \pm 5^\circ\text{C}$ y $227 \pm 8^\circ\text{C}$ (Fig. 4B), por lo cual hemos subdividido las inclusiones de este estadio en dos grupos (IIIa y IIIb respectivamente).

En la Fig. 4C, que corresponde a un diagrama salinidad-temperatura de homogeneización total, se han proyectado todos los datos obtenidos de los ensayos de microtermometría de inclusiones fluidas, de tal manera que se observa una evolución general de los fluidos mineralizantes en el tiempo a salinidad decreciente y temperatura de homogeneización total creciente. Sin embargo esta evolución a temperatura de homogeneización creciente puede no representar una evolución de temperatura real de los fluidos, puesto que es preciso tener en cuenta la corrección de la presión de fluidos, por lo cual podríamos encontrarnos, después de realizar tales correcciones, ante una evolución a presión, e incluso a temperatura decrecientes, tal y como veremos más adelante.

Finalmente, las temperaturas eutécticas medidas en algunas inclusiones de los tres estadios y que en todos los casos son inferiores a -40°C , sugieren que la solución acuosa consiste en un sistema polisalino, en el cual, además de NaCl, podría haber otras sales disueltas tales como

CaCl₂, KCl, etc. Las temperaturas de fusión de la hidrohálita son de $-22,5^\circ\text{C}$ para una única inclusión del estadio II y un rango de entre $-24,0$ y $-21,5^\circ\text{C}$ con un máximo en $-22,7 \pm 0,7^\circ\text{C}$ para varias inclusiones del estadio III; utilizando los diagramas triangulares para el sistema NaCl-CaCl₂-H₂O de VANKO et al. (1988) y OAKES et al. (1990), hemos determinado que la relación CaCl₂:NaCl es de 1:9 para el estadio II y variable entre 1:4 y 1:9 para el estadio III.

Para determinar mejor la salinidad, así como qué compuestos clorurados son los que se encuentran en solución, hemos utilizado el método de Cryo-SEM-EDS descrito por AYORA y FONTARNAU (1990). Con este método hemos analizado la composición de la solución acuosa de diversas inclusiones del estadio II, cuyos resultados han sido compilados en la tabla 2. En primer lugar, se ha observado que las únicas especies en solución en la fase acuosa de las inclusiones del estadio II son NaCl, CaCl₂ y en algún caso KCl, aunque en muy poca cantidad. Por otra parte, las salinidades totales obtenidas están de acuerdo con los datos de los ensayos microtermométricos. Mientras que las relaciones CaCl₂:NaCl, son bastante variables, entre 1:2 y 1:8, sin embargo, se hace difícil una comparación con los resultados microtermométricos, puesto que de este estadio tan sólo se dispone de una medida de temperatura de fusión de la hidrohálita, la cual queda

Na ⁺ (mol/l)	K ⁺ (mol/l)	Ca ²⁺ (mol/l)	Cl ⁻ (mol/l)	Balace de cargas	NaCl/KCl (% en peso)	NaCl/CaCl ₂ (% en peso)	Salinidad total (% en peso)
5,13	-	0,33	4,67	0,21	-	8,2	25,17
3,77	-	0,30	4,52	-0,03	-	6,6	20,23
4,20	-	0,49	4,95	0,04	-	4,5	23,07
4,22	-	0,37	4,24	0,16	-	6,0	22,34
1,99	0,16	0,48	3,46	-0,11	9,7	2,2	15,36
2,56	0,15	0,60	3,20	0,20	13,4	2,2	18,53
2,01	0,17	0,54	4,29	-0,27	9,3	2,0	15,97
2,92	-	0,28	3,35	0,04	-	5,5	16,79
2,99	-	0,41	3,82	0,00	-	3,8	18,05
2,78	0,04	0,41	3,65	0,00	54,5	3,6	17,42
3,28	-	0,42	4,12	0,00	-	4,1	19,24

Tabla 2.- Composiciones de inclusiones fluidas del estadio II a partir de análisis mediante Cryo-SEM-EDS.

englobada en el rango determinado mediante Cryo-SEM-EDS. De todos modos, la variabilidad observada de dicha relación también se ha observado en las inclusiones fluidas del estadio III, a partir de las temperaturas de fusión de la hidrohálita, tal y como ya hemos comentado anteriormente, lo cual parece indicar que dicha variación no proviene de errores analíticos, si no que más bien se trate de una heterogeneidad real en la composición química de los fluidos mineralizantes.

5. CONDICIONES DE FORMACION

Los distintos parámetros físico-químicos ($f\text{O}_2$, $f\text{S}_2$, presión, temperatura y pH) que establecen las condiciones de formación de las mineralizaciones de las Bordas de Confluent, han sido determinados en base a datos mineralógicos y de inclusiones fluidas.

A partir de la composición de la arsenopirita en equilibrio con pirita y pirrotina (KRETSCHMAR y SCOTT, 1976) se han determinado los valores de temperatura y $f\text{S}_2$ para el estadio II de las mineralizaciones. Para ello se ha analizado la composición de varios cristales que no muestran contenidos apreciables de Sb, Ni, Co y Cu, mientras que sus contenidos en Fe y As se encuentran dentro de los rangos de $33,3 \pm 1\%$ y $31,9 \pm 0,4\%$ atómicos respectivamente. De este modo se han determinado unos valores de temperatura de $425 \pm 25^\circ\text{C}$ y fugacidades de azufre comprendidas entre $10^{-5,5}$ a $10^{-7,1}$ bar (Fig. 5).

Para determinar la presión de fluidos en el momento de la formación de las mineralizaciones de las Bordas de Confluent, se han utilizado conjuntamente las temperaturas determinadas a partir de la composición de la arsenopirita por un lado y por otro las isocoras correspondientes a las inclusiones fluidas del estadio II. Estas isocoras han sido calculadas a partir de la ecuación de estado para el sistema NaCl-H₂O publicada por BROWN y LAMB (1989). Si bien, en ARCOS et al. (1991) utilizamos otra ecuación de estado (POTTER y BROWN, 1977), en este caso hemos preferido la ecuación de BROWN y LAMB (1989), ya que se ajusta mejor a los datos experimentales del sistema NaCl-H₂O existentes en la biblio-

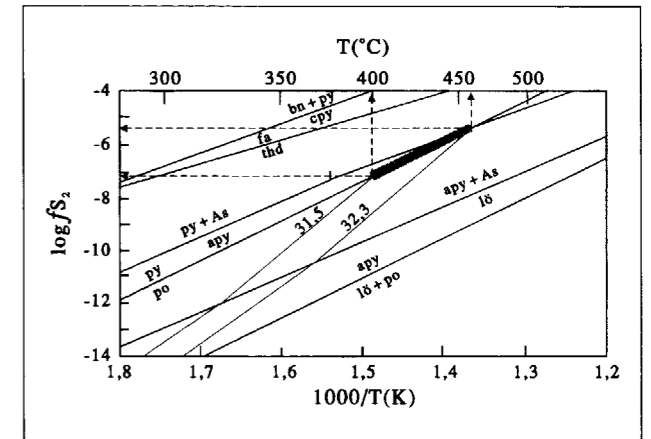


Figura 5.- Diagrama $\log f\text{S}_2$ -temperatura, donde se han proyectado las isopleteras de As de la arsenopirita de los filones de las Bordas de Confluent para determinar la temperatura y fugacidad de azufre a partir de su intersección con el equilibrio pirita-pirrotina. apy, arsenopirita, As, arsénico, bn, bornita, cpv, calcopirita, fa, famatinita, l6, löllingita, po, pirrotina, py, pirita, thd, tetraedrita.

grafía, tal y como indican los mismos autores. De este modo, al proyectar sobre estas isocoras las temperaturas calculadas para el geotermómetro de la arsenopirita, obtenemos un rango de presión de fluidos de entre 3,3 y 4,3 kbar (Fig. 6). Sin embargo, como ya hemos visto antes, durante el estadio III, existen dos tipos de inclusiones flui-

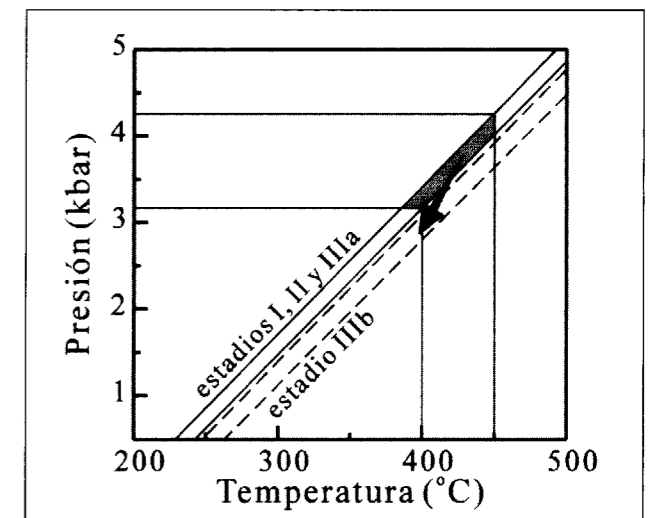
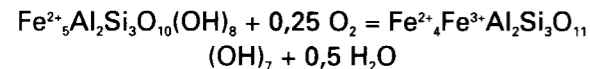


Figura 6.- Diagrama P-T donde se han representado las isocoras para las inclusiones fluidas de los estadios I, II y IIIa (líneas continuas) y para el estadio IIIb (líneas discontinuas). Para determinar la presión de fluidos se han proyectado las temperaturas determinadas a partir del geotermómetro de la arsenopirita hasta intersectar las isocoras del estadio II.

das; el estadio IIIa quedaría agrupado con el estadio II, con la única diferencia de presentar una salinidad menor; mientras que el estadio IIIb correspondería a una evolución del fluido a presión y quizás también temperatura decrecientes (Fig. 6). Dicho descenso de presión sería de entre 100 y 300 bar, lo que en realidad no supone un descenso demasiado importante, que podría ser debido a la apertura de pequeños espacios que conllevarían un gradiente anómalo de presión durante breves espacios de tiempo (fracturas de tensión y cavidades geódicas).

La fugacidad de oxígeno del fluido mineralizante ha sido calculada a partir de la termoquímica de las cloritas según el modelo de WALSHE (1986) modificado según las consideraciones de SOLER y AYORA (1991). Según este modelo, se ha calculado la fugacidad de oxígeno del fluido a partir del equilibrio de éste con la clorita según la reacción entre los dos componentes con distintos estados de oxidación:



Obteniéndose la constante de equilibrio de esta reacción de WALSHE (1986) y BRYNDZIA y SCOTT (1987). A 400°C, en un diagrama $\log f\text{O}_2$ - $\log f\text{S}_2$ (Fig. 7), los valores de $\log f\text{O}_2$ calculados se encontrarían entre los tampones pirita-pirrotina-magnetita y magnetita-hematites, para fugacidades de azufre del fluido como las que hemos comentado anteriormente. Los resultados obtenidos de estos cálculos están de acuerdo con la paragénesis de las mineralizaciones durante el estadio de precipitación de la clorita, es decir, cerca del equilibrio pirita-siderita, para un fluido con una fracción molar de CO_2 inferior a 0,05.

Finalmente, el pH del fluido mineralizante está controlado por la presencia de moscovita y cuarzo en equilibrio con el resto de los componentes del estadio mineralizante principal. Para una temperatura estimada de 400°C el campo de estabilidad de la moscovita y el cuarzo en equilibrio limitan el pH, a partir de la reacción de transformación en feldespato potásico (BOWERS et al., 1984), como inferior a 5,6 (MONTROYA y HEMLEY, 1974). Por otra parte, la estabilidad de la siderita indica, según datos de HELGESON

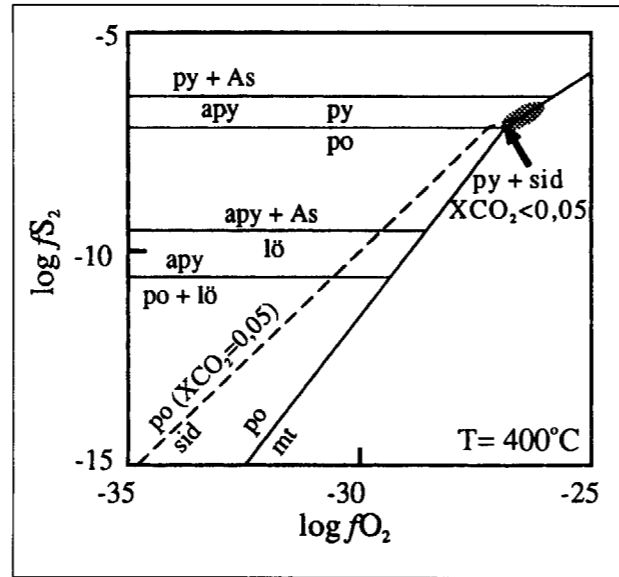


Figura 7.- Diagrama $\log f\text{S}_2$ - $\log f\text{O}_2$, donde se han representado los principales equilibrios del sistema Fe-As-S. La línea discontinua representa el equilibrio pirrotina (pirita)-siderita a partir de un fluido con 5 mol % de CO_2 , para contenidos de CO_2 inferiores el equilibrio se desplaza a menores valores de $\log f\text{S}_2$. La zona sombreada corresponde a los valores calculados de fugacidad de oxígeno y azufre.

(1969), que el pH es mayor de 4,2 para un fluido con una fracción molar de CO_2 igual a 0,01, que es la cantidad máxima del fluido mineralizante al no haberse observado ninguna fase de CO_2 presente en las inclusiones fluidas.

6. GEOQUIMICA ISOTOPICA

Para determinar la composición isotópica del fluido mineralizante se ha llevado a cabo un análisis sistemático de distintos minerales precipitados durante los tres estadios mineralizantes y cuyas composiciones isotópicas se presentan en la tabla 3, referidas al standard SMOW para deuterio y oxígeno, PDB para el carbono y CDT para azufre.

A partir de estas composiciones isotópicas de los minerales, teniendo en cuenta el rango de temperaturas en el que se desarrollan las mineralizaciones (400-450°C) y utilizando los fraccionamientos isotópicos de GRAHAM et al. (1987) para el par clorita-agua (deuterio) y de FRIEDMAN y O'NEIL (1977) para el par cuarzo-agua (oxígeno), hemos determinado la composición isotópica del

Mineral	Estadio	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{34}\text{S}$
clorita	III	-61,3			
clorita	III	-60,1			
cuarzo	I	+17,1			
cuarzo	II	+17,2			
cuarzo	II	+17,9			
cuarzo	III	+17,6			
siderita	II	+18,0	-8,5		
siderita	II	+16,3	-10,8		
siderita	III	+16,5	-9,7		
siderita	III	+16,3	-9,7		
ankerita	III	+14,8	-9,5		
ankerita	III	+14,8	-9,5		
tetraedrita	II				+9,2
tetraedrita	II				+7,7
tetraedrita	II				+3,1
tetraedrita	III				+1,8
calcopirita	II				+17,0
calcopirita	II				+21,8
calcopirita	II				+21,8
calcopirita	III				+21,6
pirita	III				+11,6
pirita	en pizarras				+2,6

Tabla 3.- Composiciones isotópicas de los minerales analizados.

agua que se encontraba en equilibrio con estos minerales cuando precipitaron, cuyos valores de δD varían entre -33,3 y -27,8 ‰, mientras que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se encuentran en un rango entre +13,7 y +11,8 ‰. Esta composición isotópica representada en un diagrama δD - $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 8), queda proyectada en el campo de las aguas metamórficas de SHEPPARD (1986).

En cuanto a las composiciones isotópicas de carbono y oxígeno en siderita y ankerita, se han utilizado, para el oxígeno, los fraccionamientos isotópicos calcita-agua (O'NEIL et al., 1969) y dolomita-agua (NORTHROP y CLAYTON, 1966) respectivamente, y para el caso del carbono, los fraccionamientos calcita-agua y dolomita-agua de OHMOTO y RYE (1979), puesto que no existen datos publicados sobre los fraccionamientos isotópicos de estos minerales en el rango de temperaturas de interés. La composición isotópica de

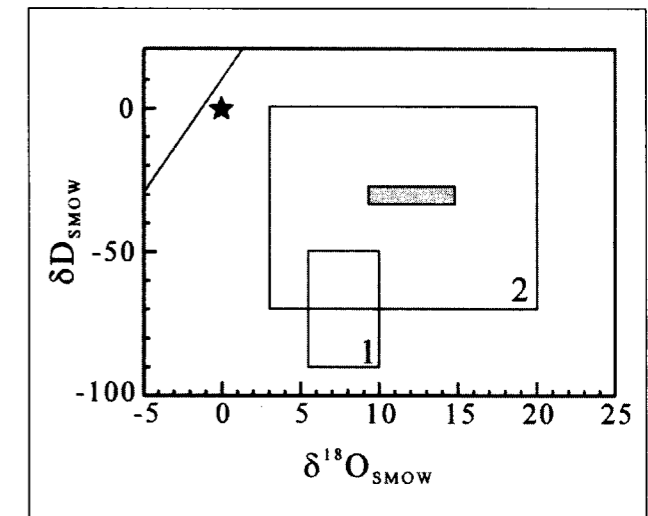


Figura 8.- Diagrama δD - $\delta^{18}\text{O}$ donde se han representado los campos para las composiciones isotópicas de aguas naturales según SHEPPARD (1986). La línea superior izquierda corresponde a aguas meteóricas, la estrella es la composición del agua marina, 1. fluidos magmáticos, 2. fluidos metamórficos. La zona sombreada corresponde a la composición isotópica de un fluido en equilibrio con los minerales de los filones de las Bordas de Confluent.

$\delta^{18}\text{O}$ de un fluido en equilibrio con estos carbonatos se encontraría entre +14,8 y +9,3 ‰ que, como podemos ver, se correlaciona perfectamente con los valores de composición isotópica de oxígeno deducidos a partir de los análisis en cristales de cuarzo, lo cual indica que el rango de temperaturas escogido para los fraccionamientos es correcto y ratifica las temperaturas determinadas a partir del geotermómetro de la arsenopirita. En cuanto a la composición isotópica del carbono del fluido en equilibrio con estos minerales, éste presentaría valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -8,6 y -5,7 ‰, estos valores ligeros podrían corresponder a orígenes diversos del carbono, no obstante estos valores son coincidentes con los encontrados por otros autores en diferentes depósitos auríferos del hercínico de los Pirineos (AYORA et al., 1992; SOLER et al., 1997) para un origen organogénico del carbono.

Por último, las composiciones isotópicas de azufre en sulfuros (tetraedrita, calcopirita y pirita) muestran un amplio rango de valores de $\delta^{34}\text{S}$, entre +1,8 y +21,8 ‰. Teniendo en cuenta que los factores de fraccionamiento sulfuros- H_2S determinados por OHMOTO y RYE (1979) son muy pequeños (generalmente inferiores a $\pm 1\%$), a las

temperaturas que se formaron las mineralizaciones de las Bordas de Conflent, podemos determinar que las composiciones isotópicas de los sulfuros serán muy similares a las composiciones isotópicas del H₂S del fluido en equilibrio con ellos e igualmente variables dentro de un amplio rango de valores. Por otra parte, a las condiciones de temperatura, pH y fO₂ a las que se formaron las mineralizaciones, la especie dominante de azufre es el H₂S, por lo cual podemos considerar que los valores de δ³⁴S del H₂S del fluido son equivalentes a la composición isotópica de azufre total del fluido. La composición isotópica del azufre en los metasedimentos del Hercínico de los Pirineos presenta composiciones muy variables, entre +12‰ en el Cambro-Ordovícico (AYORA et al., 1992; SOLER et al., 1997) hasta valores más ligeros en el Silúrico, como el analizado en un nivel de piritita interestratificado en las pizarras de esta edad (tabla 3), con un valor de +2,6‰. Esta gran variabilidad de valores de azufre en los metasedimentos paleozoicos podría explicar perfectamente la gran dispersión de valores de δ³⁴S de los sulfuros de estas mineralizaciones (SOLER et al., 1997).

7. DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las mineralizaciones de las Bordas de Conflent se encuentran asociadas a la formación de unas zonas de cizalla de carácter frágil-dúctil, lo que condiciona la posición estructural de estas mineralizaciones dentro del orógeno. Según SIBSON et al. (1988), el límite frágil-dúctil se encuentra localizado a profundidades de entre 7 y 14 km, lo que equivale a un rango de presiones de entre 2 y 4 kbar aproximadamente, que se correspondería con las presiones determinadas en este estudio a partir de inclusiones fluidas. Asimismo, SIBSON et al. (1988) y KERRICH (1986), indican que las temperaturas a las que se forman los depósitos auríferos mesotermiales en zonas de cizalla varían entre 300 y 450°C, similares a las calculadas por nosotros a partir del geotermómetro de la arsenopirita en equilibrio con piritita y pirrotina.

Teniendo en cuenta la posición estructural de estas mineralizaciones dentro del Orógeno Hercínico, sobre todo la profundidad a la que se formaron, se hace patente que es muy difícil que

los fluidos mineralizantes tengan un origen superficial y que durante su percolación hubieran interactuado con las rocas regionales para cambiar su composición isotópica original, adquiriendo la de un fluido típicamente metamórfico. Por consiguiente, teniendo en cuenta la composición isotópica del fluido en equilibrio con los minerales precipitados en los filones de las zonas de cizalla, podemos decir que o bien el fluido se ha originado a partir de reacciones de devolatilización metamórficas, o bien presenta algún otro origen pero durante la interacción con los metasedimentos se ha equilibrado isotópicamente con éstos. Puesto que el quimismo de los fluidos de devolatilización metamórfica consiste básicamente en fluidos acuosos de baja salinidad y ricos en CO₂ (ROBERTS, 1988), debemos descartar la primera de estas hipótesis. Por tanto creemos que se trata de un fluido equilibrado isotópicamente con las rocas metamórficas encajantes de la mineralización y que su origen primario, cualquiera que fuera, ha quedado totalmente obliterado por la adquisición de su nueva composición isotópica, siendo imposible determinar cual era el origen de este fluido.

Por otra parte, la evolución a salinidad decreciente entre el estadio II (20,1±2,3% en peso de NaCl equiv.) y el estadio III (7,5±4,1% en peso de NaCl equiv.) de estas mineralizaciones puede ser debida a una variación composicional del fluido en el tiempo, o bien a una dilución producto de la mezcla entre el fluido mineralizante del estadio II y otro fluido acuoso de salinidad extremadamente baja. Sin embargo, en el caso de la mezcla de fluidos, el hecho de que en ambos estadios las composiciones isotópicas de estos fluidos son idénticas, induce a pensar que el fluido acuoso de baja salinidad también sería de origen análogo al de salinidad superior; por tanto, una vez más, se pone de manifiesto la existencia de una zonación temporal y/o espacial de la composición química de los fluidos de origen metamórfico, lo que ya se ha puesto de manifiesto a partir del estudio de otras mineralizaciones auríferas en el Hercínico de los Pirineos (SOLER et al., 1997).

El azufre que transporta el fluido mineralizante parece tener su origen en los metasedimentos, tal y como muestra la composición isotópica de azufre del fluido; mientras que para los metales,

aunque no hay datos concluyentes, parece que la fuente de éstos son también las rocas regionales, habiendo sido lixiviados por el fluido mineralizante al circular a través de estas rocas.

Los metales en el fluido mineralizante (Cu, Au, Fe) es posible que se transporten en forma de complejos clorurados, ya que a elevadas temperaturas (>300°C) y en fluidos de salinidad elevada como en este caso, parecen ser más estables que los complejos tiosulfurados (SEWARD, 1991). En el caso en que realmente los metales sean transportados a partir de complejos clorurados, la precipitación de estos metales, en forma de sulfuros o de elementos nativos (oro), puede ser debida a un descenso de temperatura (BARNES, 1979), puesto que estos complejos clorurados son muy dependientes de la temperatura (SEWARD, 1991), de tal manera que un descenso de temperatura de 450 a 400°C comportaría, en el caso del oro, la precipitación de aproximadamente el 75% de este metal en solución.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CICYT del Ministerio de Educación y Ciencia nº AMB93-0326 y se ha realizado enmarcado en el proyecto IGCP nº 291. Los autores quieren además agradecer muy especialmente al Dr. Carlos Ayora por haber coordinado todo el trabajo de investigación, así como al Dr. Zach Sharp, en cuyo laboratorio fueron realizados la mayor parte de los análisis isotópicos de oxígeno en silicatos; al Dr. Esteve Cardellach que realizó los análisis isotópicos de azufre en sulfuros y al Dr. Jordi Delgado quien realizó los análisis de deuterio en cloritas.

REFERENCIAS

- ARCOS, D.; SOLER, A. y AYORA, C. (1991): Gold transport conditions in shear zones from Central Pyrenees, Spain. en: Pagel y Leroy (eds.): *Source, transport and deposition of metals*. Balkema, Rotterdam: 633-636.
- AYORA, C. y FONTARNAU, R. (1990): X-Ray microanalysis of frozen fluid inclusions. *Chem. Geol.*, 89: 135-148.
- AYORA, C.; LIESA, M. y DELGADO, J. (1993): Low-thermal-gradient Hercynian metamorphism in the eastern Pyrenees. *Jour. Metam. Geol.*, 11: 49-58.

AYORA, C.; LIESA, M. y SOLER, A. (1989): El filón de cuarzo con As-Bi de Sant Pau, La Jonquera, Pirineo Oriental: parámetros físico-químicos de formación. *Bol. Soc. Esp. Mineral.*, 12: 351-362.

AYORA, C.; RIBERA, F. y CARDELLACH, E. (1992): The genesis of arsenopyrite gold veins from the Vall de Ribes District, Eastern Pyrenees. *Econ. Geol.*, 87: 1877-1896.

BARNES, H. (1979): Solubility of ore minerals. en: Barnes (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2ª edición. John Wiley & sons. New York: 404-460.

BODNAR, R. (1992): The system H₂O-NaCl. PACROFI IV, Program and Abstracts: 108-111.

BOWERS, T.; JACKSON, K. y HELGESON, H. (1984): *Equilibrium activity diagrams for coexisting minerals and aqueous solutions at pressures and temperatures to 5 kb and 600°C*. Springer. Berlin-Heidelberg-New York. 397 pp.

BROWN, P. y LAMB, W. (1989): P-V-T properties in the system H₂O±CO₂±NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 1209-1221.

BRYNDZIA, L. y SCOTT, S. (1987): The composition of chlorite as a function of sulfur and oxygen fugacity; an experimental study. *J. Met. Geol.*, 4(1): 37-68

FRIEDMAN, I. y O'NEIL, J. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 440-KK, Washington.

GRAHAM, C.; VIGLINO, J. y HARMON, R. (1987): Experimental study of hydrogen-isotope exchange between aluminous chlorite and water and of hydrogen diffusion in chlorite. *Amer. Mineral.*, 72: 566-579.

HELGESON, H. (1969): Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Amer. Jour. Sci.*, 267: 729-804.

HODGSON, C. (1989): The structure of shear-related, vein-type gold deposits: A review. *Ore Geol. Rev.*, 4: 231-273.

KERRICH, R. (1986): Fluid infiltration into fault zones: Chemical, isotopic and mechanical effects. *Pure and Applied Geophysics*, 124: 225-268.

KRETSCHMAR, U. y SCOTT, S. (1976): Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their implication. *Can. Mineral.*, 14: 364-386.

MONTOYA, J. y HEMLEY, J. (1974): Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions. *Econ. Geol.*, 70: 577-594.

NORTHROP, D. y CLAYTON, J. (1966): Oxygen-isotope fractionations in systems containing dolomite. *Jour. Geol.*, 74: 174-196.

OAKES, C.; BODNAR, R. y SIMONSON, J. (1990): The system NaCl-CaCl₂-H₂O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 603-610.

OHMOTO, H. y RYE, R. (1979): Isotopes of sulfur and carbon. en: Barnes (ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2ª edición. John Wiley & sons. New York: 509-567.

O'NEIL, J.; CLAYTON, J. y MAYEDA, T. (1969): Oxygen isotope fractionations in divalent metal carbonates. *Jour. Chem. Phys.*, 51: 5547-5558.

POBLET, J. (1991): *Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la Zona Axial del Pirineu Central*. Tesis doctoral inédita, Univ. de Barcelona, 603 pp.

POTTER, R. y BROWN, D. (1977): The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0°C to 500°C at pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1421-C, 36pp.

ROBERTS, R. (1987): Ore deposit models #11. Archean lode gold deposits. *Geosciences Can.*, 14 (1): 37-52.

SEWARD, T. (1991): The hydrothermal geochemistry of gold. en: Foster (ed.) *Gold metallogeny and exploration*. Blackie and Sons Ltd., Londres: 37-62.

SHEPPARD, S. (1986): Characterization and isotopic variations in natural waters. *Rev. Mineral.*, 16: 165-183.

SIBSON, R.; ROBERT, F. y POULSEN, H. (1988): High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16: 551-555.

SOLER, A. y AYORA, C. (1991): Gold bearing arsenopyrite bodies in skarns from l'Alt Urgell, Central Pyrenees, Spain. en: Augustithis (ed.) *Skarns their genesis and metallogeny*. Teophrastus Publ. Atenas: 227-251.

SOLER, A.; AYORA, C.; CARDELLACH, E. y DELGADO, J. (1990): Gold-bearing hedenbergite skarns from the SW contact of the Andorra granite (Central Pyrenees, Spain). *Mineral. Deposita*, 25S: 59-68.

SOLER, A.; CARDELLACH, E.; ARCOS, D.; DELGADO, J. y AYORA, C. (1997): Evolución de los fluidos metamórficos asociados a la formación de las mineralizaciones auríferas en el Hercínico de los Pirineos. *Bol. Geol. Min.* (en este volumen).

TCHALENKO, J. (1968): The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6 (2): 159-174.

TCHALENKO, J. (1970): Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 1625-1640.

VANKO, D.; BODNAR, R. y STERNER, S. (1988): Synthetic fluid inclusions: VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl₂-H₂O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 2451-2456.

WALSHE, J. (1986): A six-component chlorite solid solutions model and geothermal systems. *Econ. Geol.*, 81: 681-703.

Original recibido: Octubre de 1996.
Original aceptado: Abril de 1997.

BAUXITAS KARSTICAS EN ESPAÑA. ANTECEDENTES Y PRINCIPALES RESULTADOS OBTENIDOS POR EL GRUPO DE TRABAJO ESPAÑOL DEL PROYECTO DEL PICG N.º 287 (BAUXITAS KARSTICAS DEL TETHYS).

Por J. M. MOLINA (*)

R E S U M E N

Este trabajo presenta una puesta al día sobre el conocimiento de las bauxitas españolas y da a conocer la investigación realizada sobre las mismas por el Grupo de Trabajo Español en el marco del Proyecto nº 287 ("Correlación de Bauxitas Mesozoico-Terciarias y Paleokarst relacionados del ámbito del Tethys") del Programa Internacional de Correlación Geológica (P.I.C.G.), cuyos últimos resultados se presentaron el año pasado. Después de una exhaustiva revisión de los antecedentes bibliográficos previos acerca de las bauxitas en España, se analiza su distribución e importancia y se sintetizan los principales resultados obtenidos.

Palabras clave: Bauxitas, Paleokarst, Discontinuidades estratigráficas, Tethys, P.I.C.G.

A B S T R A C T

This paper is an update on the Spanish bauxite knowledge, also showing the research of the Spanish Working Group in the framework of the Project No 287 "Correlation of Mesozoic-Tertiary bauxites and related paleokarst in the Tethyan realm" of the International Geological Correlation Program (I.G.C.P.), finished in 1995. After an exhaustive review of the previous bibliography about the bauxites in Spain, their distribution and importance is analysed and the main results obtained are synthesized.

Key words: Bauxites, Palaeokarst, Stratigraphic discontinuities, Tethys, I.G.C.P.

1. INTRODUCCION

El proyecto nº 287 del P. I. C. G. fue aprobado en 1989 con el título completo de "*Correlation of Mesozoic-Tertiary bauxites and related paleokarst in the Tethyan realm*". Su propósito principal ha consistido en agrupar y correlacionar todo el conocimiento actual de las bauxitas y paleokarsts relacionados mesozoico-terciarios, estableciendo además su correspondencia con otros eventos

geológicos importantes, en un área del antiguo Tethys comprendida entre España e Irán.

Desde 1963, ICSOBA (International Committee for Study of Bauxites, Alumina and Aluminium) con sus congresos y simposios ha ido proporcionando un foro internacional para que los interesados en las bauxitas intercambiaran ideas periódicamente; sus publicaciones (Travaux del ICSOBA) han sido un medio apropiado para dar a conocer los resultados presentados en estas reuniones. Por su carácter misceláneo (incluyendo minería, tecnología de la alúmina, así como el

(*) Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Campus Universitario. 23071 Jaén.

procesado del aluminio) esta organización atrajo en sus comienzos principalmente a ingenieros, mineralogos y geoquímicos más bien que a geólogos. Más tarde, sin embargo, los aspectos puramente geológicos de las bauxitas fueron alcanzando mayor importancia.

Al mismo tiempo, en las décadas de los sesenta y setenta, la investigación sobre el paleokarst aumentó grandemente en una doble vertiente, por un lado desde un punto de vista económico por la importancia de su relación con yacimientos de Pb-Zn, rocas almacén de petróleo y con otros yacimientos, y por otro lado desde un punto de vista específicamente científico por los análisis detallados sobre la evolución de plataformas carbonatadas, diagénesis de carbonatos e hidrología kárstica.

La investigación en estos dos sectores (bauxitas y paleokarst) evolucionó casi independientemente: los científicos aunque haciendo uso ocasionalmente de los resultados del otro sector, raramente trataban el tema de forma integral. La cantidad de conocimiento acumulado, sin embargo, invitaba poderosamente a la correlación. Precisamente, la intención de este proyecto ha sido completar la correlación de las bauxitas kársticas mesozoico-terciarias y de los fenómenos paleokársticos relacionados en una parte considerable del Tethys, proporcionando así modelos para posteriores actividades de correlación interregional en el campo de la geología de bauxitas.

En síntesis se pueden destacar dentro de este proyecto tres objetivos principales generales: 1) correlación estratigráfica de los principales horizontes de bauxitas/paleokarsts; 2) análisis y comparación de los principales datos estratigráficos, mineralógicos, geoquímicos, petrológicos, sedimentológicos y geofísicos más importantes de los yacimientos bauxíticos; y, 3) correlación de los principales horizontes de bauxitas/paleokarst con eventos orogénicos/eustáticos/climáticos ya reconocidos dentro de la región estudiada (desde España hasta Irán).

2. ANTECEDENTES Y PRINCIPALES RESULTADOS

Este apartado constituye una revisión de la

bibliografía sobre bauxitas en España. Al final se incluyen los principales resultados en cuanto a publicaciones del Grupo de Trabajo Español del Proyecto del PICG nº 287, así como una síntesis acerca de la distribución geográfica, importancia y características de las bauxitas españolas.

2.1 Antecedentes bibliográficos

Las bauxitas en España fueron reconocidas en primer lugar por ALMERA en 1900 que describió bauxitas en su mapa geológico sobre la provincia de Barcelona. Fueron identificadas por primera vez en Roca Vidal (macizo de Montmell, aproximadamente 12 km al sur de La Llacuna).

En las dos primeras décadas de este siglo se reconocieron nuevos yacimientos de bauxita en las provincias de Barcelona, Tarragona y Lérida (CALDERON, 1900; CALAFAT, 1906a,b, 1910, 1917a,b; FAURA y BATALLER, 1917, 1920; FONRODONA, 1917; GOETZ, 1917, 1920; anónimo, 1917, 1918; FAURA, 1918; BATALLER, 1919, 1921; HERNANDEZ-SAMPELAYO, 1920a, b, y c).

Sin embargo, a pesar de estos trabajos, los yacimientos de bauxita fueron bastante olvidados durante un tiempo, debido principalmente a la consideración previa de que nuestras bauxitas no eran suficientemente rentables económicamente. Su prospección e investigación se abandonó fundamentalmente porque parecían de poca calidad, especialmente en competencia con las mejores bauxitas francesas, que abastecían casi todo el mercado en aquellos tiempos.

La renovación de los estudios sobre las bauxitas españolas fue motivada principalmente por el aumento en el consumo de aluminio ligado a la Segunda Guerra Mundial. Así en la década de los cuarenta CLOSAS (1942, 1945), BATALLER (1943), PETIT y ESTALELLA (1947), PETIT y MENSA (1947) y KINDELAN (1948) publicaron algunos trabajos sobre las bauxitas en España.

Los cincuenta fueron una buena década para estos estudios. SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1950, 1954) publicó dos importantes trabajos sobre las bauxitas españolas definiendo sus tipos y paragénesis, así como su posición estratigráfica. También LAPPARENT (1950) presentó un

análisis detallado sobre la localización estratigráfica de las bauxitas españolas, les asignó una edad cretácica (pre-Senoniense) y las incluyó genéticamente en el conjunto de bauxitas mediterráneo. RIOS y ALMELA (1950a, b) y CANTOS (1950) descubrieron nuevas áreas bauxíticas en los Pirineos meridionales. FONT-TULLOT (1951) utilizando métodos de difracción de rayos X estableció las asociaciones mineralógicas características. También importantes en esta década fueron los trabajos de GARCIA-SIÑERIZ (1950), JUNGWIRTH (1951), SANZ (1952) y especialmente las revisiones de CLOSAS (1954, 1955) sobre las bauxitas del NE de España.

En los sesenta FONT-ALTABA y CLOSAS (1960a, b) describieron un yacimiento de bauxitas sobre rocas del Devónico en Portilla de Luna (provincia de León). MOTTA y ROCH (1962) publicaron interesantes observaciones sobre las bauxitas españolas y su interpretación genética. Pero las contribuciones más importantes de esta década fueron las publicaciones de COMBES (1967, 1969a,b) y COMBES et al. (1966). Este último autor en 1969, en su Tesis Doctoral presentó abundante información sobre la localización estratigráfica, origen y significado paleogeográfico de las bauxitas en el Maestrazgo, Cordillera Catalana y Pirineos, reconstruyendo su historia geológica en comparación con las bauxitas francesas.

En los setenta, ORTIZ-SILLA (1971) y ALIAS et al. (1972, 1974) describieron la mineralogía de las bauxitas en Zarzadilla de Totana (provincia de Murcia). Importante fue la edición por el I.G.M.E. del Mapa Metalogenético de España y otras publicaciones (I.G.M.E., 1972, 1974a, b, c, d) sobre yacimientos de bauxitas y sus características básicas. Hay que destacar también las síntesis de CABALLERO et al. (1974) y ORDOÑEZ (1977 a, b) sobre los yacimientos de bauxitas en España. MATA-PERELLO y MONTORIOL-POUS (1975) publicaron la bibliografía sobre los óxidos e hidróxidos de Cataluña. CAÑADA y GARCIA (1975) analizaron el área bauxífera de La Llacuna. GALAN et al. (1976) estudiaron la mineralogía de las arcillas bauxíticas en el Norte de la provincia de Teruel (Maestrazgo). BARDOSSY y FONTBOTE (1977) analizaron el yacimiento de Portilla de Luna mencionado anteriormente. ORDOÑEZ y AMOROS (1979) describieron aspec-

tos texturales de las bauxitas y ORDOÑEZ y MINGARRO (1979) analizaron diagramas conceptuales aplicados al estudio de la génesis de las bauxitas.

En los ochenta y noventa, hasta nuestros días, podemos citar los trabajos de ORDOÑEZ et al. (1980) sobre el yacimiento de Portilla de Luna; QUESADA (1981) encuentra bauxita en un testigo de sondeo en el Paleozoico de Campillo de Dueñas (provincia de Guadalajara); SEBASTIAN et al. (1983, 1985 y 1986) estudian la mineralogía y geoquímica de bauxitas en Haro (La Rioja); MATA-PERELLO (1984) analiza las posibilidades bauxíferas de Cataluña; SOVAGE y KRIEST (1986) describen un yacimiento Estefaniense en Ocejo de la Peña (León); FERNANDEZ-MENDIOLA (1987) indica la presencia de un pequeño, pero interesante, yacimiento bauxítico al oeste del embalse de Oketa (municipio de Zigoitia, provincia de Alava); BLANCO et al. (1989) estudian la meteorización pre-Albiense que consideran relacionada con las bauxitas de Portilla de Luna; LA IGLESIA y ORDOÑEZ (1990) analizan la cristalinidad de la caolinita en yacimientos bauxíticos; ORDOÑEZ et al. (1989 a,b,c,d,e) estudian la geoquímica, mineralogía, génesis y posición estratigráfica de las bauxitas del NE de España. En un importante trabajo, MATA-PERELLO (1990) presentó un inventario exhaustivo de los minerales y yacimientos de Cataluña, entre los cuales lógicamente ocupan un lugar importante los bauxíticos. BUSTILLO et al. (1990) y ORDOÑEZ et al. (1990) estudiaron los elementos traza y su distribución en las bauxitas del NE de España. Son también importantes los trabajos de síntesis de ORDOÑEZ (1991 y 1992 a,b) sobre los yacimientos de bauxitas en general y sobre las bauxitas de España en particular.

2.2. Distribución geográfica e importancia de las bauxitas españolas

Como resulta manifiesto a partir de toda la bibliografía citada en el apartado anterior las bauxitas kársticas en España se localizan en cuatro regiones bauxíticas (definidas en el sentido de BARDOSSY, 1982): 1) Zona Subbética en la Cordillera Bética; 2) Zona de Enlace entre la Cordillera Costero Catalana y la Cordillera Ibérica; 3) Cordillera Costero Catalana; y 4) Pirineos.

Además hay otras localidades con menor importancia, correspondientes principalmente a indicios o yacimientos puntuales de escaso volumen, principalmente en Portilla de Luna (municipio de Barrios de Luna, León), Ocejo de la Peña (municipio de Cistierna, León), Puente Arce (municipio de Piélagos, Cantabria), Landas de Soquetecuarre (municipio de Zigoitia, Alava), Haro (La Rioja) y Campillo de Dueñas (Guadalajara). Dentro de la península Ibérica cabe citar además el yacimiento de Andorinha (Cantanhede) como el único reconocido en Portugal (GOMES, 1992).

Estas bauxitas kársticas pertenecen a la faja bauxítica mediterránea (COMBES, 1969; BARDOSSY, 1982). Una revisión y resumen de sus principales características puede encontrarse en MOLINA (1991) así como en los trabajos citados en las referencias. El tonelaje de las bauxitas en todos los depósitos es probablemente de aproximadamente $62,7 \cdot 10^6$ Tm, de las cuales la mayoría (aproximadamente un 95 %) se sitúan en el NE de España (CABALLERO et al., 1974).

2.3. Principales resultados obtenidos por el grupo español en el proyecto n.º 287 del PICG

Se ha recopilado la diversa bibliografía existente sobre bauxitas y paleokarsts relacionados en España, en un banco de datos informatizado con más de quinientas referencias. A partir de esta recopilación, en un análisis previo, se visitaron y seleccionaron para su posterior estudio detallado las áreas de trabajo más adecuadas.

Se han establecido las principales características de las regiones bauxíticas haciendo énfasis principalmente en los siguientes aspectos: a) Petrología y mineralogía de las bauxitas y rocas sedimentarias relacionadas; b) Estratigrafía de las bauxitas y de los materiales infrayacentes y suprayacentes; c) Posición tectónica; d) Génesis e interpretación paleogeográfica.

Los principales resultados de esta investigación han dado lugar a los trabajos publicados citados en el anterior apartado y a la Memoria Final del proyecto. Esta última consta de tres partes: 1) Una serie de láminas de mapas con sus correspondientes memorias explicativas; el represen-

tante español ha sido el coordinador para la realización de los mapas de bauxitas del Jurásico; 2) Una memoria descriptiva final donde se recoge una síntesis de los principales resultados obtenidos; y 3) Un conjunto de trabajos independientes, de carácter local o regional sobre bauxitas y paleokarst de regiones peor conocidas o aspectos novedosos, y también trabajos específicos solicitados por los editores.

De todos los aspectos citados anteriormente quizá el resultado más interesante ha sido la confección de los mapas de síntesis de toda la información recolectada. Se han realizado:

- Seis mapas de carácter temporal cubriendo los siguientes intervalos de tiempo: 1) Pérmico-Triásico; 2) Jurásico inferior-medio; 3) Jurásico superior-Barremiense; 4) Aptiense-Cenomaniense; 5) Turoniense-Senoniense; y 6) Paleoceno-Eoceno; cada uno de ellos con su memoria explicativa.
- Cuatro mapas de acuerdo con la distribución geográfica de las áreas estudiadas: 1) España-Francia-Cerdeña-Villany-Bihor; 2) Cordillera Central Transdanubiana-Cárpatos-Bohemia-Eslovaquia-Hateg; 3) Italia (excepto Cerdeña)-Dinárides-Albania-Grecia; y 4) Turquía-Irán.

Para cumplir este objetivo se ha establecido un sistema de representación simplificada y símbolos cuyo conocimiento puede ser de gran utilidad para cualquier estudioso de los yacimientos bauxíticos (ver fig. 1). En la figura 2 se aplica este sistema de representación (aunque sin colores) para las bauxitas de las cuatro regiones españolas.

A modo de síntesis de resultados a continuación destacaremos los principales aspectos de cada una de las cuatro regiones bauxíticas españolas diferenciadas y estudiadas en el marco de este proyecto.

2.3.1 Zona Subbética

Estas bauxitas se encuentran al N de Zarzadilla de Totana (Murcia) en la unidad tectónica de las Canteras perteneciente al Subbético Interno, dentro de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Este dominio paleogeográfico del mar-

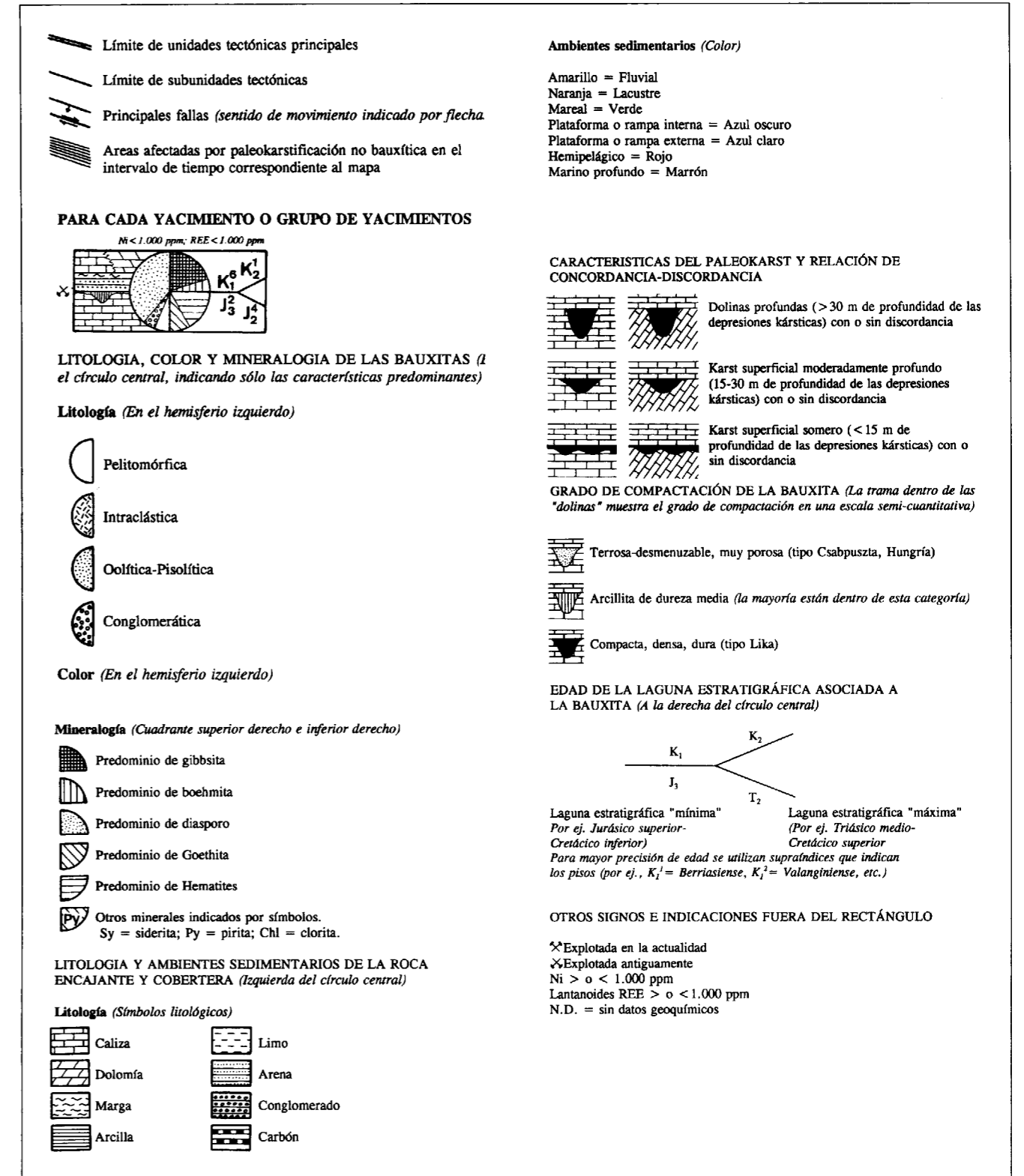


Fig. 1. Leyenda propuesta para la sistematización de los yacimientos de bauxitas en el informe final del proyecto del PICG nº 287.

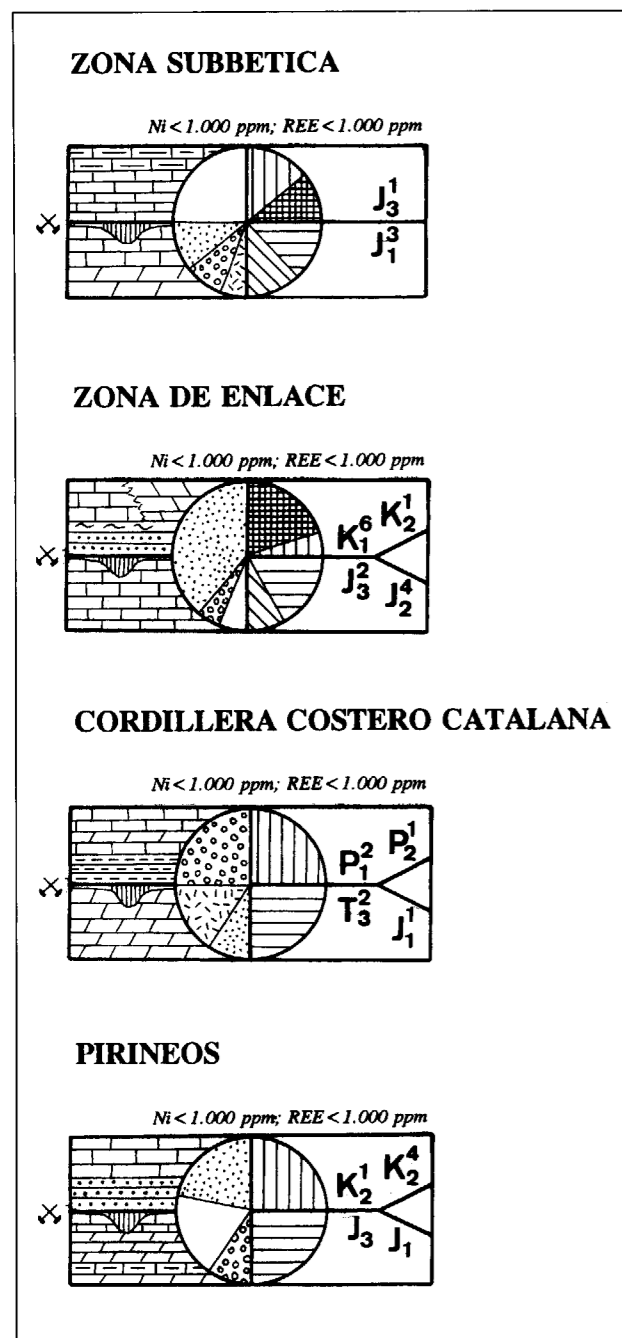


Fig. 2. Características de las bauxitas españolas de acuerdo con la sistematización propuesta en la Fig. 1.

gen ibérico meridional fue durante el Jurásico medio y superior un umbral pelágico en el cual hubo períodos de emersión y karstificación. Las bauxitas rellenan cavidades kársticas en las calizas de plataforma somera del Lías inferior (Fm. Gavilán), debajo de una discontinuidad estrati-

gráfica muy importante, sobre la que se depositaron calizas nodulosas pelágicas (Fm. Ammonítico Rosso superior) de edad Oxfordiense. Las bauxitas y la discontinuidad suprayacente fueron generadas por tanto entre el Carixiense y el Oxfordiense en una superficie de paleokarst dentro de una isla carbonatada alejada de áreas continentales, por lo que en su génesis pudieron influir además de la propia karstificación de las calizas suprayacentes, otros procesos tales como la acumulación de polvo eólico derivado de suelos o material volcánico, o la alteración de materiales margosos (MOLINA et al., 1991). En los últimos diez años y fundamentalmente como resultados del Grupo de Trabajo Español del PICG, cabe citar los trabajos de VERA et al. (1987), VERA et al. (1990), MOLINA et al. (1989a, 1991) sobre las bauxitas jurásicas de la Zona Subbética, MOLINA-DIAZ et al. (1987), presentando un método rápido de análisis de aluminio y hierro en rocas bauxíticas, y los trabajos de síntesis de MOLINA et al., (1990), MOLINA (1991, 1992). Un aspecto importante ha sido el estudio del paleokarst relacionado con bauxitas o en contextos similares aunque sin bauxitas, aquí cabe destacar los trabajos de GARCIA-HERNANDEZ et al. (1988, 1989), VERA et al. (1988), VERA et al. (1989), MOLINA et al. (1989b, 1990, 1992, 1995a, b, c), JIMENEZ DE CISNEROS y VERA (1991), MOLINA et al. (1991), JIMENEZ DE CISNEROS et al. (1992, 1993).

2.3.2. Zona de Enlace

Estas bauxitas se encuentran en la Zona de Enlace entre la Cordillera Costero Catalana y la Cordillera Ibérica, concretamente los yacimientos más importantes se sitúan en el macizo de la Nevera de Fuentespalda (provincia de Teruel) que está compuesto por materiales jurásicos y cretácicos con una estructura anticlinal, que se encuentran rodeados por materiales terciarios. Las bauxitas rellenan cavidades kársticas de forma lenticular, paralelas a la estratificación, y bolsadas de formas irregulares. Hay abundantes brechas de colapso con cementos de calcita fibrosa, costras de hematites-goethita, y yeso. Las rocas encajantes son calizas y calizas margosas de edad Oxfordiense superior-Kimmeridgiense (Fm. Polpís) y localmente del Oxfordiense medio (parte superior de la Fm. látova). El paleo-

karst está fosilizado por las arenas de la Fm Utrillas (Albiense-Cenomaniense inferior) y calizas dolomitizadas de edad Cenomaniense. Estas bauxitas se habrían generado a partir de rocas madres lateríticas, concretamente a partir de las arcillas lateríticas y calizas de agua dulce, depositadas en ambientes lacustres con exposiciones subaéreas periódicas (Fm. Cantaperdius de edad Barremiense), que aparecen cerca de los yacimientos de Fuentespalda. La fosilización completa del paleorelieve con la alteración bauxítica tuvo lugar durante el Albiense (MOLINA y SALAS, 1990, 1991, 1993).

2.3.3. Cordillera Costero Catalana

Las bauxitas se encuentran en las provincias de Tarragona y Barcelona, en un relieve paleokárstico desarrollado principalmente sobre calizas y dolomías Triásicas de facies Muschelkalk y más localmente del Jurásico. El período de karstificación más importante tuvo lugar antes del depósito de las bauxitas, pero posteriormente al mismo ha habido también karstificación que produjo además su brechificación y redepósito. Las bauxitas están fosilizadas por arcillas rojas y calizas y dolomías del Paleoceno superior-Eoceno inferior (Fms. Mediona y Orpi). Es difícil precisar la edad de la bauxitización y acumulación debido sobre todo al amplio intervalo de la laguna estratigráfica a la que se encuentran asociadas las bauxitas pero al S y O de los afloramientos bauxíticos aparecen distintas formaciones con niveles de materiales arcillosos y arcillas lateríticas de edades comprendidas entre el Barremiense y el Albiense medio. La bauxitización de estos sedimentos depositados en la vertiente SE del Macizo del Ebro pudo tener lugar principalmente en el Aptiense-Albiense en áreas continentales emergidas durante un tiempo suficiente. Además en el Cretácico superior y Paleoceno pudo haber nuevas alteraciones y redepósito de estos materiales bauxíticos (MOLINA, 1991).

2.3.4. Pirineos

Las bauxitas de los Pirineos se encuentran en la provincia de Lérida en tres unidades tectónicas alóctonas: 1) Sierras Marginales; 2) Montañas de Peramola, y 3) Subunidades Intermedias entre

las unidades de Montsec-Pedraforca y de Port del Compte. Se encuentran situadas en un relieve paleokárstico, con un importante control por fallas, desarrollado sobre calizas y dolomías jurásicas y están cubiertas por calcarenitas bioclásticas y margas de edades comprendidas entre el Cenomaniense y el Campaniense. La génesis de las bauxitas se habría producido entre el Aptiense inferior y el Cenomaniense inferior, de acuerdo con la laguna estratigráfica más corta deducida a partir de los datos bioestratigráficos (MOLINA et al., 1994). Son bauxitas del tipo Languedoc-Provenza, alóctonas o paralóctonas, con poca meteorización in situ después de su depósito, y que se preservaron sólo en relieves paleokársticos, principalmente paleodolinas. Se habrían originado a partir de la bauxitización, de los niveles arcillosos de la cobertera sedimentaria del Macizo del Ebro. Paleogeográficamente estas bauxitas aparecen en una franja alargada, paralela a la antigua línea de costas, como lo demuestran los lignitos y facies parálitas asociadas, con una paleolatitud de unos 27° en el Aptiense, y por tanto en un área climáticamente muy favorable para la bauxitización (MOLINA et al., 1994, 1995a).

3. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS DE FUTURO

El objetivo de investigación del Grupo Español del trabajo del proyecto nº 287 (Tethys karst bauxites) del PICG ha sido el estudio de las bauxitas kársticas de España que se sitúan en cuatro regiones bauxíticas: 1) Zona Subbética; 2) Zona de Enlace; 3) Cordillera Costero Catalana; y 4) Pirineos. Hay además algunos afloramientos dispersos mucho menos importantes. Todas estas bauxitas pertenecen a la franja de bauxitas Mediterránea.

Las principales características de las bauxitas españolas se han establecido, principalmente de acuerdo con los siguientes criterios: a) período de génesis y acumulación; b) edad de las rocas encajantes, infrayacentes y suprayacentes; c) tipos de paleokarsts relacionados; d) litología de las bauxitas y sedimentos relacionados; y e) posición tectónica. Como puede verse en la Fig. 2 las edades de los lechos infrayacentes varían desde el Triásico (facies Muschelkalk) en la

Cordillera Costero Catalana al Aptiense en los Pirineos; las edades de los materiales suprayacentes desde el Oxfordiense (Zona Subbética) al Paleoceno (Cordillera Catalana); y los episodios probables de bauxitización y acumulación desde el Jurásico medio (Zona Subbética) al Paleoceno (Cordillera Catalana). Las rocas encajantes son calizas marinas someras o dolomías secundarias que están cubiertas por calizas lacustres y marinas muy someras y/o margas y areniscas continentales; en la Zona Subbética el paleokarst está fosilizado por calizas pelágicas someras (Fm. Ammonítico Rosso). La karstificación es generalmente intensa, de modo que las bauxitas aparecen principalmente en cavidades kársticas en el Subbético y en la Zona de Enlace, y en paleodolinas, con un importante control por fallas en los Pirineos y Cordillera Catalana. Pueden diferenciarse tres épocas bauxitogénicas principales: 1) Jurásico medio; 2) Barremiense-Aptiense, que es la más importante; y 3) Paleoceno.

Las bauxitas, a excepción de las localizadas en la Cordillera Catalana, se encuentran en unidades tectónicas alóctonas, mantos de corrimiento y/o cabalgamientos, con una estructura compleja, lo que hace difícil de establecer reconstrucciones paleogeográficas totalmente precisas.

Queda mucho por hacer ya que varios aspectos o problemas importantes permanecen sin resolver parcial o totalmente, entre ellos podemos destacar los siguientes: 1) Grado de autoctonía o aloc-tonía de estos depósitos, y especialmente en el último caso, determinar el área fuente (rocas madre) y el modelo de transporte y sedimentación. 2) Es importante seguir estudiando la geoquímica de estas bauxitas en relación con la paleogeografía, principalmente la distribución primaria y migración secundaria de los elementos traza. 3) Establecer los controles sobre el desarrollo del paleokarst y paleorelieve en las fases de exposición subaérea, y diferenciación de episodios de karstificación bauxitogénica y no-bauxitogénica superpuestos. 4) Analizar la correlación entre episodios de karstificación "bauxíticos" y "no-bauxíticos", cambios en el nivel del mar y tectónica local. Para todo esto, se necesitaría precisar al máximo la bioestratigrafía y edad de las bauxitas, teniendo en cuenta que esto último puede ser muy difícil, debido principalmente al enorme intervalo de tiempo que abar-

can las discontinuidades estratigráficas a las que se encuentran ligadas. 5) Es importante realizar reconstrucciones paleogeográficas precisas en estas unidades alóctonas con tectónica compleja. 6) Sería también muy interesante establecer la posible relación de fases de exposición subaérea "bauxítica" con intervalos de tiempo con buenas condiciones paleoclimáticas o paleogeográficas para la bauxitización, y/o con vulcanismo que provocara el aumento de la cantidad de polvo atmosférico.

AGRADECIMIENTOS

A los Doctores György Bardossy, Pierre-Jean Combes, Concha Jiménez de Cisneros, László Korpás, Agustín Martín-Algarra, Josep-María Mata-Perelló, Andrea Mindszenty, Antonio Molina-Díaz, Luis M. Nieto, Salvador Ordóñez, W. E. Petraschek (q.e.p.d.), Pedro A. Ruiz-Ortiz, Ramón Salas, Ida Valetton, Juan Antonio Vera y Manuel Viladevall por la ayuda prestada. Al Dr. Marcos A. Lamolda por su labor correctora de este manuscrito.

REFERENCIAS

- ALIAS, L.J., ORTIZ, R. y RODRIGUEZ GALLEGU, M. (1972): *Mineralogía de un yacimiento de bauxita situado al N. de Zarzadilla de Totana (prov. de Murcia)*. Estudios Geol., 28, 209-215.
- ALIAS, L.J., ORTIZ, R. y PEREZ SIRVENT, C. (1974): *Estudio termooanalítico de las bauxitas de la Sierra de Ponce, Zarzadilla de Totana (Murcia)*. Estudios Geol., 30, 605-610.
- ALMERA, J. (1900): *Mapa Geológico y Topográfico de la provincia de Barcelona. Región tercera o del río Foix y la Llacuna. Escala 1:40.000*. Tip. E. Brossa. Barcelona.
- ANONIMO (1917): *Criaderos de bauxita en Cataluña*. Ibérica, Tortosa, VII (179), 355.
- ANONIMO (1918): *Naturaleza, origen y edad de las bauxitas de Sierra de La Llacuna (Barcelona)*. Ibérica, Tortosa, X (241), 114-115.
- BARDOSSY, G. (1982): *Karst Bauxites. Bauxite Deposits on Carbonate Rocks*. Dev. in Econ. Geol., 14, Elsevier, 441 pp.
- BARDOSSY, G. y FONTBOTE, J.M. (1977): *Observations on the age and origin of the reported bauxite at Portilla de Luna, Spain*. Econ. Geol., 72, 1355-1358.
- BATALLER, J.R. (1919): *Las bauxitas de Cataluña*. Rev. R. Acad. Ciencias, Madrid, XVIII, 422-470.

BATALLER, J.R. (1921): *Nou jaciment de bauxita a Catalunya*. Bul. Inst. Catalana d' Hist. Nat., XXI, 152.

BATALLER, J.R. (1943): *Las bauxitas del Pirineo de Lérida*. Mem. Real Acad. Cienc. y Artes, Barcelona, terc. ep., n. 562, v. 27(2), pp. 1-55.

BLANCO, J.A., CORRAL, J.R. y SANCHEZ, S. (1989): *La alteración prealbense y sus posibilidades mineras en el borde S. de la Cordillera Cantábrica (León y O. de Palencia)*. XII Congr. Español Sedim., Bilbao, Simposios, 263-272.

BUSTILLO, M., FORT, R. y ORDOÑEZ, S. (1990): *Aplicación del coeficiente de acumulación de elementos traza a las bauxitas del noreste de España*. Bol. Geol. Min., 101, 899-904.

CABALLERO, A., MENENDEZ DEL VALLE, F. y MARTIN-VIVALDI, J.L. (1974): *Yacimientos españoles de bauxitas y aluminas*. Bol. Geol. Min., 85, 32-42.

CALAFAT, J. (1906 a): *Excursión mineralógica al norte de España y noticia sobre la giobertita de Reinosa y la gibbsita de Puente Arce (Santander)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., VI, 471-478.

CALAFAT, J. (1906 b): *Análisis de la gibbsita de Puente Arce (Santander)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., VI, 523-524.

CALAFAT, J. (1910): *Investigación sobre los minerales de aluminio en España*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., X, 238-242.

CALAFAT, J. (1917 a): *Descubrimiento de yacimientos de bauxita*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., XVII, 150.

CALAFAT, J. (1917 b): *Sobre los nuevos yacimientos de bauxita españoles*. Bol. Real Soc. Española Hist. Nat., XVII, 415-418.

CALDERON, S. (1900): *Sobre la existencia en España de la bauxita*. Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat., XXIX, 162-163.

CANTOS, J. (1950): *Descubrimiento de una nueva zona bauxitífera en Cataluña*. Ibérica (2ª época), Barcelona, XII (197), 361-363.

CAÑADA, F. y GARCIA, J.M. (1975): *Estudio geológico minero del área bauxitífera de La Llacuna*. Jornadas Minero-Metalúrgicas, Asoc. Nac. Ingenieros de Minas de España, Bilbao, pp. 341-352.

CLOSAS, J. (1942): *Els nous jaciments de bauxita*. Bul. Inst. Cat. Hist. Nat., XXXVII, 22-29.

CLOSAS, J. (1945): *Criaderos de bauxita y su explotación*. Informe inédito "La Alquimia" C.A., Barcelona. 146 pp.

CLOSAS, J. (1954): *Las bauxitas del NE de España*. XIX Congr. Geol. Internat., Alger, sect. 12, fasc. 12, pp. 199-223.

CLOSAS, J. (1955): *El concepto de "bolsada" en los yacimientos de bauxita*. Homenaje póstumo al Dr. Francisco Pardiño Vaquer, Univ. Barcelona, pp. 133-134.

COMBES, P.J. (1967): *Contribution à l'étude de la genèse des*

bauxites: Paleo-géographie du Cretacé inférieur et bauxites dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne). C. R. Acad. Sc. Paris, 264, 703-706.

COMBES, P.J. (1969 a): *Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariege (France)*. Mem. Centre Etudes et Rech. Geol. et Hydrogeol., Montpellier, III-IV, 342 pp.

COMBES, P.J. (1969 b): *Observations et interpretations nouvelles sur les bauxites du nord-est de l'Espagne (stratigraphie, paleogeographie, genèse)*. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., LIV, 265-280.

COMBES, P.J., GLAÇON, G. y GRAMBAST, L. (1966): *Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Crétacé inférieur du Nord-Est du Maestrazgo (Espagne)*. C. R. somm. Soc. géol. France, 10, 390-391.

FAURA, M. (1918): *Naturalesa, origen i edat de formació de les bauxites de la Serra de la Llacuna*. Bul. Inst. Catalana Hist. Nat., XVIII, 49-55.

FAURA, M. y BATALLER, J. R. (1917): *Les bauxites de la Serra de La Llacuna*. Bull. Inst. Cat. Hist. Nat., 17, 123.

FAURA, M. y BATALLER, J.R. (1920): *Les bauxites triasiques de la Catalogne*. Bull. Soc. Geol. France, ser. 4, 20, 251-267.

FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. (1987): *El Complejo Urgoniano en el sector oriental del anticlinorio de Bilbao*. Kobie, 16, 7-184.

FONRODONA, F. (1917): *Comunicación oficial de la existencia de criaderos de bauxita en Cataluña*. Rev. Minera, Madrid, LXVIII, 264.

FONT-ALTABA, M. y CLOSAS, J. (1960 a): *Estudio de un yacimiento de bauxita en el Paleozoico de León*. Estudios Geol., 16, 157-161.

FONT-ALTABA, M. y CLOSAS, M. (1960 b): *A bauxite deposit in the Paleozoic of Leon, Spain*. Econ. Geol., 55: 1285-1290.

FONT-TULLOT, J.M. (1951): *Análisis rontgenográficos de algunas bauxitas de la región NE de España*. Estudios Geol., 13, 113-130.

GALAN, E., LOPEZ AGUAYO, F. y AZA, S. (1976): *Bauxitic clays of NE Teruel (Spain)*. Seventh Conf. Clay Mineralogy and Petrology, Karlovy Vary, 487-497.

GARCIA-HERNANDEZ, M., MAS, J.R., MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1988): *Episodio de karstificación en litorales insulares del Jurásico superior (Fm. Ammonítico Rosso, Subbético Externo, provincia de Córdoba)*. III Coloq. Estratig. y Paleogeog. Jurásico España, Logroño, Resúmenes, 32-35.

GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C., MARTIN-ALGARRA, A., MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1989): *Las discontinuidades mayores del Jurásico en las Cordilleras Béticas: Análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios*. Cuad. Geol. Ibérica, 13, 35-52.

GARCIA SIÑERIZ, J. (1950): *Aprovechamiento industrial de las bauxitas de la zona subpirenaica para la producción de óxido de aluminio*. Imp. Antonio J. Rovira, Artes Gráficas, Barcelona, 21 pp.

GOETZ, R. (1917): *La existencia de bauxita en España*. Rev. Minera, Madrid, LXVIII, 297-299.

GOETZ, R. (1920): *La bauxita de Cataluña*. Rev. Minera, Madrid, LXXX, 224-225 y 359-361.

GOMES, C.S.F. (1992): *The karst type bauxitic clay of Andorinha (Cantanhede-Portugal): A product of authochthonous weathering*. III Congr. Geol. Esp. y VIII Congr. Latinoamericano. Simposios, Salamanca, I, 235-242.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1920a): *Condiciones geológicas de los yacimientos catalanes de bauxitas*. Bol. Inst. Geol. España, XLI, 8-147.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1920b): *Geología y formación de los criaderos catalanes de bauxita*. Rev. Minera, Madrid, LXXI, 193-198 y 209-211.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1920c): *Algunas palabras más acerca de las bauxitas de Cataluña*. Rev. Minera, LXXI, 385.

IGME (1972): *Mapa predictor de las mineralizaciones de aluminio*. Mapa Metalogenético de España. Escala 1:1.500.000. Madrid.

IGME (1974 a): *Mapa metalogenético de España*, E. 1:200.000. Hojas n. 24 (Berga), n. 34 (Hospitalet), n. 41 (Tortosa) y n. 79 (Murcia). Madrid.

IGME (1974 b): *Monografías de Rocas Industriales. Bauxita y Laterita*. Colección Informe. 68 pp.

IGME (1974 c): *Investigación de minerales de bauxita. Fuentespalda, Teruel*. Fase previa. Colección Informe. 77 pp.

IGME (1974 d): *Estudio previo para la investigación de bauxita en el subsector I, Cataluña, Area 3, La Llacuna (Barcelona y Tarragona)*. Colección Informe, 41 pp.

JIMENEZ DE CISNEROS, C., MOLINA, J.M., NIETO, L.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1992): *Datos isotópicos de calcretas en un paleokarst jurásico (Subbético Externo, provincia de Jaén)*. Actas III Congr. Geol. España y VIII Congr. Latinoamericano de Geología, I, 137-140.

JIMENEZ DE CISNEROS, C., MOLINA, J.M., NIETO, L.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1993): *Calcretes from a palaeosinkhole in a Jurassic palaeokarst (Subbetic, Southern Spain)*. Sedim. Geol., 87, 13-24.

JIMENEZ DE CISNEROS, C. y VERA, J.A. (1991): *Geochemistry of speleothems from Jurassic palaeokarst (Subbetic, southern Spain)*. Sedim. Geol., 73, 191-208.

JUNGWIRTH, J. (1951): *Bauxit in Spanien und seine Stellung zu den Bauxiten des "Mittelmertypus"*. Montan-Zeitung, 67(4), 59-64.

KINDELAN, U. (1948): *Fabricación de alúmina con materias primas españolas*. Minería y Metalurgia, 81, 3-14.

LA IGLESIA, A. y ORDOÑEZ, S. (1990): *Cristalinidad de caolinitas en yacimientos de bauxitas cársicas del NE de España*. Bol. Soc. Esp. Miner., 13, 81-90.

LAPPARENT, A.F. de (1950): *Niveau stratigraphique des bauxites d'Espagne*. C. R. Acad. Sc. Paris, 230, 983-984.

MATA-PERELLO, J.M. (1984): *Estudi de les possibilitats bauxíferes de Catalunya*. Cantil, 2, 1-34.

MATA-PERELLO, J.M. (1990): *Els Minerals de Catalunya*. Mem. Inst. Catalana d' Hist. Nat., XIII, 442 pp.

MATA-PERELLO, J.M. y MONTORIOL-POUS, J. (1975): *Nota referente a la bibliografía sobre los óxidos de Cataluña*. Acta Geol. Hispán., X(3), 89-100.

MOLINA, J.M. (1991): *A review of karst bauxites and related paleokarsts in Spain*. Acta Geol. Hungarica, 34, 179-194.

MOLINA, J.M. (1992): *Palaeogeographic setting and origin of some spanish bauxites and related paleokarsts*. Abstracts 7th Congress ICSOBA, Balatonalmadi (Hungary), 6.

MOLINA, J.M., NIETO, L.M. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1992): *Paleokarst jurásico en la Unidad del Ventisquero (Subbético Externo, Cordilleras Béticas)*. Geogaceta, 11: 74-76.

MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1989 a): *Jurassic karstic bauxites in the Subbetic of Southern Spain*. 10th I.A.S. Regional Meet. Sedim., Budapest, Abstracts, 164-165.

MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1989 b): *Escarapes de falla jurásicos karstificados: un posible margen bypass de umbral pelágico. Subbético externo*. XII Cong. Esp. Sedim., Bilbao, Comunicaciones, 149-152.

MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA (1990): *Diagnostic features in Mesozoic sedimentary outcrops of the Betic Cordillera (Southern Spain)*. 13th Internat. Sedim. Congress, Nottingham, Abstracts, p. 157.

MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1991): *Jurassic karst bauxites in the Subbetic. Betic Cordillera, Southern Spain*. Acta Geol. Hungarica, 34, 163-178.

MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1994): *Karstic bauxites in the Spanish Pyrenees (province of Lleida): related palaeokarsts and stratigraphy*. 15th Regional Meet. I.A.S., Ischia, Abstracts, 287-288.

MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1995 a): *Bauxitas y paleokarsts relacionados en el Pirineo Catalán (provincia de Lleida)*. XIII Congr. Español Sedim., Teruel, Comunicaciones, 85-86.

MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1995 b) *Un modelo de karstificación polifásica en márgenes extensivos (Jurásico y Cretácico de la Cordillera Bética)*. XIII Congr. Español Sedim., Teruel, Comunicaciones, 83-84.

MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1995 c) *Neptunian dykes and associated features in southern Spain:*

mechanics of formation and tectonic implications. Discussion. Sedimentology, 42, 957- 969.

MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A., VERA, J.A. y CALONGE, A. (1994): *Bauxitas cársicas de la Sierra de Boada (Sierras Marginales surpirenaicas, Alós de Balaguer, Lleida)*. Geogaceta, 16, 148-150.

MOLINA, J.M. y SALAS, R. (1990): *Mesozoic karstic bauxites in Fontdespala (province of Teruel, Spain): Origin and paleogeography*. Abstracts, IGCP-287 Working Meeting No. 2, Delphi, Greece, pp. 29- 30.

MOLINA, J.M. y SALAS, R. (1991): *Bauxitas cársicas del Cretácico inferior en Fontdespala (provincia de Teruel): Estratigrafía, origen y paleogeografía*. III Coloquio Cretácico España, Morella, Resúmenes, 51.

MOLINA, J.M. y SALAS, R. (1993): *Bauxitas cársicas del Cretácico inferior en Fuentespalda (provincia de Teruel): Estratigrafía, origen y paleogeografía*. Cuad. Geol. Ibérica, 17, 207-230.

MOLINA, J.M., SALAS, R., MARTIN-ALGARRA, A., MATA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A., VERA, J.A. y VILADEVALL, M. (1990): *A review of karstic bauxites and related paleokarsts in Spain*. Abstracts, IGCP-287 Working Meeting No. 2, Delphi, Greece, 17-18.

MOLINA-DIAZ, A., MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1987): *Técnica de análisis rápido de Al₂O₃ y Fe₂O₃ en rocas bauxíticas*. Acta Geol. Hispánica, 21-22, 593-597.

MOTTA, F. y ROCH, E. (1962): *Bauxites d'Espagne: Observations et interpretations*. Acta Geologica Hungarica, VII(2-4), 285-291.

ORDOÑEZ, S. (1977 a): *Las bauxitas españolas como mena del aluminio*. Serie Universitaria 33, Fundación Juan March. 64 pp.

ORDOÑEZ, S. (1977 b): *El problema de las bauxitas en España*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 75, 97-105.

ORDOÑEZ, S. (1991): *Bauxitas*. En: *Yacimientos Minerales* (R. Lunar y R. Oyarzun, Eds.). Centro de Estudios Ramón Areces, 535-579.

ORDOÑEZ, S. (1992a): *Bauxitas de España*. En: *Recursos minerales de España* (J. García Guinea y J. Martínez Frías, Coord.). C.S.I.C., 221-238.

ORDOÑEZ, S. (1992b): *Bauxitas*. En: *Recursos minerales de España* (J. García Guinea y J. Martínez Frías, Coord.). C.S.I.C., 197-219.

ORDOÑEZ, S. y AMOROS, J.L. (1979): *Textural aspects in bauxites*. Trabaux ICSOBA, 15, 49-54.

ORDOÑEZ, S., BUSTILLO, M., FORT, R. y MENDUIÑA, J. (1989 a): *Estudio geoquímico de las bauxitas del noreste de España*. III Congr. Geoquímica España, 1, 61-71.

ORDOÑEZ, S., BUSTILLO, M., FORT, R. y MENDUIÑA, J. (1989 b): *Trace element geochemistry of karstic bauxites from*

Northeast Spain. Abstracts 28th Internat. Geol. Congr., Washington, 3, 495.

ORDOÑEZ, S., DOVAL, M. y MINGARRO, F. (1980): *El yacimiento bauxífero de Portillo de Luna (León, España)*. 26 Congr. Geol. Internat., Paris, Resúmenes, III, 981.

ORDOÑEZ, S., FORT, R. y BUSTILLO, M. (1990): *Estudio de las tierras raras en las bauxitas cársicas del Noroeste de la Península Ibérica*. Estudios Geol., 46, 373-384.

ORDOÑEZ, S., MEJIAS, A.G. y MENDUIÑA, J. (1989 c): *Stratigraphic position of karstic bauxites deposits in Northeastern Spain*. Abstracts 28th Internat. Geol. Cong., Washington, 3: 494.

ORDOÑEZ, S. y MINGARRO, F. (1979): *Conceptual diagrams in bauxite ore genesis*. Travaux ICSOBA, 15, 43-48.

ORDOÑEZ, S., SORIANO, J. y BALDOMERO, J.A. (1989 d): *Genesis and mineralogical evolution of karstic bauxites in Northeastern Spain*. Abstracts 28th Internat. Geol. Congr., Washington, 2: 550.

ORDOÑEZ, S., SORIANO, J. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1989 e): *Mineralogénesis de bauxitas cársicas del NE de España: datos químicos de EDRX*. III Congr. Geoquímica España, 1, 45-60.

ORTIZ SILLA, R. (1971): *Estudio geológico de un sector al Norte de Zaradilla de Totana. Mineralogía y génesis de bauxitas*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Granada. 192 pp.

PETIT, M. y ESTALELLA, J. (1947): *Estudio sobre el beneficio de las menas nacionales de aluminio. III) Acerca del contenido en materia orgánica de las bauxitas de Santa María de Miralles*. An. Física y Química, 43, 649-663.

PETIT, M. y MENSA, J.M. (1947): *Estudio sobre el beneficio de las menas nacionales de aluminio. II) Resultados analíticos obtenidos en diversos tipos de bauxitas nacionales*. An. Física y Química, 43, 639- 648.

QUESADA, A. (1981): *Hallazgo de bauxita en el Paleozoico de Guadalajara. Indicio mineralógico o yacimiento potencial?*. Tecniterrae, 39, 6-15.

RIOS, J.M. y ALMELA, A. (1950 a): *Descubrimiento de una nueva zona bauxífera en Cataluña*. Notas y Com. Inst. Geol. Min. España, 20,179-186.

RIOS, J.M. y ALMELA, A. (1950 b): *Una nueva zona de bauxitas en la provincia de Lérida*. II Congr. Ingeniería, I.G.M.E.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1950): *Estudio geológico de los criaderos de bauxita del NE de España*. Imp. Antonio J. Rovira, Artes gráf., Barcelona. 35 pp.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1954): *Geología de las bauxitas españolas*. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. Extraord. Hom. E. Hernández Pacheco, 579-607.

SANZ, J. (1952): *Las bauxitas catalanas*. Ibérica (2ª época), XVI (273), 41-42.

SEBASTIAN, E.M., RODRIGUEZ-GALLEGO, M. y PEREZ-LORENTE, F. (1983): *Mineralogía y génesis de la haloisita de Haro (La Rioja)*. Bol. Soc. Esp. Miner., 1983, 133-138.

SEBASTIAN, E.M., RODRIGUEZ-GORDILLO, J., RODRIGUEZ-GALLEGO, M. y MARTIN-RAMOS, J.D. (1985): *Nordstrandita, Al(OH)3, en las bauxitas de Haro (La Rioja)*. Bol. Soc. Esp. Miner., 1985:83- 89.

SEBASTIAN, E.M.; MARTIN-RAMOS, J.D.; RODRIGUEZ-GORDILLO, J.F.; RODRIGUEZ-GALLEGO, M. y PEREZ-LORENTE, F. (1986): *Mineralogy and geochemistry of bauxites from Haro (La Rioja, Spain)*. Proc. Internat. Meet. "Geochemistry of Earth Surface and Processes of Mineral Formation" (R. Rodríguez-Clemente y Y. Tardy, Eds.), 301-307.

SOVAGE, J.F. y KRIEST, J. (1986): *A Stephanian bauxite from Ocejo de la Peña (León)*. Breviora Geologica Asturica, 1-2, 1-3.

VERA, J.A., MOLINA, J.M., MOLINA-DIAZ, A. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1987): *Bauxitas kársticas jurásicas en la Zona Subbética (Zaradilla de Totana, prov. Murcia, sureste de España): Interpretación paleogeográfica*. Acta Geol. Hispánica., 21-22, 351-360.

VERA, J.A., MOLINA, J.M. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1990): *Paleokarsts and bauxites in the Subbetic Zone, Betic Cordillera (Spain)*. Abstracts, IGCP-287 Working Meeting No. 2, Delphi, Greece, pp. 23-24.

VERA, J.A., PALOMO, I., y ORTEGA-HUERTAS, M. (1989): *Influencia del paleokarst en la mineralogía de las arcillas del Lías de Algarinejo (Subbético Medio)*. Geogaceta, 6, 16-19.

VERA, J.A., RUIZ-ORTIZ, P.A., GARCIA-HERNANDEZ, M. y MOLINA, J.M. (1988): *Paleokarst and related pelagic sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain*. In: *Paleokarst*. N.P. James and P.W. Choquette (Eds.). Springer-Verlag. New York, pp. 364-384.

Original recibido: Septiembre de 1996.
Original aceptado: Abril de 1997.

RELACION ENTRE METAMORFISMO Y MINERALIZACION EN LAS ROCAS BASICAS Y ULTRABASICAS DE MINA SALAMANCA Y LOS GATEADOS (PROVINCIA DE MENDOZA, ARGENTINA).

Por A. SANCHEZ-ANGUITA (*), J. F. MOLINA (**), F. GERVILLA (**), P. FENOLL HACH-ALI (***) y R. D. ACEVEDO (***)

RESUMEN

Las rocas básicas-ultrabásicas del distrito de Mina Salamanca y de Los Gateados están constituidas por serpentinitas, gabros y anfibolitas intercaladas en una potente secuencia metapelítica, en la Cordillera Frontal de Mendoza (Argentina). Estas rocas se encuentran parcialmente metamorfozadas en facies de anfibolitas con epidota y, posteriormente, en facies de esquistos verdes. Asociada a este segundo evento y a la intrusión de cuerpos de granodioritas, tuvo lugar la removilización de una mineralización de sulfuros primarios diseminados en serpentinitas y, en menor medida en gabros, como resultado de un fuerte gradiente de fO_2 en los cuerpos básicos-ultrabásicos. Los sulfuros procedentes tanto del lixiviado de las rocas básicas-ultrabásicas como de las intrusiones granodioríticas se depositan en zonas más reductoras (tales como la zona de falla de Mina Salamanca), originando una mineralización masiva. Este proceso tuvo lugar en unas condiciones térmicas en torno a 300-400°C.

Palabras clave: Rocas básicas-ultrabásicas, Facies de anfibolitas con epidota, Facies de esquistos verdes, Asociación serpentina-talco-magnesita, Mena de sulfuros de Cu-Zn, Cordillera Frontal, Argentina.

ABSTRACT

The basic-ultrabasic rocks from the Mina Salamanca mining district and from Los Gateados consist of serpentinites, gabbros and amphibolites. They occur within a thick metapelitic sequence in the Cordillera Frontal of Mendoza (Argentina). These rocks are partially metamorphosed in epidote-bearing amphibolites facies conditions and lately in green-schists facies conditions. During the latter event and coeval with the intrusion of granodiorite bodies, the remobilization of a disseminated, primary sulfide mineralization in serpentinites and at lesser extent in gabbros, took place as the result of a strong fO_2 gradient in the basic-ultrabasic bodies. Sulfides from the leaching of basic-ultrabasic rocks and from the granodiorite intrusions deposited in more reductive environments (like the fault zone in Mina Salamanca), giving rise to massive ores. This process took place, tentatively, around 300-400°C.

Key words: Basic-ultrabasic rocks, Epidote amphibolite facies, Greenschist facies, Serpentine-talc-magnesite assemblage, Cu-Zn sulfide ore, Cordillera Frontal, Argentina.

(*) Depto. Mineralogía y Petrología. Fac. Ciencias. Avda. Fuentenueva, s/n. 18002 Granada.

(**) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (Universidad de Granada-CSIC) y Dpto. de Mineralogía y Petrología. Fac. Ciencias. Avda. Fuentenueva s/n. 18002 Granada.

(***) Centro Austral de Investigaciones Científicas. CONICET. Malvinas Argentinas, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina.

1. INTRODUCCION

El distrito minero Salamanca y el área de Los Gateados forman parte de la Cordillera Frontal, dentro del Departamento de Tupungato (Provincia de Mendoza, Argentina). Esta zona se localiza a unos 95 kms al SSO de la ciudad de

Mendoza. El distrito minero Salamanca comprende tres minas de Cu: Mina Salamanca, Mina Barrera y Mina Luisa, y ha sido trabajado, con numerosas interrupciones, desde 1852 hasta nuestros días. Actualmente la explotación de Cu ha cesado, cediendo su lugar a la explotación de talco, el cual aparece como ganga de la mineralización de sulfuros (GREGORI y BJERG, 1992).

En los trabajos previos se ha abordado el estudio geológico regional (POLANSKY, 1972; VILLAR et al., 1989b), la mineralización (tanto globalmente como aspectos particulares de ella) (GONZALEZ-STEGERMANN, 1949; BRODTKORB, 1971; VILLAR, 1975, 1989a; BJERG, 1984, 1985; BJERG, 1994; ACEVEDO et al., 1994; SANCHEZ-ANGUITA et al., 1995) y la roca encajante de la mineralización (VILLAR et al., 1989b); pero no se ha situado con claridad la relación de los diferentes tipos de mineralización existentes respecto al metamorfismo de la región. En este trabajo se ha intentado establecer, mediante el estudio textural, mineralógico y químico de las diferentes asociaciones metamórficas encontradas en gabros más o menos anfibolitizados y anfibolitas, y el estudio textural y mineralógico de serpentinitas y metapelitas, de Mina Salamanca y Los Gateados, la relación metamorfismo-mineralización, especialmente para las mineralizaciones masivas de Mina Salamanca.

2. CONTEXTO GEOLOGICO

La Cordillera de los Andes se divide en tres grandes unidades morfoestructurales: Precordillera, Cordillera Frontal y Cordillera Principal. Tan sólo esta última forma parte del edificio andino propiamente dicho. Es la zona geológicamente más joven y está constituida por materiales volcánicos y sedimentarios (KOSZLOWSKI et al., 1993). La Precordillera está compuesta por rocas metamórficas del Precámbrico y del Paleozoico y la Cordillera Frontal presenta una cobertera vulcano-sedimentaria triásica y un sustrato metamórfico precámbrico (POLANSKY, 1972).

La serie de la Cordillera Frontal en la zona de estudio está compuesta por metapelitas, básicamente esquistos, cuarcitas y gneises, que constituyen la Formación Macho Viejo, a la que se ha asignado una edad precámbrica (POLANSKY, 1972).

Esta serie contiene frecuentemente intercalaciones de rocas básicas metamorizadas. En el distrito minero Salamanca estas intercalaciones están compuestas, de abajo a arriba, por serpentinitas, gabros y anfibolitas (Fig. 1). Las serpentinitas y, en menor medida las anfibolitas, muestran un importante grado de alteración hidrotermal que da lugar a la formación de depósitos de talco (GREGORI y BJERG, 1992).

Estos materiales muestran una foliación penetrativa asociada al desarrollo de pliegues apretados

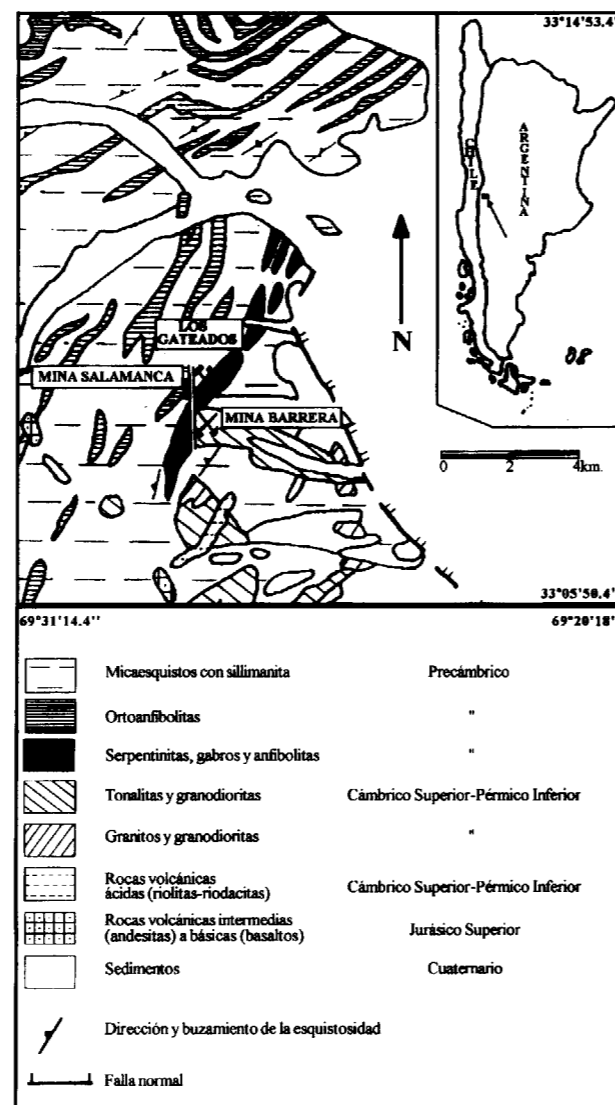


Fig. 1. Mapa geológico regional con la localización de los afloramientos de rocas básicas-ultrabásicas estudiados (modificado de POLANSKY, 1972).

subverticales de dirección NNE-SSO, con su eje buzante hacia el NNE. En Mina Salamanca las rocas básicas-ultrabásicas ocupan el núcleo de una estructura sinforme, mientras que en Los Gateados ocupan el núcleo del antiforme nororiental contiguo. Hacia el S de Mina Salamanca se sitúan Mina Luisa y Mina Barrera, la cual se localiza en el cierre periclinal del sinforme. La foliación asociada presenta una dirección general N-NE y buzamientos de 50-80° hacia el O y al E. Estas estructuras se encuentran frecuentemente cortadas por venas de cuarzo (\pm carbonatos).

En el área cercana a la mina existen pequeños afloramientos (stocks) de rocas intrusivas granodioríticas y tonalítico-granodioríticas, y filones de cuarzo. El carácter intrusivo de la granodiorita y tonalita-granodiorita se pone de manifiesto por la ausencia de deformación, y la existencia de pequeñas apófisis (apenas unos 20 cm. de espesor) en la zona de contacto con el gneis encajante, discordantes con este. Los filones de cuarzo se presentan bien con una orientación aproximada NNE o bien siguiendo la dirección E-O. Pueden tener potencias de hasta 5-6 m y corridas de varios centenares de metros, y cortan la foliación de la roca de caja.

3. DESCRIPCION PETROGRAFICA

3.1 Metapelitas

En la región estudiada, las metapelitas encajantes pueden ser de diversos tipos: esquistos (granatíferos, micáceos, cuarzosos, cloríticos) y gneises.

Los esquistos granatíferos poseen un bandeo metamórfico originado por la alternancia de bandas ricas en cuarzo y bandas ricas en mica incolora; tienen además una especie de agregados de sericita e hidróxidos de hierro, posiblemente derivados de la alteración del granate, el cual se conserva residualmente en algunas muestras. Como componentes adicionales están: plagioclasa, clorita, biotita, calcita y sillimanita. La escasa plagioclasa se presenta saussuritizada; la clorita se encuentra dentro de microfracturas intracristalinas en granates o bien como producto de transformación de la biotita, la sillimanita como cristales o haces de cristales muy

pequeños de hábito acicular, y la calcita rellenando microfracturas.

Los esquistos cloríticos (probablemente derivados de alteración de rocas ígneas básicas) contienen clorita y magnetita como componentes fundamentales, con cuarzo, hidróxidos de hierro y plagioclasa como componentes minoritarios. La clorita constituye la mayor parte de la roca. La magnetita se presenta como cristales idiomorfos diseminados, con un tamaño medio de 1 mm.

Los gneises presentan textura granolepidoblástica, con el cuarzo formando agregados granoblásticos a menudo fracturados, y la biotita está orientada, definiendo la esquistosidad de la roca. Esta también forma agregados en gavilla o se presenta crenulada. Asociada a ella hay cristales de plagioclasa saussuritizada, sobre todo en las proximidades de pequeñas zonas de cizalla. Existen también porfidoblastos de granate, alterados a biotita y clorita en los bordes y a favor de pequeñas fracturas.

3.2 Serpentinitas

Las rocas ultramáficas se encuentran normalmente serpentinizadas. Están compuestas por olivino+lizardita+magnetita y/o lizardita+magnetita. En ambos casos existen cantidades localmente importantes de talco, magnesita y brucita, y cantidades menores de tremolita, clorita, crisotilo y antigorita. Presentan una textura mallada, con olivino en el centro de las mallas, y, localmente, con texturas en reloj de arena. Ocasionalmente se encuentran cristales de ortopiroxeno parcialmente serpentinizados (bastitas).

No obstante, lo más frecuente es encontrar la asociación olivino + lizardita + magnetita (+ crisotilo + antigorita + brucita) reemplazada por talco y magnesita, y, en menor medida, por tremolita y/o clorita. El talco reemplaza a la lizardita de una forma pervasiva, formando cristales laminares más o menos irregulares. A veces, se encuentran grandes cristales de olivino (2 cm.) poco serpentinizado en contacto con masas compuestas por grandes cristales (0,30 mm.) de magnesita, estando el contacto revestido por una fina corona de talco de pequeño tamaño (0,05 mm. de espesor) y lizardita. La magnesita se presenta aso-

ciada al talco, bien como agregados granoblásticos de pequeño tamaño (con una media de 0,3 mm.) en pequeñas fracturas de dimensiones milimétricas, bien como grandes cristales (de hasta 1,5 cm.), o como una pasta de grano fino que reemplaza a la serpentina. La tremolita y la clorita tienden a cristalizar como relleno de fracturas, presentándose el anfíbol frecuentemente como haces palmeados de cristales prismáticos, de hasta 2 mm. de longitud, y la clorita en forma de agregados de cristales laminares.

3.3 Gabros y Anfibolitas

Las muestras estudiadas presentan una variación continua desde gabros hasta anfibolitas. En estas rocas se pueden diferenciar distintos tipos de asociaciones:

A. Asociación relictas. El tamaño de los dominios relictos, de morfología lenticular, varía desde apenas 1 mm. hasta 6,5 mm, y se disponen al azar en la roca, si bien es clara su orientación paralela a la foliación. Están constituidos por clinopiroxeno, plagioclasa, anfíbol e ilmenita (Fig. 2A). El clinopiroxeno se presenta en cristales grandes (tamaño máximo 1,2 mm.) o agregados granoblásticos de cristales subidiomorfos (tamaño medio 0,03 mm.). La plagioclasa, que forma cristales mayores (de hasta 1,5 mm.) que los de clinopiroxeno y anfíbol, está bastante saussuritizada, aunque presenta pequeñas zonas frescas. También forma agregados granoblásticos (tamaño medio de cristal 0,1 mm.). Frecuentemente, ambos minerales se presentan intercrecidos, con inclusiones de uno en otro. La ilmenita aparece, bien diseminada en la roca con carácter intersticial, bien como pequeñas inclusiones en clinopiroxeno y plagioclasa. Está corroída y recrecida por pequeños agregados de titanita, o bien revestida por una delgada película de clorita. El anfíbol, de color verde y hábito palmeado, está incluido en la plagioclasa. Se descompone a un agregado de epidota+albita, poniendo de manifiesto la blastesis incipiente de la asociación en facies de anfibolitas con epidota.

B. Asociación metamórfica en facies de anfibolitas con epidota. Se presenta reemplazando a la asociación anterior, parcial o totalmente. Está constituida por anfíbol, epidota monoclinica,

albita, cuarzo y titanita (Fig. 2B). Estos minerales aparecen orientados según la foliación principal descrita, aunque en algunas muestras (gat-3 y gat-4) el anfíbol se encuentra orientado al azar, desarrollando incluso agregados radiales de cristales prismáticos.

Este aparece normalmente en agrupaciones de cristales, mayoritariamente idiomorfos, aunque a veces los bordes de los cristales se encuentran deflecados. Reemplaza al clinopiroxeno y a la plagioclasa de la asociación relictas. Se observan secciones prismáticas de clinopiroxeno relicto casi totalmente reemplazadas por anfíbol, quedando pequeños residuos diseminados de aquel. Las secciones prismáticas de anfíbol a menudo están zonadas, con un núcleo verde claro y la periferia verde más oscura e incluso de color marrón claro, aunque el patrón de zonación en el anfíbol no es tan sencillo, existiendo zonaciones en las que la mitad del cristal prismático es de color verde y la otra es marrón claro, dividiéndose el cristal en dos zonas transversalmente a su eje mayor. El anfíbol posee inclusiones de epidota y raras de titanita.

La epidota aparece como pequeños cristales redondeados subidiomorfos a idiomorfos, frecuentemente zonados. Suele presentarse en forma de numerosas inclusiones en albita poikiloblástica, poco o nada alterada. Además del anfíbol, ésta posee numerosas inclusiones de epidota y escasas de cuarzo y titanita, y forma pequeñas capas intercaladas entre capas muy ricas en anfíbol. Ocasionalmente se observan intercrecimientos mirmekíticos entre cristales de plagioclasa.

La titanita forma, además, coronas alrededor de cristales corroídos de ilmenita, o se presenta formando típicos cristales idiomorfos en "cuña", parcialmente incluidos en ilmenita o en clinopiroxeno; pero siempre en este último caso próxima a la ilmenita. El cuarzo aparece en forma de pequeños cristales incluidos en albita.

C. Asociación metamórfica en facies de esquistos verdes. Esta asociación retrógrada está constituida por clorita, anfíbol, epidota monoclinica, calcita y magnetita (Fig. 2C), y aparece siempre relacionada con venas de carbonato+cuarzo que cortan la foliación y que atraviesan los dominios

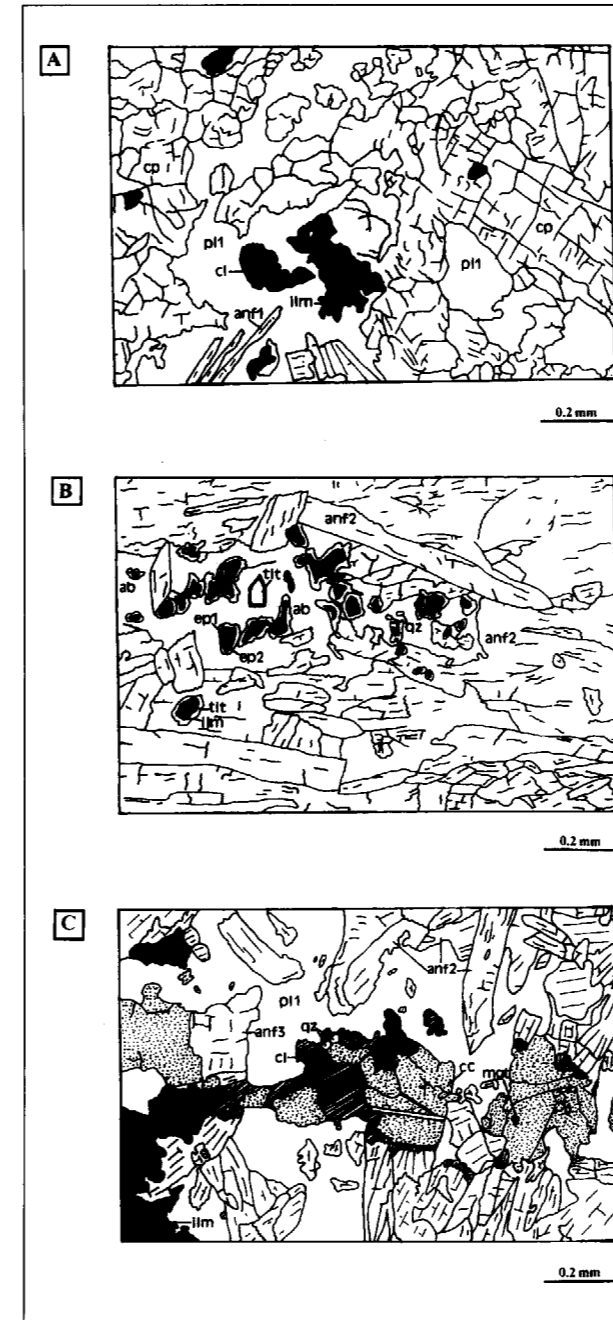


Fig. 2. Esquema textural simplificado de las asociaciones minerales encontradas en los gabros anfibolitizados y anfibolitas de Mina Salamanca y Los Gateados. Las letras A, B y C representan, respectivamente, las asociaciones relictas, metamórfica en facies de anfibolitas con epidota y metamórfica en facies de esquistos verdes. Abreviaturas: cp (clinopiroxeno), pl1 (plagioclasa 1), ilm (ilmenita), anf1 (anfíbol1) (asociación relictas); anf2 (anfíbol 2), ep1 (epidota 1), ab (albita), tit (titanita), qz (cuarzo) (asociación metamórfica en facies de anfibolitas con epidota); cc (calcita), cl (clorita), qz (cuarzo), anf3 (anfíbol 3), mgt (magnetita) (asociación metamórfica en facies de esquistos verdes).

anteriores. Dichas venas forman dos conjuntos: uno aproximadamente paralelo a la esquistosidad, y el otro ortogonal, de mayor grosor que el primero (en ambos casos de dimensiones submilimétricas). Producen alteración en los minerales cercanos, con saussuritización de la plagioclasa y cloritización de los anfíboles, y a veces una ligera oxidación general. En las fracturas, el mineral más abundante es el carbonato (calcita), con cantidades menores de clorita y cuarzo; esta asociación también puede presentarse fuera de las fracturas, reemplazando a las asociaciones anteriores. El carbonato puede presentarse como agregados de grandes cristales espáticos (de hasta 0,5 mm.), o bien como una pasta de grano fino. El cuarzo forma pequeños agregados granoblásticos. La clorita se presenta como agregados masivos o haces de cristales radiales localizados normalmente en las cercanías de las fracturas, raramente en ellas, o bien reemplaza al anfíbol de la asociación anterior. La epidota forma recrecimientos idiomorfos sobre epidota de la asociación anterior. El anfíbol, de color verde, forma cristales prismáticos parcialmente incluidos en las fracturas. Todos estos minerales no muestran inclusiones de otros minerales, excepto la calcita, que presenta raras y pequeñas inclusiones de magnetita.

Las asociaciones descritas se muestran en mayor o menor grado dependiendo del estado de anfibolitización de las muestras estudiadas. Así, en la muestra GAT-3 se observan abundantes dominios relictos definiendo una típica textura ígnea apenas deformada, reemplazados parcialmente por la asociación metamórfica en facies de anfibolitas con epidota, mientras que el grado de anfibolitización es mayor en GAT-4, donde dichas asociaciones pueden presentarse alternantes, definiendo un bandeo observable a simple vista, constituido por bandas de color verde y espesor de hasta 1 cm. (asociación metamórfica en facies de anfibolitas con epidota), que alternan con otras bandas de color marrón claro y menor espesor (3 mm.) (asociación relictas). Con el aumento en el grado de anfibolitización, la asociación relictas se presenta como dominios aislados y envueltos o pequeñas capas submilimétricas (200-300 micras de espesor) dentro de la masa compuesta fundamentalmente por anfíboles pertenecientes a la asociación antes referida (muestra SAL-124). Finalmente, en la muestra

SAL-1 no se encuentran dominios relictos, mostrando el mayor grado de anfíbolización. La asociación en facies de esquistos verdes corta a las anteriores, superponiéndose en parte a ellas, si bien es más fácilmente observable en las muestras más anfíbolizadas (SAL-124 y SAL-1). La relación textural entre las tres asociaciones sólo es visible en la muestra SAL-124, donde se observa cómo la asociación en facies de esquistos verdes asociada a fracturitas corta a las anteriores, originando una cloritización de los anfíboles de la asociación metamórfica en facies de anfíbolitas con epidota, una saussuritización de la plagioclasa relictiva y una ligera trituración del clinopiroxeno relictivo.

4. METODOS ANALITICOS

Se han analizado muestras procedentes de Mina Salamanca (SAL-124 y SAL-1) y Los Gateados (GAT-3 y GAT-4). Los análisis fueron realizados en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, mediante una microsonda electrónica CAMEBAX SX50. Las condiciones de análisis fueron 20 kV. y 15 nA, con un diámetro de haz incidente de 5 micras para todos los silicatos, excepto para la mica (7 micras). Como patrones se utilizaron albita para el Na, ortosa para el K, periclase sintética para el Mg, wollastonita para Si y Ca, Al₂O₃ sintético para el Al, Fe₂O₃ sintético para el Fe, MnTiO₃ sintético para Ti y Mn, y Cr₂O₃ sintético para el Cr, midiéndose sobre las líneas K_α. También se realizaron análisis mediante microscopía electrónica de scanning (S.E.M.).

5. QUIMISMO

Los resultados obtenidos se muestran en las tablas 1 a 5. En ellas puede observarse cierta homogeneidad composicional para el clinopiroxeno, rico en Mg (excepto el punto gat-4/1, tabla 1). Además, la plagioclasa relictiva muestra un amplio rango composicional (An₂₆₋₈₆), no existiendo apenas diferencias composicionales entre los cristales grandes y los pequeños de la matriz. La plagioclasa metamórfica en facies de anfíbolitas con epidota es rica en Na (An₁₋₁₉), con prácticamente la misma composición en Los Gateados que en Mina Salamanca (An₂₋₈₆). La ilmenita

tiene estrechos márgenes composicionales (Fe²⁺=0,88-0,98; Mn=0,04-0,09 y Mg=0-0,04).

Todos los anfíboles analizados pertenecen al grupo de los anfíboles cálcicos (LEAKE, 1978), y poseen una relación Mg/Mg+Fe²⁺>0,50 (Fig. 3). Debido al grado de anfíbolización, mayor en las muestras de Mina Salamanca que en las de Los Gateados, sólo se ha encontrado anfíbol de la asociación relictiva en este último complejo (dicho grado aumenta en este sentido: GAT-3, GAT-4, SAL-124 y SAL-1). El anfíbol de la asociación en facies de esquistos verdes ha sido localizado solamente en las muestras de Mina Salamanca. A nivel intragranular, el anfíbol presenta frecuentemente una zonación definida por el aumento de Fe y Al hacia el borde, siendo el núcleo más rico en Mg (p.ej.: punto GAT-4/2, tabla 2). Los anfíboles de la asociación relictiva y de la asociación metamórfica en facies de esquistos verdes suelen ser más ricos en Mg y más pobres en Fe y Al que los de la asociación metamórfica en facies de anfíbolitas con epidota. De la comparación entre muestras con grados similares de anfíbolización (GAT-4 y SAL-124), se observa que el anfíbol de esta última asociación es más rico en Fe en Los Gateados que en Mina Salamanca (2,08-1,63), pero es más pobre en Al y Mg (1,61-1,94 y 2,50-2,74, respectivamente).

La epidota de la asociación en facies de anfíbolitas con epidota posee un amplio rango composicional (X_{ps}= 0,02-0,71). Los cristales muestran a menudo una zonación definida por la disminución de Fe y el aumento de Al hacia el borde (p.ej.: punto SAL-124-4, tabla 4); en general, es más pobre en Fe en Los Gateados que en Mina Salamanca (X_{ps}=0,15-0,52). En la asociación de facies de esquistos verdes es rica en pistacita (X_{ps}= 0,47).

6. MINERALIZACION

En las áreas estudiadas existe una mineralización filoniana (el filón principal, con una potencia media de 2 m., tiene dirección NNE-SSO y buzamiento subvertical o ligeramente inclinado hacia el ONO) asociada a la zona de falla que desplaza el flanco occidental de la estructura sinforme cuyo núcleo está ocupado por las rocas básicas y

MUESTRA	N	porcentaje en peso										fórmula unidad											
		SiO2	Al2O3	MgO	Fe2O3	FeO	TiO2	MnO	CaO	Na2O	K2O	total	Si	Al(IV)	Al(VI)	Mg	Fe(III)	Fe(II)	Ti	Mn	Ca	Na	K
gat-3/6	3	53,51	0,66	14,26	1,42	5,75	0,07	0,70	24,27	0,18	0,00	100,82	1,97	0,03	0,00	0,78	0,04	0,18	0,00	0,02	0,96	0,01	0,00
gat-4/1	3	51,10	0,57	7,37	0,34	16,29	0,02	0,89	23,10	0,21	0,03	99,92	1,99	0,01	0,02	0,43	0,01	0,53	0,00	0,03	0,97	0,02	0,00
gat-4/6	3	50,74	1,71	10,54	2,79	10,05	0,25	0,47	23,49	0,22	0,02	100,28	1,93	0,07	0,01	0,60	0,08	0,32	0,01	0,02	0,96	0,02	0,00
gat-4/7	8	52,34	0,95	11,87	1,76	8,89	0,10	0,49	23,90	0,28	0,01	100,59	1,96	0,04	0,01	0,66	0,05	0,28	0,00	0,02	0,96	0,02	0,00
gat-4/9	7	51,93	1,43	11,35	1,43	9,94	0,14	0,44	24,01	0,13	0,01	100,81	1,95	0,05	0,02	0,64	0,04	0,31	0,00	0,01	0,97	0,01	0,00
sal-124/7	3	52,23	0,92	12,48	1,74	7,51	0,08	0,41	24,37	0,21	0,01	99,96	1,96	0,04	0,00	0,70	0,05	0,24	0,00	0,01	0,98	0,02	0,00

Tabla 1. Composición química (en tanto por ciento en peso de óxidos y en proporciones atómicas calculadas en base a 6 oxígenos) de clinopiroxenos pertenecientes a los dominios relictos en gabros anfíbolizados y anfíbolitas de Mina Salamanca y Los Gateados. N es el número de análisis sobre el que se ha calculado el valor medio para cada grano.

MUESTRA	N	porcentaje en peso					fórmula unidad					
		SiO2	Al2O3	Na2O	CaO	K2O	total	Si	Al	Na	Ca	K
gat-3/4a	7	55,70	27,53	5,73	10,26	0,18	99,40	2,52	1,47	0,50	0,50	0,01
gat-3/6a	5	56,86	27,05	6,22	9,63	0,18	99,94	2,55	1,43	0,54	0,46	0,01
gat-3/7b	2	66,94	19,80	11,02	1,21	0,02	98,99	2,96	1,03	0,94	0,06	0,00
gat-3/Ab	2	67,62	18,98	11,78	0,30	0,02	98,70	2,99	0,99	1,01	0,01	0,00
gat-4/9a	2	43,50	35,30	0,32	19,84	0,02	98,98	2,32	1,40	0,29	1,01	0,00
gat-4/6agr	2	47,63	32,72	2,15	16,50	0,02	99,02	2,20	1,78	0,19	0,82	0,00
gat-4/6amtx	1	46,49	33,62	2,34	17,37	0,02	99,84	2,21	1,76	0,21	0,81	0,00
gat-4/1b	5	68,57	19,88	11,60	0,49	0,02	100,56	2,93	1,06	0,93	0,07	0,00
sal-124/7a	3	65,80	21,11	10,48	2,34	0,04	99,77	2,73	1,26	0,72	0,29	0,00
sal-124/6b	3	67,16	19,16	11,39	0,49	0,05	98,25	2,99	1,00	0,98	0,02	0,00
sal-124/4b	3	62,98	21,89	9,51	3,90	0,10	98,38	2,83	1,16	0,83	0,19	0,01

Tabla 2. Composición química (en tanto por ciento en peso de óxidos y proporciones atómicas calculadas en base a 8 oxígenos) de feldspatos pertenecientes a dominios relictos (letra a) y asociaciones metamórficas en facies de anfíbolitas con epidota (letra b) de gabros anfíbolizados y anfíbolitas de Mina Salamanca y Los Gateados. Las siglas *gr* corresponden a grandes cristales, mientras que *mtx* corresponden a pequeños cristales pertenecientes a la matriz.

MUESTRA	N	porcentaje en peso										fórmula unidad													
		SiO2	Al2O3	MgO	Fe2O3	FeO	TiO2	MnO	CaO	Na2O	K2O	total	Si	Al(IV)	Ti	Al(VI)	Fe(III)	Fe(II)	Mg	Mn	Ca	NaM4	NaA	K	sum-A
gat-3/4a	5	52,19	4,64	16,11	2,37	8,28	0,43	0,57	12,91	0,65	0,18	98,33	7,43	0,57	0,05	0,20	0,26	1,01	3,42	0,07	1,91	0,09	0,09	0,03	0,12
gat-3/6a	3	52,08	4,36	16,03	3,70	7,79	0,58	0,56	12,36	0,61	0,21	98,28	7,39	0,61	0,06	0,12	0,41	0,96	3,39	0,07	1,88	0,12	0,05	0,04	0,09
gat-4/2bnuc	2	49,19	6,79	14,18	3,77	9,86	0,19	0,32	12,31	1,23	0,24	98,08	7,09	0,91	0,02	0,25	0,42	1,22	3,05	0,04	1,90	0,10	0,25	0,04	0,29
gat-4/2bbor	3	47,28	8,18	12,67	2,42	12,48	0,56	0,33	12,49	1,42	0,37	98,20	6,91	1,09	0,06	0,32	0,27	1,55	2,76	0,04	1,96	0,04	0,36	0,07	0,43
gat-4/5b	4	46,57	6,98	10,62	4,12	12,52	0,67	0,44	14,85	1,12	0,34	98,23	6,64	1,36	0,10	0,28	0,53	1,79	2,25	0,05	1,91	0,09	0,35	0,09	0,44
gat-4/7b	6	45,57	8,85	10,85	3,76	13,84	0,78	0,38	12,15	1,53	0,45	97,96	6,75	1,25	0,09	0,27	0,43	1,76	2,42	0,05	1,93	0,07	0,37	0,08	0,45
gat-4/8b	4	43,36	11,14	10,38	5,56	12,26	0,61	0,37	11,95	1,81	0,49	97,93	6,43	1,57	0,07	0,38	0,64	1,57	2,30	0,05	1,90	0,10	0,42	0,09	0,51
gat-4/9bnuc	1	44,20	10,35	10,57	4,20	13,70	0,55	0,28	12,27	1,74	0,57	98,43	6,55	1,45	0,06	0,35	0,48	1,74	2,33	0,04	1,95	0,05	0,45	0,11	0,56
gat-4/9bbor	2	44,20	10,40	10,70	4,20	13,40	0,35	0,30	12,30	1,76	0,61	98,22	6,55	1,45	0,04	0,38	0,48	1,70	2,37	0,04	1,95	0,05	0,45	0,12	0,57
sal-124/4b	4	47,55	10,34	13,01	3,13	9,50	0,25	0,23	11,31	2,04	0,24	97,60	6,86	1,14	0,03	0,62	0,35	1,18	2,80	0,03	1,75	0,25	0,32	0,04	0,36
sal-124/7b	2	43,28	12,07	12,10	3,25	10,66	0,48	0,24	12,05	2,40	0,37	96,90	6,41	1,59	0,05	0,52	0,37	1,35	2,67	0,03	1,91	0,09	0,60	0,07	0,67
sal-124/6c	5	45,09	11,95	12,08	3,10	10,11	0,33	0,21	11,42	2,26	0,32	96,87	6,61	1,39	0,04	0,68	0,35	1,27	2,64	0,03	1,79	0,21	0,44	0,06	0,50
sal-1/5b	4	43,31	12,40	9,79	7,20	10,11	0,37	0,20	11,37	1,18	0,33	96,26	6,44	1,56	0,04	0,61	0,84	1,31	2,17	0,03	1,81	0,19	0,15	0,06	0,21
sal-1/6b	4	43,43	13,37	9,11	4,80	11,94	0,34	0,20	11,16	1,35	0,48	96,18	6,48	1,49	0,04	0,84	0,55	1,52	2,03	0,02	1,78	0,24	0,16	0,09	0,25

Tabla 3. Composiciones químicas (en tanto por ciento en peso de óxidos y en proporciones atómicas calculadas en base a 23 oxígenos, asumiendo 13 posiciones tetraédricas y octaédricas ocupadas, excluyendo Ca, Na y K (13-NKC)) de anfíboles pertenecientes a gabros anfíbolizados y anfíbolitas de Mina Salamanca y Los Gateados. Las letras a, b y c significan, respectivamente, anfíboles pertenecientes a la asociación relictiva, anfíboles pertenecientes a la asociación metamórfica en facies de anfíbolitas con epidota y anfíboles pertenecientes a la asociación en facies de esquistos verdes. Las siglas *nuc* y *bor* corresponden a núcleos y bordes de cristales zonados, respectivamente.

MUESTRA	N	porcentaje en peso										fórmula unidad											
		SiO2	Al2O3	MgO	Fe2O3	FeO	TiO2	MnO	CaO	Na2O	K2O	total	Si	Al(IV)	Al(VI)	Mg	Fe(III)	Fe(II)	Ti	Mn	Ca	Na	K
sal-1/5	2	26,53	18,67	15,32	0,00	26,39	0,08	0,15	0,07	0,02	0,02	87,25	5,65	2,35	2,34	4,87	-	4,70	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01
sal-124/6	4	27,94	20,40	19,93	0,00	18,33	0,04	0,21	0,06	0,00	0,05	86,96	5,70	2,30	2,60	6,06	-	3,13	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01

Tabla 4. Composición química (en tanto por ciento en peso de óxidos y en proporciones atómicas calculadas en base a 28 oxígenos) de cloritas pertenecientes a la asociación metamórfica en facies de esquistos verdes de los gabros anfibolitizados y anfibolitas de Mina Salamanca y Los Gateados.

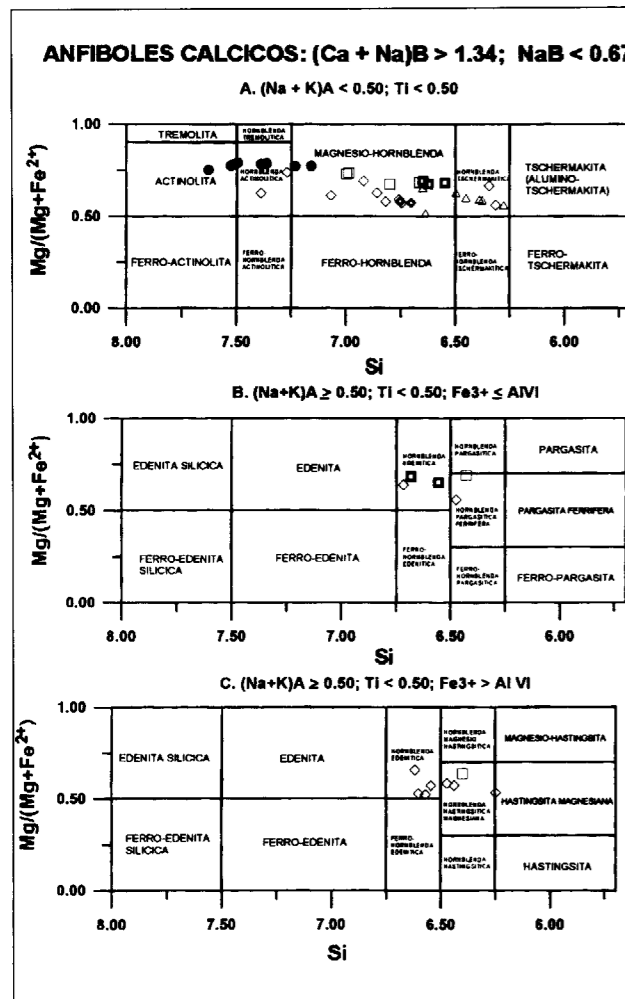


Fig. 3. Diagrama de Leake (1978) para clasificación de anfíboles cálcicos. Los círculos corresponden a la muestra GAT-3, los rombos a la GAT-4, los cuadrados a la SAL-124 y los triángulos a la SAL-1. Los anfíboles de la asociación relictas se han señalado en color negro, mientras que los pertenecientes a la asociación metamórfica en facies de anfibolitas con epidota son incoloros. Los de la asociación metamórfica en facies de esquistos verdes se señalan con el borde negro y el interior incoloro.

ultrabásicas, y a lo largo de la cual se alinean las minas Salamanca, Luisa y Barrera (Fig. 1). En esta mineralización filoniana existe una gradación completa desde su zona central, constituida casi exclusivamente por sulfuros, hasta la roca encajante, donde se presenta en forma de impregnaciones y venillas. La mineralización encaja en serpentinitas y en anfibolitas. En las primeras, se presenta de forma dispersada y con una elevada relación pirrotita/calcopirita. La pirrotita es hexagonal y/o monoclínica y contiene agregados granulares de cobalto-pentlandita parcialmente alterada a violarita. La pirrotita hexagonal muestra exsoluciones tipo flames de cobalto-pentlandita y la monoclínica características maclas originadas por procesos orden-desorden. Mientras que la pirrotita monoclínica es relativamente estable en condiciones de baja temperatura, la hexagonal tiende a alterarse formando unos agregados de grano fino compuestos por pirita y magnetita. La asociación calcopirita+esfalerita+pirita+cubanita es rara y tiende a disponerse hacia los bordes de los agregados de pirrotita. La magnetita reemplaza también a la pirrotita y, muy localmente, se presenta intercrecida con esta.

La mineralización de cobre propiamente dicha se encuentra encajada en las anfibolitas. En éstas, la mineralización posee un carácter más masivo, y muestra sólo inclusiones dispersas de cristales aislados o agregados de tremolita más o menos reemplazados por magnetita. El mineral más abundante es la calcopirita de forma que la relación pirrotita/calcopirita es normalmente inferior a la unidad. Suele presentarse intercrecida de forma irregular con esfalerita y/o pirrotita y según planos (111) con cubanita. En las muestras

más ricas en calcopirita, esta suele tener inclusiones de cubanita, mackinawita, bornita y, más raramente, de oro nativo, altaita, calcosina, valeriita y bismuto nativo. La pirrotita es monoclínica y contiene pequeños agregados granulares de cobalto-pentlandita parcialmente alterada a violarita. La esfalerita, además de aparecer fina e íntimamente intercrecida con calcopirita y pirrotita, desarrolla grandes cristales que muestran numerosas inclusiones subredondeadas a lenticulares de estos mismos minerales. La pirita se presenta de forma masiva y suele disponerse en los contactos entre la pirrotita y la calcopirita. Asimismo forma cristales subidiomorfos de algunos cientos de micras, diseminados en la mineralización. La magnetita en esta zona es bastante escasa y se forma por reemplazamiento de la pirrotita.

De acuerdo con VILLAR y DONNARI (1989a y b), en los gabros y, en menor medida, en las serpentinitas de Los Gateados, existe una mineralización sulfurada diseminada compuesta por pirrotita y pentlandita, con cantidades menores de calcopirita, pirita y marcasita. En Mina Salamanca, así como en otros complejos básicos-ultrabásicos próximos, también se ha observado este tipo de mineralización. En este caso consta de pirrotita hexagonal y/o monoclínica-pentlandita (calcopirita) (ACEVEDO et al., 1994) y presenta típicas texturas intersticiales entre cristales de silicatos.

7. CONDICIONES DEL METAMORFISMO

Los gabros más o menos "anfibolitizados" y las anfibolitas de Mina Salamanca y Los Gateados preservan paragénesis ígneas relictas, metamorizadas posteriormente en facies de anfibolitas con epidota. La ausencia de granate en estas rocas pone de manifiesto que las condiciones de presión durante el metamorfismo fueron inferiores a 8-10 kbar (POLI, 1993), para las temperaturas de equilibrio obtenidas utilizando las recientes calibraciones del geotermómetro anfíbol-plagioclasa de HOLLAND y BLUNDY (1994) (tabla 6). Se ha utilizado solamente el geotermómetro edenita-albita, dado que la plagioclasa presenta una composición muy próxima al término albita.

La tabla 6 muestra que, en la asociación con anfíbol y epidota, se obtiene una temperatura media, para las distintas presiones consideradas, de 595°C. Tales condiciones son compatibles con la estabilidad de la epidota y la ausencia de clorita (APTED y LIOU, 1983). Con respecto a la presión, el campo de estabilidad de esta asociación queda restringido por las curvas de desaparición de la epidota y la de aparición de la distena (Fig. 4) (dado que en las metapelitas encajantes sólo aparece sillimanita). Las asociaciones minerales encontradas en las metapelitas son también concordantes con estas condiciones, teniendo como minerales índice más importantes la sillimanita y el granate.

MUESTRA	N	porcentaje en peso										fórmula unidad										
		SiO2	Al2O3	MgO	Fe2O3	FeO	TiO2	MnO	CaO	Na2O	K2O	total	Si	Al(VI)	Mg	Fe(III)	Fe(II)	Ti	Mn	Ca	Na	K
gat-3/6b	5	41,38	24,98	1,36	1,34	0,00	0,01	0,10	25,77	0,03	0,01	94,98	3,26	2,33	0,16	0,09	-	0,00	0,01	2,18	0,00	0,00
gat-4/1b	2	41,39	30,82	1,13	1,81	0,00	0,00	0,03	21,17	0,38	0,01	96,74	3,14	2,75	0,14	0,12	-	0,00	0,00	1,74	0,05	0,00
gat-4/2b	1	43,54	24,25	0,01	0,16	0,00	0,00	0,06	27,76	0,01	0,01	95,80	3,40	2,23	0,00	0,01	-	0,00	0,00	2,32	0,00	0,00
gat-4/5b	2	44,48	29,66	0,09	0,34	0,00	0,01	0,04	20,01	0,20	1,83	96,66	3,38	2,64	0,01	0,02	-	0,00	0,00	1,64	0,03	0,17
gat-4/6b	1	44,34	29,15	0,09	0,20	0,00	0,02	0,02	20,89	0,63	1,10	96,44	3,37	2,61	0,01	0,01	-	0,00	0,00	1,70	0,09	0,11
gat-4/9b	4	41,26	30,38	0,97	2,43	0,00	0,01	0,10	20,69	0,40	0,57	96,81	3,15	2,73	0,11	0,16	-	0,00	0,01	1,70	0,06	0,06
sal-124/4bnuc	4	37,68	25,31	0,02	9,09	0,00	0,07	0,10	23,46	0,02	0,00	95,75	3,00	2,38	0,00	0,61	-	0,00	0,01	2,00	0,00	0,00
sal-124/4bbor	4	38,16	27,27	0,03	6,76	0,00	0,11	0,15	23,78	0,01	0,00	96,27	3,00	2,53	0,00	0,44	-	0,01	0,01	2,01	0,00	0,00
sal-124/6b	6	38,80	25,97	0,02	6,27	0,00	0,05	0,08	24,02	0,03	0,01	95,25	3,08	2,43	0,00	0,42	-	0,00	0,01	2,04	0,00	0,00
sal-124/6c	2	37,87	27,29	0,02	6,58	0,00	0,12	0,19	23,91	0,01	0,00	95,99	2,99	2,54	0,00	0,43	-	0,01	0,01	2,02	0,00	0,00
sal-1/5b	7	37,49	26,44	0,03	7,49	0,00	0,12	0,08	23,37	0,03	0,01	95,06	2,99	2,49	0,00	0,50	-	0,01	0,01	2,00	0,00	0,00
sal-1/6b	2	37,96	26,68	0,02	7,73	0,00	0,09	0,24	23,51	0,00	0,01	96,24	3,00	2,48	0,00	0,51	-	0,01	0,02	1,99	0,00	0,00
sal-1/6c	2	37,84	26,25	0,01	7,88	0,00	0,13	0,23	23,40	0,04	0,02	95,80	3,00	2,46	0,00	0,52	-	0,01	0,02	1,99	0,01	0,01

Tabla 5. Composición química (en tanto por ciento en peso de óxidos y en proporciones atómicas calculadas en base a 12,5 oxígenos) de epidotas pertenecientes a asociaciones metamórficas en facies de anfibolitas con epidota (letra b) y en facies de esquistos verdes (letra c) en gabros anfibolitizados y anfibolitas de Mina Salamanca y Los Gateados. Las siglas nuc y bor corresponden, respectivamente, a análisis realizados en núcleos y bordes de cristales zonados.

P	T	P	T	P	T	P	T
5	611,19	4	607,34	3	603,54	2	588,74
	596,97		592,16		589,25		586,33
	598,70		619,61		616,56		613,51
	582,42		602,67		598,35		594,03
	596,08		620,02		618,47		616,92
	567,48		589,76		583,95		578,13
	682,16		628,02		624,84		621,65
	599,17		583,11		579,41		575,72
	586,80		568,59		565,76		562,92
	571,43		595,39		592,42		589,46
	598,35		577,75		573,55		569,35
	581,95		594,58		593,08		691,37
	596,08		563,73		558,09		552,45
	569,37		598,24		595,16		592,08
	601,33						
media	595,97		595,78		592,32		588,85

Presión (Kbar)	2	3	4	5
nº medidas	15	14	14	14
temperatura (°C) media	595	595	592	588
" mínima	562	558	568	567
" máxima	616	624	620	601

Tabla 6. Temperaturas obtenidas para diferentes valores de presiones, utilizando el geotermómetro anfíbol-plagioclasa de HOLLAND y BLUNDY (1994). Se ha utilizado solamente el geotermómetro edenita-albita, dado que la plagioclasa presenta una composición muy próxima al término albita.

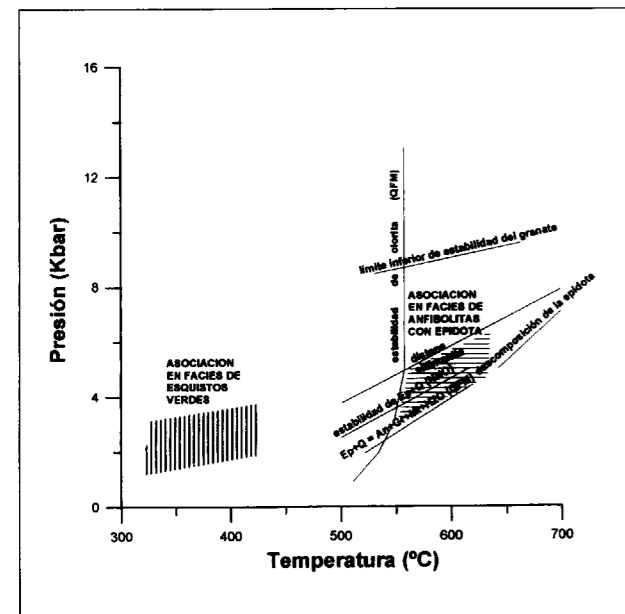


Fig. 4. Diagrama P-T mostrando las condiciones de formación de las asociaciones máficas, restringidas por las curvas de estabilidad de los principales minerales en asociaciones máficas a baja presión, y el geotermómetro anfíbol-plagioclasa de HOLLAND y BLUNDY (1994).

La formación de venas de carbonatos±cuarzo discordantes con la foliación metamórfica lleva emparejado el desarrollo de asociaciones minerales características de las facies de esquistos verdes, en las que la blastesis de clorita define unas condiciones de temperaturas inferiores a 550°C (APTED y LIOU, 1983) (Fig. 4). Dicha blastesis puede observarse en las anfibolitas y también en las metapelitas, bien como relleno de fracturas o como alteración del granate de las metapelitas. En las serpentinitas la asociación olivino+lizardita+magnetita sugiere unas condiciones térmicas moderadamente elevadas (aproximadamente 450°C, MOODY, 1976) para las presiones consideradas en la facies de esquistos verdes, aunque la presencia de pequeñas cantidades de brucita tendería a disminuir ese máximo térmico. Se podría estimar, por tanto, una temperatura de formación entre los 300-400°C.

8. RELACIONES ENTRE METAMORFISMO Y MINERALIZACION

Teniendo en cuenta que la mineralización de sulfuros en la zona de falla del distrito de Mina Salamanca va asociada al desarrollo de un intenso proceso de silicificación±carbonatación, relacionado con la existencia de numerosas fracturas con carbonatos+cuarzo, se puede establecer que dicho proceso tuvo lugar durante el metamorfismo en facies de esquistos verdes, en unas condiciones de moderada fugacidad de oxígeno ($\log fO_2$ entre -34 y -32), alta fugacidad de azufre ($\log \Sigma S \geq -1$) (Fig. 5), y temperaturas iguales o inferiores a 300-400°C, de acuerdo con las relaciones de fase de los sulfuros de Fe-Ni en serpentinitas (Fig. 5) (FROST, 1985). Esto origina que la paragénesis óxido-sulfurada de Fe-Ni en Mina Salamanca y Los Gateados difiera por completo de las descritas en rocas ultramáficas serpentinizadas no afectadas por procesos de silicificación y carbonatación, las cuales contienen sulfuros pobres en S y/o aleaciones (ECKSTRAND, 1975; FROST, 1985). Las temperaturas estimadas son coherentes, además, con las condiciones de estabilidad de la cobalto-pentlandita existente en la mineralización (SANCHEZ-ANGUITA et al., 1995).

El modelo genético para las mineralizaciones masivas del distrito Salamanca implica un depósito, en la zona de falla, de soluciones minerali-

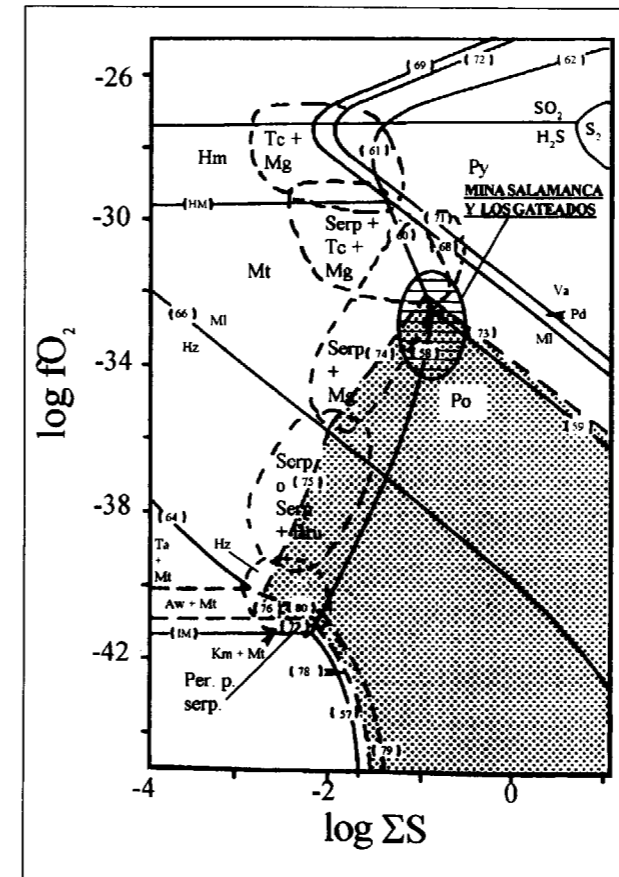


Fig. 5. Diagrama $\log \Sigma S - \log fO_2$ mostrando las diferentes asociaciones minerales, tanto sulfuradas como no sulfuradas, encontradas en rocas ultramáficas serpentinizadas (a 300°C y 2 kb). Las líneas continuas gruesas representan los límites entre fases sólidas calculados a partir de los datos termodinámicos contenidos en la tabla 4 de FROST (1985); las líneas continuas finas limitan los campos donde dominan las diversas especies de azufre, y las líneas discontinuas gruesas los límites inferidos a partir de datos petrológicos, así como los campos de estabilidad aproximados de las diferentes asociaciones minerales (Tc: talco, Mg: magnesita, Serp: serpentina, Bru: brucita, Per.p.serp: peridotita parcialmente serpentizada; Hm: hematites, Mt: magnetita, Po: pirrotita, Py: pirita, Aw: awaruita, Hz: heazlewoodita, Km: kamacita, Ml: millerita, Pd: polidimita, Ta: taenita, Va: vaesita). El número contenido en las líneas continuas finas representa el número de la reacción de la tabla anteriormente referida (FROST, 1985). El área sombreada es el campo de estabilidad de la pentlandita. (Modificado de FROST, 1985). Las asociaciones de Mina Salamanca y Los Gateados estarían situadas en el campo de las serpentinitas con talco y magnesita.

zantes procedentes del lixiviado de una mineralización previa diseminada, representada en la actualidad por la que existe, localmente, en las serpentinitas de Los Gateados, Mina Salamanca y en otros complejos básicos-ultrabásicos de la

región. Las condiciones establecidas para los procesos de serpentización (±silicificación±carbonatación) favorecen la solubilidad de los sulfuros mediante soluciones en las que el S se encuentra en forma de SO_2 , asumiendo importantes gradientes de fO_2 en los cuerpos metamorfizados (FROST, 1985). Esto permitió su movilización, y su depósito en zonas más reductoras.

No obstante, el origen último de las soluciones mineralizantes debió estar relacionado con la intrusión de los cuerpos de granitos y granodioritas existentes en la zona, y de los filones de cuarzo de origen hidrotermal asociados, explicando así, los elevados contenidos en Cu (8,72-9,02%) y Zn (0,63-4,29%) de la mineralización, en contraposición a los bajos contenidos en Ni (<0,2%) (GONZALEZ STEGEMAN, 1949).

9. CONCLUSIONES

1. El complejo básico-ultrabásico de Mina Salamanca y Los Gateados registra una evolución metamórfica retrógrada, desde una paragénesis ígnea, metamorfizada en facies de anfibolitas con epidota (a $P < 5$ kbar y T media de 595°C) hasta una última etapa metamórfica en facies de esquistos verdes (a $P < 5$ kbar y $T < 550$ °C). La evolución metamórfica puede observarse en las anfibolitas, metapelitas y serpentinitas, si bien es en las primeras donde se puede cuantificar mejor.
2. Durante la etapa metamórfica en facies de esquistos verdes, se produjeron fracturas rellenas de carbonatos ± cuarzo que favorecieron el desarrollo de las paragénesis típicas de esta facies, y tuvo lugar el proceso de alteración (serpentización ± silicificación ± carbonatación) de las rocas ultrabásicas, que provocó la removilización de una mineralización diseminada existente en los complejos básico-ultrabásicos de la región, compuesta por pirrotita y pentlandita, con cantidades menores de calcopirita, pirita y marcasita.
3. La mineralización masiva de Mina Salamanca (compuesta básicamente por calcopirita, pirrotita, esfalerita, cobalto-pentlandita, pirita y magnetita) se originó como consecuencia del intenso proceso de silicificación-carbonatación, que tuvo lugar a valores moderados de fO_2 y altos de fS , y

a temperaturas $\leq 400^\circ\text{C}$. Este proceso favoreció la solubilidad de los sulfuros en forma de SO_2 , lixivando la mineralización diseminada y precipitando los sulfuros nuevamente en zonas más reductoras, en la zona de falla de Mina Salamanca. El alto contenido en Cu y Zn se explicaría por el aporte de soluciones hidrotermales procedentes de las intrusiones granodioríticas del entorno.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la DGICYT (proyecto AMB95-0512) y la Junta de Andalucía (Grupo 4028), y constituye una contribución al Proyecto nº 336 "Intraplate magmatism and metallogeny" del Programa Internacional de Correlación Geológica (UNESCO). Los autores agradecen la colaboración prestada por Cayetano Fusari, de la Secretaría de Minería de la Nación en Mendoza (Argentina), para la realización de los trabajos de campo.

REFERENCIAS

ACEVEDO, R.D.; CARRILLO, R.; FENOLL HACH-ALI, P.; GERVILLA, F. y MARTIN-RAMOS, J. (1994). Secuencias de alteración en el yacimiento de Cu de Mina Salamanca (Cordillera Frontal, Provincia de Mendoza). *II Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas*. Univ. Nac. de la Plata, 3, 477-482.

APTED, J. y LIOU, J.G. (1983). Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.*, 283, 328-354.

BJERG, E.A. (1984). Identificación de las fases monoclinica y hexagonal de la pirrotita de Mina Salamanca. Su posible uso como geotermómetro. *IX Congreso Geológico Argentino*, 3, 269-274.

BJERG, E.A. (1985). Aspectos genéticos del proceso de mineralización y su relación con cuerpos serpentiniticos del área de las minas Salamanca, La Luisa y La Barrera, Departamento Tupungato, provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, 1-93. Biblioteca Central, Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca.

BJERG, E.A. (1994). Platinum group elements and gold in serpentinitized ultramafic rocks from the Cordillera Frontal, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2), 48-54.

BRODTKORB, M.K. DE (1971). El Yacimiento Salamanca,

ejemplo de depósito "hidrotermal" de Cu-Ni. *I Congreso Hispano Luso Americano de Geología Económica*, 1001-1011.

ECKSTRAND, O.R. (1975). The Dumont serpentinite: a model for control of nickeliferous opaque mineral assemblage by alteration reactions in ultramafic rocks. *Econ. Geol.*, 70, 183-201.

FROST, R. (1985). On the Stability of Sulfides, Oxides, and Native Metals in Serpentinite. *J. Petrol.*, 26, 1, 31-63.

GONZALEZ STEGEMANN, E.M. (1949). *Dirección General de Fabricaciones Militares*. Informe. 95pp.

GREGORI, D.A. y BJERG, E.A. (1992). Los depósitos de talco del distrito minero Salamanca, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(1), 55-59.

HOLLAND, T. y BLUNDY, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Miner. Petrol.* 116, 433-447.

KOSZLOWSKI, E.E.; MANCEDA, R. y RAMOS, V.A. (1993). Estructura. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Actas I, 235-256.

LEAKE, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Can. Miner.* 16, 501-520.

MOODY, J.B. (1976a). Serpentinization: a review. *Lithos*, 9, 125-138.

MORIMOTO, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Miner. & Petrol.* 39, 55-76.

POLANSKY, (1972). *Mapa geológico de Argentina*. Hoja 24a-b (Cerro Tupungato). Escala 1:200.000.

POLI, S. (1993). The amphibolite-eclogite transformations: An experimental study on basalt. *Am. J. Sci.* 293, 1061-1107.

SANCHEZ-ANGUITA, A.; GERVILLA, F.; FENOLL HACH-ALI, P. y ACEVEDO, R.D. (1995). Variaciones composicionales en cobalto pentlandita de la Mina Salamanca (provincia de Mendoza, Argentina). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 18-2, 29-30.

VILLAR, L.M. (1975). Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas de la República Argentina y su significado metalogénico. *II Congreso Iberoamericano de Geología Económica*. Tomo III, 135-155.

VILLAR, L.M. y DONNARI, E.I. (1989a). Geología y metalogénesis del Complejo máfico-ultramáfico de Los Gateados; Departamento Tupungato, Pcia. de Mendoza. *Correlación Geológica*, 3, 45-50.

VILLAR, L. y DONNARI, E.I. (1989b). Asociación peridotita-gabro estratificado de la sección septentrional de la faja ultrabásica de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Reunión sobre geotranssectos de América del Sur*, Mar del Plata. Argentina, 1, 45-49.

Original recibido: Octubre de 1996.
Original aceptado: Abril de 1997.

ESTUDIOS DE MINERALES Y ROCAS

EVOLUCION DE LOS FLUIDOS METAMORFICOS ASOCIADOS A LA FORMACION DE LAS MINERALIZACIONES AURIFERAS EN EL HERCINICO DE LOS PIRINEOS.

Por A. SOLER (*), E. CARDELLACH (**), D. ARCOS (*), J. DELGADO (***) y C. AYORA (****)

R E S U M E N

En el basamento hercínico de los Pirineos Centrales y Orientales se han estudiado distintos tipos de mineralizaciones auríferas: (1) diseminaciones de arsenopirita en los metasedimentos del Paleozoico inferior, (2) filones contemporáneos con la foliación regional hercínica (sin-foliación), (3) filones asociados a zonas de cizalla hercínicas, así como en planos de cabalgamiento y de falla que cortan a la foliación regional hercínica (post-foliación) y (4) skarns asociados a las intrusiones de granitoides tardi-hercínicos.

Desde el punto de vista composicional, se han reconocido dos fluidos químicamente distintos: uno con contenidos importantes de CO_2 (10 a 20% mol CO_2) y de baja salinidad (6% en peso de NaCl equiv.), el cual se encuentra en las inclusiones fluidas de los filones sin-foliación y el otro sin CO_2 y con una salinidad moderada a alta (10 a 30% en peso de NaCl equiv.), que dio lugar a las mineralizaciones post-foliación. En los filones sin-foliación las condiciones P-T de formación fueron de $450\text{-}530^\circ\text{C}$ y 4,6-6 kbar; mientras que en las zonas de cizalla las condiciones fueron de $425\pm 25^\circ\text{C}$ y 3,2-4,3 kbar, y en el resto de filones post-foliación y skarns fueron de 270 a 550°C y 1,4-3,5 kbar.

Durante la evolución del Orógeno Hercínico y el metamorfismo asociado, se produjo un brusco aumento del gradiente térmico desde 25 a $50^\circ\text{C}/\text{km}$, impulsando la circulación de los fluidos intersticiales de estas rocas hacia zonas de mayor permeabilidad (fracturas, zonas de cizalla, planos de cabalgamiento, etc.). Estos fluidos habrían sido los responsables de lixiviar y mantener los metales en solución en forma de complejos clorurados, hasta que un descenso de temperatura habría permitido su precipitación a lo largo de dichos canales de circulación. En el caso de los skarns, el gradiente térmico se vio incrementado por las propias intrusiones magmáticas.

Los valores pesados de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de los sulfuros (hasta un 18‰) en las mineralizaciones sin-foliación y en algunas mineralizaciones post-foliación, indican un origen cortical de este elemento. Por otra parte la coexistencia en los skarns de valores pesados de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ con valores cercanos al 0‰, indica un proceso de mezcla entre un azufre magmático y un azufre crustal. Los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (entre -6 y -13‰), $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (de +6 a +14‰) y $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ (de -5 a -50‰) de los fluidos mineralizantes son compatibles con un origen metamórfico, si bien estos datos no son concluyentes. La correlación en los skarns, de los valores isotópicamente más pesados de azufre, las leyes más elevadas de oro y los contenidos mayores en As, apunta a un origen del oro y del arsénico en los metasedimentos regionales.

Palabras clave: Oro, Orógeno Hercínico, Fluidos Metamórficos, Skarn.

A B S T R A C T

Several types of gold-bearing mineralizations are found in the Hercynian basement of the Central and Eastern Pyrenees: (1) disseminated arsenopyrite in metasediments of lower Paleozoic age, (2) veins contemporaneous with the main Hercynian foliation, (3) veins in Hercynian shear zones, (4) veins in fault and thrust planes which postdate the main foliation, and (5) skarns related to late-Hercynian granitoids.

(*) Dpto. Cristalografía, Mineralogía y Dipòsits Minerals. Fac. Geologia. Univ. Barcelona.

(**) Dpto. Geologia. Univ. Autònoma de Barcelona.

(***) Dpto. Tecnología de la Construcción. E.T.S. Caminos Canales y Puertos. Univ. La Coruña.

(****) Institut de Ciències de la Terra (Jaume Almera). CSIC Barcelona.

The fluids chemistry shows at least two types of solution: a CO₂-bearing (10 to 20% mol CO₂) and low-salinity (6% wt NaCl eq.) fluid, present in fluid inclusions from syn-foliation veins, and a CO₂-free and moderate to high salinity (10 to 30% wt NaCl eq.) fluid found in the post-foliation deposits. Ore deposition took place around 450-530°C and 4,6-6 kbar in the syn-foliation veins, 425±25°C and 3,2-4,3 kbar in shear zones, and 270-550°C and 1,4-3,5 kbar in the other post-foliation veins as well as in skarn mineralizations.

The late Hercynian uplift of the metamorphic rocks caused a steep rise in the thermal gradient (from 25 to 50°C/km), allowing circulation of pore fluids and their migration to fault and thrust planes. These fluids were able to maintain metals in solution and precipitated them in fault and thrust planes mainly as result of a temperature decrease. In the other hand, in skarn mineralizations, fluids were mobilized as a result of an anomalous thermal gradient related to the intrusive rocks.

Heavy δ³⁴S_{CDT} values of sulphides (up to 18‰) in syn-foliation and in some post-foliation mineralizations indicate a crustal source for this element. Moreover, some sulphides from skarns mineralizations show δ³⁴S_{CDT} values around 0‰, indicating a mixing process between magmatic and crustal sulfur. δ¹³C_{PDB} (between -6 y -13‰), δ¹⁸O_{SMOW} (from +6 to +14‰) and δD_{SMOW} (from -5 to -50‰), of mineralizing fluids are compatible with a metamorphic origin, although these data are not conclusive. The correlation between the heavier isotopic sulphur values, gold grades and the As content of arsenopyrite from these mineralizations, indicates an origin from the regional metasediments for these elements.

Key words: Gold, Hercynian Orogen, Metamorphic Fluids, Skarn.

1. INTRODUCCION

Hasta la fecha poco o nada se conoce de la evolución de los fluidos en los materiales paleozoicos de los Pirineos durante la Orogenia Hercínica. Sin embargo, sí que se han realizado un gran número de trabajos de investigación en distintas mineralizaciones auríferas (Fig. 1) encajadas en el basamento hercínico de los Pirineos (AYORA y CASAS, 1986; AYORA et al., 1989; SOLER et al., 1990; POLIZZI, 1990; ARCOS et al., 1991; SOLER y AYORA, 1991; DELGADO et al., 1993a; PALAU et al., 1995; ARCOS y SOLER, 1997). Estas mineralizaciones se formaron en diferentes niveles estructurales, así como en momentos distintos de la evolución del Orógeno, lo cual nos permite tener una idea de conjunto de la evolución en el espacio y en el tiempo de los fluidos que dieron lugar a las mismas, así como de las relaciones, similitudes y diferencias que existen entre ellos. Tras analizar cuidadosamente todos los datos procedentes de estos estudios, hemos establecido unas características diferenciales que relacionan todas estas mineralizaciones en el espacio-tiempo. Del mismo modo, hemos planteado una serie de hipótesis para explicar la evolución de estos fluidos durante la orogénesis hercínica en los Pirineos.

Los estudios geológicos, petrológicos, termodinámicos e isotópicos, han permitido mostrar la importancia del papel de los fluidos crustales en la formación de estas mineralizaciones. AYORA

et al. (1992), a partir de datos isotópicos de azufre concluyen que los fluidos involucrados en la formación de las mineralizaciones sin-foliación y post-foliación en el área del Valle de Ribes (Pirineos Orientales) son de origen cortical. Asimismo, CARDELLACH et al. (1992), también a partir de la composición isotópica del azufre, sugieren que los fluidos responsables de la formación de los skarns auríferos relacionados con la granodiorita de Andorra presentan una contribución crustal importante. No obstante, los isótopos de plomo en estas mismas mineralizaciones ponen también de manifiesto la importancia de la contribución magmática (ROMER y SOLER, 1995).

2. GEOLOGIA

El zócalo hercínico de los Pirineos está constituido por una potente serie de metasedimentos paleozoicos, los cuales han sido divididos clásicamente en dos series (CARRERAS y SANTANACH, 1983): una serie inferior azoica, constituida por una monótona alternancia milimétrica de areniscas y pizarras de edad cambro-ordovícica, y una serie superior formada por sedimentos siliciclásticos del Ordovícico superior, pizarras negras del Silúrico y carbonatos del Devónico.

Las estructuras de deformación, que afectan a los materiales anteriormente citados, son el resultado de la superposición de la orogenia hercínica (Carbonífero superior) y la alpina (Eoceno-Oligoceno).

CASAS et al. (1989) ponen de manifiesto una zonación N-S en el estilo estructural hercínico. Estos autores definen tres sectores en base a la cronología relativa entre pliegues y cabalgamientos, según estos criterios todas las mineralizaciones estudiadas se encontrarían en el sector más meridional. En este sector la fase deformativa principal de la orogenia hercínica dio lugar a la formación de pliegues isoclinales asimétricos, cuyas direcciones varían desde E-O en los Pirineos centrales, hasta NNO-SSE en el Cap de Creus (CARRERAS y SANTANACH, 1983); siendo en todos los casos vergentes hacia el sur o hacia el SE. Asociada a estos pliegues se forma una foliación de plano axial que se encuentra representada en todos los materiales hercínicos del sector sur y a la cual nos referiremos como foliación dominante. Posteriormente a la formación de los pliegues, se desarrollan localmente unas zonas de cizalla N-S y NE-SO, así como láminas cabalgantes de dirección E-O en secuencia de bloque inferior vergentes hacia el S (CASAS et al., 1989), y finalmente cabalgamientos fuera de secuencia bastante verticalizados también de dirección E-O y vergentes hacia el sur (CASAS et al., 1989). Estas últimas estructuras son las que dividen el basamento hercínico de los Pirineos en distintas unidades estructurales (Fig. 1). Durante los estadios tardíos de la orogenia hercínica tuvo lugar la intrusión de grandes batolitos graníticos y el desarrollo posterior de una fase deformativa tardía, caracterizada por la formación de fracturas de dirección E-O, NO-SE y NNE-SSO. La edad de estas estructuras es controvertida, pero la mayoría de los autores suele atribuirles a un período tardi-hercínico (CARRERAS y SANTANACH, 1983).

Finalmente, la orogenia alpina se caracteriza por la generación de cabalgamientos en secuencia de bloque inferior que afectan tanto a los materiales de cobertera como al basamento hercínico, dando lugar a un apilamiento antiformal (MUÑOZ et al., 1984; PARISH, 1984).

El metamorfismo hercínico en los Pirineos tuvo lugar en condiciones de facies esquistos verdes a anfibólica, alcanzándose el clímax con posterioridad a las deformaciones sin-foliación regional (CARRERAS y SANTANACH, 1983). La sucesión de zonas metamórficas se caracteriza por la formación de domos, con gradientes térmicos anó-

malos, alrededor de los cuales se concentran en estrechas bandas las zonas de mayor grado metamórfico, separados por amplias estructuras sinformales, ambas de dirección E-O. En estos domos afloran los materiales de los niveles estructurales más profundos y de mayor grado metamórfico, con gradientes térmicos que oscilan entre 45 y 100°C/km (ZWART, 1979). Las zonas externas de los domos consisten en grandes extensiones de materiales de niveles estructurales menos profundos y de bajo grado metamórfico (clorita + moscovita + cuarzo). Es en estos últimos materiales, afectados por un metamorfismo de facies esquistos verdes, donde se encuentran encajadas la mayor parte de las mineralizaciones estudiadas.

Las intrusiones tardi-hercínicas de granitoides calcoalcalinos desarrollan unas aureolas de metamorfismo de contacto que, en el caso de los batolitos de Andorra, Marimanya y Maladeta, puede llegar a una extensión de 300 m. Tanto estos granitoides como sus aureolas de metamorfismo de contacto cortan todas las estructuras hercínicas previas (foliación dominante, pliegues y cabalgamientos).

La interpretación del régimen tectónico, compresivo o extensivo, responsable de la deformación hercínica y del metamorfismo regional es controvertida. WICKHAM y OXBURGH (1985), en base a los excepcionalmente altos gradientes térmicos ocurridos durante el metamorfismo, así como a las evidencias de agua marina en circulación a través de los metasedimentos de alto grado, proponen un régimen extensional relacionado con un episodio de rifting. MATTE y MATTAUER (1987) aportan dos importantes argumentos contra la hipótesis extensional: a) el fuerte acortamiento que tiene lugar durante la deformación polifásica y b) la ubicación de los terrenos hercínicos de los Pirineos como un fragmento del cinturón hercínico de Europa Occidental, el cual es considerado clásicamente como un típico Orógeno de colisión. La amplia preservación en los Pirineos de metasedimentos de bajo grado metamórfico, ha sido uno de los argumentos utilizados en contra de la existencia de tasas de levantamiento y erosión elevadas, que habría que esperar en el caso de un engrosamiento cortical por colisión (GIBSON, 1991).

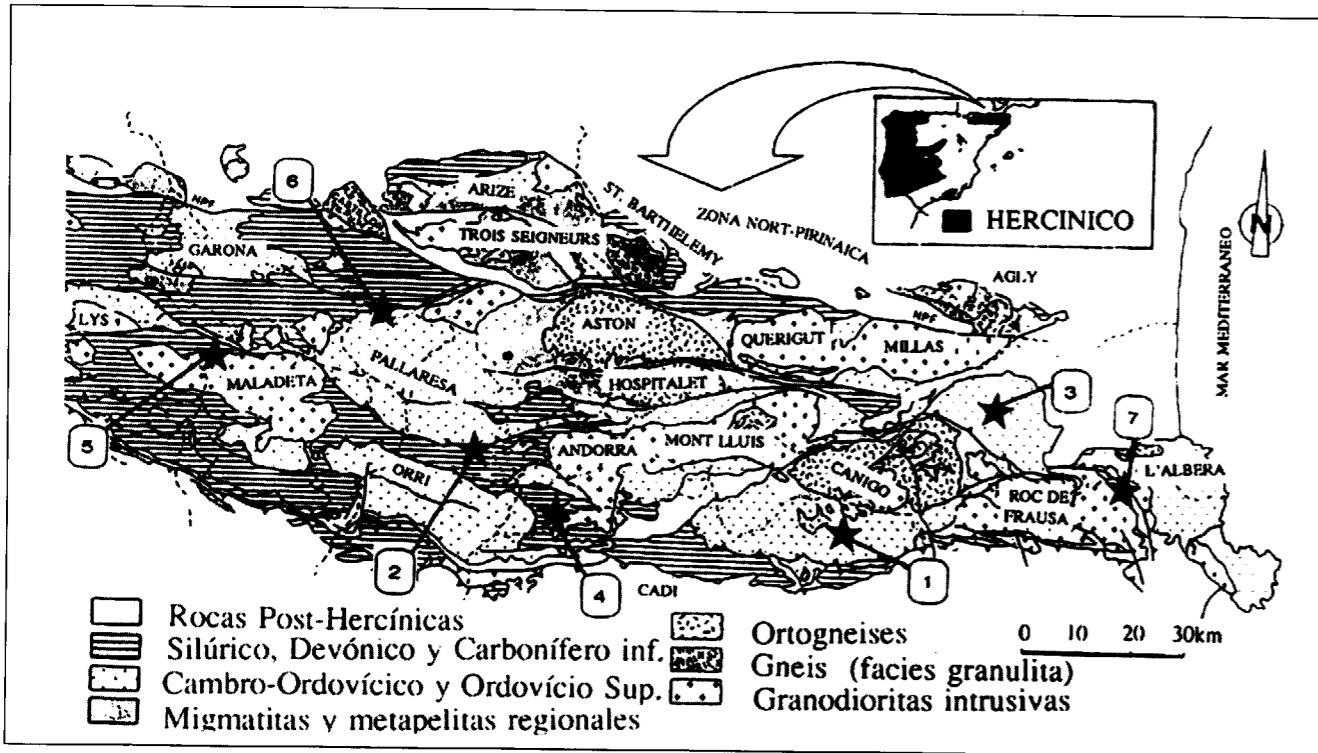


Fig. 1.- Mapa geológico de las rocas hercínicas que afloran en los Pirineos Centrales y Orientales (según ZWART, 1979 modificado por POBLET, 1991), con la locación de las mineralizaciones auríferas más importantes. (1) Valle de Ribes (diseminaciones, filones sin-foliación y post-foliación); (2) Bordas de Conflent; (3) Canigó; (4) skarns de Andorra; (5) skarns de la Maladeta; (6) skarn de Salau; (7) Sant Pere La Jonquera.

3. MINERALIZACIONES

En las mineralizaciones auríferas de la serie paleozoica de los Pirineos Centrales y Orientales (Fig.1, Tablas 1a, 1b y 1c) se pueden distinguir las siguientes tipologías:

3.1. Sin-foliación

Diseminaciones de sulfuros (pirita, arsenopirita aurífera, pirrotina y calcopirita) en una alternancia milimétrica de areniscas y pizarras correspondiente a la parte basal de la serie cambro-ordovícico del Valle de Ribes (Fig.1). La mineralogía principal de estas rocas consiste en cuarzo, moscovita y clorita, como resultado del metamorfismo de bajo grado que afecta a los materiales de este sector del Orógeno Hercínico. La mineralización ha sufrido un proceso de recrystalización contemporáneo con la formación de la foliación regional hercínica (AYORA y CASAS, 1986). La

misma asociación de sulfuros con oro nativo se encuentra en lentejones metamórficos de cuarzo de exudación, desarrollados paralelamente a la foliación regional en los esquistos que contienen la mineralización diseminada. Estos mismos materiales también presentan una anomalía litogeoquímica en As-Au en el sector del Macizo del Canigó (POLIZZI, 1990).

3.2. Zonas de cizalla post-foliación

Las mineralizaciones se encuentran encajadas en metapelitas del Ordovícico superior, en facies esquistos verdes, constituidos mayoritariamente por cuarzo, clorita y moscovita. La mineralización está asociada a la formación de zonas de cizalla de dirección NE-SO en la zona de las Bordas de Conflent (ARCOS et al., 1991; ARCOS y SOLER, 1997). Estas zonas de cizalla presentan una deformación frágil-dúctil, puesta de manifiesto por la formación de una fábrica milonítica como resul-

tado de la deformación dúctil de la foliación regional y la formación de fracturas con distintas orientaciones (ARCOS y SOLER, 1997). Las fracturas de estas zonas de cizalla fueron rellenadas por filones cuya mineralogía consiste principalmente en siderita, cuarzo, moscovita, clorita y sulfuros (calcopirita, tetraedrita mayoritariamente) a los cuales va asociado el oro nativo.

3.3 Filones en planos de cabalgamiento y fracturas post-foliación

Consisten en filones de cuarzo, siderita, ankerita y sulfuros y están mineralizados en arsenopirita-oro. Estos filones se encuentran asociados a planos de cabalgamiento y fallas hercínicas que afectan a los materiales de la serie cambro-ordovícico del Valle de Ribes (AYORA y CASAS, 1986), en los cuales se encuentran las mineralizaciones sin-foliación descritas anteriormente. Los planos de falla mineralizados están orientados según la dirección de compresión hercínica NNE-SSO (ROBERT, 1980), mientras que los planos de cabalgamiento mineralizados presentan orientaciones E-O, la cual es coherente con el conjunto de cabalgamientos hercínicos de la región (AYORA et al., 1992).

3.4 Skarns auríferos

Estos skarns se encuentran asociados a los granitoides de Andorra, Maladeta y Marimanya, desarrollándose en el contacto entre éstos y los carbonatos devónicos. Tanto los skarns como los granitos cortan las estructuras de deformación hercínica (foliación regional, pliegues y cabalgamientos). Asociados al granito de Andorra y en base a criterios mineralógicos, petrológicos y geoquímicos se han diferenciado varios tipos de skarns. En el sector de la granodiorita de Andorra, SOLER (1990) pone de manifiesto que todos los tipos de skarns forman parte de un mismo proceso metasomático, el cual puede dividirse en tres episodios: (1) un primer estadio progradante estéril en el que se forma wollastonita, vesubianita, diópsido y granate grandítico; (2) un segundo estadio progradante estéril, rico en hierro, caracterizado por hedenbergita, andradita estannífera y epidota; y (3) un tercer estadio retrógrado rico en sulfuros con cuarzo, calcita,

clorita, moscovita y ferroactinolita. Algunas de las mineralizaciones que presenta este tercer estadio, están mineralizadas en oro (SOLER y AYORA, 1991; SOLER et al., 1990). Los skarns relacionados con la granodiorita de la Maladeta, son parecidos a los asociados a la granodiorita de Andorra, diferenciándose principalmente en la presencia, de borosilicatos, ilvaita, estilpnomelana y predominio de ferroactinolita en lugar de clorita durante el estadio retrógrado. Al igual que en Andorra, el estadio retrógrado de algunos de los skarns, está mineralizado en oro (DELGADO et al., 1993a). El skarn asociado al granito de Marimanya, consiste en un skarn distal, constituido únicamente por el estadio retrógrado similar al descrito en Andorra, el cual se encuentra mineralizado en arsenopirita-pirrotina-oro (PALAU et al., 1995).

3.5 Filones post-foliación tardi-hercínicos

Estos filones se encuentran asociados a fracturas encajadas en la granodiorita tardi-hercínica de La Jonquera y en los esquistos biotíticos cambro-ordovícicos que encajan a la granodiorita. La edad de esta estructura es controvertida, pero la mayoría de los autores suele atribuir a este tipo de fracturas una edad tardi-hercínica (CARRERAS y SANTANACH, 1983). El ejemplo más importante de este grupo es la mineralización de Sant Pere de La Jonquera. En ella se han diferenciado dos estadios de formación: un primer estadio constituido por cuarzo lechoso masivo deformado por la foliación milonítica asociada a las fracturas, y un segundo estadio constituido por pequeños filones de cuarzo que cortan al bandeado milonítico y que presenta una mineralización de arsenopirita, calcopirita, bismutinita, Bi nativo y trazas de oro (AYORA et al., 1989). La roca encajante presenta una alteración hidrotermal a clorita + moscovita + cuarzo asociada a la formación de los filones.

4. PARAMETROS FISICO-QUIMICOS DE LOS SISTEMAS MINERALIZANTES

4.1. Alteración del encajante

No se observa ningún tipo de alteración en los metasedimentos encajantes de la mayoría de las

Mineralizaciones	referencias	paragénesis	rocas encajantes	alteración encajante	entorno metamórfico	relación con la deformación	Tipología
Ribes: filones sin-foliación (1)	a,b	qtz-ms-chl-apy-py-po(± sid)	areniscas y pelitas	ausente	esquistos verdes	post-foliación y pre-cabalgamientos	filones y disseminaciones
Bordas de Conflent: Zonas de cizalla (2)	c,k	sid-qtz-py-cpy-thd-apy-ms-chl	pizarras negras, areniscas y pelitas	ausente	esquistos verdes	post-foliación	filones en zonas de cizalla
Ribes: filones post-foliación (1)	a	qtz-ms-chl-apy-py-sch-sulfuros y sulfosales de Bi	areniscas, pelitas y dolomías	ausente ----- qtz-ank	esquistos verdes	post-foliación	filones
Canigó: filones post-foliación (3)	d	qtz-ms-chl-cc-apy-po-cpy-gn-sulfosales de Bi	areniscas, pelitas y dolomías	ausente	esquistos verdes	sin-granito	filones
Skarns asociados a la granodiorita de Andorra (4)	e,f	qtz-cc-chl-ms-Fk-apy-lö-po-he-cpy-gn-sph-sulfotelururos de Bi-(bi)	mármoles y granito	estadio retrógrado del skarn	esquistos verdes aureola de contacto	sin-granito	skarn
Skarns asociados a la granodiorita de La Maladeta (5)	g	qtz-cc-ilv-amph-stlp-ms-lö-apy-py-po-sulfotelururos de Bi-(bi)	mármoles y granito	estadio retrógrado del skarn	esquistos verdes aureola de contacto	sin-granito	skarn
Skarn de Salau (6)	h,i	qtz-cc-sch-amph-po-(bi)	mármoles y granito	estadio retrógrado del skarn	esquistos verdes aureola de contacto	-----	skarn
Sant Pere de La Jonquera (7)	j	qtz-ms-chl-apy-(bi)	granito y esquistos biotíticos	cuarzo-clorita-moscovita	esquistos verdes	post-granito tardi-hercínico	filones en zonas de cizalla

Tabla 1a.- Características geológicas de las diferentes mineralizaciones auríferas de los Pirineos Centrales y Orientales.

Abreviaciones: qtz=cuarzo; apy=arsenopirita; py=pirita; po=pirrotina; sid=siderita; cpy=calcopirita; thd=tetraedrita; ank=ankerita; sch=scheelita; ms=moscovita; Fk=feldespatos potásico; chl=clorita; cc=calcita; gn=galena; lö=löllingita; he=hessita; sph=esfalerita; bi= bismuto nativo; ilv=ilvaíta; amph=anfíbol; stlp=stilpnomelana; (a) AYORA et al., 1992; (b) AYORA et al., 1993; (c) ARCOS et al., 1991; (d) POLIZZI, 1990; (e) CARDELLACH et al., 1992; (f) SOLER et al., 1992a; (g) DELGADO et al., 1993a,b; (h) SOLER, 1977; (i) FONTEILLES et al., 1989; (j) AYORA et al., 1989; (k) ARCOS y SOLER., 1997. La numeración adjunta a las localidades indica su localización en el mapa (Fig. 1).

mineralizaciones de tipo filoniano. En cambio, en las mineralizaciones encajadas en materiales graníticos o afectadas por el metamorfismo de contacto, se observa una clara alteración retrógrada de las paragénesis del protolito. Este es el caso de la zona de fractura encajada en el granito de la Jonquera, en la cual se desarrolla una intensa retrogradación, tanto de la granodiorita como de los esquistos biotíticos encajantes, a una asociación de cuarzo-moscovita-clorita. Lo mismo ocurre en las mineralizaciones tipo skarn, en las que las paragénesis de alta temperatura son retrogradadas a paragénesis de cuarzo - calcita - moscovita ± clorita ± ferroactinolita durante el estadio mineralizante (tabla 1b). Este hecho parece indicar, que si bien podría existir un desequilibrio térmico entre las rocas encajantes (esquistos verdes) y los fluidos mineralizantes; en la mayoría de los casos, ambos se encontrarían en equilibrio químico, ya que los minerales que constituyen los metasedimentos encajantes (cuarzo, clorita y moscovita) también se encuentran formando parte de la mineralogía de ganga de las mineralizaciones. Prueba de ello es que cuando las mineralizaciones se forman encajadas

en otro tipo de rocas (granitoides, esquistos biotíticos, skarns progradantes) sí que producen una alteración a cuarzo-clorita-moscovita y otros calcosilicatos en el caso de los skarns.

4.2. Inclusiones fluidas

A partir del estudio de las inclusiones fluidas en muestras de cuarzo, se han podido diferenciar dos tipos de fluidos mineralizantes: uno sin CO₂ y de alta salinidad (hasta el 30% en peso eq. NaCl) presente en las mineralizaciones que cortan a la foliación regional y en la mayoría de las mineralizaciones de tipo skarn, y otro fluido de baja salinidad (6% en peso eq. NaCl), con cantidades apreciables de CO₂ (X_{CO2} entre 0,1 y 0,2) y contenidos de CH₄ apreciables, como en el caso de las mineralizaciones sin-foliación del Valle de Ribes. Ambos tipos de soluciones contienen otras sales en solución como CaCl₂ y KCl. La proporción (en peso) de sales NaCl:KCl:CaCl₂ oscila desde 4:3:3 en los lentejones sin-foliación (AYORA et al., 1993) a 5:3:5 aproximadamente, en los filones post-foliación asociados a fracturas y cabalga-

mientos del Valle de Ribes (AYORA y FONTARNAU, 1990, tabla 5). Tal y como se deduce de la homogenización de las fases de CO₂ a líquido, las inclusiones de las mineralizaciones sin-foliación contienen una fase de CO₂ de alta densidad (AYORA et al., 1993). Inclusiones fluidas similares han sido descritas en los filones de la región de Tauern Window en los Alpes Orientales (LUCKSCHEITER y MORTEANI, 1980) y en filones de cuarzo en el lago de Khtada en British Columbia (HOLLISTER y BURRUS, 1976), en ambos casos encajados en rocas metamórficas.

El cuarzo de las mineralizaciones encajadas en los skarns presenta en general, inclusiones fluidas sin CO₂ y de alta salinidad, tal y como es típico en este tipo de mineralizaciones (EINAUDI et al., 1981; KWAK, 1987; GUY, 1988; ARCOS et al., 1996). Excepcionalmente se han encontrado inclusiones ricas en CO₂ y de baja salinidad en los cuarzos tardíos del skarn de Marimanya (PALAU et al., 1995).

4.3. Condiciones de formación

La relación As/S en la arsenopirita coexistente con otras fases del sistema As-S-Fe, es función de la temperatura y de la fugacidad de azufre (KRETSCHMAR y SCOTT, 1976). En los filones sin-foliación la arsenopirita coexiste con pirita y su composición en As (32,4 a 33,6 % at. As) indica una temperatura de formación de entre 450-530°C, una vez hecha la corrección para la presión de formación de estas mineralizaciones (ver más adelante en este mismo apartado). Este mismo método ha dado temperaturas de formación comprendidas entre 400 y 450°C en las zonas de cizalla (31,5 a 32,3 % at. As), entre 350 y 400°C en los filones post-foliación hercínicos del Valle de Ribes (30 a 31,9 % at. As), entre 440 y 485°C en los filones tardi-hercínicos de Sant Pere de La Jonquera (33,7 a 34,8 % at. As), y entre 300 y 550°C en los skarns (31,0 a 35,9 % at. As). Por otra parte, las temperaturas de formación de los filones post-foliación en el macizo del Canigó se encuentran en un rango de 300-500°C (POLIZZI, 1990). La similitud de temperaturas para contenidos en As distintos es debida a la corrección realizada para la presión de formación de las distin-

tas mineralizaciones y que se detalla más adelante en este mismo apartado. Estos rangos de temperatura son del mismo orden que los deducidos a partir de geotermómetros independientes tales como la estabilidad térmica de la cosalita y la solución sólida matildita-galena en las mineralizaciones del Valle de Ribes y los skarns de Andorra, la geotermometría isotópica galena-esfalerita y la estabilidad de silicatos en el estadio retrógrado de los skarns de Andorra y de la Maladeta (SOLER y AYORA, 1991; AYORA et al., 1989; 1992; SOLER et al., 1990; DELGADO et al., 1993b; ARCOS y SOLER, 1997). Tan sólo en el caso de Sant Pere de La Jonquera se han obtenido temperaturas de formación distintas a partir de la composición de la clorita, alrededor de 270°C (AYORA et al., 1989); por lo que estos autores creen que no existe equilibrio entre las fases del sistema As-S-Fe.

Dado que las relaciones texturales sugieren que la arsenopirita y las inclusiones fluidas en el cuarzo son sincrónicas en todas las mineralizaciones, las isocoras calculadas a partir de las inclusiones fluidas junto con las temperaturas obtenidas a partir de la geotermometría de la arsenopirita, y otros geotermómetros, implican presiones de atrape de 4,6 a 6 kbar en las mineralizaciones sin-foliación, de 3,2 a 4,3 en las zonas de cizalla, de 1,5 a 3 kbar en el resto de mineralizaciones post-foliación y de 2 a 3 kbar en los skarns. La presión en estas últimas mineralizaciones es confirmada por las condiciones P-T del metamorfismo de contacto asociado a los granitos (SOLER y AYORA, 1991; DELGADO et al., 1993b). El cálculo de las isocoras para las diferentes mineralizaciones, ha sido realizado en algunos casos a partir de la ecuación de estado de POTTER y BROWN (1977), mientras que en otros el cálculo se ha realizado a partir de la ecuación de BROWN y LAMB (1989); independientemente de la ecuación utilizada únicamente existen diferencias significativas en las mineralizaciones post-foliación del Valle de Ribes y de la Jonquera, donde a partir de los datos de Brown y Lamb (1989), se obtienen presiones ligeramente mayores, si bien éstas siempre se sitúan por debajo de los 4 kbar en el Valle de Ribes y alrededor de 1,4 kbar en la mineralización de la Jonquera. Las condiciones de formación de las

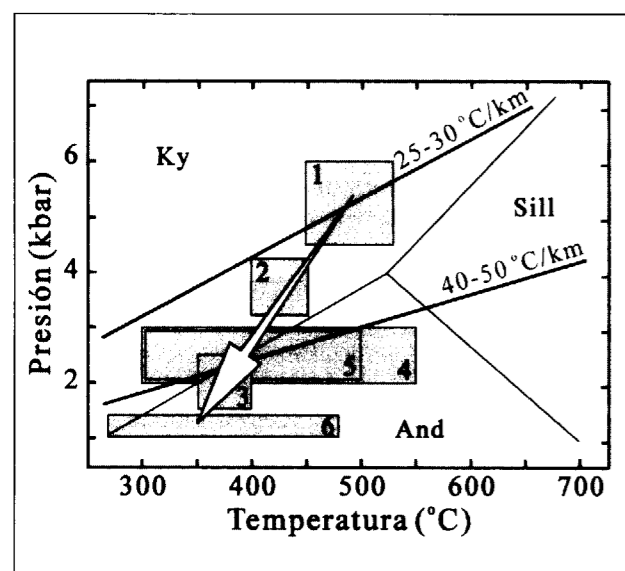


Fig. 2.- Evolución P-T de los fluidos mineralizantes asociados a las mineralizaciones auríferas de los Pirineos Centrales y Orientales durante el metamorfismo hercínico. Los equilibrios de los aluminosilicatos se han calculado de acuerdo a los datos termodinámicos de HEMINGWAY et al., (1991). 1) Mineralizaciones sin-foliación del Valle de Ribes; 2) Filones de las Bordas de Conflent asociados a zonas de cizalla; 3) Filones asociados a cabalgamientos y fallas post-foliación del Valle de Ribes; 4) Skarns auríferos de Andorra y la Maladeta; 5) Filones post-foliación del Canigó; 6) filones asociados a fracturas tardihercínicas.

la composición de las cloritas basado en el modelo termodinámico de WALSHE (1986) en los depósitos post-foliación de la Jonquera (AYORA et al., 1989) y de las Bordas de Conflent (ARCOS et al., 1991; ARCOS y SOLER, 1997), indican que la fO_2 de los fluidos mineralizantes se encontraba tamponada por las rocas encajantes cerca del equilibrio pirita-pirrotina-magnetita (PPM) en los estadios sin-foliación y post-foliación. Por el contrario durante la formación de los skarns auríferos, la fO_2 calculada a partir de los equilibrios minerales: hedenbergita-andradita-magnetita, ilvita-cuarzo-calcita, ferroactinolita-magnetita y a partir del estudio de las cloritas basado en el método de WALSHE (1986), varía entre los equilibrios PPM y cuarzo-magnetita-fayalita (QFM). En los skarns de Andorra se observa además, una evolución desde una fO_2 cercana al equilibrio PPM en los episodios previos a la mineralización hasta una fO_2 controlada por el equilibrio QFM en el momento de la mineralización propiamente dicha (SOLER y AYORA, 1991; SOLER et al., 1990). Esta evolución en el estado redox, podría ser debida a la progresiva influencia de las litologías graníticas sobre las regionales, si bien no puede descartarse el efecto del descenso de temperatura.

La coexistencia de pirita con arsenopirita de relaciones As/S bajas y de pirrotina con arsenopirita de relaciones As/S altas, indican que la presencia de pirita en los filones y de pirrotina en los skarns es debida principalmente a un efecto de la temperatura y no a cambios importantes en la fS_2 durante la deposición de los sulfuros.

La ausencia de alteración en los esquistos clorítico-moscovíticos encajantes de la mayoría de las mineralizaciones, y la existencia de alteraciones a cuarzo-clorita-moscovita, cuando el encajante es un esquisto biotítico o una roca granítica, como en el caso de los filones tardi-hercínicos de La Jonquera; junto con la presencia de cristales de moscovita atrapados en algunas inclusiones fluidas en cuarzo (AYORA y FONTARNAU, 1990) y la presencia de cuarzo, clorita y moscovita en todas las mineralizaciones; sugiere que el pH de los fluidos mineralizantes es neutro a ligeramente ácido (AYORA et al., 1989 y 1992; SOLER, 1990; ARCOS y SOLER, 1997) y que existe un equilibrio químico, aunque no térmico, entre los fluidos

distintas mineralizaciones, ponen de manifiesto importantes cambios en las condiciones P-T de atrape de los fluidos entre la precipitación de las distintas mineralizaciones (Fig. 2): sin-foliación ($490 \pm 40^\circ\text{C}$ y $5,2 \pm 0,8$ kbar), zonas de cizalla previas al desarrollo de cabalgamientos ($425 \pm 25^\circ\text{C}$ y $3,7 \pm 0,5$ kbar), filones encajados en planos de cabalgamiento y fallas ($300-500^\circ\text{C}$ y $1,5-3$ kbar), skarns ($300-550^\circ\text{C}$ y $2-3$ kbar) y filones tardi-hercínicos encajados en granitos ($270-485^\circ\text{C}$ y $1,4$ kbar). En el caso de las mineralizaciones de tipo skarn hay que tener en cuenta que el amplio rango de temperaturas probablemente es debido al gradiente térmico anómalo producido por los propios cuerpos intrusivos.

La relación CH_4/CO_2 de las inclusiones fluidas de las mineralizaciones sin-foliación del Valle de Ribes (AYORA y CASAS, 1986), los equilibrios rutilo-ilmenita en las mineralizaciones post-foliación de este mismo distrito (AYORA et al., 1992) y

Mineralizaciones	referencias	P (kbar)	T°C	fO_2	fS_2	pH	Composición de los fluidos
Ribes: filones sin-foliación (1)	a,b	4,6-6,0	450-530	PPM-QFM	py-po-apy	-----	3.5-8 % peso NaCl eq. (+ CaCl ₂ + KCl) 10-20 mol% CO ₂ (+ CH ₄)
Bordas de Conflent: Zonas de cizalla (2)	c,k	3,2-4,3	400-450	<HM-PPM	py-po-apy	aprox. neutro	21 % peso NaCl eq. (+ CaCl ₂), sin CO ₂
Ribes: filones post-foliación (1)	a	1,5-2,5	350-400	<HM-PPM	py-apy	aprox. neutro	10-26 % peso NaCl eq. (+ CaCl ₂), sin CO ₂
Canigó: filones post-foliación (3)	d	2,0-3,0	300-500	-----	po-apy	-----	-----
Skarns asociados a la granodiorita de Andorra (4)	e,f	2,0-2,3	350-500	PPM-QFM	lō-po a py-apy	aprox. neutro	20-24 % peso NaCl eq. (+ CaCl ₂ + KCl) sin CO ₂
Skarns asociados a la granodiorita de La Maladeta (5)	g	2,5-3,5	300-475	PPM-QFM	lō-po a py-apy	aprox. neutro	27-30 % peso NaCl eq. (+ CaCl ₂), sin CO ₂
Skarn de Salau (6)	h,i	2,0-2,5	350-540	PPM-QFM	po-apy	-----	5-30 % peso NaCl eq. con y sin CO ₂ + CH ₄
Sant Pere de La Jonquera (7)	j	1,4	270-450	<PPM	po-apy	aprox. neutro	10-12 % peso NaCl eq. (+ CaCl ₂), sin CO ₂

Tabla 1b.- Condiciones de formación de las mineralizaciones auríferas de los Pirineos Centrales y Orientales.

Abreviaciones: PPM = pirita-pirrotina-magnetita; QFM=cuarzo-fayalita-magnetita; HM= hematita-magnetita. Abreviaciones minerales, números y referencias bibliográficas como en la tabla 1a.

mineralizantes y los esquistos verdes encajantes de la mayoría de las mineralizaciones.

5. ISOTOPOS ESTABLES

La composición isotópica del azufre de los sulfuros de las mineralizaciones auríferas de los Pirineos Centrales y Orientales es muy variable. Las mineralizaciones sin-foliación muestran valores de $\delta^{34}S_{CDT}$ entre +10 y +12 ‰. Los valores isotópicos del azufre en los sulfuros de los filones post-foliación del Valle de Ribes presentan valores con $\delta^{34}S_{CDT}$ comprendidos entre +11 y +18 ‰, interpretados por AYORA et al. (1992) como indicadores de un azufre cortical, probablemente generado por la reducción bacteriana del sulfato marino de edad Cámbrica (supuesta edad de los metasedimentos encajantes). No obstante, cuando las mineralizaciones están encajadas en

granitoides como en el caso de los filones tardi-hercínicos de la Jonquera, la composición isotópica del azufre es más ligera, y cercana a los valores considerados magmáticos ($\delta^{34}S_{CDT}=0$ a +3 ‰). En los skarns asociados a la granodiorita de la Maladeta y de Andorra, la composición isotópica de los sulfuros muestra variaciones entre valores ligeros y pesados ($\delta^{34}S_{CDT}=+2$ a +10 ‰) probable reflejo de un proceso de mezcla entre un azufre de origen cortical y otro magmático. La correlación entre los valores de $\delta^{34}S$ y las leyes más altas de Au apunta a la removilización del Au y parte del azufre de las rocas regionales (CARDELLACH et al., 1992).

La composición isotópica del carbono de los fluidos mineralizantes es ligera ($\delta^{13}C_{PDB}=-7$ a -11 ‰) cuando los filones están encajados en pelitas, reflejando una posible fuente organogénica. La composición isotópica de las calcitas asociadas a

Mineralizaciones	referencias	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (fluido)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (fluido)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (fluido)	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ (fluido)
Ribes: filones sin-foliación (1)	a,b	+10.5 a +12‰	-----	+7 a +10‰	-13 a -23‰
Bordas de Conflent: Zonas de cizalla (2)	c,k	+2 a +22‰	-6 a -9‰	+12 a +14‰	-28 a -33‰
Ribes: filones post-foliación (1)	a	+ 11 a +18‰	-7 a -10‰	+6 a +11‰	-5 a -30‰
Canigó: filones post-foliación (3)	d	-----	-----	-----	-----
Skarns asociados a la granodiorita de Andorra (4)	e,f	+4 a +10‰	-8 a -13‰	+7 a +10‰	-20 a -50‰
Skarns asociados a la granodiorita de La Maladeta (5)	g	+2 a +4‰	+4 a -2‰	+9 a +12‰	-20 a -35‰
Skarn de Salau (6)	h,i	0 a +4‰	-3 a -10‰	+7 a +10‰	-10 a -50‰
Sant Pere de La Jonquera (7)	j	+4.6 a +5.1‰	-----	-----	-----

Tabla 1c.- Composición isotópica de los fluidos mineralizantes. Referencias bibliográficas y numeros como en la tabla 1a.

las mineralizaciones auríferas tipo skarn, muestran un empobrecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, como resultado de un proceso de intercambio isotópico entre el fluido metasomático y los mármoles Devónicos, a temperaturas comprendidas entre 600 y 350°C y fluidos con una X_{CO_2} entre 0,1 y 0,01 (SOLER et al., 1992b; DELGADO et al., 1996; PALAU et al., 1995).

En un diagrama $\delta^{18}\text{O}$ - δD (Fig. 3), las composiciones isotópicas de los fluidos mineralizantes calculadas a partir de las composiciones de los minerales en equilibrio con dichos fluidos (Tabla 1b), muestran valores para los filones sin-foliación y post-foliación fuera de los valores de las aguas magmáticas, y coherentes con el campo de las aguas metamórficas definido por SHEPPARD (1986). Los valores del fluido mineralizante en los filones post-foliación en las Bordas de Conflent, son más pesados en $\delta^{18}\text{O}$ y similares

en δD a las demás mineralizaciones post-foliación. Es importante hacer notar que las aguas asociadas a las mineralizaciones del Valle de Ribes (sin-foliación y post-foliación), se proyectan entre los campos definidos por las metapelitas de bajo grado y las de alto grado del macizo de "Trois Seigneurs" (WICKMAN y TAYLOR, 1985). Los fluidos mineralizantes en los skarns auríferos muestran valores similares en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (entre +7 y +12‰) y más ligeros en $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ (de -20 a -50‰) que los anteriores, situándose en el campo de las aguas metamórficas, cerca del campo de las aguas magmáticas (tabla 1c). No obstante, no puede descartarse una contribución magmática teniendo en cuenta que los procesos de desgasificación durante la cristalización magmática pueden dar lugar a variaciones de la δD del magma residual, que se manifiestan en variaciones de la composición isotópica de los minerales magmáticos (NABELECK et al., 1983) y que

los fluidos desmezclados a partir de magmas calcoalcalinos tienen una δD comprendida entre -20 y -40‰ (MATSUHISA, 1992), estos valores se superponen a la composición isotópica de los fluidos mineralizantes en los skarns de la Maladeta y parcialmente a la composición isotópica de los fluidos mineralizantes en los skarns de Andorra. Por consiguiente, a partir de la composición isotópica del O y del H, el origen de los fluidos mineralizantes parece ser complejo, pudiendo ser el resultado de un proceso de mezcla entre fluidos de origen magmático y otros equilibrados con las rocas metamórficas regionales (Fig. 3).

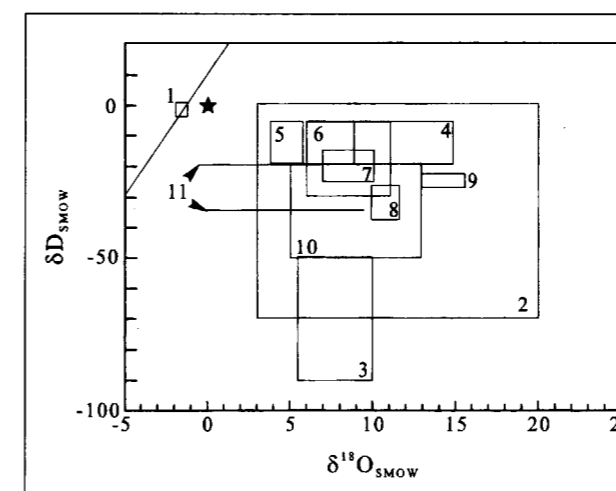


Fig. 3.- Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ - δD donde se muestran los campos isotópicos de los fluidos mineralizantes de las mineralizaciones auríferas de los Pirineos Centrales y Orientales. 1) Aguas meteóricas de edad tardi-hercínica (WICKMAN y TAYLOR, 1985); 2) Campo de las aguas metamórficas (SHEPPARD, 1986); 3) Campo de las aguas magmáticas primarias; 4) Aguas en equilibrio con las rocas metamórficas de bajo grado del macizo de Trois Seigneurs (WICKMAN y TAYLOR, 1985); 5) aguas en equilibrio con las rocas metamórficas de alto grado del macizo de Trois Seigneurs (WICKMAN y TAYLOR, 1985); 6) Fluidos mineralizantes de los filones post-foliación del Vall de Ribes; 7) id. para los filones sin-foliación del Vall de Ribes; 8) Fluidos mineralizantes en los skarns asociados a la granodiorita de la Maladeta; 9) id. para los filones de las Bordas de Conflent; 10) id. para los skarns asociados a la granodiorita de Andorra; 11) Gases volcánicos de magmas de afinidad calcoalcalina (MATSUHISA, 1992).

6. DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las mineralizaciones auríferas en filones de los Pirineos Centrales y Orientales (Vall de Ribes, Bordas de Conflent y Sant Pere de la Jonquera), muestran algunas características similares a los

depósitos mesotermales de oro, tales como el hecho de estar encajadas en rocas metamórficas de facies esquistos verdes y haberse formado a partir de sistemas hidrotermales desarrollados durante los estadios sin- y post-cinemáticos. También hay similitudes en las condiciones físico-químicas de formación: temperaturas de 250 a 450°C, presiones de 1 a 4 kbar, bajas fugacidades de azufre y oxígeno, y proximidad a pH neutro de la solución mineralizante. La ausencia de CO_2 y la alta salinidad de los fluidos en las mineralizaciones post-foliación contrasta con los fluidos con CO_2 y baja salinidad que se encuentran en otros depósitos mesotermales, tales como los filones de cuarzo asociados a zonas de cizalla (CAMERON y HATTORI, 1987; KERRICH, 1983; 1989a y b). No obstante, aunque hay un acuerdo general en cuanto a la situación geológica y las condiciones químicas de formación de los depósitos de tipo mesotermal, su génesis es controvertida.

De acuerdo con AYORA et al. (1992), los fluidos del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$, generados durante el metamorfismo regional en la base de la serie cambro-ordovícica se equilibraron con arsenopirita y oro, tal y como evidencia la deposición de oro y arsenopirita en los lentejones metamórficos de cuarzo (sin-foliación). El potencial mineralizante de estos fluidos, coincide con la anomalía en As-Au encontrada en la serie cambro-ordovícica del sector NE del macizo del Canigó (POLIZZI, 1990). El incremento del gradiente geotérmico después del clímax metamórfico, debido al ascenso de los domos térmicos, favorece la circulación de los fluidos, contribuyendo a su movilización a través de zonas permeables, tales como fracturas y cabalgamientos. Esta removilización se produce exclusivamente dentro de los materiales del Paleozoico inferior (Cambro-Ordovícico y Ordovícico Superior). Los valores pesados de $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros en los filones sin-foliación y en algunos filones post-foliación, junto con los valores ligeros de $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos hidrotermales, están de acuerdo con un equilibrio isotópico entre los fluidos mineralizantes y las rocas metamórficas regionales, así como la removilización del As y del Au a partir de estos materiales. Aunque de forma menos concluyente, los valores $\delta^{18}\text{O}$ y δD de los fluidos son consistentes con los de fluidos metamórficos. Aunque debido a la composición química de

estos fluidos queda descartado su origen a partir de reacciones de devolatilización metamórfica, el hecho de que se encuentren en equilibrio químico e isotópico con las rocas metamórficas regionales indica que estos fluidos pueden ser considerados como metamórficos (TAYLOR, 1987).

La presencia en las mineralizaciones estudiadas de dos fluidos distintos, uno con cantidades apreciables de CO₂ y baja salinidad (sin-foliación) y otro pobre en CO₂ y de alta salinidad (post-foliación), puede ser el resultado de: a) un proceso de desmezcla a partir de un fluido original del sistema H₂O-NaCl-CO₂; b) fluidos diferentes con una composición controlada por los metasedimentos locales y el grado metamórfico; c) interacción de un fluido original con los metasedimentos regionales.

Respecto a la primera hipótesis, AYORA et al. (1993) en el Valle de Ribes interpretan el fluido salino y sin CO₂ como el producto de la desmezcla de un fluido original con CO₂ y de baja salinidad correspondiente al encontrado en las mineralizaciones sin-foliación. No obstante, los datos del sistema H₂O-NaCl-CO₂ aportados por GEHRIG (1980) y SCHMIDT y BODNAR (1996), indican que el fluido resultante de esta desmezcla debería presentar contenidos en CO₂ apreciables (>10 mol%), los cuales no han sido observados. No se conocen datos sobre como afecta la presencia del CaCl₂ en la posición del solvus, aunque no son de esperar variaciones importantes. Por tanto, el fluido de salinidad elevada parece ser incompatible con un proceso de desmezcla a partir del fluido de baja salinidad y con contenidos apreciables en CO₂ presente en las mineralizaciones sin-foliación.

La salinidad de los fluidos metamórficos en equilibrio con esquistos verdes, es variable y el contenido de CO₂ generalmente bajo (CRAWFORD, 1981). El contenido en CO₂ suele aumentar desde la facies de esquistos verdes hacia la facies granulita (CRAWFORD, 1981; TOURET, 1981). Por tanto, los dos fluidos encontrados en las mineralizaciones estudiadas podrían corresponder a fluidos formados en diferentes dominios metamórficos. Si bien ésta parece ser la hipótesis más probable, no puede descartarse el efecto de la interacción agua-roca sobre la salinidad de los fluidos. El elevado contenido en CaCl₂ de los fluidos

de las mineralizaciones post-foliación, pone de manifiesto la interacción de estos fluidos con rocas carbonatadas (CRAWFORD, 1981).

La alta salinidad del fluido presente en las mineralizaciones post-foliación, a temperaturas superiores a 300°C, posibilita la solubilidad de los metales en forma de complejos clorurados (SEWARD, 1991). El enfriamiento de la solución parece ser el mecanismo más efectivo para la deposición de metales en todas las mineralizaciones estudiadas (AYORA et al., 1992; ARCOS y SOLER, 1997).

Las intrusiones de granitoides tardi-hercínicos, sobrepunen localmente un gradiente térmico anómalo alrededor de los cuerpos intrusivos, responsable de la movilización de los fluidos hasta los materiales del Paleozoico superior (Devónico). El fluido mineralizante en los estadios retrógrados de los skarns asociados a los granitos de Andorra y de la Maladeta, forma parte de un sistema polisalino y pobre en CO₂, el cual muestra parámetros físico-químicos (T, fO₂, fS₂, pH) similares a los fluidos atrapados en las mineralizaciones post-foliación, sugiriendo un origen similar. No obstante, en ambos distritos, Andorra y Maladeta, los sulfuros en los skarns no mineralizados en oro, muestran un azufre con valores en δ³⁴S_{CDT} ligeros (0 a +4‰) típicos de un origen magmático, mientras que en los skarns auríferos los valores de δ³⁴S son pesados, poniendo de manifiesto una componente crustal en el sistema. En los skarns de Andorra, la correlación entre valores pesados de δ³⁴S_{CDT} (hasta 10‰) y altos contenidos en Au, es un argumento adicional para poner de manifiesto la importancia de los fluidos metamórficos en la formación de los skarns mineralizados en Au (CARDELLACH et al., 1992). De otro lado, la composición isotópica del plomo en estos skarns y en las mineralizaciones post- y sin-foliación del Vall de Ribes, pone de manifiesto un complejo proceso de mezcla de fluidos durante la formación de los skarns, en el que el Pb es controlado exclusivamente por el granito, mientras que el As y el Au lo son por los materiales metamórficos (ROMER y SOLER, 1995).

Al igual que en los filones post-foliación, la alta salinidad del fluido presente en las mineralizaciones tipo skarn, a temperaturas superiores a 300°C, posibilita la solubilidad de los metales en

forma de complejos clorurados (SEWARD, 1991). El enfriamiento de la solución parece ser el mecanismo más efectivo para la deposición mineral en todos los filones estudiados (SOLER et al., 1990; CARDELLACH et al., 1992; DELGADO, 1993).

Los distintos tipos de mineralizaciones auríferas descritas aquí, se han formado durante dos episodios diferentes de la evolución del orógeno Hercínico. El primer episodio está relacionado con las anomalías del gradiente metamórfico regional, responsables de la mayoría de las mineralizaciones auríferas, tanto sin-foliación como post-foliación. El segundo episodio, está relacionado con el gradiente térmico anómalo generado por la intrusión de los granitos tardi-hercínicos, responsable de la formación de los skarns auríferos y posiblemente de los filones tardi-hercínicos. Desde un punto de vista estructural, durante la evolución del Orógeno, la circulación de fluidos da lugar a mineralizaciones en muchas de las estructuras hercínicas, encontrándose tanto en filones de cuarzo sin-foliación, como filones asociados a las estructuras que cortan la foliación regional. La edad de la mineralización relacionada con las zonas de cizalla tardías que cortan las granodioritas intrusivas (Sant Pere de la Jonquera) es incierta. No obstante, su ubicación cerca de los granitos tardi-hercínicos, así como las condiciones P-T de formación coherentes con las demás mineralizaciones tardi-hercínicas, sugiere una edad tardi-hercínica y una relación genética con las intrusiones de los granitoides.

La evolución PTXt de los fluidos involucrados en las mineralizaciones auríferas de los Pirineos Centrales y Orientales, sugiere una descompresión a temperatura decreciente desde las mineralizaciones sin-foliación hasta los filones post-foliación tardi-hercínicos (Fig. 2). Lo cual está de acuerdo con la evolución en el tiempo de la formación de las mineralizaciones hacia dominios estructurales superiores. Esta evolución es similar a las descritas en los procesos de uplift asociados a los últimos estadios de los cinturones de colisión (KERRICH 1989a,b; MCKEAK y CRAW, 1989; BOTTRELL et al., 1990), sugiriendo que el Orógeno Hercínico se formó en un contexto de colisión tectónica. Este hecho está en desacuerdo con las hipótesis extensionales de WICKHAM y OXBURGH (1985).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado mediante los proyectos CAICYT nº GEO90-0507, AMB93-0326 y ha sido desarrollado en el marco del proyecto IGCP nº291 "Fluidos Metamórficos y Yacimientos Minerales". Los comentarios de C. Casquet y de un revisor anónimo han contribuido a mejorar el manuscrito original, aunque por supuesto, no son responsables de los errores que este trabajo pueda contener.

REFERENCIAS

- ARCOS, D.; AYORA, C. y SOLER, A. (1991): Gold transport conditions in shear zones from central Pyrenees, Spain. En: *Source transport and depositions of metals*, M. Pagel y J. Leroy (Eds.), Rotterdam, A.A. Balkema Pub.: 633-636.
- ARCOS, D. y SOLER, A. (1997): Reconcentración metamórfica de oro en zonas de cizalla de las Bordas de Conflent (Pirineos Centrales). *Bol. Geol. Min.* (en este volumen).
- ARCOS, D.; SOLER, A. y DELGADO, J. (1996): Fluid evolution in the Cu-Au deposit related to the Carlés granodiorite (NW Spain). *Eur. J. Mineral.*, 8: 975-985.
- AYORA, C. y CASAS, J.M. (1986): Strata-bound As-Au mineralization in pre-Caradocian rocks from Vall de Ribes, eastern Pyrenees, Spain. *Mineral. Deposita*, 21: 278-287.
- AYORA, C. y FONTARNAU, R. (1990): X-Ray microanalysis of frozen fluid inclusions. *Chem. Geol.*, 89: 135-148.
- AYORA, C.; LIESA, M. y DELGADO, J. (1993): Low-thermal-gradient Hercynian metamorphism in the eastern Pyrenees. *J. Met. Geol.*, 11: 49-58.
- AYORA, C.; LIESA, M. y SOLER, A. (1989): El filon de cuarzo con As-Bi de Sant Pere, La Jonquera, Pirineo Oriental: parámetros físico-químicos de formación. *Bol. Soc. Esp. Mineral.*, 12: 351-362.
- AYORA, C.; RIBERA, F. y CARDELLACH, E. (1992): The genesis of the arsenopyrite gold veins from the Vall de Ribes district, eastern Pyrenees, Spain. *Econ. Geol.*, 87: 1877-1896.
- BOTTRELL, S.H.; GREENWOOD, P.B.; YARDLEY, B.W.D.; SHEPERD, T.J. and SPIRO, B. (1990): Metamorphic and post-metamorphic fluid flow in the low-grade rocks of the Harlech dome, north Wales. *Jour. Metamorph. Geology*, 8, 131-143.
- BROWN, P. y LAMB, W (1989): P-V-T properties in the system H₂O±CO₂±NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 53: 1209-1221.
- CAMERON, E.M. y HATTORI, K. (1987): Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Econ. Geol.*, 82: 1177-1191.

CARDELLACH, E.; AYORA, C.; SOLER, A. y DELGADO, J. (1992): The origin of fluids involved in the formation of gold-bearing skarn of the Andorra granite (Central Pyrenees, Spain): Sulphur isotope data. *Mineral. Petrol.*, 45: 181-193.

CARRERAS, J. y SANTANACH, P. (1983): El Hercínico de los Pirineos. En: *Geología de España*. Libro Jubilar de J.M. Ríos., volumen 1. J.M. Comba (Ed.), Madrid, Inst. Geol. Min. Esp.: 536-550.

CASAS, J.M.; DOMINGO, F.; POBLET, J. y SOLER, A. (1989): The role of the Hercynian thrusts in the upper Paleozoic rocks of the central-eastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3: 135-147.

CRAWFORD, M.L. (1981): Fluid inclusions in metamorphic rocks - low and medium grade. En: *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. L.S. Hollister and M.L. Crawford (Eds). Mineral. Assoc. Can., Short course, 6: 157-182.

DELGADO, J. (1993): *Caracterización mineralógica físico-química y geoquímica de los skarns del contacto norte del batolito de La Maladeta (Vall d'Aran, Lleida)*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, Sin publicar, 418 pp.

DELGADO, J.; SOLER, A. y ARCOS, D. (1993b): Thermobarometric constraints for the emplacement of the Maladeta batholith (Central Pyrenees, Spain). *Terra Nova*, 5 (1): 400.

DELGADO, J.; SOLER, A. y ARCOS, D. (1996): El metamorfismo de contacto e hidrotermalismo asociados al batolito de La Maladeta: Geoquímica isotópica de C y O en carbonatos. *Geogaceta*, 20(7): 1578-1581.

DELGADO, J.; SOLER, A.; ARCOS, D. y AYORA, C. (1993a): Geochemical constraints of formation of Au-bearing and barren skarns along the northern contact of the Maladeta batholith (Central Pyrenees, Spain). En: *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits*. P. Fenoll Hach-Ali, P. Torres-Ruiz and F. Gervilla, (Eds.), Universidad de Granada, Granada: 81-84.

EINAUDI, M.T.; MEINERT, L.D. y NEWBERRY, R.J. (1981): Skarn deposits. *Econ. Geol.* 75th Anniv. vol.: 317-391.

FONTEILLES, M.; SOLER, P.; DEMANGE, M.; DERRÉ, C.; KRIER-SHELLEN, A.D.; VERKAEREN, J.; GUY, B. y ZHAM, A. (1989): The scheelite skarn deposits of Salau (Ariege, French Pyrenees). *Econ. Geol.*, 84: 1172-1209.

GEHRIG, M. (1980): *Phasengleichgewichte un PVT-daten ternärer mischungen aus wasser, kohlendioxid und natriumchlorid bis 3 kbar un 550°*. Tesis Doctoral. Univ. de Karlsruhe. Ed. Grässer+Boscolo, Ettlinger. 151 pp.

GIBSON, R.L. (1991): Hercynian low-pressure-high temperature regional metamorphism and subhorizontal foliation development in the Canigou massif, Pyrenees, France.- Evidence for crustal extension. *Geology*, 19: 380-383.

GUY, B. (1988): *Contribution à l'étude des skarns de Costabonne (Pyrénées Orientales, France) et à la théorie de la zonation métasomatique*. Tesis doctoral Ecole Nationale des Mines de Saint Etienne. 925 pp.

HEMINGWAY, B.S.; ROBIE, R.A.; EVANS, JR., H.T. y KERRICK,

D.M. (1991): Heat capacities and entropy of sillimanite, fibrolite, andalusite, kyanite and quartz and the Al₂SiO₅ phase diagram. *Amer. Mineral.*, 76: 1597-1613.

HOLLISTER, L.S. y BURRUS, R.C. (1976): Phase equilibria in fluid inclusions from Khtada metamorphic complex. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 163-175.

KERRICH, R. (1983): Geochemistry of gold deposits in the Albititi greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.*, 16: 440-458.

KERRICH, R. (1989a): Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits. *Geol. Assoc. Can., Short Course Notes*, 6: 129-197.

KERRICH, R. (1989b): Geodynamic setting and hydraulic regimes: shear zone hosted mesothermal gold deposits. *Geol. Assoc. Can., Short Course Notes*, 6: 89-128.

KRETSCHMAR, V. y SCOTT, S.D. (1976): Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Can. Mineral.*, 14: 364-386.

KWAK, T.A.P. (1987): Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits). *J. Met. Geol.*, 4: 363-384.

LUCKSCHEITER, B. y MORTEANI, G. (1980): Microthermometric and chemical studies of fluid inclusions in minerals from Alpine veins from the penninic rocks of the central and western Tauern Window (Austria/Italy). *Lithos*, 13: 61-77.

MATSUHISA, Y. (1992): Origin of magmatic waters in subduction zones: Stable isotopic constraints. *Rept. Geol. Surv. Japan*, 279: 104-109.

MATTE, P. y MATTAUER, M. (1987): The Hercynian orogeny in the Pyrenees was not a rifting event. *Nature*, 325: 739-740.

MCKEAG, S.A. and CRAW, D. (1989): Contrasting fluids in gold-bearing quartz veins systems formed progressively in a rising metamorphic belt: Otago schist, New Zealand. *Econ. Geol.*, 84, 22-23.

MUÑOZ, J.A.; PUIGDEFABREGAS, C. y FONTBOTE, J.M. (1984): El ciclo Alpino y la estructura tectónica del Pirineo. En: *Geología de España*, Libro Jubilar J.M. Ríos, volumen 2, J.A. Comba, (Ed.), Madrid, Inst. Geol. Min. Esp.: 185-205.

NABELECK, P.I.; O'NEIL, J.R. y PAPIKE, J.J. (1983): Vapor phase exsolution as a controlling factor in hydrogen isotope variation in granitic rocks: the Notck Peak granitic stock, Utah. *Earth Plan. Sci. Let.*, 66: 137-150.

PALAU, J.; ARCOS, D.; DELGADO, J. y SOLER, A. (1995): Gold-bearing metasomatic bodies related to the Hercynian plutonism in the Marimanya area (Central Pyrenees, Spain). En: *Mineral Deposits from their origin to their environmental impacts*. J. Pasava, B. Kribek y K. Zak (Eds.) A.A. Balkema: 493-496.

PARISH, M. (1984): A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for the Pyrenean geology. *J. Struc. Geol.*, 6: 247-255.

POBLET, J. (1991): *Estructura Herciniana i Alpina del vessant*

sud de la zona Axial del Pirineu central. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, Sin publicar: 603 pp.

POLIZZI, S. (1990): *Les minéralisations sulfo-arseniées aurifères du Massif des Aspres (Pyrénées Orientales, France)*. Etude géologique et métallogénique. Tesis Doctoral Univ. Paul Sabatier, 345 pp.

POTTER, R.W.II y BROWN, D.L. (1977): The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 500°C at pressure up to 2000 bar based on a regression of available data in the literature. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1421-C, 36 pp.

ROBERT, J.F. (1980): *Etude géologique et métallogénique du Val de Ribas sur le versant espagnole des Pyrénées Catalanes*: Tesis doctoral, Univ. Franche-Compté, Besançon, 294 pp.

ROMER, R.F. y SOLER, A. (1995): U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (Central Pyrenees, Spain). *Mineral. Deposita*, 30, 374-383.

SEWARD, T. (1991): The hydrothermal chemistry of gold, En: *Gold metallogeny and exploration*. Foster (Ed.). Blackie and sons Ltd., Londres: 37-62.

SCHMIDT, C. y BODNAR, R.J. (1996): Volumetric properties and solvus locations in the ternary system H₂O-NaCl-CO₂ at elevated temperatures, pressures and salinities up to 20 wt% sodium chloride. *Volumen de resúmenes. PACROFI VI*: 110

SHEPPARD, S.M.F. (1986): Characterization and isotopic variations in natural waters. *Rev. Mineral.*, 16: 165-183.

SOLER, P. (1977): *Petrographie, thermochimie et métallogenie du gisement de scheelite de Salau (Pyrénées Arigeoises, France)*. These Ing. Doct. Ecole des Mines de Paris. 220p.

SOLER, A. (1990): *Geología i Metallogenia de la terminació sud del granit d'Andorra (Pirineu Central)*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona, Sin publicar: 886 pp.

SOLER, A. y AYORA, C. (1991): Gold-bearing arsenopyrite

bodies in skarns from l'Alt Urgell, Central Pyrenees, Spain. En: *Skarns-their genesis and metallogeny*. A. Barto-Kyriakidis (Ed.). Athens, Theophrastus Publications, S.A.: 227-251.

SOLER, A., AYORA, C.; CARDELLACH, E. y DELGADO, J. (1990): Gold-bearing hedenbergite skarns from the SW contact of the Andorra granite (Central Pyrenees, Spain). *Mineral. Deposita*, 25S: S59-S68.

SOLER, A.; DELGADO, J.; CARDELLACH, E. y AYORA, C. (1992a): The role of metamorphic fluids in gold-bearing skarns (Pyrenees). En: *Source transport and depositions of metal*, M. Pagel and J. Leroy (Eds.). Rotterdam, A.A. Balkema: 135-138.

SOLER, A.; DELGADO, J.; CARDELLACH, E. y AYORA, C. (1992b): Fluid-rock interaction in skarns from La Cerdanya, Central Pyrenees, Spain: Evidence from carbon and oxygen isotopes. En: *Water-Rock Interaction*. Y.K. Kharaka and A.S. Maest, (Eds.). Rotterdam, A.A. Balkema: 1547-1550.

TAYLOR, B.E. (1987): Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. En: *Stable isotope geochemistry of low temperature fluids*. T. Kyser (Ed.). Mineral. Assoc. Can., Short Course, 13: 337-445.

TOURET, J.R.L. (1981): Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. En: *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. L.S. Hollister and M.L. Crawford (Eds.). *Mineral. Assoc. Can., Short course*, 6: 182-208.

WALSHE, J.L. (1986): A six-component chlorite solid solution model and geothermal systems. *Econ. Geol.*, 81: 681-703.

WICKHAM, S.M. y OXBURGH E.R. (1985): Crustal rift as setting for regional metamorphism. *Nature*, 318: 330-333.

WICKMAN, S.M. y TAYLOR, H.P. JR. (1985): Stable isotope evidence for large-scale seawater infiltration in a regional metamorphic terrane: the trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France. *Contrib. Min. Petol.*, 91: 122-137.

ZWART, H.J. (1979): The geology of the central Pyrenees. *Leidse Geol. Mededeel.*, 50: 1-74.

Original recibido: Octubre de 1996.
Original aceptado: Abril de 1997.

EVOLUCION DE LAS AREAS MARGINO-LITORALES DE LA COSTA DE MALLORCA (I. BALEARES) DURANTE EL ULTIMO Y PRESENTE INTERGLACIAL: NIVEL DEL MAR HOLOCENO Y CLIMA.

Por J. L. GOY (*), C. ZAZO (**) y J. CUERDA (***)

RESUMEN

La evolución de las áreas margino-litorales del Prats (Bahía de Palma) y de la Albufera (Bahía de Alcudia), así como la de los litorales desconectados de las cuencas subsidentes, es el resultado de la continuidad en la actividad neotectónica, de los cambios del nivel del mar y de los cambios en los parámetros climáticos durante el Último y Presente Interglacial. Las áreas que como el Prats y La Albufera desarrollaron ecosistemas de albuferas durante el Último Interglacial, repiten el mismo modelo, aunque menos desarrollado durante el Presente Interglacial. El "Óptimo Climático Holoceno" se registra en la Isla entre los 7.100 ¹⁴C a.BP y los 6.000 ¹⁴C a.BP; cuando se reconocen también condiciones más húmedas que las actuales según el registro polínico. El desarrollo de flechas litorales se inicia hacia los 7.100 ¹⁴C a.BP, detectándose un descenso relativo del nivel del mar hacia los 5.500 ¹⁴C a.BP, posterior al máximo de la transgresión Flandriense, por lo que el pico de la misma debió ocurrir a ca.7.000 ¹⁴C a.BP. A partir de ese momento, el nivel del mar presenta una tendencia general regresiva bajo un clima mediterráneo con marcada estacionalidad, que es interrumpida por eventos más húmedos hacia los 4.430±110 ¹⁴C a.BP; entre 3.005±90 ¹⁴C a.BP y 1.780±200 ¹⁴C a.BP. Estos eventos son contemporáneos con subidas relativas del nivel del mar que dejan como testigos pequeñas terrazas marinas que no superan la cota de + 1m.

Palabras clave: Terrazas marinas, Albuferas, Dataciones ¹⁴C, Clima, Neotectónica.

ABSTRACT

The evolution of the coastal-lagoon areas of El Prats (Palma Bay) and La Albufera (Alcudia Bay) as well as those of the disconnected littorals of the subsiding basins, is the joint result of a continuous neotectonic activity, sea-level changes and changes in the climatic parameters during the Last and Present Interglacial. Those areas where coastal lagoon (albufera) ecosystems were developed during the Last Interglacial, like El Prats and La Albufera, present the same sedimentary model during the Present Interglacial, although with a lesser development degree. The "Holocene Climatic Optimum" is recorded in the Island between 7,100 ¹⁴C a.BP and 6,000 ¹⁴C a.BP, when more humid climatic conditions than present are recognized in the pollen record. The develop of spit-bar systems started near 7,100 ¹⁴C a.BP and a relative sea-level fall is recorded at near 5,500 ¹⁴C a.BP, after the maximum of the Flandrian transgression. Consequently this maximum could be situated near 7,000 ¹⁴C a.BP. From 6,000 ¹⁴C a.BP, the sea level present a general regressive trend under a mediterranean climate with a marked seasonality, which is interrupted by more humid events at 4,430±110 ¹⁴C a.BP, between 3,005±90 ¹⁴C a.BP and at 1,780±200 ¹⁴C a.BP. These events are coeval with relative high sea-level, recorded as small marine terraces never higher than +1m above present mean sea-level.

Key words: Marine terraces, Coastal lagoons (albuferas), ¹⁴C dating, Climate, Neotectonics.

(*) Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca (España).

(**) Dpto. Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006-Madrid (España).

(***) Son Morlá, Es Molinar, 07007 Palma de Mallorca (España).

1. INTRODUCCION

Restos de antiguas posiciones del nivel del mar durante el Último Interglacial han sido ampliamente estudiados en el litoral balear (situado entre los 38°40'27"-40°05'17" latitud Norte y los

1°17'23" -4°2'46" de longitud Este) apareciendo sintetizados por Cuerva (1989). Los análisis sobre el contenido faunístico de las terrazas marinas, le llevan a distinguir en la isla de Mallorca dos altas paradas del nivel del mar durante el Último Interglacial; la más antigua conteniendo fauna cálida con *Strombus bubonius*, que hace corresponder al Eutirreniense mediterráneo; y la más reciente caracterizada por el contenido de "fauna cálida senegalesa" pero con la ausencia de *S. bubonius*; esta última es asimilada al Neotirreniense.

Trabajos posteriores llevados a cabo por ZAZO *et al.* 1991, GOY *et al.* 1993 y HILLAIRE-MARCEL *et al.* 1996, este último centrado en la sección tipo del Tirreniense balear en Campo de Tiro, en la Bahía de Palma (Figura 1), y con la utilización de medidas isotópicas con series del Uranio (TIMS, Thermal Ionization Mass Spectrometric) concluye que durante el máximo del Último Interglacial (subestadio isotópico 5e, entre los 135 Ka y los 115 Ka) se producen dos altas paradas de nivel del mar, registrándose el cambio faunístico, en la más reciente. De esta forma los antiguos Eutirreniense y Neotirreniense balear constituirían dos niveles diferentes del mar durante el mismo subestadio. Esta inestabilidad climática, que no sólo se refleja en el cambio faunístico, sino también en las litologías durante el óptimo del Último Interglacial, ha sido también observada en otros puntos del Mediterráneo español peninsular (ZAZO *et al.* 1993).

Asimismo, durante el Presente Interglacial, una vez alcanzado el "Óptimo Climático Holoceno" y el pico de la transgresión Flandriense, la inestabilidad climática se manifiesta en cambios relativos del nivel del mar reflejados en los sistemas morfosedimentarios litorales del Sur de Iberia (ZAZO *et al.*, 1994).

Con relación al nivel del mar durante el Presente Interglacial, existen pocos estudios en las Islas Baleares, tan sólo desde el punto de vista faunístico, sus depósitos, habían merecido la atención (CUERDA, 1989, y trabajos anteriores), dada la total ausencia de fauna cálida en los mismos.

El objetivo de este trabajo es el de realizar una síntesis de los depósitos correspondientes a la transgresión holocena, sus implicaciones paleo-

geográficas, mediante una cartografía de detalle de los depósitos marinos y continentales, y su datación isotópica. Se incluyen también datos referentes al Último Interglacial en aquellos casos en que éstos son necesarios para una mejor interpretación de los paleoambientes litorales.

A pesar de que tanto faunas como depósitos son observables a lo largo del litoral, hemos seleccionado una serie de puntos (Figura 1) que por su situación, dentro de contextos geomorfológicos diferentes, reflejan mejor la evolución de la línea de costa durante la transgresión Flandriense.

Las dataciones de ¹⁴C (Tabla 1) se han llevado a cabo por el método convencional. Han sido normalizadas y corregido el efecto reservorio con el fin de poder comparar edades deducidas de datos de conchas marinas con datos de otros autores obtenidos de restos vegetales (BURJACHS *et al.*, 1994) en la Bahía de Alcudia.

2. COSTAS SITUADAS EN AREAS SUBSIDENTES

Se refiere a las costas situadas en las tres depresiones de origen tectónico (Figura 1) más impor-

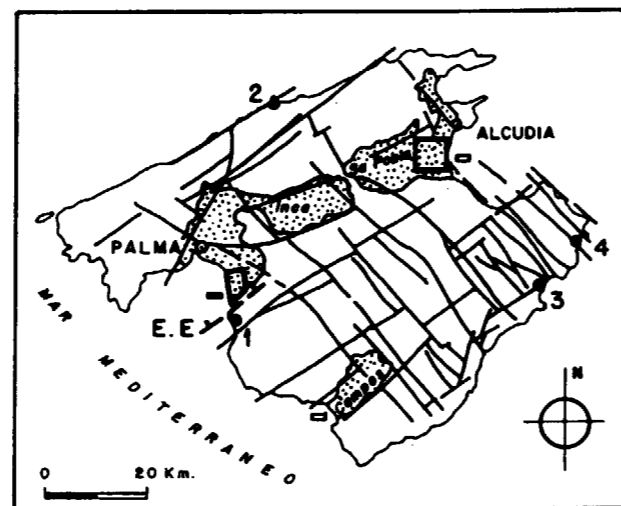


Figura 1.-Principales fallas y lineamientos tectónicos de la Isla de Mallorca (según DEL OLMO y ALVARO 1984, modificado). En punteado las cuencas Pliocenas y Cuaternarias. E.E. Escarpe de Enderrocat. 1.- Cala Blava, 2.- Cala de Sa Calobra, 3.- Cala Es Carregadó, 4.- Cala Bona. En recuadro: Situación del área cartografiada en la Fig. 2 (El Prat-Palma); y en la Fig. 3 (La Albufera-Alcudia). El símbolo - Áreas subsidentes durante el Cuaternario.

tantes de la isla, y que, a grandes rasgos coinciden con las cuencas pliocuaternarias de Palma, Campos y Alcudia, todas ellas con un fuerte control tectónico. Los sondeos llevados a cabo en las mismas registran facies lagunares alternando con marinas, como mínimo desde el Plioceno medio (MATEU y VIÑALS, 1990).

2.1. El Prats (Bahía de Palma)

Se sitúa la antigua albufera o lagoon al SE de la Bahía (Figuras 1 y 2) entre las playas del Arenal y de Ca'n Pastilla. Siendo las Salinas de Fontanelles, explotadas hasta mediados de este siglo, un antiguo vestigio de la Albufera.

El estudio más completo realizado hasta el momento sobre la antigua Albufera Tirreniense o del Último Interglacial se debe a CUERDA (1968), quien mediante trabajos de campo y análisis fau-

nístico hizo una primera delimitación de la misma para este período, señalando la existencia de una Albufera, que en su tramo más septentrional sobrepasaría los límites de la carretera de Palma a Manacor, y que estaría parcialmente cerrada hacia el mar por la existencia de un cordón dunar rissienense, en el que se apoyan los depósitos de playa con *S. bubonius*.

En la cartografía de detalle (Figura 2) se observa como el límite externo máximo de la Albufera durante el Último Interglacial no solamente sobrepasaba la carretera de Palma a Manacor, sino que por su borde occidental ocupaba el asentamiento del actual Aeropuerto de Son Sant Joan. En el interior de la misma, y a modo de un gran islote se situaban los relieves (que no superan los 15 m) constituidos por materiales calcareníticos pliocenos y dunas cementadas pre-Tirrenienses. Restos de los depósitos correspondientes a dicha albufera, ricos en *Cerastoderma*

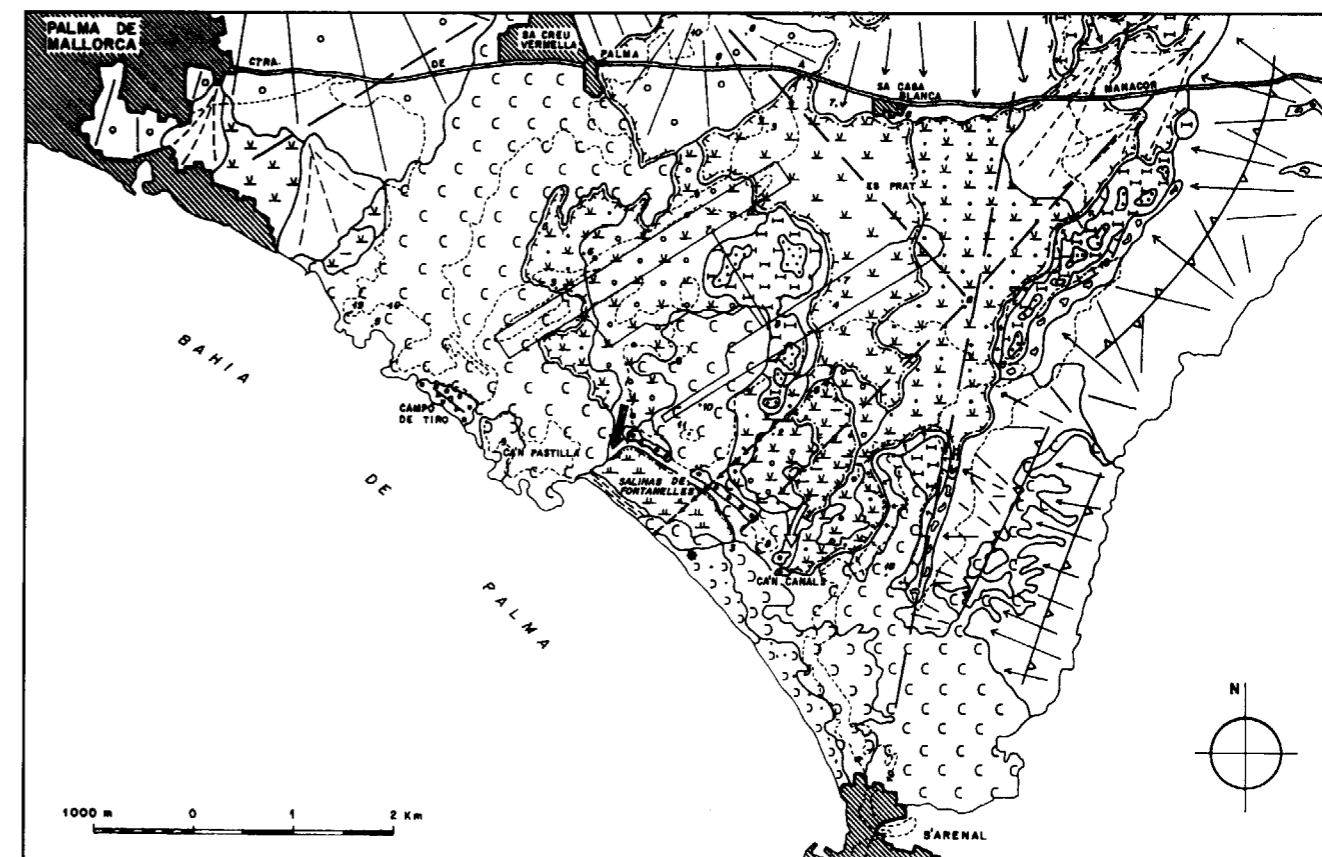


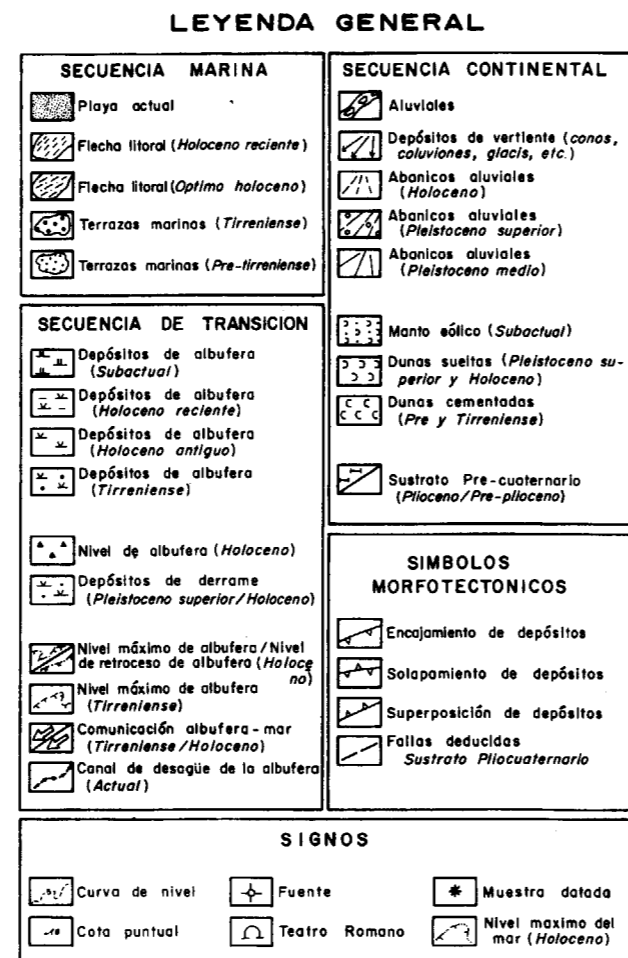
Figura 2.-Evolución del área margino litoral del Prats (Bahía de Palma) durante el Último y Presente Interglacial (ver leyenda general).

glaucum, quedan como retazos más elevados que el nivel actual de la misma. La comunicación con el mar durante el Último Interglacial se llevaba a cabo por dos vías, una situada en las proximidades de Ca'n Canals y otra por Ca'n Pastilla. Restos de la antigua posición de la línea de costa lo constituyen los depósitos de playa con *S. bubonius*, a +2 - +3 m que se observan entre los dos pasos de comunicación. Al mismo período deben corresponder los restos de una antigua Albufera (Figura 2) que aunque muy antropizada se observa en la ciudad de Palma.

Durante la transgresión Flandriense la subida del nivel del mar provoca también la subida del nivel freático de la Albufera haciendo que de nuevo esta zona permaneciese bajo un ambiente parálico, aunque en este caso tan sólo en su sector oriental, probablemente debido a causas tectónicas por la coincidencia de tres accidentes en dicho sector (Figura 2). La comunicación con el mar abierto sería a través del paso de Ca'n Canals. De la antigua línea de costa quedan los restos de un microacantilado bordeando la zona interna de las Salinas de Fontanelles.

El retroceso del nivel del mar desde el máximo transgresivo a los ca 7.000 ¹⁴C a.BP, hasta su posición actual se refleja en los diferentes niveles, con escarpes que no superan el medio metro, que señalan el desplazamiento paulatino de la Albufera hacia el mar. La datación llevada a cabo en la cresta de playa (beach-ridge) que aísla a las Salinas del mar arroja una edad de 495±70 ¹⁴C a.BP, indicando una zona de mar abierto (*Glycymeris violacescens*) en el sector sur de la Albufera, corroborando la hipótesis dada ya por MUNTANER (1957), en base a datos históricos sobre la llegada de los pisanos a la isla al inicio del siglo XII, pudiendo llegar sus barcos hasta dicha zona, hoy en día inaccesible por este medio.

Posteriormente la formación de los dos sistemas de dunas que se extienden entre Ca'n Pastilla y El Arenal, consiguieron aislar definitivamente la Albufera del mar; dejando toda esta zona como un área pantanosa hasta época muy reciente. Desde el punto de vista tectónico (Figura 1), es evidente que la falla de Sineu-Algaida (NE-SO) a la que debe asociarse el gran escarpe de Enderrocat (DÍAZ DEL RIO *et al.* 1993) ha favore-



cido la existencia de la Albufera conservando como zona pantanosa hasta el presente siglo el sector más oriental de la antigua Albufera; donde por otra parte coinciden un sistema de fracturas (Figura 2) señaladas en el plano topográfico del fondo Plio-Cuaternario realizado por el Servicio Geológico de Obras Públicas en 1968.

2.2. La Albufera (Bahía de Alcudia)

La Albufera de Alcudia se sitúa en el extremo oriental de la cuenca neógena de La Pobra (Figuras 1 y 3) y noroccidental de la Bahía de Alcudia de claro origen tectónico. Constituye la principal zona húmeda de la isla de Mallorca, siendo considerada área protegida "Parc de S'Albufera". El aporte hídrico a la misma (MARTINEZ TABERNER *et al.*, 1985) se produce fundamentalmente por los torrentes de Muro y de San Miquel que alimentan más de la mitad del

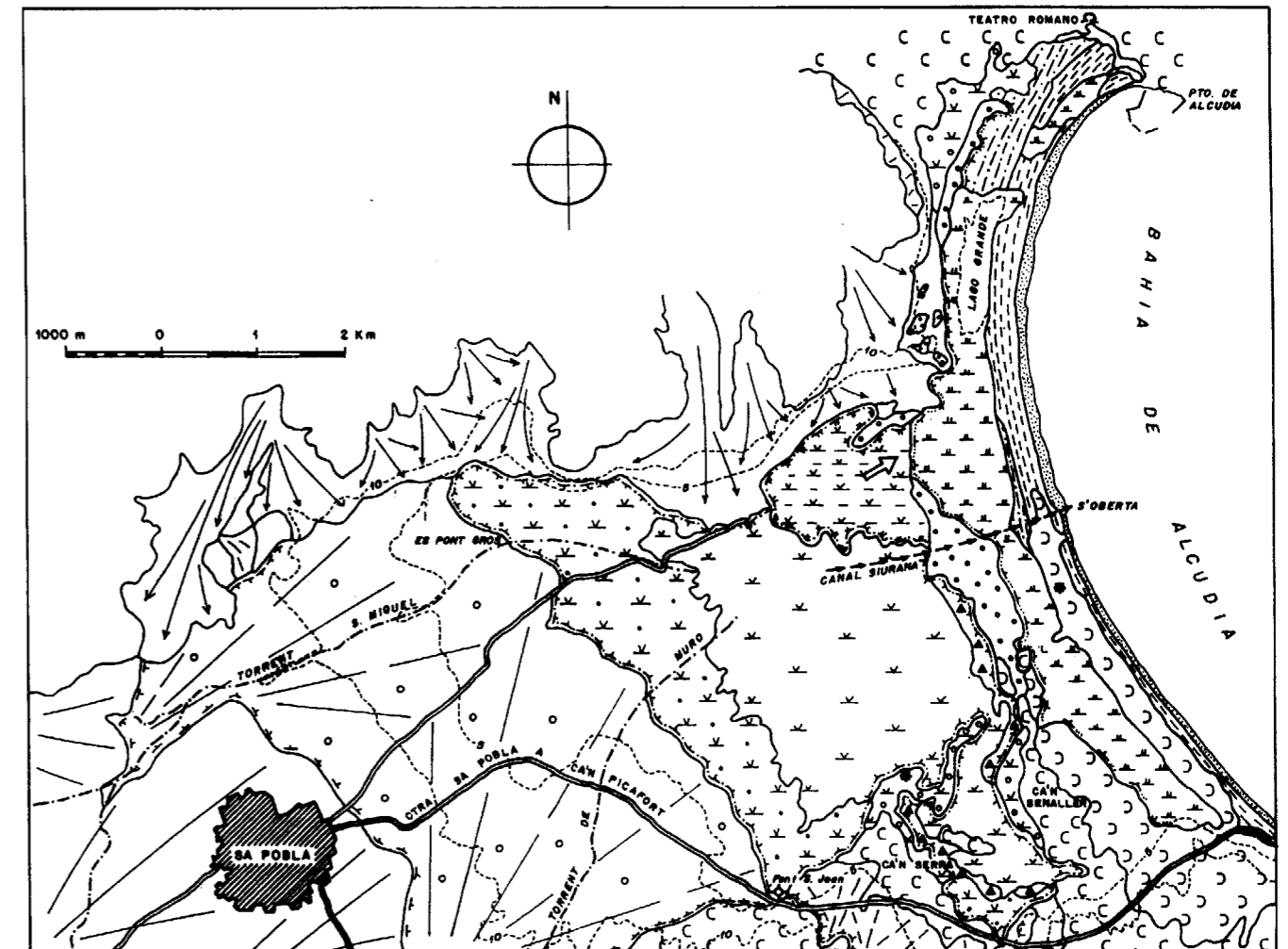


Figura 3.-Evolución del área margino litoral de la Albufera (Bahía de Alcudia) durante el Último y Presente Interglacial (ver leyenda figura 2).

caudal de agua que la Albufera recibe, la otra mitad de los aportes corresponden al flujo procedente de fuentes y manantiales situados en los límites de la Albufera como la fuente de Sant Joan. Por último hay pequeños volúmenes de agua que tienen su origen en surgencias situadas en el interior de la propia Albufera. En los canales que drenan la Albufera y en particular, en la zona próxima a la costa, se produce una doble circulación, con una capa superficial de agua dulce, que sale de la Albufera al mar, y otra inferior de agua salada que fluye en sentido contrario. Algunos sondeos realizados en la Albufera, determinan una potencia de 62 m (MATEU y VIÑALS, 1990) para los sedimentos correspondientes a facies parálicas desarrollados durante

el Pleistoceno y Holoceno, suprayacentes a facies marino-lacustres del Plioceno superior.

La evolución de la vegetación que se produjo en el entorno de la Albufera, y las deducciones climáticas consiguientes, desde el Óptimo Holoceno a la actualidad, han sido analizadas por BURJACHS *et al.* (1994) a partir de un sondeo situado en la zona Norte de la Albufera, donde perduran los humedales, y en el que este espacio de tiempo queda registrado en los ocho primeros metros. Según dichos autores; y apoyados por tres medidas isotópicas de ¹⁴C; entre los 7.100 y los 6.000 ¹⁴C a.BP, la vegetación refleja el Óptimo Climático Holoceno, caracterizado por una importante cubierta arbórea caducifolia indicando un

clima más húmedo que el actual y una importante tasa sedimentaria que relacionan con la subida del nivel del mar.

A partir de los 6.000 ¹⁴C a.BP se registra un cambio muy importante en la vegetación, que los autores relacionan con un cambio climático hacia condiciones mediterráneas de tipo estacional. En torno a los 2.400 a.BP la Albufera comienza a perder la influencia marina, para pasar a presentar facies lagunares dulce-acuicolas.

De la cartografía que se presenta en la Figura 3, se observa como durante el Ultimo Interglacial la Albufera cubría una zona mucho más extensa, que probablemente llegaría hasta las proximidades de Sa Pobla; la existencia de abanicos aluviales del Pleistoceno superior y Holoceno no permiten precisar más con relación a su trazado. Los cordones de dunas cementadas y con desarrollo de paleosuelos rojos, que se intercalan entre las mismas, observables en el entorno de Ca'n Senaller, en la carretera de Ca'n Picafort a Sa Pobla y al Norte de la Albufera en las ruinas del Teatro romano, deberían constituir el cordón de cierre hacia el mar. Adosados a dicho cordón se observan depósitos marinos correspondientes a sedimentos de playa del ciclo Tirreniense. La comunicación de la Albufera con el mar, debería producirse en el entorno de Sa Oberta, aproximadamente por donde hoy en día sale el Canal Siurana.

Restos de los depósitos lacustres correspondientes a la albufera tirreniense son hoy en día observables en la extremidad Sur, Ca'n Serra, y están constituidos por fangos carbonatados arenosos ricos en *Cerastoderma glaucum*, cementados y que se sitúan a + 0,5 m por encima del nivel de la Albufera actual. Las dataciones isotópicas llevadas a cabo sobre la fauna M-4 y M-5 (Tabla 1), arrojan edades en torno a los 30.000 ¹⁴C a.BP que se sitúan en los límites de la validez del método; por lo que no han sido considerados; ya que por otra parte la existencia de *C. glaucum* implicaría la conexión de la laguna con el mar, situación improbable para ese momento.

De la posición de la línea de costa durante el máximo del Presente Interglacial quedan testigos en la flecha litoral que, paralela a la línea de

costa, se extiende desde Ca'n Picafort al puerto de Alcudia, es decir, a unos 750 m hacia el interior de la línea de costa actual. El análisis de los cortes transversales llevados a cabo en la flecha, junto con dataciones de ¹⁴C, indican que por encima de un nivel de playa (cantos y arenas ricos en fauna) a + 0 m, se superponen los depósitos correspondientes a la flecha litoral hasta una cota de + 3 m, que son posteriormente cubiertos por dunas recientes.

De muro a techo sobre el sistema de flechas más antiguo, se sitúan las muestras M-1, M-2 y M-3 (Tabla 1), que han dado edades de 7.160±120 ¹⁴C a.BP; 7.100±185 ¹⁴C a.BP y 5.500±225 ¹⁴C a.BP; las estructuras sedimentarias de la flecha indican que el nivel del mar continuaba subiendo hasta los ca. 7.100 ¹⁴C a.BP para comenzar a progradar hacia los 6.500 ¹⁴C a.BP, momento en el cual se estabiliza el nivel del mar que inmediatamente empieza a descender con ligeras oscilaciones, dando origen a la progradación de la costa hasta su situación actual. Este hecho se manifiesta en la existencia de dos sistemas de flechas litorales (Figura 3) en las proximidades del puerto de Alcudia.

Por otra parte la subida del nivel del mar provocó el ascenso del nivel de base de la Albufera de tal forma que los límites de la misma se internarían hasta Es Pont Gros. La comunicación con el mar durante el Holoceno se situaba hacia el Noreste, como indican los niveles de retroceso de la Albufera. La zona que ha permanecido hasta época muy reciente abierta al mar se corresponde con lago Grande; y según los datos de los sondeos de BURJACHS *et al.* (1994) esta zona pasó a ser dulceacuicola entre los ca. 2.400 y 2.000 ¹⁴C a.BP

3. COSTAS SITUADAS EN AREAS NO SUBSIDENTES

En estos casos los restos de la transgresión Flandriense se registran por la existencia de pequeños socaves que en general no superan la cota de + 0.5 m por encima del nivel medio del mar; o por la existencia de cordones litorales, terrazas marinas y fluvio-marinas que en general no superan la cota de + 1 m.

Muestra	Localidad	Laboratorio	¹⁴ C a.BP (**)	δ ¹³ C	Material	Unidad
M-1	B. de Alcudia	GX-21771	7160±120	- 1,4	Concha	Flecha litoral
M-2	"	GX-21772	7100±185	- 1,4	Concha	"
M-3	"	GX-21773	5500±255	- 0,5	Concha	"
M-4	La Albufera	GX-21774	35350±3110 2240	- 5,4	Concha	Albufera
M-5	"	GX-21775	30060±1310	- 6,0	Concha	"
M-6*	C. Carregadó	GX-21776	20110±1350	- 4,0	Concha	Terraza
M-7/1	C. Bona	GX-21777	3005±90	+ 1,9	Concha	"
M-7/2	"	GX-21778	1780±200	+ 1,0	Concha	"
M-8	C. Calobra	GX-21779	4430±110	+ 0,5	Concha	"
M-9	Ca'n Pastilla	GX-21780	495±70	+ 2,3	Concha	Flecha litoral
M-10	C. Blava	GX-21781	2400±125	+ 1,6	Concha	Terraza

Tabla 1.- Dataciones por ¹⁴C, Mallorca (* muestra insuficiente, ** efecto reservorio corregido, 402 a. BP, STUIVER y BRAZIUNAS, 1993) Laboratorio: GX, Geochron Lab. Cambridge-Massachusetts. USA.

Como ejemplos de estos antiguos depósitos señalaremos:

3.1. Cala Blava (localidad 1, en Figura 1)

Se trata en este caso de una terraza marina que se adosa a la margen izquierda de un pequeño barranco. Los depósitos están constituidos por conglomerados sin cementar, ricos en fauna *Glycymeris violacescens*; con buenas estructuras de imbricaciones de cantos que señalan un claro origen marino. La datación llevada a cabo da una edad de 2.400±125 ¹⁴C a.BP.

3.2. Cala Calobra (localidad 2, en Figura 1)

Se sitúa el depósito marino en el interior de la Cala donde desemboca el Torrent de Pareys, que en su desembocadura se vé taponado por la existencia de un cordón litoral de cantos, de una altura superior a los + 3 m, indicando una actividad fuerte de los temporales del NO en época reciente. Dicho cordón deja hacia el interior una pequeña laguna. Dentro del valle se observa una terraza a + 1 m que presenta la típica estructura sedimentaria fluvio-marina indicando un nivel de

base más alto que el actual. La datación llevada a cabo sobre la fauna que contienen los sedimentos marinos, ha dado una edad de 4.430±110 ¹⁴C yrBP.

3.3. Es Carregadó (localidad 3, en Figura 1)

Sobre los depósitos marinos del Ultimo Interglacial, situados a + 2 m, se apoya una terraza marina holocena cuyo máximo transgresivo se observa en + 1,15 m. El depósito, constituido por un conglomerado sin cementar, es rico en *Vermetus sp.* y *Cerithium sp.* La datación llevada a cabo sobre la misma arroja una edad de 20.110±1.350 ¹⁴C a.BP, es indudable que esta edad no debe ser considerada, en primer lugar porque la datación se ha hecho con poca cantidad de muestra, y en segundo lugar porque a esa edad la línea de costa se situaba mucho más al Este y el nivel del mar a unos 100 m más bajo que el actual, ya que estaríamos durante el máximo del Ultimo Glacial.

3.4. Cala Bona (localidad 4, en Figura 2)

Terraza marina a + 1 m que erosiona a un depó-

sito continental, y que está constituida por un conglomerado marino sin cementar que contiene abundante fauna: *Arca noae*, *Thais haemastoma*, *Cerithium vulgatum*, *Monodonta turbinata*, *Columbella rustica*, *Conus mediterraneus*, *Patella aspera*, *Trunculariopsis trunculus*.

Se han tomado en este depósito dos muestras para su datación una a muro (M-7/1) y otra a techo (M-7/2), que dan una edad de 3.005 ± 90 y 1.780 ± 200 ^{14}C a.BP respectivamente.

CONCLUSIONES

La morfología actual del litoral de Mallorca es el reflejo de la actividad neotectónica, de los cambios del nivel del mar y de los cambios en los parámetros climáticos, ocurridos en los últimos 200.000 años.

El estudio de dos áreas margino-litorales como la del Prats (Bahía de Palma) y La Albufera (Bahía de Alcudía) refleja cómo las áreas más subsidentes, dentro de las propias cuencas neógeno-cuaternarias son las que han mantenido los ambientes parálidos y de laguna hasta el presente siglo. Hasta tal punto se refleja la continuidad de la actividad neotectónica, que es ésta la que permite que en la Albufera del Prats el área que continua conectada con el mar hasta época más reciente (siglo XVI) es aquella en la que coinciden tres sistemas de fracturas.

Tanto de los datos de los sondeos (MATEU y VIÑALS 1985, BURJACHS *et al.* 1994) como de lo observado en las áreas estudiadas por nosotros, se deduce que el máximo de la transgresión Flandriense se produjo en torno a los 7.000 ^{14}C a.BP; registrándose un clima más húmedo que el actual que como mínimo abarca desde los 7.100 ^{14}C a.BP hasta los 6.000 ^{14}C a.BP, ("Óptimo Holoceno").

A partir de ese momento el mar acusa una tendencia regresiva que se manifiesta ya en la flecha litoral de la Albufera de Alcudía en donde el nivel datado en 5.500 ± 255 ^{14}C yrBP, se sitúa en posición de progradación costera e indicando un nivel del mar más bajo, del orden centimétrico, con relación a los niveles de flecha precedentes. Dicha tendencia general regresiva se invierte en ciertos

períodos, como indica la existencia de dos sistemas de Flecha en la Albufera de Alcudía y los restos de terrazas marinas localizados en otros puntos de la isla. Estos períodos de alto nivel relativo del mar se detectan, según los datos que de terrazas marinas se tienen hasta el momento, a los 4.430 ± 110 ^{14}C a.BP; entre 3.005 ± 90 y 1.780 ± 200 ^{14}C a.BP, y a los 495 ± 70 ^{14}C a.BP.

Según los datos que se tienen de la costa sur peninsular (ZAZO *et al.* 1994, GOY *et al.* 1996), estas oscilaciones positivas del nivel del mar que se observan dentro de la tendencia general regresiva detectada desde el máximo Flandriense, reflejan cortos períodos de tiempo con predominio de condiciones más húmedas y subida relativa del nivel del mar reflejada en el desarrollo de terrazas marinas. Las dos fases de progradación representadas por los dos sistemas de flechas litorales de la Albufera de Alcudía representan períodos de mayor aridez y una situación del nivel del mar estable o con ligera tendencia al descenso.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por los Proyectos de la DGICYT PB92-0023, PB95-0946, PB92-0282, PB95-0109 y forma parte del IGCP-367 y de la INQUA Shorelines e INQUA Neotectonics Commissions.

REFERENCIAS

- BURJACHS F., PEREZ-OBOL R., ROURE J.M., JULIA R. (1994). Dinámica de la vegetación durante el Holoceno en la isla de Mallorca. Trabajos de Palinología Básica y Aplicada. X Simposio de Palinología (A.P.C.E). Universitat de Valencia, Valencia, 199-210.
- CUERDA J. (1968). Nuevos yacimientos cuaternarios marinos en el término de Palma de Mallorca y su paleografía. *Boll. Soc. Hist. Nat. de Baleares*, XIV, 145-171.
- CUERDA J. (1989). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*, Direc. Gral. de Cultura, Gobierno Balear, 305 pp.
- DEL OLMO P., ALVARO M. (1984). Control estructural de la sedimentación neógena y cuaternaria de Mallorca. I Congreso Español de Geología, III, 219-228.
- DIAZ DEL RIO V., SOMOZA L., GOY J.L., ZAZO C., REY J., HERNANDEZ-MOLINA F.J., MATEU G. (1993). Mapa fisiográfico de la Bahía de Palma. *Publ. Especial Inst. Español de Oceanografía*, 16, 39 pp y un mapa.

GOY J.L., HILLAIRE-MARCEL CL., ZAZO C., CUERDA J. (1993). The last Interglacial in the Balearic islands: morphosedimentary record and neotectonic implication. *INQUA MBSS Newsletter*, 15, 23-25.

GOY J.L., ZAZO C., DABRIO C.J., LARIO J., BORJA F., SIERRA F., FLORES J.A. (1996). Global and regional factors controlling changes of coastlines in southern Iberia (Spain) during the Holocene. *Quaternary Sc. Reviews*, 15, 773-789.

HILLAIRE-MARCEL CL., GARIPEY C., GHALEB B., GOY J.L., ZAZO C., CUERDA J. (1996). U-Series measurements in tyrrhenian deposits from Mallorca -further evidence for two last-Interglacial high sea levels in the Balearic Islands. *Quaternary Sc. Reviews*, 15, 53-62.

MARTINEZ TABERNER A., MOYA G., RAMOS G. (1985). Aportación al conocimiento de la mineralización de las aguas de la Albufera de Alcudía (Mallorca). Intento de clasificación. *Boll. Soc. Hist. Nat. de Baleares*, 29, 87-108.

MATEU G., VIÑALS M.J. (1990). Biofacies margino-littorales de la Méditerranée occidentale (Balears, Valencia, Alicante et Murcia, Espagne). *Resum. XXXII Assamblée Plenaire de la C.I.E.S.M. Perpignan*, Octubre 1990. 2 pág.

MUNTANER A. (1957). Las formaciones cuaternarias de la Bahía de Palma (Mallorca). *Boll.-Soc. Hist. Nat. de Baleares*, 3, 77-118.

SERVICIO GEOLOGICO DE OBRAS PUBLICAS (1968). Estudio hidrogeológico del Llano de Palma (Isla de Mallorca, Baleares). Plano topográfico del fondo Plio-Cuaternario.

STUIVER, M., BRAZIUNAS, T. (1993). ^{14}C Ages of marines samples to 10,000 BC yrBP. *Radiocarbon*, 35 (1), 137-189.

ZAZO C., GOY J.L., CUERDA J., MÖRNER N.A. (1991). Sea level changes on Mallorca. *Abstr. XIII INQUA Congress*, Beijing (China), 417.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J.; BARDAJI, T.; SOMOZA, L.; SILVA, P.G. (1993). The Last Interglacial in the Mediterranean as a model for the Present Interglacial. *Global and Planetary Change*, 7, 109-119.

ZAZO C., GOY J.L., SOMOZA L., DABRIO C.J., BELLUOMINI G., IMPROTA S., LARIO J., BARDAJI T., SILVA P.G. (1994). Holocene sequence of sea level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10 (4), 933-945.

Original recibido: Octubre de 1996.

Original aceptado: Mayo de 1997.

EVOLUCION DE LA COSTA ATLANTICA ONUBENSE (SO ESPAÑA) DESDE EL MAXIMO FLANDRIENSE A LA ACTUALIDAD.

Por A. RODRIGUEZ-RAMIREZ (*), J. RODRIGUEZ-VIDAL (*), L. CACERES (*), L. CLEMENTE (**),
M. CANTANO (*), G. BELLUOMINI (***), L. MANFRA (****) y S. IMPROTA (*****)

R E S U M E N

El máximo transgresivo holoceno, datado sobre los 6.900 años BP, dió lugar inicialmente, en este sector de la costa suratlántica ibérica, a una costa recortada con amplios entrantes estuarinos y prominentes salientes continentales. Estas áreas estuarinas van a ser las correspondientes a los tramos bajos de las principales vías fluviales (Guadiana, Piedras, Tinto-Odiel y Guadalquivir).

La relativa estabilidad del nivel del mar, que llega hasta nuestros días, ha favorecido la regularización del perfil costero, con retroceso de los salientes continentales y génesis de acantilados. En las áreas estuarinas se han desarrollado formas acumulativas litorales que progradaron en el sentido de la corriente de deriva dominante (hacia el este). Dado que en la desembocadura del Guadalquivir es donde se presentan las formaciones sedimentarias más extensas y mejor conservadas, es aquí donde podemos establecer con mayor exactitud cronológica los diferentes ciclos holocenos de progradación y retrogradación, corroborándose geomorfológicamente en los otros estuarios.

Gracias fundamentalmente a la cartografía geomorfológica realizada, dataciones de ¹⁴C y evidencias arqueológicas, se establecen para este sector costero una serie de fases progradantes. La primera de ellas debió producirse hace 6.900-4.500 años BP, aunque no existen aún datos fiables. La segunda fase entre los 4.200-2.600 años BP, la tercera entre los 2.300-1.100 años BP y la cuarta, y última, entre los 1.000 años BP y la actualidad. Estas fases progradantes se encuentran separadas por otras erosivas, entre 4.500-4.200 años BP, 2.600-2.300 años BP y 1.100-1.000 años BP. Se establece una velocidad de progradación para la flecha litoral de Doñana de 2-4 m/año para los últimos 1.800 años.

Palabras clave: Geomorfología costera, Cambio climático, Holoceno, Océano Atlántico, SO de España.

A B S T R A C T

The maximum Holocene Transgression, dated as around 6,900 years BP, gave rise initially, in this area of the Iberian south Atlantic coast, to an irregular coastline with wide inlets (estuaries) and prominent continental capes. These estuarine areas would become the lower stretches of the main fluvial systems (Guadiana, Piedras, Tinto-Odiel and Guadalquivir).

The relative stability of the sea level (which continues today) has aided the straightening out of the coastline, with retreat of the continental promontories and the formation of cliffs. Littoral accumulative landforms have developed in the estuarine areas, prograding in the direction of the prevailing drift current (eastwards). Since the Guadalquivir mouth shows the most extensive and best conserved sedimentary formations, we can establish there with the greatest chronological accuracy the different Holocene cycles of progradation and retrogradation, with geomorphological corroboration from the other estuaries.

Thanks basically to geomorphological mapping, ¹⁴C dating, and archaeological evidences, a series of prograding phases can be established for this coastal area. The first of these must have taken place 6,900-4,500 years BP, although there are not yet

(*) Departamento de Geología, Universidad de Huelva, Campus de La Rábida, 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España.

(**) Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología (CSIC), Apartado 1052, 41080 Sevilla, España.

(***) Centro di Studio per il Quaternario e l'Evoluzione Ambientale del CNR-Dipartimento di Scienze della Terra-Università "La Sapienza". Roma 00185, Italia.

(****) Dipartimento di Scienze della Terra-Università "La Sapienza". Roma 00185, Italia.

(*****). Dipartimento di Fisica, Università "La Sapienza". Roma 00185, Italia.

reliable data. The second phase was between 4,200 and 2,600 years BP, the third between 2,300 and 1,100 years BP, and the fourth - and last - between 1,000 and the present. There were separations of successive erosional phases between 4,500-4,200 years BP, 2,600-2,300 years BP, and 1,100-1,000 years BP. A progradation rate of 2-4 m/yr for the last 1,800 years has been established for the littoral spit of Doñaña.

In the prograding phases, sea level was stable or decreased slightly, with domination of the fluvial medium and greater filling with sediments, so restricting estuarine geometry. During the retrograding phases, sea level increased slightly, implying marine domination in the estuary, and greater erosive activity on the cliffs.

Key words: Coastal landform, Climatic change, Holocene, Atlantic ocean, SW Spain.

1. INTRODUCCION

El litoral suratlántico ibérico se caracteriza en la actualidad por la sucesión de amplias zonas de influencia mareal asociadas a las desembocaduras de los ríos principales, lo que se ve favorecido por el crecimiento de flechas litorales e islas-barrera que tienden a cerrar dichas desembocaduras (figura 1).

Las circunstancias que han dado lugar a una costa de dichas características son varias. En primer lugar, el ascenso del nivel marino después del Último Glacial (transgresión Flandriense), cuyo máximo se alcanzó en este sector en torno

a los 6.900 años BP (ZAZO et al., 1994). Este dominio de los medios marinos supuso la invasión de la zona baja de los valles fluviales (estuarios y bahías) y la configuración de las áreas interfluviales como salientes costeros (promontorios y cabos), en cuyos frentes se elaboraron acantilados. En segundo lugar, y a partir de alcanzarse el máximo transgresivo, han sido los agentes dinámicos externos como la corriente de deriva, el oleaje, la marea, la arroyada y el viento, los que han modelado este tramo costero; todo ello favorecido por el lábil sustrato arenoso neógeno y cuaternario.

Las corrientes litorales de deriva han circulado

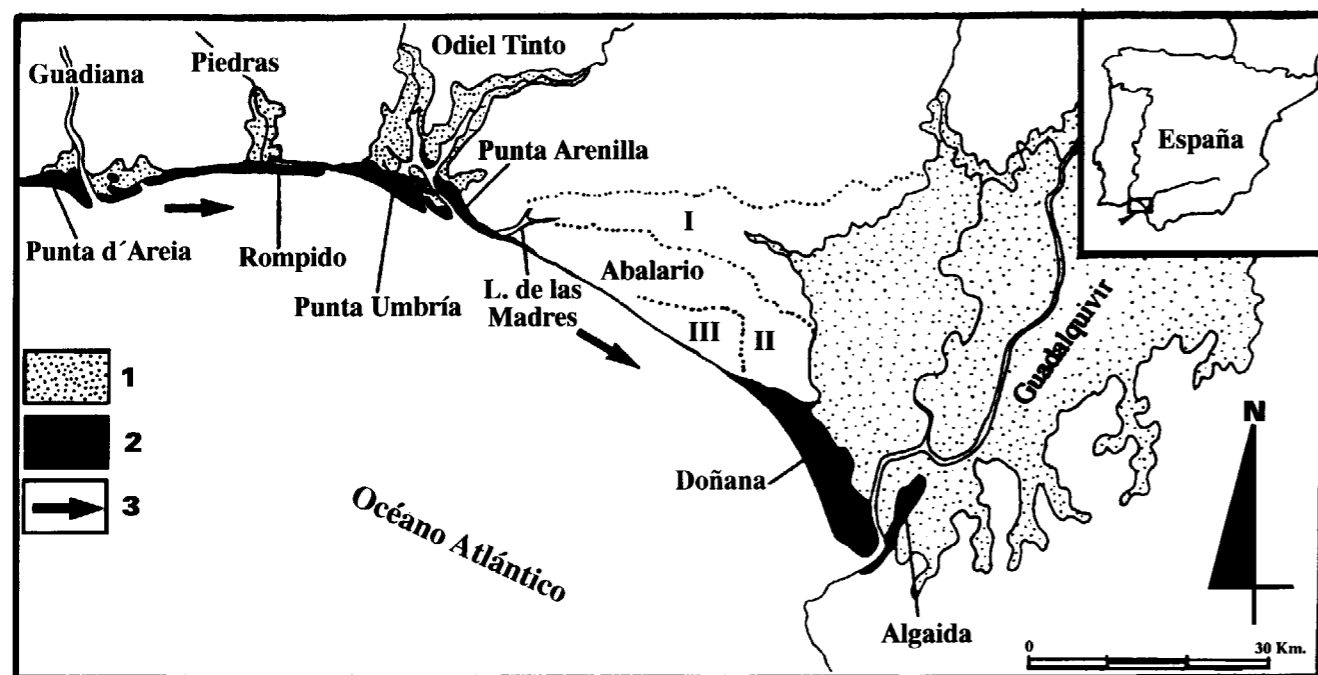


Figura 1.- Localización geográfica y síntesis geomorfológica del área de estudio. I-III: Secuencia de dunas estabilizadas cuaternarias, 1. marismas, 2. formaciones litorales, 3. corriente de deriva litoral.

hacia el este en todo este tramo costero siguiendo la orientación de la línea de costa. De esta manera, han favoreciendo el crecimiento de las barreras arenosas en este sentido. La intensidad de esta corriente aumenta en este sector, motivada por la mayor entrada de "agua atlántica" en el Mediterráneo, lo que responde al dominio de períodos anticiclónicos (anticiclón de las Azores). Por su parte, la marea va a determinar el modelado y relleno de las zonas protegidas del mar abierto, como los estuarios, que están condicionados además por los aportes sedimentarios fluviales. Por último, los vientos dominantes del SO han favorecido y favorecen el desarrollo de extensos sistemas dunares.

En este trabajo se pretende establecer la evolución espacio-temporal, con los datos actualmente disponibles, del tramo costero definido por la desembocadura del Guadiana y la del Guadalquivir desde el máximo Flandriense a la actualidad, así como de las posibles modificaciones de los diferentes factores que la condicionan, como son el clima, la dinámica marina y las variaciones del nivel de mar, a las que hay que añadir en los últimos cientos de años la actividad antrópica. Con este objetivo se ha realizado una cartografía geomorfológica detallada y, a partir de ella, análisis morfosedimentario y dataciones calibradas (^{14}C) así como arqueológicas (CACERES, 1995; RODRIGUEZ-RAMIREZ, 1996).

2. SISTEMAS MORFOGENETICOS

Desde el máximo Flandriense a la actualidad, en las formaciones sedimentarias desarrolladas en las desembocaduras de las principales vías fluviales, desde el punto de vista geomorfológico, se diferencian tres sistemas morfogénéticos: litoral, estuarino y eólico.

El sistema litoral lo forman las diversas flechas y barreras arenosas que tienden a cerrar los diferentes estuarios en su desembocadura (figuras 1 y 2). En la margen derecha se suelen disponer el sistema de flechas de mayor extensión, que han crecido hacia el E y SE. En la margen izquierda se disponen formaciones de menor entidad, producidas por corrientes del NO y NNE, originadas por olas de levante, refracción de olas de poniente, diferente orientación de la línea de

costa, flujo-reflujo mareal (BORREGO, 1992; BORREGO et al., 1993; MORALES, 1993; RODRIGUEZ RAMIREZ, 1996).

El sistema estuarino está constituido por las marismas que rellenan el amplio sector situado tras las flechas litorales. Las situadas entre el Guadiana y el Tinto-Odiel presentan una clara influencia mareal, mientras que en las marismas del Guadalquivir los procesos mareales son prácticamente nulos, dominando los fluviales.

El sistema eólico lo constituyen las formaciones dunares, de amplia distribución continental y litoral. En base a la cartografía geomorfológica, se han diferenciado cinco secuencias de dunas: las tres más antiguas se encuentran estabilizadas, mientras que las dos más modernas son activas actualmente (figura 1) (RODRIGUEZ RAMIREZ, 1996).

3. MORFOLOGIA COSTERA EN EL MAXIMO TRANSGRESIVO

El rápido ascenso del nivel del mar, con posterioridad a la última fase glacial cuaternaria, dió lugar en todo este sector del litoral suratlántico ibérico a una costa recortada con amplios salientes y entrantes (figura 3A). Esto generó importantes procesos de erosión en los salientes continentales dando lugar a una elevada disponibilidad de detritos, transportables a lo largo del litoral, cuyos principales sumideros han sido los estuarios, los campos dunares y las zonas sumergidas de la plataforma continental. Esto se ha producido, de forma paulatina, durante los últimos 6.900 años, con la consecuente reducción de áreas inundadas.

Los tres sistemas eólicos estabilizados del Abalarío corresponden a esta fase final de ascenso marino y máximo transgresivo. Estos se asientan sobre capas de turba datadas en 11.090 ± 400 años BP (BORJA y DIAZ DEL OLMO, 1992). Por lo que se puede estimar una génesis del primero en torno a los 10.000-11.000 años BP. Estos migraron hacia el continente con una dirección de desplazamiento OSO, según retrocedía la línea de costa (figura 1) (RODRIGUEZ RAMIREZ, 1996).

4. PRIMERA FASE DE PROGRADACION

Una vez alcanzado el máximo transgresivo, la dinámica generada a partir de estos momentos, favorecida por la relativa estabilidad del nivel del mar, dió lugar a una serie de fases progradantes tendentes a la regularización del perfil costero, interrumpidas por eventos erosivos. Así se favoreció el relleno o sellado de los entrantes estuáricos y la erosión de los salientes.

La evidencia más antigua del inicio de la progradación costera, en este sector suratlántico ibérico, viene dado por los primeros depósitos de turba que se acumularon en los lagoones costeros (p.e. laguna de las Madres), con edades más antiguas de 4.500 años BP (MENEDEZ y FLORSCHÜTZ, 1964) y ca. 4.000 años BP (ZAZO et al., 1996a). Estos datos reflejan, ya por entonces, una regularización del perfil costero, con la existencia de barreras litorales que cerraban los entrantes, sobre todo en los valles de ríos menores, que quedaron a modo de lagunas litorales. Muchos de estos primeros depósitos de turba han sido erosionados, como consecuencia del importante retroceso de la línea de costa.

El análisis polínico de los niveles turbosos (FREIJEIRO y ROTHEMBERG, 1981 y STEVENSON, 1984) reflejan unas condiciones paleoclimáticas templado-húmedas, en el tránsito de los episodios Atlántico y Subboreal.

Las formaciones litorales más antiguas, detectables gracias a la cartografía geomorfológica, corresponden a los cordones de Carrizosa-Veta la Arena, en el área que ocupa la actual desembocadura del río Guadalquivir (figura 2). Las dataciones de ¹⁴C realizadas sobre conchas, revelan una edad calibrada de 4.735 años BP (tabla I). Esta edad tal vez sea algo más reciente, debido al posible retrabajamiento de la muestra, y nos situaría dentro del primer evento erosivo (4.000 años BP) definido por ZAZO et al. (1994) para el sur de España.

La disposición geomorfológica de estas formaciones litorales, perpendicular a la dirección de las barreras principales, y sus pequeñas dimensiones, constituyen la evidencia de un evento erosivo de elevada intensidad y corto período, que destruyó una antigua barrera arenosa.

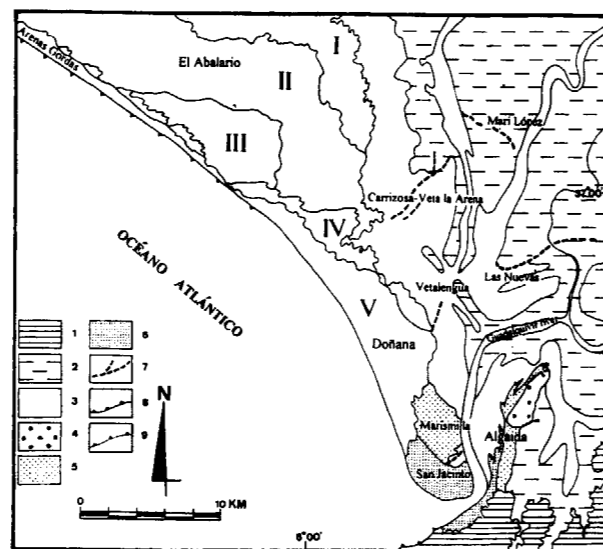


Figura 2.- Síntesis geomorfológica del estuario del Guadalquivir: I-V: Secuencia de dunas cuaternarias, 1. sustrato neógeno, 2. marisma alta, 3. marisma baja, 4. segunda fase progradante, 5. tercera fase progradante, 6. cuarta fase progradante, 7. cordones litorales, 8. acantilado inactivo, 9. acantilado activo.

Tabla I. Muestras y edades de la desembocadura del Guadalquivir.

Localización	Muestra	¹⁴ C Edad Convencional (a. BP)	¹⁴ C Edad Calibrada (95%)	Edad (a. BP)
Flecha litoral de Doñana	R-2205*	2185 ± 50	80 AD-270 AD	1775
	R-2185*	1860 ± 50	440 AD-655 AD	1402
	R-2210*	2010 ± 50	270 AD-470 AD	1580
	R-2204*	1490 ± 50	830 AD-1020 AD	1025
	R-2187*	1790 ± 50	530 AD-700 AD	1335
	R-2188*	1850 ± 50	440 AD-660 AD	1400
	R-2271	2641 ± 47	392 BC-339 BC	2315
	R-2282	1620 ± 34	736 AD-815 AD	1175
	R-2286	1353 ± 31	1028 AD-1069 AD	902
	R-2287	1518 ± 36	859 AD-948 AD	1047
Flecha litoral de La Algaída	R-2262	1865 ± 35	530 AD-608 AD	1380
	R-2263	1800 ± 40	591 AD-662 AD	1325
	R-2272	1972 ± 40	400 AD-475 AD	1515
	R-2284	2233 ± 29	93 AD-158 AD	1825
	B-88018**	1600 ± 60	1222 BP-1071 BP	1146
	B-88019**	1340 ± 60	931 BP-804 BP	867
	B-88020**	1450 ± 70	1055 BP-918 BP	986
	B-88021**	1530 ± 70	1153 BP-978 BP	1065
B-88022**	2487 ± 70	2487 BP-2322 BP	2404	
Carrizosa-V. la Arena	R-2273	4548 ± 59	2870 BC-2697 BC	4735
Vetalengua	R-2283	2171 ± 36	147 AD-248 AD	1753
	B-88016**	2230 ± 60	1879 BP-1738 BP	1808
Cordón estuarino	R-2278	2284 ± 39	28 AD-119 AD	1877
	R-2279	3679 ± 48	1680 BC-1553 BC	3567
	R-2280	3694 ± 61	1716 BC-1562 BC	3589
	B-88017**	3460 ± 90	3421 BP-3219 BP	3320

* ZAZO et al. (1994)
Laboratorios: Centro di Studio per il Quaternario e l'Evoluzione Ambientale del CNR-Dipartimento Scienze della Terra-Università "La Sapienza" (Roma, Italia).
** Beta Analytic INC, Miami, Florida. USA.

La dirección principal de progradación fué hacia el NE; es decir, hacia el interior del estuario del Guadalquivir. Se disponen con un espesor de unos 2 m, apoyándose sobre anteriores depósitos de marisma, a una cota de +2 m, y nos sirven para delimitar el trazado del antiguo paleoestuario, con una importante porción de marisma continentalizada ya por entonces. De igual modo, esta morfología define un ligero ascenso relativo del nivel del mar.

A nivel regional, la primera fase de depósitos progradantes se sitúa entre 6.900 y 4.000 años BP (fase H, de ZAZO et al., 1994). En el área de estudio no existen evidencias absolutas de formaciones correspondientes a esta fase, aunque serán necesarios un mayor número de dataciones radiométricas para confirmar este hecho. En la desembocadura del Guadalquivir, este episodio ha sido dismantelado por el evento erosivo definido por los cordones de Carrizosa-Veta la Arena, sus restos se encuentran ocultos bajo las formaciones estuarinas y eólicas transgresivas. La zona de raíz de esta primera flecha litoral se localizaba en el borde oeste de la desembocadura y se apoyaba en el saliente costero del Abalarío, más prominentemente que en la actualidad.

5. SEGUNDA FASE DE PROGRADACION

Esta fase de progradación, que aísla del mar a los respectivos estuarios, conlleva una disminución de la influencia marina en su interior y, por el contrario, un dominio de los ambientes continentales (figura 3B).

En el estuario del Guadalquivir, la colmatación se favorece por el intenso aporte sedimentario fluvial a modo de pequeños aparatos deltáicos digitados, tipo "pie de pajar", de los principales afluentes fluviales. Se estima un avance de estos deltas en esta fase, a partir de los datos cartográficos y dataciones radiométricas, del orden de unos 2-3 m/año de media.

El cierre del estuario trae consigo una progresiva continentalización con menor influencia marina. La dinámica generada en su interior da lugar a acumulaciones importantes en los márgenes, de tal manera que se pasa de cordones constituidos por barras de arena silíceas y fauna de mar abierto

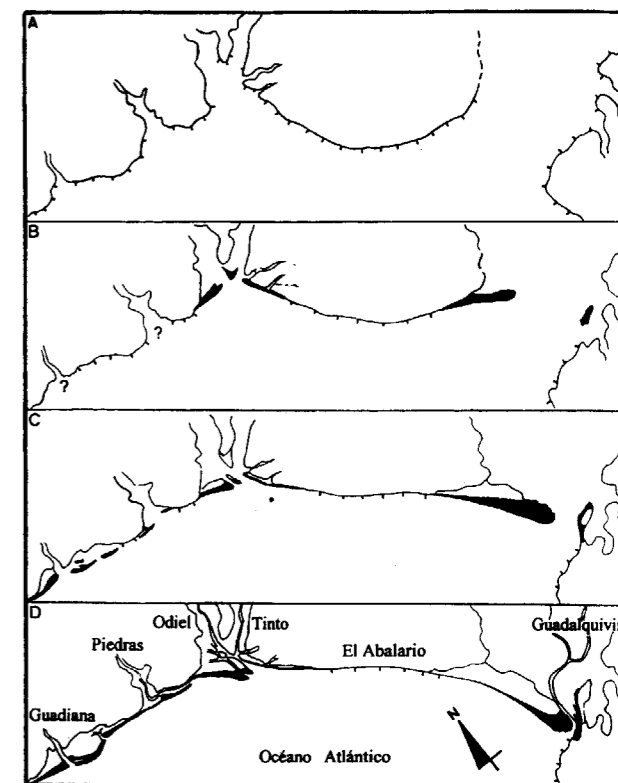


Figura 3.- Evolución del perfil costero del tramo Guadiana-Guadalquivir. A.- Máximo Flandriense (6.500 a. BP), B.- segunda fase progradante (4.200-2.600 a. BP), C.- tercera fase progradante (2.300-1.100 a. BP), D.- cuarta fase progradante (1.000 a. BP-Actualidad).

a cordones constituidos por restos de malacofauna estuarina (especialmente el género *Cerastoderma*) con escaso o nulo aporte arenoso, situados en los márgenes del paleoestuario. Estas importantes acumulaciones están provocadas por un dominio de las condiciones continentales, en detrimento de las marinas. Las dataciones efectuadas en los restos de estos depósitos de conchas, tanto en los cordones de Carrizosa-Veta la Arena como Mari López (figura 2) proporcionan una edad calibrada de 3.567, 3.589 y 3.320 años BP (tabla I), marcando un posible inicio de la progresiva progradación de las barreras litorales, que disminuyen el tamaño de las aperturas que comunican el mar con el estuario. De todos modos, este hecho habría de ser confirmado con la datación de los organismos situados en posición de vida en el lecho del paleoestuario. La disposición de estos depósitos, junto con los cordones de Carrizosa-Veta la

Arena, marcan una paleocosta que evidencian una marisma emergida con anterioridad a este evento.

En la margen derecha de la desembocadura del río Guadalquivir (flecha litoral de Doñana), los restos de esta fase progradante se presentan muy erosionados por la dinámica fluvial y están ocultos bajo las láminas de dunas activas, que avanzan hacia el NE.

El que se ha definido como IV sistema eólico (figura 2) está asociado a esta fase progradante, generándose al inicio de ésta. Este sistema eólico se extiende en todo el sector costero y ha sido erosionado por el retroceso del acantilado, así como cabalgado por los sistemas eólicos más recientes. En el tramo de costa con tendencia retrogradante presenta una morfología de dunas parabólicas imbricadas, mientras que en el sector progradante de la flecha litoral de Doñana, su morfología pasa a trenes más o menos continuos lateralmente, de dunas parabólicas no imbricadas, muy menguadas por el desplazamiento y el escaso aporte arenoso.

En la margen izquierda del río, los primeros vestigios de depósitos que se han podido determinar cartográficamente se localizan en la flecha de La Algaida (figura 2). Sobre ellos se han encontrado asentamientos y restos arqueológicos prerromanos del siglo VII a II a.C. (MENANTEAU, 1979).

Los rasgos morfológicos de esta flecha litoral indican que existió una progradación hacia el NE, sin poder precisar si había en ese momento unión con el continente o no; es decir, si morfológicamente era una flecha o una isla.

Los salientes continentales, situados a ambas márgenes de la desembocadura del Guadalquivir, debían ser originalmente más prominentes, y su erosión y consiguiente retroceso estuvieron ligados a la evolución de esta segunda fase progradante.

Tanto en las formaciones arenosas de la margen derecha como izquierda, esta fase progradante es interrumpida por un evento erosivo, con una elevación del nivel del mar. Este evento dió lugar a un mayor dominio marino dentro del estuario, definiéndose nuevas líneas de costa.

En el área de la desembocadura del Guadalquivir, esta ruptura está reflejada por los cordones de Vetalegua-Las Nuevas (figura 2), que se prolongan hacia el NE, en el interior del estuario, definiendo los paleomárgenes de éste. En la flecha de La Algaida se produjo un fenómeno similar, con la erosión de la formación arenosa preexistente, quedando una isla con morfología ovalada y rodeada por dos brazos de mar: uno de gran anchura (unos 6 km), situado entre Doñana y La Algaida, y otro entre ésta y el continente, de menor tamaño.

Datos geográficos aportados por Estrabón en su obra *Geographica*, escrita entre el 29 y 7 a.C., nos hablan de este estuario como de una laguna interior, a la que llamó *Lago Ligustinus*, con una doble desembocadura al mar; situando entre ambos canales una isla donde, según la tradición oral, se habla de la existencia de una ciudad con el mismo nombre del río, *Tartessos*.

A pesar de estas referencias históricas, los datos aportados en este trabajo no permiten estimar con certeza el inicio de este episodio erosivo. Las dataciones efectuadas en los cordones definidos en esta fase erosiva aportan una edad de 1.753, 1.808 y 1.877 años BP (tabla I).

En el estuario definido por los ríos Tinto-Odiel, los primeros vestigios de los que se tiene constancia absoluta, a través de dataciones radiométricas y arqueológicas, de formaciones correspondientes a esta fase se sitúan en la flecha litoral de Punta Umbría. SUAREZ BORES (1971) realizó dataciones absolutas, mediante ¹⁴C, en muestras de conchas, que indicaban una edad de 3.200 y 2.700 años BP para los cordones más antiguos. De igual modo, se han encontrado restos arqueológicos datados como pre-romanos (ALMAGRO et al., 1975). El tránsito hacia la siguiente fase progradante se realiza a través de una superficie erosiva, que separa la secuencia de cordones más antiguos, progradantes hacia el ENE, con respecto a otros progradantes hacia el ESE. Este evento está datado, por RODRIGUEZ VIDAL (1987), sobre los 2.500-2.000 años BP.

La influencia marina en este estuario ha sido clara a lo largo de su evolución. Hay constancia de esto, hasta al menos 3.000 años BP, como parece confirmar la aparición de un depósito de

armas correspondientes al Bronce final (750 a.C.) en una capa de arenas gruesas con conchas situada entre 8 y 9,5 m de profundidad (ALMAGRO et al., 1975). Otras referencias históricas apuntan al escaso relleno del estuario, como es la existencia de un puerto fenicio (s. VIII-V a.C.) en su interior (Aljaraque) y el hecho de conocerse el entrante, durante este período fenicio, como Laguna *Erebea* o *Estigia*.

Tanto en el estuario del río Piedras como en el del Guadiana, no se han encontrado aún evidencias geomorfológicas claras que puedan confirmar formaciones sedimentarias correspondientes a esta fase. Las dataciones absolutas tampoco ayudan a confirmar este hecho (figura 3B).

6. TERCERA FASE DE PROGRADACION

Esta nueva fase progradante dió lugar a un importante crecimiento de las formaciones litorales y eólicas, retroceso de acantilados y al progresivo cierre de los estuarios (figura 3C).

En el Guadalquivir, la disminución de la bocana del antiguo estuario romano (Lago Ligustinus) favoreció una mayor influencia fluvial. El delta del río Guadalquivir se extendía dentro del estuario, con digitaciones superficiales del sistema deltáico. Esto favoreció una mayor continentalización provocando un cese de aportes de mar abierto y, por contra, generando acumulaciones del material detrítico originado dentro del estuario, restos de malacofauna principalmente. De este modo, se pasa de unos cordones litorales iniciales, constituidos por arena silíceas y restos de fauna marina, a acumulaciones de malacofauna típica estuarina (*Cerastoderma*) en las riberas del paleoestuario, con una edad calibrada de 1.753, 1.808 y 1.877 años BP, que reflejan el inicio de la progradación.

En Doñana esta fase dió lugar a los cordones de La Marismilla (figura 2), con una dirección de progradación hacia el SSE. Este episodio sedimentario está marcado por una fuerte alternancia de crestas y surcos de playa, con una edad para la cresta más antigua muestreada de 1.775 años BP (tabla I, ZAZO et al., 1994). Teniendo en cuenta el número de crestas cartografiadas (unas 21) y los datos cronológicos de su génesis, se puede

estimar una periodicidad estimada, en el crecimiento de cada cresta y surco de unos 50 años. Igualmente se estima un valor medio de avance de la línea de costa del orden de 3-4 m/año. Una leve fase erosiva marca una ruptura en la disposición morfológica de estas crestas, en torno a los 1.400 años BP. Inicialmente aparecen incurvadas al sur, para posteriormente a partir de este evento hacerlo al este.

En la Algaida, esta nueva fase progradante se muestra por una serie de crestas y surcos de playa de orientación NE, que envuelven al cuerpo sedimentario más antiguo, con una edad calibrada de 2.404 años BP (tabla I), para la cresta más antigua. Su configuración morfológica pasó así de ser una isla, a una flecha unida al continente.

A su vez, los cordones litorales de la Marismilla, al otro lado de la bocana, crecieron con rapidez y llegaron a provocar una disminución de la sedimentación en la Algaida. Esta contraflecha fué quedando, por tanto, aislada de la dinámica marina hasta su total pérdida de funcionalidad dentro del estuario. A partir de ese momento, se ha visto rodeada por depósitos de marisma.

Respecto de las fechas obtenidas en la formación arenosa de Doñana, convendría indicar que no fueron hechas sobre las crestas de playa más antiguas y, por tanto, es de suponer que el inicio de la progradación sería algo anterior a las edades ya indicadas.

Las formaciones arenosas de este episodio se truncan con un nuevo evento erosivo, que se manifiesta en Doñana por unos cordones que avanzan hacia el NE y que separan las unidades progradantes de la Marismilla y de San Jacinto (figura 2). Su edad calibrada es de 1.175 años BP (tabla I). En la flecha de la Algaida este evento es menos patente, pues sus depósitos están protegidos en el interior del estuario, sufriendo en menor medida la acción de la dinámica marina.

En el estuario del Tinto-Odiel esta fase progradante presenta, tanto en la flecha de Punta Arenilla como en la de Punta Umbría, un gran desarrollo y aislaría, en gran medida, el estuario del mar. En Punta Umbría se generaron una serie de cordones con una dirección de progradación

hacia el ESE. En éstos se encuentran restos de una factoría de salazón (AMO, 1976), con una fecha de fundación 40-50 d.C. También aparecen restos de una necrópolis romana del siglo III-IV d.C. (CARRERO, 1979). En el interior del estuario, la marea llegaba hasta la base de los "cabezos" de Huelva, al menos, hasta época romana, como parecen demostrar restos de dos fábricas de salazón (s. III a.C.-IV d.C. y I-II d.C.) en el casco urbano. Sería a partir del siglo II d.C., con la intensificación de la explotación minera, asociada al desbroce y cultivo, cuando se aceleraría el proceso de colmatación del estuario (CLEMENTE et al., 1985).

En la playa actual, situada frente a la laguna de Las Madres, afloran unos niveles de turba (CACERES, 1995) situados a -0,5 m de profundidad, de edad 1.900 y 1.790+180 años BP, relacionados con una posición más avanzada de la línea de costa y un posible nivel del mar más bajo que el actual (de -0,5 m. a -1,0 m.).

En el estuario del Piedras los datos cronológicos más antiguos corresponden a esta fase progradante (ZAZO et al., 1994), constituyendo el sector más occidental de la flecha del Rompido.

Para el estuario del Guadiana no existen datos cronológicos que sirvan para establecer su evolución en esta fase. Las primeras referencias históricas, dadas por Avieno (siglo IV d.C.) y basadas en escritos del siglo VI a.C., hacen mención a la existencia de varias islas arenosas en la desembocadura del Guadiana, probablemente los primeros ganchos de Isla Canela e Isla Cristina, y con la existencia de restos de un mausoleo tardorromano sobre las formaciones arenosas más septentrionales. Por tanto, sólo podemos afirmar, a falta de estudios más detallados, que estas islas ya existían en esta fase de progradación, aunque no podemos precisar si su formación corresponde a esta fase o es anterior.

Esta tercera fase progradante se caracteriza por unos sistemas dunares muy importantes, en la que se inició el quinto sistema eólico que perdura hasta la actualidad. Sus edificios arenosos son de gran relevancia morfológica, distribuyéndose con mayor profusión en el Abalarío y Doñana (figura 2) y, en menor medida, en las flechas lito-

rales del estuario del Tinto-Odiel, siendo muy escasas en el Guadiana y Piedras.

En el sector retrogradante del Abalarío las dunas se presentan imbricadas, reflejando el máximo retroceso del acantilado en este sector. Se han diferenciado cartográficamente cuatro episodios eólicos principales de dunas parabólicas, cuyos ejes de simetría indican la orientación media del viento dominante en cada momento. El análisis estadístico de estas direcciones (RODRIGUEZ VIDAL et al., 1993) muestra un cambio paulatino en los dos últimos milenios, desde vientos procedentes del OSO hasta otros del SO, significativo de las variaciones en la circulación atmosférica regional. Este mismo sistema presenta en Doñana una morfología diferente, debido al carácter progradante costero, de tal manera que se disponen como sucesivos trenes de dunas parabólicas de gran continuidad lateral.

7. CUARTA FASE DE PROGRADACION

La última fase progradante en este sector costero reduce, de forma muy considerable, la influencia marina en el estuario (figura 3D). En Doñana se manifiesta en los cordones litorales de San Jacinto (figura 2). En la flecha litoral de La Algaida los ganchos más meridionales están relacionados con esta última fase progradante. Los datos cronológicos evidencian un inicio de la progradación en torno a los 1.000 años BP, con un avance de la línea de costa en el sector más meridional de unos 2 m/año, para este último milenio.

El importante retroceso costero de los salientes continentales persiste en esta fase. El sector costero con un mayor retroceso es el del Abalarío, reflejándose en las acumulaciones eólicas más recientes y en la destrucción de las edificaciones costeras del siglo XVI (torres de Almenara). Según esto, se puede estimar un retroceso máximo en este sector de 1,2 m/año en los últimos 240 años.

En el estuario del Tinto-Odiel, este episodio se manifiesta tanto en la flecha de Punta Arenilla como en la de Punta Umbría. En esta última, se suceden una serie de cordones progradantes hacia el SE, en contraposición a los de la fase

anterior que progradaban hacia el ESE. Ambos sistemas se encuentran separados por una clara superficie de erosión, sin poder precisar una cronología absoluta. Si tenemos en cuenta que este evento erosivo es el establecido en Doñana para el inicio de esta fase, se puede establecer una velocidad de progradación costera en Punta Umbría, para los últimos 1.000 años, de 2 m/año. La dinámica y evolución natural de este sector se ha visto fuertemente modificada a partir de la construcción de los diques artificiales, ésto ha llevado a un aumento en la velocidad de colmatación del sector, con avance rápido de las unidades emergidas, principalmente de playas progradantes en las caras expuestas de los diques.

La flecha del Rompido, en la desembocadura del río Piedras, se caracteriza por un espectacular crecimiento hacia el este en este período progradante. Según BORREGO et al. (1993), el crecimiento de esta flecha se produjo como consecuencia de la interacción de las corrientes mareales interna y externa al estuario, que generaron una zona de sombra dinámica donde se depositaron los sedimentos. Las modificaciones mayores en el perfil de esta formación litoral tuvieron lugar en los últimos 1.000 años, con un crecimiento espectacular hacia el este, fundamentalmente en los últimos 100 años, con más de 5 km desde 1873 hasta 1956, y más de 1 km desde aquí hasta la actualidad.

Esta formación forma parte de un antiguo sistema de islas-barrera, hoy unidas y adosadas al continente. A partir de mediados del siglo XIX, se constituyó la flecha litoral a partir de la desaparecida isla-barrera, por disminución del prisma mareal y dominio del oleaje (BORREGO et al., 1993). Los acantilados del sector interfluvial Piedras-Guadiana dejaron de ser activos desde el siglo XVI (OJEDA, 1988), como consecuencia de la progradación litoral.

En el estuario del Guadiana, en cuanto a la evolución más reciente de este sector (siglo XVI-actualidad), existen estudios detallados en base a la documentación cartográfica existente (OJEDA, 1988 y MORALES, 1993). Es a partir del siglo XIX cuando tiene lugar el crecimiento y unión de las diversas islas-barrera que configuraban este sec-

tor del litoral, dando lugar a un tramo continuo hasta el extremo este de la flecha del Rompido. Este tránsito de una costa con numerosas y pequeñas islas-barrera, separadas por caños mareales (*tidal inlets*), a una costa con escasas y largas islas-barrera, supone el cambio de un dominio de las mareas, como agente morfodinámico principal, a un dominio del oleaje (MORALES, 1993).

Con la formación de islas-barrera largas y continuas tuvo lugar la colmatación de los espacios situados entre ellas y el continente, constituyéndose marismas mareales plenamente funcionales en la actualidad.

Geomorfológicamente los cordones litorales formados en esta fase, en los diferentes cuerpos progradantes de este litoral, presentan el desarrollo de un importante manto eólico, especialmente significativos en las formaciones litorales del Guadalquivir y Tinto-Odiel. Estas parecen reactivarse con mayor fuerza a partir del siglo XVI, tal como lo demuestran las últimas fases de acreción litoral. Esto puede estar relacionado por una mayor coalescencia de crestas de playa en disminución de los surcos, por aumento de la corriente de deriva.

La intensificación de la deriva litoral afecta, en la actualidad, de diverso modo a las formaciones sedimentarias, según su orientación frente los trenes de olas dominantes del SO. En el tramo occidental, de dirección E-O, tiene lugar un crecimiento rápido hacia el oeste (flecha del Rompido). En el tramo más oriental, la línea de costa se sitúa de forma más transversal (NO-SE), por lo que se produce un menor crecimiento y formación de cordones que se incurvan hacia el NE, adentrándose en el estuario.

Este proceso es similar al ocurrido en los eventos erosivos precedentes y puede estar provocado por la tendencia al ascenso del nivel marino actual. En este sentido, DABRIO et al. (1993) estiman, a partir de datos cronoestratigráficos y sedimentológicos, una ligera elevación hasta el año 2.050 A.D.

La colmatación de los estuario en esta última fase ha sido especialmente significativa, debido a la actividad antrópica. Es durante este período

cuando en estos valles fluviales se produjo una mayor extensión de la agricultura, con la consiguiente deforestación y erosión.

8. CONCLUSIONES

La evolución del relieve costero, tras el último ascenso postglacial del nivel marino, ha acaudado importantes cambios ambientales en todos los sistemas naturales de la costa suratlántica ibérica.

La cartografía geomorfológica ha permitido establecer relaciones temporales entre las distintas formaciones sedimentarias y los procesos erosivos. Las evidencias arqueológicas y las dataciones calibradas de ^{14}C sobre conchas fósiles han ayudado a establecer una cronología absoluta.

Los sistemas de flechas litorales cartografiados se han construido durante cuatro fases progradantes. La primera establecida a nivel regional entre el máximo flandriense (6.900 años BP) y 4.500 años BP, de la cual no existen evidencias directas en este sector. La segunda entre 4.200 años BP y 2.600 años BP, la tercera entre 2.300 años BP y 1.100 años BP y la cuarta, y última, entre 1.000 años BP y la actualidad. Con separaciones de sucesivas fases erosivas entre 4.500-4.200 años BP, 2.600-2.300 años BP y 1.100-1.000 años BP (figura 4).

De esta manera se establecen ciclos mayores sedimentarios, con ligero descenso y posterior

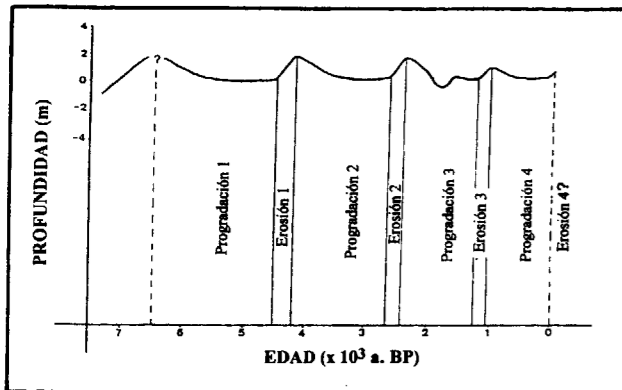


Figura 4.- Curva regional postflandriense de las oscilaciones relativas del nivel del mar, inducida de la posición y morfología de los sucesivos cuerpos sedimentarios.

estabilidad del nivel marino, en los que dominan las construcciones de barreras litorales y la génesis de amplias llanuras mareales que disminuyen el tamaño de los estuarios. Estas fases sedimentarias se interrumpen con rápidos ascensos del nivel del mar (figura 4), que erosionan las barreras litorales previamente construidas, hacen retroceder los acantilados, provocan la migración hacia el continente de edificios dunares, con frecuentes láminas imbricadas, y aumentan la influencia marina dentro de los estuarios.

Los cambios ambientales holocenos que hemos podido constatar han sido generados, por tanto, por cambios en la circulación atmosférica y en las corrientes marinas. Actualmente nos encontramos en una situación anticiclónica dominante, controlada por el movimiento del giro semipermanente de las Azores, que favorece en el litoral las corrientes de deriva, la progradación de las barreras arenosas y altas tasas de sedimentación.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos de la DGICYT PB91-0622-C03-01 y PB94-1090-C03-01 y por el II Plan Propio de Investigación de la Universidad de Huelva. Es una contribución al Proyecto 367 del IGCP.

REFERENCIAS

- ALMAGRO, M.; AMO, M.; BELTRAN, A.; BLANCO, A.; CERDAN, C.; FERNANDEZ-MIRANDA, M.; GARRIDO, J.P.; LEISNER, G. P.; LUZON, J. y ORTA, E.M. (1975). *Huelva. Prehistoria y Antigüedad*. Ed. Nacional, Madrid, 320 p.
- AMO, M. DEL (1976). Restos materiales de la población romana de Onuba. *Huelva Arqueológica*, II, Publ. Museo Huelva e Inst. Onub. "Padre Marchena". Excma. Dip. Huelva, 200 p.
- BORJA, P. y DIAZ DEL OLMO, F., (1992). Sector oriental del acantilado del Asperillo (litoral de Huelva. SO de España): Formaciones y cronologías. *Mediterranean and Black sea Shorelines (INQUA) Newsletter*, 14: 87-93.
- BORREGO, J. (1992). *Sedimentología del Estuario del Río Odiel. Huelva. SO España*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla. 308 p.
- BORREGO, J.; MORALES, J. A. y PEDON, J.G., (1993). Holocene filling of an estuarine lagoon along the mesotidal

Coast of Huelva: The Piedras river mouth, Southwestern Spain. *Journal of Coastal Research*, 8, 321-343.

CACERES PURO, L.M. (1995). *Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir*. Tesis Doctoral. Universidad Huelva, 292 p.

CARRERO, J. (1979). *Historia de Punta Umbría*. Imp. Jiménez S.L., Huelva.

CLEMENTE, L.; MENANTEAU, L. y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1985). Los depósitos holocenos en el estuario de los ríos Tinto y Odiel (Huelva, España). *Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico*, I. Lisboa, 339-353.

DABRIO, C.J., ZAZO, C. y GOY, J.L. (1993). Litoral y riesgos geológicos. V Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ord. Territ., Murcia. T. I, 93-114.

FREIJEIRO, A. y ROTHEMBERG, B. (1981). *Exploración Arqueometalúrgica de Huelva*. Ed. Labor. Huelva. 312 p.

MENANTEAU, L. (1979). *Les Marismas du Guadalquivir. Exemple de transformation d'un paysage alluvial au cours du Quaternaire récent*. Thèse 3è cycle, Univ. Paris-Sorbonne. 154 p.

MENENDEZ, J. y FLORSCHÜTZ, F. (1964). Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva (Andalucía). *Estudios Geológicos*, 20, 183-186.

MORALES, J.A. (1993). *Sedimentología del Estuario del Río Guadiana. (SO España-Portugal)*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva, 300 p.

OJEDA, J. (1988). *Aplicaciones de la teledetección espacial a la dinámica litoral (Huelva): geomorfología y ordenación litoral*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, 409 p.

RODRIGUEZ RAMIREZ, A. (1996). *Geomorfología continental y submarina del Golfo de Cádiz (Guadiana-Guadalquivir), durante el Cuaternario reciente*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva. 370 p.

RODRIGUEZ VIDAL, J. (1987). Modelo de evolución geomorfológica de la flecha litoral de Punta Umbría, Huelva, España. *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 247-256.

RODRIGUEZ VIDAL, J., CACERES, L., RODRIGUEZ RAMIREZ, A. and CLEMENTE, L. (1993). Coastal dunes and postflandrian shoreline changes. Gulf of Cadiz (SW Spain). *Mediterranean and Black sea Shorelines (INQUA) Newsletter*, 15, 12-15.

STEVENSON, A.C. (1984). Studies in the vegetational history of SW. Spain. III Palynological investigations at El Asperillo, Huelva. *Journal of Biogeography*, 11, 527-551.

SUAREZ BORES (1971). Determinación de la edad mediante medidas del contenido carbono-14, en muestras de conchas procedentes de los litorales de Huelva y Valencia. *Gabinete de Aplicaciones Nucleares a Obras Públicas*, Madrid.

ZAZO, C., GOY, J.L., SOMOZA, L., DABRIO, C.J., BELLUOMINI, G., IMPRONTA, S., LARIO, J., BARDAJI, T. and SILVA, P.G. (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10 (4), 933-945.

ZAZO, C.; LEZINE, A.M.; BORJA, F.; DENEFLÉ, M.; DABRIO, C.J.; LARIO, J.; RODRIGUEZ-VIDAL, J.; GOY, J.L.; BARDAJI, T.; DIAZ DEL OLMO, F.; CACERES, L.M.; CLEMENTE, L.; BAETEMAN, C. and RODRIGUEZ-RAMIREZ, A. (1996). Holocene coastal progradation changes and peat bog development in SW spanish coast. *Mediterranean and Black sea Shorelines (INQUA) Newsletter*, 18, 13-17.

Original recibido: Septiembre de 1996.

Original aceptado: Abril de 1997.

EL TRANSPORTE EOLICO EN EL DELTA DEL EBRO: EVALUACION Y CONTRIBUCION AL MODELADO LITORAL.

Por J. SERRA (*), G. RIERA (*), J. ARGULLOS (*) y L. PARENTE-MAIA (*)

RESUMEN

Los procesos eólicos juegan un papel importante en la distribución de los sedimentos en el litoral del delta del Ebro. Este artículo examina una prueba piloto sobre una regeneración de playa realizada en la zona de Riumar (cerca de la desembocadura del río) que permite cuantificar el balance del sedimento transportado a lo largo de la costa, y su contribución en la formación de dunas litorales. Al mismo tiempo, también se analiza el seguimiento de la evolución del campo de dunas del Fangar, en la NO del delta del Ebro, a partir de la evaluación experimental y empírica del transporte eólico. El conjunto, muestra un balance negativo en pocos años relacionado con los cambios climáticos y como resultado de la disminución del sedimento aportado por el río en el transporte longitudinal del sistema deltaico.

Palabras clave: Dunas costeras, Transporte eólico, Delta del Ebro, Evolución de una costa deltaica.

ABSTRACT

Eolian processes play an important role in the littoral sediment distribution on the coast of the Ebro delta (NW Mediterranean). The sand budget transport due to nearshore processes along the coast has been quantified. The present contribution examines a recent pilot experiment for beach nourishment in the Riumar zone (river mouth) and its contribution in the formation of coastal fringing and internal dunes. Moreover, a survey of evolution of the dune field in the Fangar spit (NW part of Ebro Delta), which measured changes in the cross-sectional area showed a negative balance in a few years related to climatic changes and resulting from the decrease in river sediment input to the deltaic alongshore transport system.

Key words: Coastal dunes, Eolian transport, Ebro delta, Deltaic coast evolution.

1. ANTECEDENTES

Los primeros estudios sobre la presencia de los campos dunares en el delta del Ebro fueron publicados por MALLADA (1889) donde se describían las dunas existentes entre el Fangar y la isla de Buda. En trabajos posteriores se encuentran otras referencias sobre los mismos, como en el de DUBOUL-RAZAVEL (1958) donde se interpretan las formaciones del Trabucador y el Fangar como cordones litorales en curso de progresión; SERRA (1971) estudió el cordón litoral de la isla de Sant Antoni; MALDONADO (1972) realizó una síntesis del delta y cartografió las formaciones presentes en la zona emergida, remarcando el campo de dunas de la flecha del Fangar,

el cordón litoral de la playa de la Marquesa-Riumar y el de la isla de Sant Antoni. Los campos de dunas presentes se han cartografiado en los mapas geológicos correspondientes al delta (MALDONADO et al., 1980 y 1982, y MEDIALDEA et al., 1982). RIERA (1991) estudió los cambios recientes en la desembocadura del río Ebro y las dunas existentes en la isla de St. Antoni. Por último, GUILLEN (1992), realizó una cartografía del campo de dunas del Fangar y estudió también los cordones litorales existentes en la isla de Buda, St. Antoni y la playa de la Marquesa.

2. INTRODUCCION

La formación de dunas está en función de diferentes parámetros, entre los que cabe destacar el tamaño de grano del sedimento, las caracterís-

(*) Grup de Geologia Marina, Dept. de G.D.G.P., Facultat de Geologia, U.B., 08028-Barcelona

ticas del perfil de playa, el régimen del viento y los aportes sedimentarios disponibles; estos parámetros evolucionan conjuntamente con las modificaciones del conjunto deltaico a diferentes escalas de tiempo, especialmente en función del sedimento disponible y las variaciones del nivel del mar. Localmente, y a escala de tiempo corta (meses, años, décadas,...), la disponibilidad de sedimento es el factor más determinante, seguido por el régimen del viento presente en la zona (CARTER, 1985; DAVIS y CLIFTON, 1987 y CARTER et al., 1990).

2.1. Aportes sedimentarios del río Ebro

Después de la construcción del complejo Mequinenza-Ribaraja-Flix (años sesenta-setenta), los aportes sedimentarios del Río Ebro han disminuido drásticamente en los últimos años. En los últimos 150 km de su curso, se ha calculado que la disminución es del orden del 95% del material transportado por el río, hecho que repercute en la evolución actual del delta. A principios del presente siglo se evaluó el transporte sólido en $17-25 \cdot 10^6$ Tm/año, mientras que después de la construcción del complejo de Mequinenza se han medido valores del orden de $0,15 \cdot 10^6$ Tm/año (PALANQUES et al., 1990 y GUILLEN, 1992).

2.2. Régimen del viento en el delta del Ebro

La representación del régimen de vientos en la región del delta del Ebro se ha realizado a partir de los datos de la estación meteorológica de Sant Jaume d'Enveja. Los registros de vientos de esta estación sólo corresponden a los tres últimos años (1993-1996); aún así es la que mejor representa las condiciones climáticas locales, ya que está ubicada en la región central del delta, sin la influencia de elevaciones importantes.

La característica principal del régimen de vientos de la región es su espectro multidireccional, hallándose representados los vientos de todos los cuadrantes (Fig. 1). Los vientos más persistentes son los procedentes de NO (Mestral), NE (Gregal) y SO (Garbi). En relación a su intensidad, son los vientos con componentes direccionales del norte (NO y NE) los que presentan las mayores velocidades. La mayor velocidad media regis-

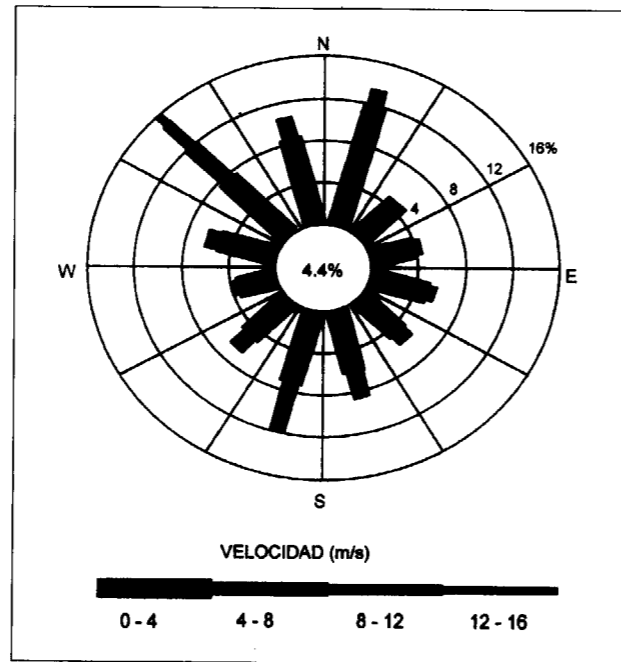


Figura 1 - Rosa de vientos de la estación meteorológica automática de Sant Jaume d'Enveja para los años (1993-1995)

trada en este periodo de tiempo fue de 13 m/s (26/03/95). Los episodios de vientos con velocidades elevadas están distribuidos a lo largo del año, siendo normalmente más frecuentes durante el invierno y el inicio de la primavera; disminuyendo en verano para volver a aparecer hacia finales del otoño.

2.3. Marco general

A lo largo de la franja costera del delta del Ebro podemos destacar diferentes formaciones de dunas, observándose la más extensa en la flecha del Fangar. También encontramos en el hemidelta norte otras formaciones dunares en la playa de la Marquesa y en la isla de St. Antoni. En la parte sur se observa la presencia de dunas en la isla de Buda y en la playa de Eucaliptus, todas ellas de menor envergadura y sin llegar a formar sistemas tan continuos como los observados en el hemidelta norte. Actualmente, debemos también remarcar la presencia de la duna artificial construida a lo largo de la barra del Trabucador (Fig. 2). La distribución diferencial de las formaciones dunares en los dos hemideltas está directamente relacionada con la orientación de la

costa y la dirección predominante de los vientos de mayor intensidad en el conjunto deltaico de dirección 315° , dirección coincidente con la de la costa externa del hemidelta norte. Esto explica la existencia de un extenso campo de dunas en la parte norte (Fangar), seguido de un cordón litoral continuo hasta la zona de la desembocadura, mientras que en la costa sur y en los Alfacs no llegan a desarrollarse formaciones eólicas parecidas.

En el presente estudio nos centraremos en dos situaciones concretas observadas en el hemidelta norte (Fig. 2): el campo de dunas de la flecha del Fangar y el cordón litoral de la playa de la Marquesa.

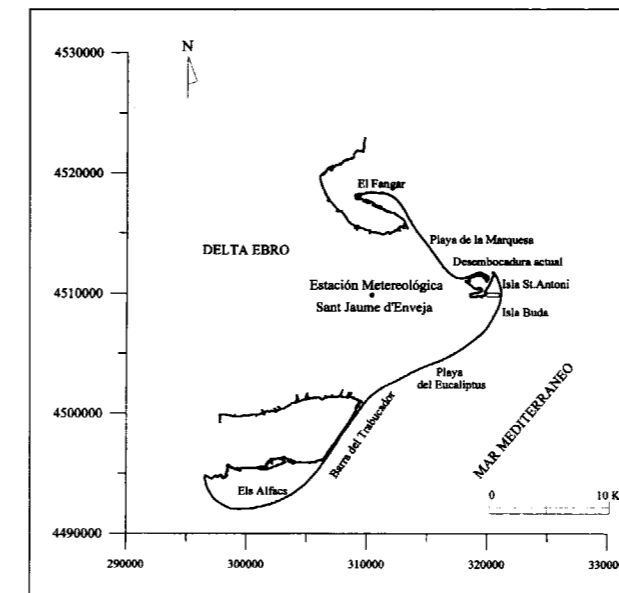


Figura 2. Situación general de las formaciones geológicas. Coordenadas UTM.

3. CAMPO DE DUNAS DE LA FLECHA DEL FANGAR

3.1. Introducción

El campo de dunas del Fangar es el más extenso de los presentes en el delta del Ebro, y actualmente el único funcional. El seguimiento de la evolución del campo de dunas se ha realizado a partir de la sucesión de fotografías aéreas tomadas desde 1957 hasta la actualidad. A partir de 1993, se han realizado una serie de campañas de

levantamiento topográfico del campo de dunas, con los que se pretende evaluar directamente el transporte eólico a partir de su evolución cartográfica.

3.2. Metodología de estudio

Se han determinado tanto los parámetros de viento como el propio transporte por mediciones directas sobre el terreno, en sucesivas campañas llevadas a cabo a lo largo de un ciclo anual. En primer lugar se han medido las velocidades y direcciones del viento *in situ* utilizando una estación meteorológica electrónica de Davis Instruments, instalada a una altura de 1 m del suelo. Los parámetros climáticos han sido registrados cada minuto y posteriormente han sido comparados con los de la estación meteorológica de Sant Jaume d'Enveja.

Para las medidas directas del transporte eólico, se han utilizado diez trampas verticales, emplazadas en distintos puntos del campo de dunas y dispuestas según varias configuraciones. En cada punto fueron anotadas las relaciones con las formaciones dunares, topografía, distancia de la playa, pendiente, presencia de vegetación y la humedad de la arena. Las tasas de transporte han sido evaluadas mediante la medida de los niveles de acumulación durante intervalos regulares, o bien controlando el tiempo necesario para que las trampas se llenaran. De la arena acumulada en el interior de las trampas, se han tomado muestras para su posterior análisis granulométrico, realizado mediante un analizador de partículas Coulter LS100.

Las trampas se han confeccionado según el modelo propuesto por LEATHERMAN (1978). Este tipo de trampa de arena consiste en un tubo de PVC de una longitud de 100 cm y diámetro de 5 cm, que se entierra hasta 30 cm de la base y constituye el reservorio de la trampa. La parte aérea del tubo presenta dos aberturas longitudinales opuestas, la primera de 1 cm de anchura se orienta hacia la dirección del viento, y la segunda, de 2 cm de ancho, va cubierta con una malla de 65 micrómetros para retener la arena y permitir el paso del aire.

El movimiento de arenas por el viento es el resul-

tado de la transferencia de la energía del viento al sedimento. El flujo de aire sobre una superficie produce una tensión de cizalla ($\Gamma = \rho u_*^2$), siendo Γ la fuerza que el viento ejerce sobre la superficie de la arena; ρ es la densidad del aire ($1,22 \text{ Kg/m}^3$) y u_* es la velocidad de cizalla. Para flujos turbulentos, la transferencia del momento depende de la rugosidad de la superficie y es proporcional a los cambios de la velocidad con la altura. Esta relación es descrita por la ecuación general del perfil de viento (KARMAN, 1937), donde se establece que la velocidad aumenta logarítmicamente con la altura, de acuerdo con la ecuación:

$$u_z = (u_* / k) \ln((z-h)/z_0)$$

donde u_z es la velocidad del viento a una altura z sobre la superficie, k es la constante de VON KARMAN (0,40), z_0 es la altura de la rugosidad (ripples) y h es la altura de inicio de la fricción (habitualmente se utiliza el valor de la superficie $h = 0 \text{ m}$). Para superficies sin vegetación h se considera despreciable (SHERMAN, 1990). Cuando la tensión de cizalla supera el valor umbral de la fuerza opuesta al movimiento (gravedad y cohesión) los granos empiezan a moverse inicialmente por arrastre, y a continuación por suspensión y saltación. La fuerza de arrastre resultante es función de la velocidad del viento y de la rugosidad de la superficie. La velocidad crítica para el inicio del movimiento se relaciona con la aceleración de la gravedad g , el diámetro medio del grano d , y la densidad de la arena ρ_s según la siguiente expresión:

$$u_{*c} = A (gd(\rho_s - \rho/p)^{0.5})$$

donde A puede variar entre 0,1 (BAGNOLD, 1941) y 0,2 (LYLES y KRAUS, 1971).

Respecto a la evaluación del transporte eólico de sedimentos, las referencias bibliográficas plantean el problema desde diferentes puntos de vista: meramente experimentales en túneles de viento, teóricos a partir de fórmulas basadas en experiencias controladas y finalmente los basados en la experimentación de campo. Los primeros intentos de asignar ecuaciones al transporte sedimentario por el viento, fueron realizados por BAGNOLD (1941), y desde entonces tan sólo pequeñas modificaciones a sus fórmulas han sido

efectuadas por otros autores (ZINGG, 1952; HSU, 1971 y KADIB, 1964). La formulación de BAGNOLD relaciona el volumen transportado Q con el cubo de la velocidad crítica del viento u_{*c} (m/s):

$$Q = C.L.T(d/D)^{0.5}(\rho/g) u_{*c}^3$$

donde Q es el transporte total en $\text{m}^3/\text{año}$, C una constante (1,8 para arena naturalmente clasificada), L la longitud de playa en metros, $d = d_{60}$, D es el diámetro de la arena usada en los experimentos 0,25 mm, ρ la densidad del aire y T la duración del viento en segundos.

Todos estos intentos pretenden comparar los resultados de un túnel de viento con las condiciones reales, lo que muestra evidentemente un margen más o menos amplio de los parámetros que intervienen, en estos casos de laboratorio no actúan con tanta variabilidad. De cualquier forma, son modelos que demuestran su eficacia a partir de los trabajos de campo en los cuales cada autor ha construido diferentes tipos de trampas de sedimento según con la intención de equiparar los resultados con los modelos teóricos (SVASEK y TERWINDT, 1974; SARRE, 1988; TOMAZELLI, 1993). De todos estos estudios, el más completo es el realizado por GREELEY (1986) en el que se utilizaron diversos tipos de trampas, llegando a la conclusión que las ecuaciones (BAGNOLD, 1941; WHITE, 1979) y las trampas (TIPO LEATHERMAN, 1978; TIPO Ames-NASA, GREELEY, 1986) son las que presentan mejor estimación del transporte eólico de partículas.

Tiempo(año)	1957	1971	1983	1984	1989	1991	1993	1996
Area (m ²)	163000	175000	158500	239000	214000	280000	290000	288000

Tabla I. Variación del área del campo de dunas de la flecha del Fangar.

3.3. Resultados

3.3.1. Evolución del campo de dunas

La evolución de la extensión del campo de dunas del Fangar, se ha realizado a partir de los datos obtenidos en las campañas ya mencionadas, calculando el área en cada caso (Tabla I).

Los resultados obtenidos en la campaña del mes de Junio de 1993 en el campo de dunas del Fangar nos muestran su altura media y su morfología. Las alturas máximas observadas eran de 3,3 m y las mínimas de 1,25 m, con una altura media de 2,1 m. Se estudiaron las dunas fijadas por vegetación de la zona para poder aproximar el cálculo a la altura mínima que presentaban las dunas en épocas anteriores a dicha campaña; siendo la altura media observada de 1,9 m. Observaciones realizadas a finales de los años 60 muestran alturas de dunas máximas entre 6 m y 8 m (SERRA, 1971). En la campaña del mes de Febrero de 1996 se observó que la altura media de las crestas de las dunas era de 2,5 m, las alturas máximas variaban entre 3,8 m y 4 m, mientras que las mínimas se situaban entre 1,2 m y 1,6 m.

Los datos de la Tabla I reflejan un aumento de la superficie del campo de dunas del orden de un 50% entre los años 1983 y 1991 (en el año 1983 la superficie era de 165.000 m^2 mientras que en 1991 era de 280.000 m^2); desde 1991 hasta la actualidad no se observan variaciones importantes de la superficie, manteniéndose prácticamente constante (Fig. 3). En cambio la altura de las dunas ha disminuido durante el período de estudio, siendo difícil calcular el volumen de material acumulado existente en épocas anteriores. A partir de los cálculos de superficie y alturas medias, se ha evaluado que el volumen del mes de Mayo de 1996 era de 115.000 m^3 (Fig. 3).

Comparando la información meteorológica con la distribución anual, observamos que la variación en superficie de la extensión del campo de dunas está en función de la distribución de los vientos dominantes. Si éstos tienden a ser unimodales aumenta la superficie del campo y disminuye la altura media de las dunas, resultando una única configuración de dunas barkhanes. Si el régimen es polimodal, la extensión se reduce y se forman dunas tipo estrella con un aumento de la altura media.

3.3.2. Evaluación del transporte eólico

Considerando que el transporte eólico Q es proporcional a la velocidad de cizalla que el viento ejerce sobre el suelo, los períodos extremos son

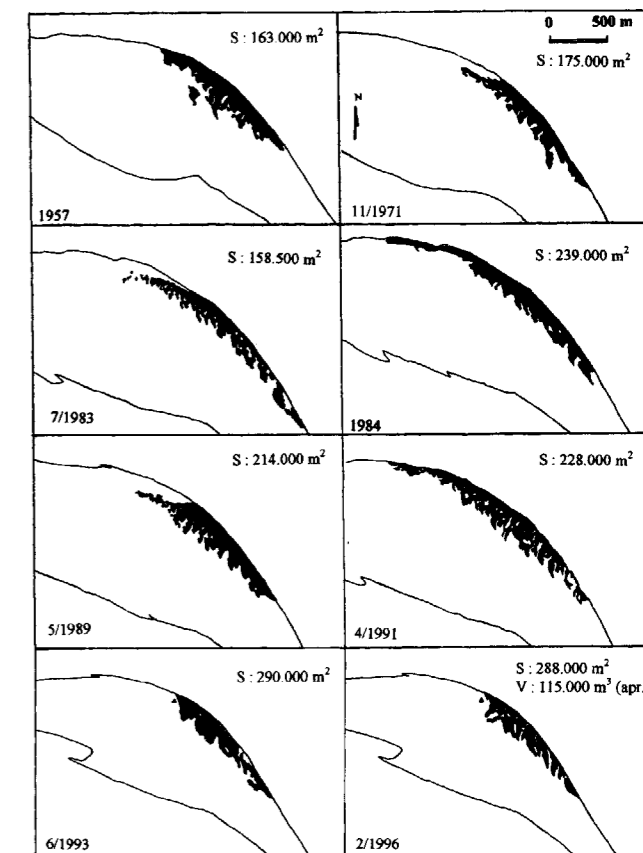


Figura 3. Evolución del campo de dunas del Fangar entre los años 1957 y 1996. La superficie (S) se expresa en m^2 y el volumen (V) en m^3 .

los más significativos para la evaluación del transporte eólico. Partiendo de esta premisa, optamos por hacer las medidas con las trampas en las situaciones con mayores velocidades. Así, las campañas para medidas directas del transporte eólico se han realizado después del paso de una baja presión sobre la Península Ibérica (Fig. 4).

La región del delta del Ebro se caracteriza por la aparición de vientos del NO, "mestral", después del paso de un frente. Una situación de este tipo se observó los días 26-27/03/96, iniciándose con un cambio de dirección de pequeñas oscilaciones de dirección N por la mañana del día 26, pasando a dirección E-SE para finalizar en dirección SO por la tarde. En este período, las velocidades presentaron un aumento gradual a partir de las 14 horas, con de vientos de 2 a 6 m/s. Las

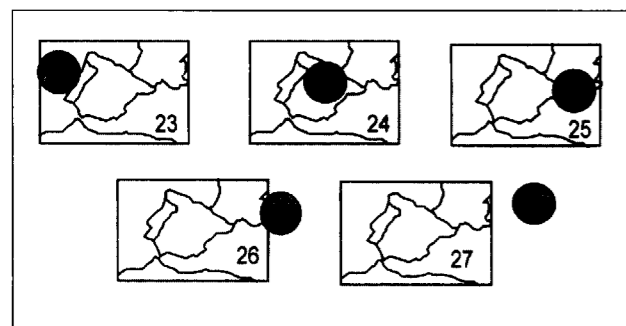


Figura 4 - Evolución de una borrasca (L) sobre la Península Ibérica (Periodo de 23 a 27 de marzo de 1996).

velocidades máximas, se alcanzaron el día 27 al completar la rotación; los vientos presentaban una dirección NO, y la velocidad media pasó de 6,7 m/s por la mañana a 12,4 m/s a las 14:00 h (máximo de 16 m/s). Normalmente los vientos más fuertes presentan una dirección de procedencia NO y son los más propicios para que se produzca de máximo transporte eólico. La dirección principal del transporte es fácilmente comprobada en el campo mediante la observación del eje principal de avance de las dunas, de los ripples o de las marcas de desplazamiento de las dunas, que en el caso del campo de dunas del Fangar coinciden con esta dirección.

Las trampas utilizadas tienen una capacidad de acumulación de 260 cm³, lo que corresponde a un peso de sedimento retenido entre 306 y 460 gr, dependiendo del tiempo en que la trampa permanece bajo la influencia de los vientos. Cuanto mayor es el tiempo de exposición de las trampas, una vez llena, mayor será la compactación del sedimento. Las densidades (relativas) de las arenas transportadas en este experimento variaron entre 1,36 y 1,59 gr/cm³, con valor medio de 1,45 gr/cm³.

Las capacidades de transporte han sido determi-

Trampa	Hora inicio	Hora final	Diferencia minutos	Muestra	Volumen Llena	Peso
T-1	11:46	12:04	18	T-1(3)	X	408
T-2	11:48	12:06	18	T-2(3)	X	418
T-3	11:49	12:07	18	T-3(2)	X	412
T-4	11:51	12:12	21	T-4(2)	X	388
T-5	11:53	12:16	23	T-5(2)	X	381
T-6	11:56	12:21	25	T-6(2)	X	298
T-7	11:57	12:19	22	T-7(2)	X	421

Tabla II. Tiempo que tardan en llenarse las trampas de sedimento.

nadas a partir del tiempo que las trampas tardan en llenarse, de acuerdo con el ejemplo de la Tabla II, y comparadas posteriormente con las velocidades correspondientes de los vientos registrados en paralelo en la estación aneja a las trampas.

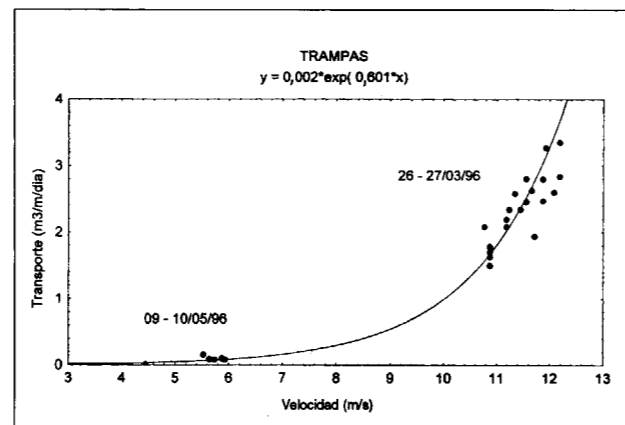


Figura 5. Comparación entre el volumen de sedimentos y la velocidad registrada en el campo para los meses de Marzo y Mayo de 1996.

En las siguientes campañas, realizadas durante los meses de mayo y posteriores, los experimentos se hicieron en condiciones atmosféricas de buen tiempo, con el objetivo de determinar los límites inferiores de la curva de transporte, las velocidades de inicio del movimiento y la influencia de la humedad. Se ha podido determinar la velocidad mínima de 4 m/s, para el inicio del transporte eólico. Igualmente pudo observarse que incluso después de un corto período de lluvia y con la humedad resultante, la velocidad mínima determinada era la misma. Este resultado, no esperado, se justifica por el rápido secado de las arenas expuestas al viento seco y fresco de origen continental (NO).

En la figura 5 se presentan los resultados de las dos primeras campañas de captación de sedimento en trampas. Se puede observar la separación entre los dos períodos estudiados, el inicial con velocidades medias elevadas, superiores a 10 m/s, y el segundo de velocidades bajas, que determinan el límite inferior de cierre de la curva de transporte con una velocidad media de 4 m/s. Se puede observar también la clara dependencia entre la velocidad de los vientos medidos y la

capacidad de transporte (m³/m/día) determinado por los resultados obtenidos con las trampas. La comparación entre estos resultados y las gráficas resultantes de aplicar la ecuación de BAGNOLD (1941), permiten obtener un coeficiente de correlación r² = 0,94, lo que confirma su correcta aplicación en la zona de estudio (Fig. 6). El nivel de correlación obtenido no ha sido alcanzado en trabajos precedentes dentro del conjunto de la bibliografía sobre el tema.

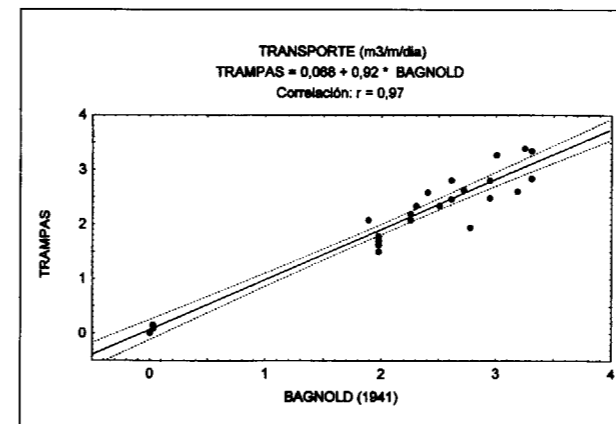


Figura 6. Diagrama de dispersión entre los índices obtenidos de las trampas y los índices obtenidos mediante la formulación de BAGNOLD (1941).

El transporte neto estimado para el bienio 93-94 en el Fangar es de 33-41 m³/m/año, valores similares o superiores al transporte neto medido en otras regiones usando la misma metodología, por ejemplo: 15-30 m³/m/año (Africa del Sur; ILLENBERGER y RUST, 1988); 34 m³/m/año (costa de Oregón; HUNTER et al., 1983); 39 m³/m/año (NE de Brasil). Para el año de 1995, el valor estimado de 56 m³/m/año es comparable a las tasas de transporte total obtenidas para la costa de Israel, 39-49 m³/m/año.

4. CORDON LITORAL DE LA PLAYA DE LA MARQUESA-RIUMAR.

4.1. Introducción

En el verano de 1994 se realizó una regeneración piloto en la playa de la Marquesa (Generalitat de Catalunya, 1995) para conocer la respuesta a la erosión existente en ese tramo de costa. El volumen dragado de la desembocadura actual fue de

30.000 m³, que se vertió en la playa emergida a lo largo de un período de dos meses. Este material acumulado en la playa, conjuntamente con unas condiciones favorables de viento (del primer y segundo cuadrantes) contribuyeron al crecimiento de las dunas a lo largo del tramo de costa, donde se observaron variaciones y migraciones de las dunas en todas las campañas realizadas (desde el mes de Agosto 1994 -anterior a la regeneración- hasta el mes de Enero de 1995, tres meses después de finalizar ésta). Para este estudio se fijaron 7 estaciones donde se realizaban los perfiles de playa emergida: tres perfiles situados hacia el sur del punto de regeneración y cuatro hacia el norte.

4.2. Resultados

De los datos recolectados se ha obtenido un balance sedimentario para los siete perfiles realizados. Para calcular el balance del conjunto de la zona, se han considerado los valores parciales medios entre los perfiles y la longitud de costa existente entre ellos. Los resultados se muestran en la Tabla III.

Perfil	11/94-8/94	11/94-9/94	9/94-8/94	1/95-8/94	1/95-9/94	1/95-11/94
P1	-8	1	-9	-10,5	-1,5	-2
P2	2	2,5	-0,6	1	2	-0,5
P3	21	11	12	12	4	-5
P31	9	-51	61	-0,5	-56	-8
P4	-15	6	-20	-9	13	6,5
P5	-26	1	-28	-37	-10	-10,5
P6	-7	-15	9	3	-6	9,5
P7	-6	-6,5	0,4	-0,3	-1	6,5
Zona S (P1-P31)	1980	-400	2650	-600	-2300	-1650
Zona N (P31-P7)	-10100	-8500	-1500	-7400	-3270	2900
TOTAL	-8120	-8900	1150	-8000	-5570	1250

Tabla III. Balance de volumen de los perfiles emergidos durante el período de estudio (en m³/m para los perfiles y en m³ para el balance total).

Si comparamos la diferencia de volúmenes entre las campañas en Enero de 1995 y en Agosto 1994, observamos que existe una pérdida de material en los perfiles P1 y P4 de 10 m³/m y de 40 m³/m en el perfil P5; los perfiles P7 y P31 se mantienen estables mientras que existe una acumulación en los perfiles P3 y P6 (de 10 y 3 m³/m). En general, el balance muestra un valor negativo, del orden de 8.000 m³. La pérdida de material es más importante en la parte norte que en la sur, hecho

que marca un transporte de norte a sur relacionado con los vientos del cuarto cuadrante, que son los que presentan una frecuencia y velocidad máxima mayor (10 m/s), que contribuyen a la formación y propagación del cordón de dunas costero hacia el SE.

En la comparación de las campañas intermedias correspondientes a los meses de Septiembre y Agosto de 1994, se observa que los perfiles P1-P4 y P5 sufren pérdidas de material entre 10-30 m³/m, mientras que P3, P31 y P6 aumentan de volumen (10,60 y 10 m³/m). Los perfiles P2 y P7 se mantienen relativamente estables. También, se observa que en la parte sur hay un aumento de 2.650 m³, mientras que la norte presenta un déficit de 1.500m³, aún considerando que en este período se habían regenerado 12.650 m³. Este hecho muestra el carácter regresivo del tramo de costa.

Entre las campañas realizadas en los meses de Noviembre y Septiembre de 1994 (el material aportado fue de 16.560 m³), se observó una cierta estabilidad en todos los perfiles (no se sobrepasan los 10 m³/m en pérdidas o acumulaciones) menos en el P31, que sufre una erosión de 50 m³/m. El balance global es negativo, existiendo una erosión más marcada en la parte norte que en la sur, siendo el volumen erosionado de unos 9.000 m³ aproximadamente. Los vientos predominantes en este período fueron de procedencia NO y N-NO, presentando velocidades máximas entre 8 y 12 m/s.

Si comparamos las campañas de Enero 1995 y Noviembre 1994, se observa que la parte sur ha sufrido una pérdida de material de 1.650 m³, mientras que en la parte norte hay un aumento de 2.900 m³. Dicho período correspondería a una etapa de cierta estabilidad de la línea de costa en este tramo.

Utilizando los datos meteorológicos recogidos en la estación de St. Jaume d'Enveja para el período de estudio, se ha evaluado la capacidad de transporte y el volumen transportado para el período comprendido desde el inicio de la regeneración hasta su finalización (Agosto-Septiembre 1994), y para otro período que abarca hasta el final del estudio. En el primer período calculado se evalúa la capacidad de transporte del orden de 1,44

m³/m, implicando que para el período estudiado el volumen transportado por el viento es de 2600 m³ en dirección sudeste. Para el segundo, la capacidad de transporte es de 0,88 m³/m y el volumen total se sitúa alrededor de los 1.580 m³ en dirección sudeste.

5. CONCLUSION

El análisis del transporte eólico realizado mediante el seguimiento continuado de sectores de playa y de formaciones dunares, paralelamente a la climatología local, ha respondido a los objetivos marcados en el mismo. El calibrado de las trampas de sedimento utilizadas ofrece muy buenos resultados, visto el nivel de correlación con las formulaciones empíricas.

El cálculo empírico del transporte eólico potencial con los datos registrados en la estación meteorológica de San Jaume d'Enveja, muestra una tasa creciente para los tres últimos años, pasando de 33 m³/m/año en 1993; a 41 m³/m/año en 1994 y a 56 m³/m/año en 1995. Este aumento es función de las variaciones climáticas de la circulación general de la zona, y no es indicativo de una tendencia lineal.

El transporte eólico potencial medio por año es de 40 m³/m; teniendo en cuenta que la anchura del campo de dunas actual es de 250 m, podemos decir que el transporte eólico contribuye al transporte litoral con un volumen de 10.000 m³ en sentido SE.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha realizado en el marco del proyecto *Estudio de la situación actual y evolutiva de las formaciones eólicas litorales del delta del Ebro*, mediante convenio de colaboración entre la Fundació Bosch i Gimpera de la Universidad de Barcelona y el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX). Agradecemos la ayuda de la Demarcación de Costas de Tarragona, del Parc Natural del Delta de l'Ebre y del Servicio Meteorológico Nacional. Este trabajo se encuadra en el Proyecto nº 367 de PICG "Registros costeros del Cuaternario Superior de cambio rápido".

REFERENCIAS

- BAGNOLD, R.A. (1941). *The physics of blown sand and desert dunes*. Chapman & Hall, London, 265pp.
- CARTER, R.W. (1985). Approaches to sand dune conservation in Ireland. Nature Conservancy Council, 29-41.
- CARTER, R.W.; NORDSTROM, K.F. and PUTSY, N.P. (1990). The study of coastal dunes. Coastal dunes, form and process, 1-13.
- DAVIS, R.J. and CLIFTON, H.E. (1987). Sea-level change and their preservation potential of wave-dominated and tide-dominated coastal sequences. Sea-level Fluctuation and coastal evolution, 167-178.
- DUBOUL-RAZAVET, C. (1958). Le regime des courants superficiels aux bords des cotes du delta de l'Ebre. Bull. Inf. Com. Cent. Oceanog. et d'Etude des cotes X (7), 392-406.
- GENERALITAT DE CATALUNYA (1995). Estudi del seguiment del dragat y regeneració de la platja de la Marquesa al Delta de l'Ebre. Inf. Int. Direcció Ports i Costes, 36 pp.
- GREELEY, R. (1986). Aeolian landforms: laboratory simulations and field studies. In Aeolian Geomorphology. WG Nickling (ed): 195-211. Boston: Allen and Unwin.
- GUILLEN, J. (1992). *Dinámica y balance sedimentario en los ambientes fluvial y litoral del delta del Ebro*. Tesis doctoral. Univ. Polit. de Catalunya. Barcelona. 580 pp.
- HSU, S.A. (1971). Wind stress criteria in eolian sand transport. J. Geophys. Res., 76: 8684-8686.
- HUNTER, R.E.; RICHMOND, B.M. and ALPHA, T.R. (1983). Storm controlled oblique dunes of the Oregon Coast. Bull. Geol. Soc. Am., 94: 1450-1465.
- ILLENBERGER, W.K. and RUST, I.C. (1988). A sand budget for the Alexandria coastal dunefield, South Africa. Sedimentology, 35: 513-521.
- KADIB A.A. (1964). Sand movement by wind. US Army, Coast Eng. Res. Cent. Technical Memo: 64-69.
- KARMAN, T. VON (1937). Turbulence. J.R. Aeron. Soc. 41: 1109-43.
- LEATHERMAN, S.P. (1978). A new eolian sand trap design. Sedimentology 25: 303-308.
- LYLES, L. and KRAUSS, K. (1971). Threshold velocities and initial particle motion as influenced by air turbulence. Trans. Am. Soc. Agr. Eng. Abs., 14:563-66.
- MALDONADO, A. (1972). El delta del Ebro. Estudio sedimentológico y estratigráfico. Bol. Estratigrafía. 486 pp.
- MALDONADO, A.; RIBA, O. y QUESADA, L. (1980). Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000, Tortosa Hoja nº 522. IGME. Madrid.
- MALDONADO, A.; RIBA, O. y QUESADA, L. (1982). Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000, Buda Hoja nº 523. IGME. Madrid.
- MALLADA, L. (1889). Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona. Bol. Com. Mapa Geológico. XVI, 175 pp.
- MEDIALDEA, J.; MALDONADO, A.; ALONSO, B.; DIAZ, J.I.; FARRAN, M.; GIRO, S.; VAZQUEZ, A.; SAINZ-AMOR, E.; MARTINEZ, A. y MEDIALDEA, T. (1982). Mapa geológico de la plataforma española y zonas adyacentes, E 1:20.000, Hoja nº: 41-42. IGME. 78 pp.
- PALANQUES, A.; PLANA, F. and MALDONADO, A. (1990). Recent influence of man on the Ebro margin sedimentation system, north-western Mediterranean sea. Marine Geology, 95, 247-263.
- RIERA, G. (1991). *Evolució recent de la desembocadura de l'Ebre a partir de l'anàlisi bati-morfològic*. Tesis de Licenciatura. Univ. Barcelona. 89 pp.
- SARRE, R.D. (1988). Evaluation of aeolian sand transport equations using intertidal zone measurements, Saunton Sands, England. Sedimentology, 35 (4): 671-84.
- SERRA, J. (1971). *Estudio de las estructuras sedimentarias primarias de una costa deltaica en evolución*. Tesis de Licenciatura. Univ. Barcelona.
- SHERMAN, R. (1990). Aeolian sediment transport theory and measurement. Ed. Coastal dunes, form and process, 17-33p.
- SVASEK, J.N. and TERWINDT, J.H.J. (1974). Measurements of sand transport by wind on a natural beach. Sedimentology, 21: 311-322.
- TOMAZELLI, L.Z. (1993). O regime de ventos e a taxa de migração das dunas eolicas costeiras do Rio Grande do Sul, Brazil. Pesquisas, 20 (1): 18-26.
- WHITE, B.R. (1979). A new eolian sand trap design. Sedimentology, 25: 303-308.
- ZINGG, A.W. (1952). Wind tunnel studies of the movement of sedimentary material. Proc. 5th Hydraul. Conf. Iowa University, 34:11-135.

Original recibido: Septiembre de 1996.
Original aceptado: Mayo de 1997.

CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR-CLIMA EN LOS ULTIMOS 250 KA: (CANARIAS ORIENTALES, ESPAÑA).

Por C. ZAZO (*), CL. HILLAIRE-MARCEL (**), J. L. GOY (***), B. GHALEB (**) y M. HOYOS (*)

RESUMEN

Las costas de las Islas de Fuerteventura y Lanzarote registran las oscilaciones del nivel del mar de los últimos 250 Ka. Los análisis cartográficos, sedimentológicos y faunísticos junto con medidas isotópicas C¹⁴ y Th/U sugieren la existencia de varias oscilaciones del mar durante cada uno de los interglaciares. El Penúltimo Interglacial o estadio isotópico 7, está representado por terrazas marinas de escaso desarrollo, que en general se sitúan a cotas más bajas (~1 m) que las correspondientes al estadio isotópico 5 o Último Interglacial (-2-3 m). La fauna cálida con *Strombus bubonius* parece estar presente durante los dos Interglaciares, aunque es más abundante durante el estadio isotópico 5. La inestabilidad climática durante el subestadio isotópico 5e se manifiesta en la existencia de, como mínimo, dos terrazas marinas encajadas o con la alternancia de depósitos marinos y continentales. Si bien los desplazamientos en la vertical no han sido importantes, los sistemas de pliegues y diaclasas, afectando a los depósitos, sugieren una inestabilidad tectónica de las islas, en los últimos 250 Ka. El máximo del Presente Interglacial se registra hacia los 6.000 a.BP. Oscilaciones posteriores del nivel del mar se asimilan a cambios en los parámetros climáticos. La relación directa de los depósitos marinos con algunas coladas volcánicas, ha permitido la datación más precisa de estas últimas.

Palabras clave: Penúltimo Interglacial, Último Interglacial, Presente Interglacial, Fuerteventura, Lanzarote.

ABSTRACT

Records of sea-level changes in the Last 250 Ky occur in the coastal areas of Fuerteventura and Lanzarote islands. Geological maps, sedimentological and faunal analysis, and ¹⁴C and Th/U isotopic measurements suggest that several oscillation of sea level took place during each interglacials. The Isotopic stage 7 is recorded by poorly-developed marine terraces, located closer the present sea-level (1 m), than those deposited during Isotopic stage 5 or Last Interglacial (2-3 m). The warm fauna bearing *Strombus bubonius* seems to be present during these two Interglacials, although it is more abundant during the Isotopic stage 5. Climatic instability during Isotopic substage 5e caused the deposition of at least two staircased marine terraces or interbedded marine and terrestrial sediments. Systems of folds and joints affecting these deposits suggest tectonic instability in the islands during the last 250 Ky. However, vertical displacement are very small. The maximum of the Present Interglacial took place ca 6000 yrBP. Younger, minor oscillation of sea level are thought to be linked to climatic parameters. Univocal spatial relationship of these marine deposits with volcanic flows allowed a more precise dating if the volcanic rocks.

Key words: Penultimate Interglacial, Last Interglacial, Present Interglacial, Fuerteventura, Lanzarote.

1. INTRODUCCION

Desde el año 1988, España cuenta con grupos nacionales que forman parte de Proyectos del

PICG (Programa Internacional de Correlación Geológica) dedicados al estudio de los cambios del nivel del mar durante el Cuaternario. Las Islas Canarias han formado parte, como área geográfica investigada, dentro de los Proyectos del PICG: 200 (1983-1987), 274 (1908-1993) y del actual 367 (1994-1998).

(*) Dpto. Geología, Museo Nacional Ciencias Naturales (CSIC), José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid (España).

(**) GEOTOP, Université du Québec à Montréal C.P. 8888, Montréal, H3C 3P8 (Canadá).

(***) Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008, Salamanca (España).

Las investigaciones que con relación a los cambios del nivel del mar se han venido desarrollando a lo largo de todos estos años, han puesto

de manifiesto la problemática existente en cuanto a la posición del nivel del mar durante los diferentes interglaciares (estadios isotópicos impares), número de *highstands* (altas paradas del nivel del mar) que contiene un interglacial y las cronologías.

El uso de nuevas técnicas de datación aplicadas fundamentalmente para los últimos 350 Ka, tales como Th/U (TIMS-Thermal ionization mass spectrometric) ^{14}C (AMS-Mass espectrometric by accelerator), han permitido afinar más las edades utilizando pequeñas cantidades de muestra. No obstante, las dataciones realizadas sobre la fauna que contienen los depósitos marinos conlleva siempre una serie de riesgos tales como: reciclaje de fauna, fenómeno muy común en los depósitos litorales; y apertura geoquímica del sistema.

A partir de los años setenta las variaciones de la relación isotópica del oxígeno $\delta^{18}\text{O}$ en muestras de foraminíferos obtenidos en sondeos oceánicos profundos, han sido ampliamente utilizadas como estimaciones aproximadas del nivel del mar global. La asunción más generalizada ha sido, considerar el nivel eustático global del mar durante el subestadio isotópico 5e (Eemiense) a + 6 m por encima del nivel medio del mar actual, hace unos 125 Ka (CHAPELL and SHACKLETON, 1986), o a + 7 m (BARD *et al.*, 1990; BARD *et al.*, 1993). Los recientes resultados obtenidos a partir de los sondeos en hielo (GRIP 1993), han abierto nuevas interpretaciones a la consideración de un clima estable, algunos grados más cálido que el actual durante el 5e, como había sido ampliamente asumido a partir de los sondeos oceánicos. Por el contrario, los sondeos en hielo registran una gran inestabilidad climática durante el Eemiense (100-130 Ka). Esta última interpretación climática está de acuerdo con otros registros en lagos (THOUVENY *et al.*, 1994) y en terrazas marinas (ZAZO *et al.*, 1993a; HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1996).

Dentro de los depósitos marinos cuaternarios, que constituyen los testigos de antiguas posiciones del nivel del mar, los mejor estudiados, en las Islas Canarias orientales, son los correspondientes al Último y Presente Interglacial. El primero de ellos caracterizado por la presencia de fauna cálida, en particular *Strombus bubonius* (MECO, 1977). Posteriormente (MECO *et al.*, 1986; MECO

et al., 1987) denominan "Jandiense" al ciclo marino del Último Interglacial, al que consideran constituido por tan sólo un único alto nivel del mar (*high-stand*) y cuya localidad tipo se establece en la Península de Jandía (sur de Fuerteventura) concretamente en el afloramiento de las Playitas (Figura 1).

Este episodio marino se consideraba correlacionable (ZAZO *et al.*, 1989) con el "Ouljiense" de la costa de Marruecos y del Golfo de Cádiz; litorales en los que el *Strombus bubonius* está ausente, aunque no la fauna cálida acompañante ("cortejo senegalés"; MECO, 1977). Asimismo lo suponían correlacionable con el Tirreniense III del Mediterráneo, datado en esta cuenca en ca.100 Ka (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1986; GOY *et al.*, 1986).

Varias dataciones mediante Th/U y ESR (Electron Spin Resonance), realizadas en las terrazas con *Strombus bubonius* de la Isla de Fuerteventura por RADTKE (1985), llevan al autor a concluir que todas ellas corresponderían al subestadio 5e (125 Ka), y que la altura de las mismas, entre 2-4 m, indicarían estabilidad tectónica de la isla.

Posteriormente MECO *et al.*, (1992) datan mediante Th/U, el depósito marino Jandiense de Matas Blancas-Fuerteventura (Figura 1) asignándole una edad de 106 ± 7 Ka y 112 ± 7 Ka, al que hacen corresponder con el subestadio isotópico 5c, aunque sin descartar su pertenencia al 5e ó 5a.

Trabajos posteriores en los que se considera no sólo el contenido faunístico, sino también el análisis sedimentológico, geomorfológico, neotectónico (GOY *et al.*, 1993), y numerosas dataciones de Th/U, llevan a ZAZO *et al.*, (1993b) y ZAZO *et al.*, (1994), a concluir que la presencia de la fauna cálida en las Islas Canarias orientales no sólo se produce durante el estadio isotópico 5 (Último Interglacial) sino previamente durante el estadio isotópico 7 (Penúltimo Interglacial), al igual que sucede en el Mediterráneo.

Con relación al Presente Interglacial, Holoceno, denominado en las Islas Canarias "Erbanense" (MECO *et al.*, 1986; MECO *et al.*, 1987) y con la localidad tipo en la playa de la Jaqueta (Figura 1), se han llevado a cabo varias dataciones con C^{14} : 1.400 ± 70 a.BP; 1.326 ± 151 a.BP y 1.204 ± 149 a.BP

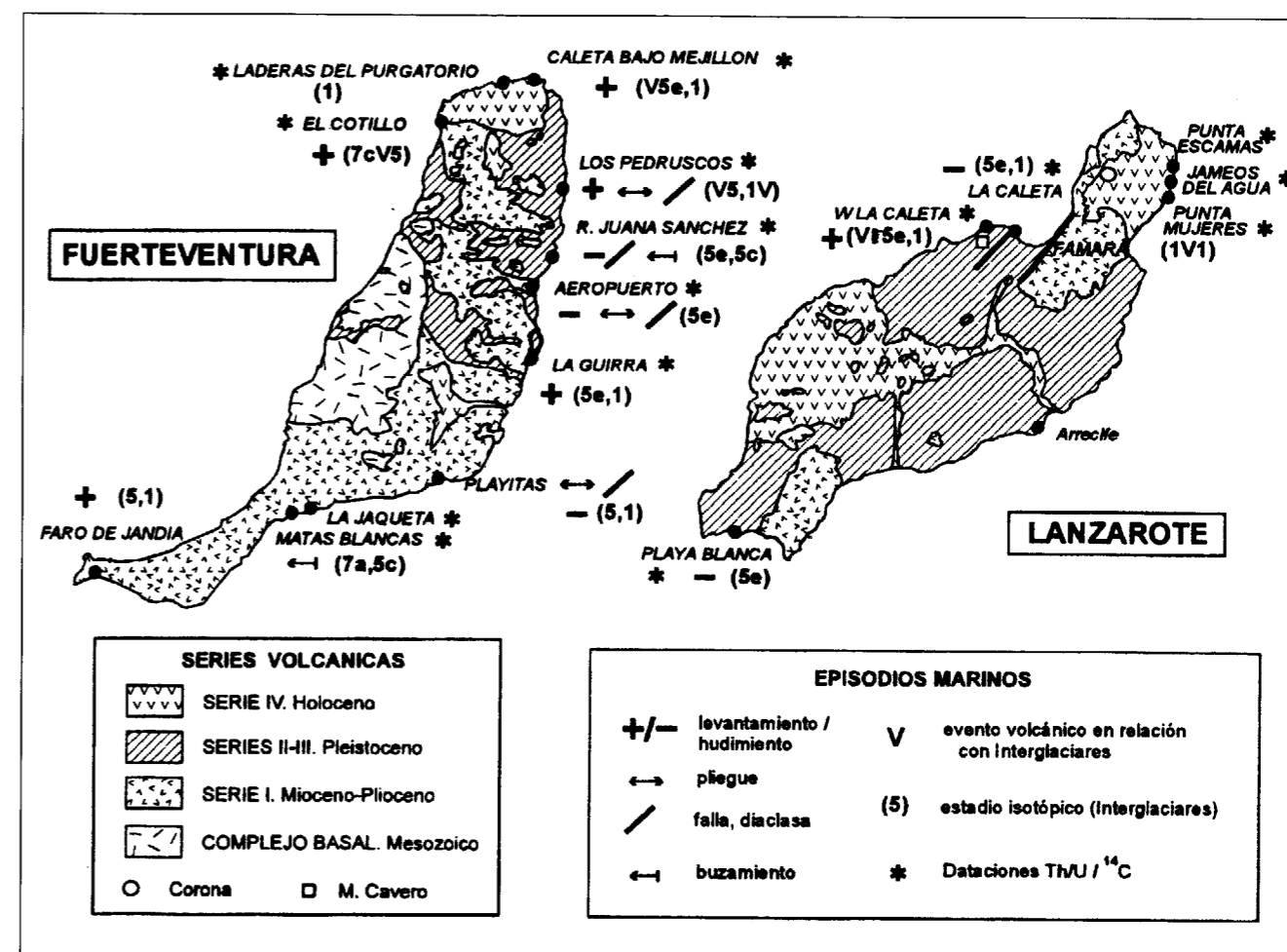


Figura 1.- Principales afloramientos de los episodios marinos correspondientes al Penúltimo, Último y Presente Interglacial. Tendencias tectónicas, deformación de los depósitos marinos. Relación entre eventos volcánicos y depósitos marinos.

(La Jaqueta; MECO, 1988), y 3.640 ± 100 a.BP en Corralejo (MECO *et al.*, 1986).

Otras dataciones llevadas a cabo tanto en la Isla de Fuerteventura como de Lanzarote (ZAZO *et al.*, 1994; HOYOS *et al.*, 1995), también por radiocarbono, dan edades de las playas Holocenas agrupadas en tres conjuntos (ZAZO *et al.*, 1996) ca 5.000 a.BP, 3.500 a.BP y 2.500 a.BP.

Con relación a los cambios climáticos y oceanográficos que se registran en los depósitos marinos caben destacar los siguientes trabajos: MECO (1977); PETIT-MAIRE *et al.* (1986), ZAZO *et al.* (1989), MECO *et al.* (1992); ZAZO *et al.* (1994), que se discutirán posteriormente, ya que aunque no constituyen el objetivo esencial de este tra-

bajo, sí ayudan a comprender mejor la problemática existente en cuanto a la relación climática cambios del nivel del mar.

El objetivo fundamental de este trabajo, es analizar las secciones que mejor representan el registro de antiguas posiciones del nivel del mar durante El Penúltimo (240.000 - 180.000 años), Último (135.000 - 75.000 años), y Presente Interglacial (últimos 10.000 años). Su relación con los datos globales, clima y oceanografía; así como las implicaciones tectónicas que determinan, en muchos casos, el mayor o menor registro de las paleocostas.

Independientemente de los análisis cartográficos y morfosedimentarios se han realizado numero-

Las medidas isotópicas, todas ellas realizadas en los Laboratorios de GEOTOP (Montreal-Canadá) e Iso Trace Radiocarbon (Toronto, Canadá): C^{14} (convencional; AMS-Mass Spectrometric by accelerator), y Th/U (α , y TIMS-Thermal ionization mass spectrometric).

Las alturas expresadas en metros están tomadas en relación con el nivel medio de las pleamareas altas, al que consideramos como el cero; y en todos los casos expresan siempre el "máximo" transgresivo, tomado en el sentido de cota 0 m de un momento determinado.

2. MARCO CLIMATICO Y GEODINAMICO DE LAS CANARIAS ORIENTALES

Las islas de Fuerteventura y Lanzarote se sitúan (Figura 2) a unos 125 Km de la costa de Marruecos (Cabo Jubi), estando consideradas como el área más occidental de la zona climática sahariana. De hecho la precipitación media anual es de tan sólo 100 mm, lo que les confiere un carácter árido en su clima actual. A lo largo de todo el año, pero fundamentalmente en verano y otoño, el viento sahariano invade las islas dando origen a temperaturas superiores a los 40°C (Fuerteventura), a pesar de que la temperatura media anual es de unos 19°C. El clima está a su vez condicionado por la corriente fría de las Canarias que reduce las precipitaciones y regula la temperatura, constituyendo además una barrera térmica con variaciones locales en la temperatura superficial del agua del mar.

La situación geográfica del Archipiélago, y en particular la de las islas más orientales, entre los 28°-29°N y los 13°-15°O, al norte del trópico de Cáncer y a unos 2.000 Km, de la entrada al Mediterráneo, le confieren un carácter de zona de paso y de registro, no sólo de las migraciones de fauna marina que se producen a lo largo del Cuaternario entre el Mediterráneo y el Atlántico ecuatorial, sino también de los cambios climáticos, particularmente en relación a los parámetros aridez/humedad, reflejo de los desplazamientos latitudinales de la banda climática africana que separa las zonas áridas del Sahara de las húmedas tropicales.

Desde el punto de vista geodinámico el archipié-

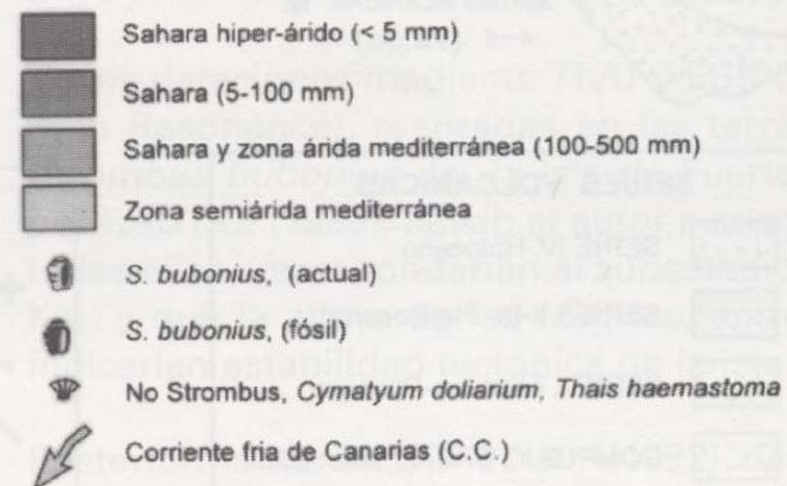
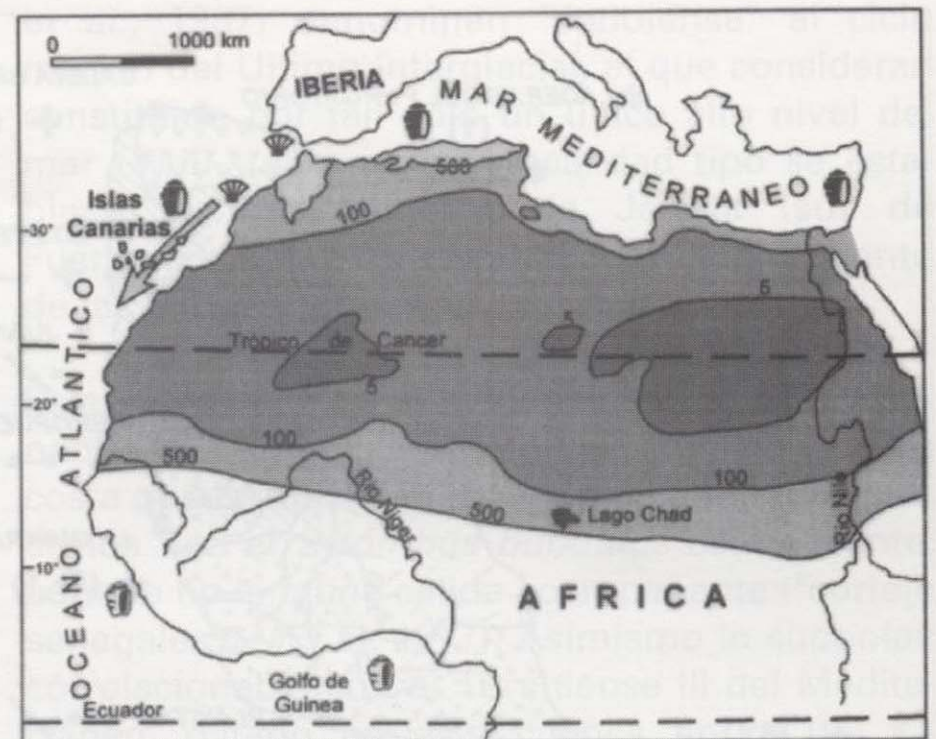


Figura 2.-Posición actual esquematizada de las zonas climáticas nor-africanas (según Petit-Maire, 1991). Distribución del *Strombus bubonius* fósil y actual (según MECO, 1977; ZAZO et al., 1989).

lago Canario, a pesar de estar situado en el límite del margen continental pasivo del oeste de África, presenta una historia volcánica prolongada (35 Ma) que, a escala global, sólo se conoce en las islas de Cabo Verde y Canarias (ARAÑA y ORTIZ, 1991).

El magmatismo está relacionado con la existencia de diferentes bloques insulares ligados a la existencia de fallas de escala litosférica. Algunas de estas fallas pueden ser consideradas como la prolongación sur-occidental (SANZ DE GALDEANO, 1990) del sistema de Trans Agadir-Nekor (Figura 3).

Independientemente de la edad del primer volcanismo, que algunos autores sitúan en el límite Eoceno-Oligoceno y otros en el límite Cretácico-

sas medidas isotópicas, todas ellas realizadas en los Laboratorios de GEOTOP (Montreal-Canadá) e Iso Trace Radiocarbon (Toronto, Canadá): C^{14} (convencional; AMS-Mass Spectrometric by accelerator), y Th/U (α , y TIMS-Thermal ionization mass spectrometric).

Las alturas expresadas en metros están tomadas en relación con el nivel medio de las pleamares altas, al que consideramos como el cero; y en todos los casos expresan siempre el "máximo" transgresivo, tomado en el sentido de cota 0 m de un momento determinado.

2. MARCO CLIMÁTICO Y GEODINÁMICO DE LAS CANARIAS ORIENTALES

Las islas de Fuerteventura y Lanzarote se sitúan (Figura 2) a unos 125 Km de la costa de Marruecos (Cabo Jubi), estando consideradas como el área más occidental de la zona climática sahariana. De hecho la precipitación media anual es de tan sólo 100 mm, lo que les confiere un carácter árido en su clima actual. A lo largo de todo el año, pero fundamentalmente en verano y otoño, el viento sahariano invade las islas dando origen a temperaturas superiores a los 40°C (Fuerteventura), a pesar de que la temperatura media anual es de unos 19°C. El clima está a su vez condicionado por la corriente fría de las Canarias que reduce las precipitaciones y regula la temperatura, constituyendo además una barrera térmica con variaciones locales en la temperatura superficial del agua del mar.

La situación geográfica del Archipiélago, y en particular la de las islas más orientales, entre los 28°-29°N y los 13°-15°O, al norte del trópico de Cáncer y a unos 2.000 Km, de la entrada al Mediterráneo, le confieren un carácter de zona de paso y de registro, no sólo de las migraciones de fauna marina que se producen a lo largo del Cuaternario entre el Mediterráneo y el Atlántico ecuatorial, sino también de los cambios climáticos, particularmente en relación a los parámetros aridez/humedad, reflejo de los desplazamientos latitudinales de la banda climática africana que separa las zonas áridas del Sahara de las húmedas tropicales.

Desde el punto de vista geodinámico el archipié-

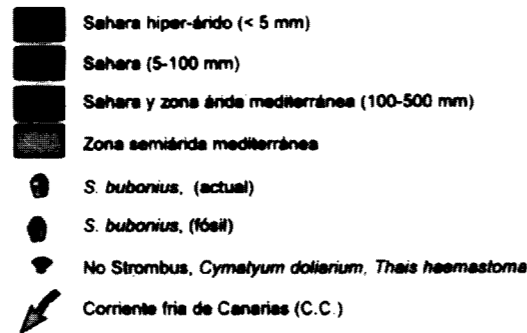
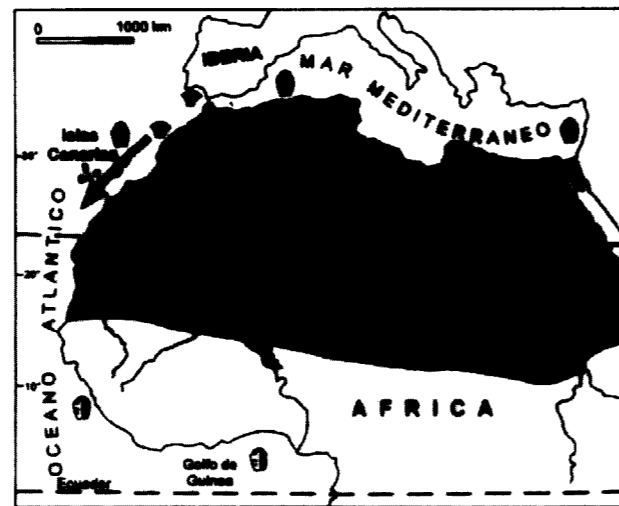


Figura 2.-Posición actual esquematizada de las zonas climáticas nor-africanas (según Petit-Maire, 1991). Distribución del *Strombus bubonius* fósil y actual (según MECO, 1977; ZAZO et al., 1989).

lago Canario, a pesar de estar situado en el límite del margen continental pasivo del oeste de África, presenta una historia volcánica prolongada (35 Ma) que, a escala global, sólo se conoce en las islas de Cabo Verde y Canarias (ARAÑA y ORTIZ, 1991).

El magmatismo está relacionado con la existencia de diferentes bloques insulares ligados a la existencia de fallas de escala litosférica. Algunas de estas fallas pueden ser consideradas como la prolongación sur-occidental (SANZ DE GALDEANO, 1990) del sistema de Trans Agadir-Nekor (Figura 3).

Independientemente de la edad del primer volcanismo, que algunos autores sitúan en el límite Eoceno-Oligoceno y otros en el límite Cretácico-

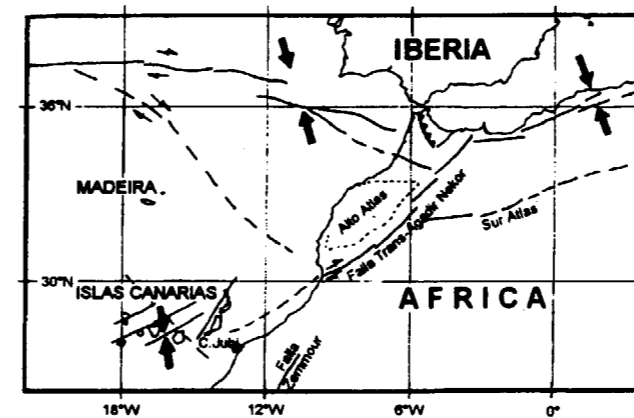


Figura 3.-Marco sismotectónico de la parte sur del contacto Iberia-Africa (según MEZCUA et al., 1992).

Terciario, cuatro series volcánicas subaéreas se desarrollan en Fuerteventura y Lanzarote desde el Mioceno, y han sido denominadas comúnmente (Figura 1), Serie I, II, III y IV. Las edades de una forma simplificada serían (COELLO et al., 1992): Serie I, Mioceno-Plioceno; Serie II-III, Pleistoceno y Serie IV, Holocena e histórica en Lanzarote-1824. Del análisis de los mecanismos focales, MEZCUA et al. (1992) deducen un régimen de esfuerzo horizontal compresivo de dirección NO-SE para todo el área (Figura 3). Las principales alineaciones tecto-volcánicas de las islas de Fuerteventura y Lanzarote, NE-SO, coinciden con la orientación de las Islas y con la de la costa africana próxima.

3. EL PENÚLTIMO Y ÚLTIMO INTERGLACIAL

Las alturas a las que se sitúan las terrazas marinas correspondientes a ambos Interglaciares son muy semejantes y, en general, no superan los + 2 m.

3.1 El estadio isotópico 7 (Penúltimo Interglacial)

Este estadio y sus dos subestadios 7a y 7c se registran en la isla de Fuerteventura en las localidades de Matas Blancas, donde está representado por un depósito de fan-delta; y en el Cotillo donde la playa marina queda recubierta por la serie volcánica IV. Las dataciones llevadas a cabo por Th/U arrojan una edad de 220 ± 2 Ka (El

Cotillo), correspondiente al subestadio 7c, y de 178 ± 4 Ka (Matas Blancas) correspondiente al subestadio 7a; éste último conteniendo *Strombus bubonius*.

3.2 El estadio isotópico 5 (Último Interglacial)

Numerosas dataciones de Th/U han sido llevadas a cabo en los depósitos correspondientes al Último Interglacial. Las edades se extienden desde los $138,4 \pm 1,7$ Ka (norte de Puerto Rosario, Rosa de Juana Sánchez) a los 103 ± 2 Ka (Matas Blancas) indicando la presencia de los subestadios isotópicos 5e (pico máximo del Último Interglacial), y 5c, sin que se haya registrado por el momento el 5a (ca 85 Ka).

De los numerosos cortes que se observan a lo largo de la costa, los más completos y con resultados de datación más fiables corresponden al sector Caleta de la Guirra-Punta Hondura (Figuras 1 y 4), Rosa de Juana Sánchez y alrededores del Aeropuerto de Pto. Rosario (Figura 1) en la Isla de Fuerteventura; y las de Playa Blanca y la Caleta (Figura 5) en la Isla de Lanzarote. En los cortes de Caleta de la Guirra-Punta de la Hondura (1 km al sur), las terrazas marinas correspondientes al subestadio isotópico 5e se presentan encajadas; un ejemplar de *Strombus bubonius* ha sido recogido en el nivel más antiguo, que en este caso presenta una altura anómala de + 6 m.

En los alrededores del Aeropuerto, 6 Km al N del punto anterior, hay dos depósitos de playa marina superpuestos, erosionándose, y en dispositivo de *onlap* (es decir el más moderno penetrando más hacia tierra), que corresponden de nuevo a dos altos niveles del mar (*highstands*) durante el subestadio isotópico 5e. Ejemplares de *Strombus bubonius* han sido encontrados en el nivel más reciente.

Al norte de Puerto del Rosario, en la costa conocida como del paraje Rosa de Juana Sanchez, en dispositivo de superposición, se observa una secuencia de 3 m de espesor constituida por cuatro niveles de playa, alternando con depósitos continentales correspondientes a limos rojos con algún canto anguloso suelto. Cinco dataciones de Th/U dan edades que van desde los $138,4 \pm 1,7$ Ka

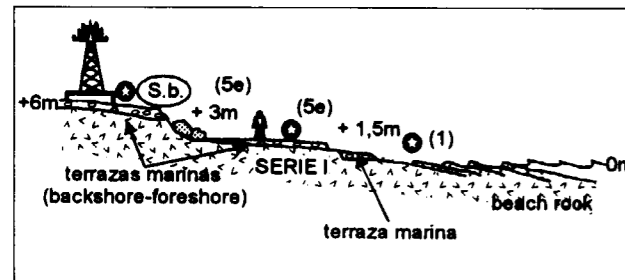


Figura 4.-Dispositivo de encajamiento de los depósitos marinos correspondientes al Último (5e) y Presente Interglacial (1). Caleta de la Guirra (Fuerteventura).

- Medidas isotópicas Th/U
- Medidas isotópicas C¹⁴
- + 6 m.- altura del máximo transgresivo

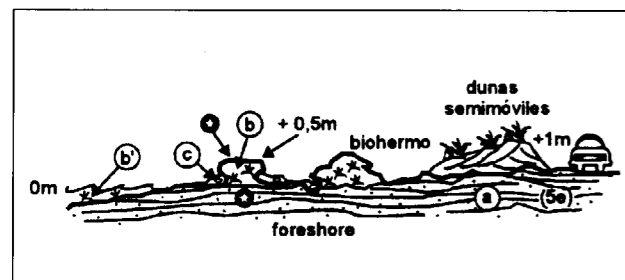


Figura 5.-Dispositivo de superposición de los depósitos marinos correspondientes al Último Interglacial (5e) y Presente Interglacial (1). La Caleta, Lanzarote.

- a - arenisca grisácea con poca fauna
- b - biohermo de algas, b' biohermos internos
- c - nivel máximo marino posterior que rellena cubetas tanto sobre el nivel a como b.

~ Costra calcárea recubriendo los niveles a y b, en ella se observan nidos de *Anthophora*

- Dataciones Th/U
- Dataciones C¹⁴

- (+1m) - altura máxima visible
- (+0,5m) - altura del máximo transgresivo

a los $100,6 \pm 1$ Ka, indicando la presencia de al menos dos "highstands" durante el subestadio 5e, y otro durante el subestadio 5c.

En la Isla de Lanzarote, al oeste de Playa Blanca (Figura 1), en dispositivo de superposición, se observan los depósitos correspondientes a dos episodios marinos representados, de muro a techo, por los sedimentos de un fan-delta recu-

bierto por una playa marina que conserva su cordón litoral asociado. Las edades de este último episodio le asignan su pertenencia al subestadio isotópico 5e. El nivel de fan-delta, probablemente pertenezca al mismo subestadio, pero los resultados de las dataciones no son concluyentes.

En la costa de la Caleta, en marea baja, es visible la secuencia constituida, de muro a techo, por unas areniscas marinas sobre las que se instala un biohermo de algas (Figura 5). Se trata de un sistema de barras litorales, algunas visibles en marea baja completa, de las cuales la que se ha estudiado es la más interna. La edad de este biohermo y su arenisca de base datada en $129,4 \pm 5,1$ Ka le asignan su pertenencia al subestadio 5e.

Un poco más al oeste la colada de Monte Caveno deforma el nivel marino datado en $116,1 \pm 2,6$ Ka, por lo que se puede asegurar que, al menos, una de las emisiones de dicho volcán es contemporánea del Último Interglacial.

3.3 Discusión sobre los resultados obtenidos, e implicaciones climáticas

Los cortes más representativos, por lo que pueden aportar a la interpretación de los cambios del nivel del mar, amplitud de los mismos, y cronología, son los que se observan en la costa oriental de Fuerteventura.

En la secuencia de Matas Blancas, se observan dos unidades morfosedimentarias diferentes dispuestas en "onlap". La más antigua, corresponde a depósitos de tipo "fan-delta" que contienen gran cantidad de *Strombus bubonius*, hacia tierra este depósito pasa lateralmente a sedimentos continentales; dicha unidad morfosedimentaria, representa la antigua desembocadura de un río, que hoy en día se corresponde al seco Barranco de Los Cuchillos.

En posición de "onlap" se observa la unidad más reciente, constituida por un depósito de playa con numerosos *Strombus bubonius*, que penetrando más tierra adentro alcanza la cota de + 2 m. Las dataciones de Th/U (TIMS) llevadas a cabo sobre dichas unidades morfosedimentarias arrojan una edad de 178 ± 4 Ka y de 103 ± 2 Ka. En el

mismo afloramiento, RADTKE (1985) llevó a cabo una datación por Th/U, D-594, con unos resultados de 136 (154, 122) Ka; y dos medidas (ESR) D-594a y D-594b, con unos resultados de 128,7 Ka y 137,6 Ka ($\pm 20\%$) respectivamente.

Asimismo, MECO, et al. (1992) realizaron otras dos dataciones de Th/U, con los siguientes resultados 106 ± 7 Ka y 112 ± 7 Ka. En los dos trabajos arriba citados los autores hablan de un solo nivel marino que asimilan al estadio isotópico 5. Sin embargo el análisis sedimentológico demuestra la existencia de dos unidades morfosedimentarias distintas correspondientes a dos diferentes "highstands". La edad de estas unidades, a partir de los datos obtenidos de nuestras muestras, utilizando el método de Th/U (TIMS), las hacen asimilables a los subestadios isotópicos 7a y 5c.

En las secuencias observadas en la Caleta de la Guirra, donde las terrazas marinas se encuentran escalonadas (Figura 4), el nivel más antiguo, donde se ha localizado un ejemplar de *Strombus bubonius*, ha sido datado (Th/U) en $118,6 \pm 6,2$ Ka y el más reciente, en $124,3 \pm 3,2$ Ka.

Unos 6 km al norte del punto anterior, en el Aeropuerto es posible observar los depósitos de dos playas dispuestas en "offlap" y con una superficie erosiva entre los mismos. Las medidas de Th/U que se han llevado a cabo, arrojan edades de $116,6 \pm 2,2$ Ka y de $115,9 \pm 7$ Ka para la más reciente que por otra parte contiene *Strombus bubonius*.

Por otra parte, la existencia de fauna con *Strombus bubonius*, en los depósitos correspondientes al Penúltimo Interglacial, si se acepta como válida la datación del afloramiento de Matas Blancas, y el Último Interglacial, sugieren que la posición de la Corriente fría de las Canarias (Figura 1) que en la actualidad, hace que la temperatura superficial del agua del mar no llegue a alcanzar en el mes de julio los 23°C ; durante estos dos interglaciares, debería situarse más al oeste para permitir la pervivencia de especies como el *Strombus bubonius* que en la actualidad sólo habita en las Islas de Cabo Verde y del Golfo de Guinea. Una temperatura perianual de la superficie del mar superior a los 23°C , durante el estadio isotópico 5, quizás el 5c ha sido sugerido por MECO et al., (1992).

Cambios en la posición de la Corriente fría de las Canarias fueron señalados por ZAZO et al. (1989) y MECO et al. (1992), pero sólo para el Último Interglacial. Los datos del análisis morfosedimentario y las dataciones isotópicas han dado como resultado el hecho de que la migración hacia el Mediterráneo de la fauna cálida desde el África ecuatorial se llevó a cabo ya durante el Penúltimo Interglacial y que por consiguiente el cambio de posición de la Corriente de Canarias debió ocurrir al mismo tiempo. Esto concuerda mucho mejor con los datos de GOY et al. (1986) y HILLAIRE-MARCEL et al. (1986) se tienen de las costas españolas del Mediterráneo.

Por otra parte, la existencia de más de un "highstand" durante el pico (máximo de temperatura tanto del aire, como del agua superficial del mar) del Último Interglacial (ca. 135 Ka - 115 Ka), o subestadio 5e, implicaría que durante este período el clima no fué estable, ni tampoco el nivel del mar, de ahí la alternancia de depósitos marinos y continentales, y la existencia de más de un nivel marino durante este lapso de tiempo. Este hecho coincide también con lo que se observa en las costas mediterráneas españolas (ZAZO y GOY, 1989; ZAZO et al., 1993; ZAZO et al., 1994; ZAZO 1995, HILLAIRE-MARCEL et al., 1995).

4. EL PRESENTE INTERGLACIAL

Los depósitos marinos aflorantes a lo largo del litoral (Figura 1) se desarrollan entre las cotas de +1,5m y por debajo del cero actual. En general corresponden a tres tipos de ambientes sedimentarios: cordones litorales, beach-rocks y plataformas estrechas con escaso depósito. Algunos socaves excavados en materiales más antiguos se observan también a lo largo de la costa.

Las dataciones de radiocarbono arrojan edades que van desde los 5.815 ± 130 a.BP (Punta Mujeres) a los 820 ± 50 a.BP (Faro, Pto. del Rosario). De todo el conjunto de dataciones (11) y de los datos de campo se puede deducir que varias oscilaciones relativas del nivel del mar se registran en las Islas de Fuerteventura y Lanzarote, desde los 6.000 a.BP. La más antigua hasta ahora datada, se reconoce en la Isla de Lanzarote, en los alrededores del volcán Corona,

en las localidades de Punta Escamas (5.630 ± 155 a.BP), Punta Mujeres (5.815 ± 130 a.BP) y Jameos del Agua (5.265 ± 130 a.BP). La relación de éste depósito marino con los materiales procedentes del volcán Corona, sugieren una edad para la última actividad volcánica, de ca. 5.000 a.BP. Todas estas playas se desarrollan entre los 0 y +1 m.

La siguiente oscilación marina se presenta más compleja, y está constituida por depósitos de *beach-rock* que, en general, se apoyan sobre limos rojos continentales. Estos *beach-rock*, con un espesor variable entre 50-70 cm, hacia techo presentan un nivel de bloques angulosos muy característico; en general sólo se observan en marea baja, aflorando de forma bastante continua en la costa oriental de Fuerteventura y en la septentrional de Lanzarote.

La sección más completa (Figura 6), se observa en la Caleta del Bajo de Mejillón (costa norte de Fuerteventura). El *beach rock* ha sido datado en 4.450 ± 50 a.BP. Sobre este *beach-rock* se observa, en marea baja, un cordón litoral muy cementado de bloques en posición más próxima a la línea de costa actual. La edad de este cordón es de 3.140 ± 50 a.BP y evidentemente corresponde a otra oscilación relativa del mar posterior a la del *beach-rock*. Otro corte muy significativo

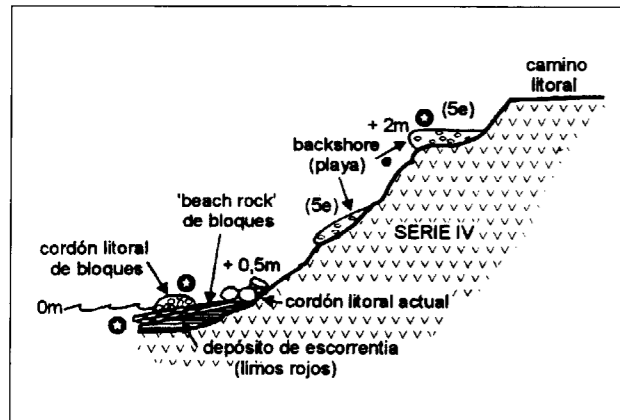


Figura 6.- "Beach rocks" de bloques, correspondientes a la oscilación holocena 4.500-3.500 a.BP. Cordón litoral de bloques correspondiente a la oscilación de 3.200-3.000 a.BP. Todo este sistema holoceno, está encajado en las playas correspondientes al subestadio 5e.

- ⊙ Dataciones C14
- ⊙ Dataciones Th/U
- + 2m-altura del máximo transgresivo

se observa en la costa este de Fuerteventura, justo al norte de Punta de la Hondura (Figura 4). En este caso el *beach rock* ha dado una edad de 3.550 ± 50 a.BP.

Todo lo anteriormente expuesto parece indicar que el primer *beach-rock* de bloques se formó entre los ca. 4.500 y 3.500 a.BP, y que posteriormente otra nueva oscilación del mar, dió origen al cordón cementado de bloques de la Caleta del Bajo de Mejillón. Este cordón litoral probablemente esté relacionado con otro *beach-rock* más reciente (2.960 ± 50 a.BP), que se observa en la costa de laderas del Purgatorio, inmediatamente al oeste del punto anterior, erosionando también a un depósito continental de escorrentía.

Restos de otra antigua línea de costa lo constituyen las plataformas con depósito poco consolidado y matriz rosada, que se observan en varios puntos del litoral a una altura entre los +0,5 m y +1,5 m. La secuencia más completa por su correlación con otros episodios marinos más antiguos y datados aflora en los alrededores de Punta de la Hondura (Figura 4). La edad de esta plataforma es de 1.514 ± 40 a.BP.

4.1 Implicaciones climáticas

Una vez que el nivel del mar alcanza aproximadamente la cota actual, por causas glacio-eustáticas hacia los 6.000 a.BP según los registros de la costa de Lanzarote, las variaciones en los parámetros climáticos regionales son las que condicionan las oscilaciones del nivel del mar.

Los depósitos marinos constituidos por enormes bloques, que se observan en las costas orientales de Fuerteventura y septentrionales de Fuerteventura y Lanzarote, deben estar relacionados con períodos de fuertes temporales (ZAZO *et al.*, 1996), coincidentes con mayor intensidad de los vientos alisios del NE y probablemente asociados con períodos secos, los cuales fueran interrumpidos por épocas más húmedas, que estarían representadas por los limos rojos de escorrentía que se observan en la base de los sistemas de los *beach-rocks* de bloques.

El depósito más reciente de bloques, datado en la

costa de Fuerteventura al norte del Faro de Puerto del Rosario, ha dado una edad de 820 ± 50 a.BP, pero su relación con otros episodios marinos o continentales no puede ser claramente establecida debido a las condiciones de exposición de los cortes.

5. NEOTECTÓNICA

Del análisis cartográfico, morfosedimentario y de medidas isotópicas de los depósitos marinos y continentales asociados de los últimos 200.000 años, se deduce que las Islas Canarias orientales, han sido desde el punto de vista tectónico menos estables de lo que se había supuesto.

Las diferentes alturas a las que se presentan en la actualidad los máximos transgresivos (o cota cero) de las paleolíneas de costa del Penúltimo y Último Interglacial, dan idea de las tendencias a la elevación o hundimiento de los diferentes sectores costeros (Figura 3). Por otra parte, el diferente dispositivo morfosedimentario de las distintas unidades marinas corroboran la idea anterior. De esta forma, en las áreas con tendencia a la elevación, no sólo el dispositivo es de encajamiento sino que, en general, las alturas de los máximos transgresivos, son mayores. Por el contrario, en áreas con tendencia al hundimiento, el dispositivo predominante es el de superposición en *offlap* u *onlap* entre las diferentes unidades marinas.

Fallas, diaclasas, micropliegues y basculamientos han sido observados en las terrazas marinas, particularmente en las correspondientes al Último Interglacial. Por otra parte, resulta evidente la reactivación de antiguas fracturas, tal como sucede con las que limitan la depresión morfológica (Figura 3), que se observa entre el frente montañoso de Famara (Lanzarote), al que se asocian varias secuencias de abanicos aluviales, y los relieves al oeste de la Caleta. En este sector costero hay ausencia total de depósitos marinos emergidos, correspondientes a antiguas posiciones del nivel del mar, a pesar del marco geográfico favorable. Las direcciones dominantes en la mayor parte de las estructuras tectónicas observadas, son las NE-SO, paralelas a muchas de las alineaciones volcánicas.

6. CONCLUSIONES

Del estudio morfosedimentario, tectónico y faunístico de los depósitos marinos y continentales asociados, junto con numerosas dataciones por C¹⁴ y Th/U, se deduce que: El Penúltimo Interglacial (estadio isotópico 7 ca. 240-180 Ka), está registrado en la Isla de Fuerteventura por dos *highstands* (altos niveles del mar) correspondientes a los subestadios 7c (El Cotillo) y 7a (Matas Blancas). Los depósitos marinos correspondientes al 7a contienen *Strombus bubonius*.

Durante el Último Interglacial, estadio isotópico 5 (ca 135 - 75 Ka), los depósitos marinos correspondientes a los subestadios 5e y 5c contienen también *Strombus bubonius*. Las dataciones de Th/U arrojan unas edades que se extienden desde los 138 Ka a los 106 Ka. Dentro del subestadio 5e, considerado como el óptimo climático del Último Interglacial, se registran como mínimo dos *highstands* representados por dos unidades marinas diferentes. De lo anteriormente expuesto se deduce que, durante el Penúltimo y Último Interglacial la Corriente fría de las Canarias o no existía o su emplazamiento se situaba más al oeste, para permitir la pervivencia del *Strombus bubonius* durante este período en las Islas.

Durante el óptimo climático del Último Interglacial, existió inestabilidad climática, que dió origen a cambios en el nivel del mar, dos *highstands*, que a veces se presentan separados por depósitos continentales de escorrentía (¿períodos más húmedos?).

Dentro del Presente Interglacial (últimos 10.000 años), el máximo de la transgresión glacio-eustática, se registra en la costa de Lanzarote a los ca. 6.000 a.BP. Las dataciones de C¹⁴ llevadas a cabo sobre depósitos correspondientes a los "beach-rocks" de grandes bloques angulosos, deben corresponder a períodos con intensificación de los vientos alisios del NE, asociados con aumento de los temporales y probablemente más secos, durante los 4.500-3.500 a.BP y los 3.000-3.200 a.BP. Otro período de estas mismas características, aunque con menos datos podría darse hacia los 800 a.BP. Estos períodos más secos alternarían con otros más húmedos representados por los diferentes depósitos de limos rojos de escorrentía a los que erosionan.

Las dataciones de algunos depósitos marinos, relacionados directamente con materiales volcánicos han ayudado a datar algunas de las emisiones; tal es el caso del Volcán Montaña de Cavero (al norte de Lanzarote) cuya última emisión se produjo durante el subestadio isotópico 5e, y la del volcán Corona (Fuerteventura), cuya última actividad se registra hacia los 5.000 a.BP.

Desde el punto de vista neotectónico, una serie de fallas, diaclasas, basculamientos y micropliegues afectan a los depósitos marinos estudiados, indicando inestabilidad tectónica, al menos en los últimos 200.000 años. Las direcciones generales de estas estructuras tectónicas son NE-SO, paralelas al trazado general de la costa, y a muchas de las alineaciones volcánicas más recientes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por los Proyectos de la DGICYT nº PB92-0023, PB92-0282, PB95-0109 y B95-0946; Lab. de GEOTOP, Université du Québec à Montréal (Canadá), y forma parte del PICG-367 y de la INQUA Shorelines e INQUA Neotectonics Commissions.

REFERENCIAS

- ARAÑA, V. and ORTIZ, R. (1991): The Canary Islands: Tectonics, Magmatism and Geodynamic framework. En: A.B. Kampunzu y R.T. Lubala (eds). *Magmatism in extensional structural settings, The Phanerozoic African Plate*, Springer-Verlag, 209-251.
- BARD, E.; HAMELIN, B. and FAIRBANKS, R.G. (1990): U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, **346**, 456-458.
- BARD, E.; STUIVER, M. and SHACKLETON, N. (1993): How accurate are our chronologies of the Past?. In J.A. Eddy and H. Oeschger (eds). *Global Changes in the Perspective of the Past*. John Wiley & Sons Ltd., 109-120.
- CHAPPELL, J. and SHACKLETON, N.J. (1986): Oxygen isotopes and sea level: *Nature*, **324**, 137-140.
- COELLO, J.; CANTAGREL, J.M.; HERNAN, E.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; ANCOCHEA, E.; CASQUET, C.; JAMOND, C.; DIAZ DE TERAN, J.R. and CENDRERO, A. (1992): Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, **53**, 251-274.

GOY, J.L.; ZAZO, C.; HILLAIRE-MARCEL, CL. and CAUSSE, Ch. (1986): Stratigraphie et chronologie (U/Th) du Tyrrhénien de SE de l'Espagne. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **62**, 71-82.

GOY, J.L.; HOYOS, M.; ZAZO, C.; HILLAIRE-MARCEL, CL.; GHALEB, B. and DABRIO, C.J. (1993): Sea-level highstands in Eastern Canary Islands during the Last Interglacial. *III Reunión del Cuaternario Ibérico*, Coimbra (Portugal).

GRIP ICL-CORE PROJECT MEMBERS (1993): Climatic instability during the last interglacial period record in the Grip ice core. *Nature*, **364**, 203-207.

HILLAIRE-MARCEL, C.; CARRO, O.; CAUSSE, CH.; GOY, J.L. and ZAZO, C. (1986): Th/U dating of *Strombus bubonius* bearing marine terraces in southeastern Spain. *Geology*, **14**, 613-616.

HILLAIRE-MARCEL, CL.; GARIEPY, CL.; GHALEB, B.; GOY, J.L.; ZAZO, C. and CUERDA, J. (1996): U series in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two last-Interglacial high sea levels in Balearin Islands. *Quaternary Science Reviews*, **15**, 53-62.

HOYOS, M.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; HILLAIRE-MARCEL, CL. and GHALEB, B. (1995): Sea-level, neotectonics and volcanic activity in the Canary islands: Fuerteventura and Lanzarote (Spain). *Terra Nostra*, **2/95**, 116.

MECO, J. (1977): *Paleontología de Canarias I: Los Strombus neógenos y cuaternarios del Atlántico euroafricano (Taxonomía, Biostratigrafía y Paleoecología)*. Cabildo Insular G. Canaria (ed), 142 pp., 31 láms.

MECO, J. (1988): The emergent littoral deposits in Fuerteventura and the evolution of the Canarian marine faunas during the Quaternary. *1st Annual Meeting of IGCP 252*. Fuerteventura, 166-178.

MECO, J.; PETIT-MAIRE, N.; POMEL, R.S.; DELIBRIAS, G.; STEARNS, CH.E.; AGUIRRE, E.; ROSSO, J.C.; ZIBROWIUS H.; BRITO, A. y BLANC, J. (1986): El cuaternario reciente de Canarias: Paleoclimatología: *Congreso de Cultura de Canarias, Sección Prehistoria-Arqueología-Patrimonio arqueológico y paleontológico*, Lanzarote 1986, 96 pp.

MECO, J.; POMEL R.S.; AGUIRRE, E. and STEARNS, Ch.E. (1987): The Recent Marine Quaternary of the Canary Islands. *Trabajos Neógeno Cuaternario del CSIC*, **10**, 283-305.

MECO, J.; PETIT-MAIRE, N. et REYSS, J.L. (1992). Le courant des Canaries pendant le stade isotopique 5 d'après la composition faunistique d'un haut niveau marin a Fuerteventura (28° N). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **314**. *Série II*, 203-208.

MEZCUA, J.; BUFORN, E.; UDIAS, A. and RUEDA, J. (1992): Seismotectonics of the Canary Islands. *Tectonophysics*, **208**, 447-452.

PETIT-MAIRE, N. (1991): Les climats du Sahara depuis 18.000 ans. *Les Dossiers d'archéologie*, **61**, 48-51.

PETIT-MAIRE, N.; DELIBRIAS, G., MECO, J.; POMEL, S. et ROSSO, J.C. (1986): Paléoclimatologie des Canaries orienta-

les (Fuerteventura). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **303**, *série II:13*, 1241-1246.

RADTKE, U. (1985): Untersuchungen zur zeitlichen Stellung mariner Terrassen und Kalkkrusten auf Fuerteventura (Kanarische Inseln, Spanien). *Kieler Geographische Schriften*, **62**, 73-95.

THOUVENY, N.; BEAULIEU, J.L.; BÓNIFAY, E.; GREER, K.M.; GUIOT, J.; ICOLE, M.; HOHNSEN, S.; JOREL, J.; REILE, M.; WILLIAMS, T. and WILLIAMSON, D. (1994). Climate variations in Europe over the past 140 Kyr deduced from rock magnetism. *Letters to Nature*, **371**, 503-506.

ZAZO, C. (1995): Interglacial sea levels. *Terra Nostra*, **2/95**, 310.

ZAZO, C.; GOY, J.L. and MECO, J. (1989): Highstands sea-level in the last 100.000 years in the littoral of Cadiz (Spain). Extended Abstract. *2nd Ann. Meeting 274 IGCP Project*, Ipah, Malaysia, 3 pág.

ZAZO, C.; HILLAIRE-MARCEL, CL.; HOYOS, M.; GHALEB, B.; GOY, J.L. and DABRIO, C.J. (1993a): The Canary Islands, a stop in the migratory way of *Strombus bubonius* towards the Mediterranean around 200 Ka. *INQUA MBSS. Newsletter*, **15**, 7-11.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J.; BARDAJI, T.; SOMOZA, L. and SILVA, P. (1993b). The Last Interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, **7**, 109-117.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; HILLAIRE-MARCEL, CL.; DABRIO, C.J.; HOYOS, M.; LARIO, J.; BARDAJI, T.; SOMOZA, L. y SILVA, P. (1994): Variaciones del nivel del mar: Estadios isotópicos 7, 5 y 1, en las costas peninsulares (S y SE) e insulares españolas. *AEQUA Monografías*, **2**, 26-35.

ZAZO, C.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; BARDAJI, T., GHALEB, B.; LARIO, J.; HOYOS, M.; HILLAIRE-MARCEL, CL.; SIERRRO, F.; FLORES, J.A.; SILVA, P. y BORJA, F. (1996): Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias orientales. *Geogaceta*, **20**, (7), 1679-1682.

Original recibido: Septiembre de 1996.
Original aceptado: Abril de 1997.

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 y sean de autores extranjeros.

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
Agua 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

Sede Central:

C/Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID
☎: 91/349 57 00. Fax: 91/349 57 62

Centro de Laboratorios:

C/La Calera, 1 - 28760 TRES CANTOS (MADRID)
☎: 803 22 00