

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín geológico y minero

VOLUMEN 101

Noviembre - Diciembre 1990

NUMERO 6



REVISTA BIMESTRAL DEL ITGE FUNDADA EN 1874

ISSN 0366 -0176

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un «Geological Survey of Spain», es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R. D. 1.270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.



boletín geológico y minero

Volumen 101
Número 6
Noviembre - Diciembre 1990

revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

fundada en 1874 - 5.^a serie

Sumario

Geología	V. GABALDON: Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte II: Análisis de cuencas ...	3
	M. E. ARRIBAS MOCOROA, J. MARTINEZ-SALANOVA y M. DIAZ MOLINA: Sedimentología de una unidad carbonatada lacustre del Mioceno Inferior. Sector nororiental de la Cuenca de Loranca (provincia de Cuenca, España) ...	34
Minería	J. BORRERO y P. HIGUERAS: Nuevos conocimientos sobre la geología y metalogénesis de los yacimientos de mercurio de Almadén (Ciudad Real) ...	48
	S. DEL BARRIO MARTIN y F. J. VALLE PUENTES: Determinación multielemental simultánea de componentes mayoritarios en suelos y sedimentos por espectrometría de plasma de acoplamiento inductivo ...	67
Geoquímica	M. BUSTILLO, R. FORT y S. ORDOÑEZ: Aplicación del coeficiente de acumulación de elementos traza a las bauxitas del noreste de España ...	75
	F. J. AYALA: Los Peligros Naturales en las Evaluaciones de Impacto Ambiental en Obras Civiles ...	81
Ingeniería GeoAmbiental	J. F. LLAMAS BORRAJO, S. DEL BARRIO MARTIN y E. DE MIGUEL GARCIA: Toma de muestras en el estudio químico de un área urbana. Aplicación al caso de metales pesados aerotransportados ...	95
	M. BUSTILLO y J. CAPITAN: Secuencias ópalo-arcillosas en zonas de borde de lago (Vicálvaro, cuenca del Tajo) ...	108
Estudio de Minerales y Rocas	E. GARCIA, J. M. BRELL, M. DOVAL y J. V. NAVARRO: Caracterización mineralógica y estratigráfica de las formaciones neógenas del borde sur de la cuenca del Tajo (Comarca de la Sagra) ...	121
	L. M. RIOS ARAGÜES, J. M. CHARLET, J. M. GALERA FERNANDEZ, D. BARETTINO FRAILE y F. BODEGA BARAHONA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVI Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1990» ...	133
Información	Noticias y Notas Bibliográficas ...	135
	Índice de Materias ...	148
	Índice de Autores ...	152

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Ríos Rosas, nº 23 - 28003-Madrid
Teléfono 441 70 67

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Doctor Fleming, 7. 2^o - 28036-Madrid
Teléfono 250 02 03

INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

CENTRO DE PUBLICACIONES MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

**El Instituto Tecnológico GeoMinero de España
hace presente que las opiniones y hechos con-
signados en sus publicaciones son de la exclusi-
va responsabilidad de los autores de los trabajos**

Boletín Geológico y Minero. Vol. 101-6. Año 1990 (827-857)

GEOLOGIA

Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte II: Análisis de cuencas.

Por V. GABALDON (*)

**Los derechos de propiedad de los trabajos
publicados en esta obra fueron cedidos por
los autores al Instituto Tecnológico Geo-
Minero de España.**

Queda hecho el depósito que marca la Ley.

R E S U M E N

Se estudian dos cuencas dominadas por la acción de las tormentas en las que la distribución de facies responde al modelo propuesto en la Parte I de este trabajo: La cuenca del Cambro-Ordovícico de la Cordillera Ibérica y la cuenca del Carbonífero Inferior del norte de la Zona de Ossa-Morena. En cada una de ellas se ensaya una metodología de análisis de cuencas diferente. En la primera se aplican los conceptos desarrollados por la sismoestratigráfia, mientras que en la segunda se plantea un análisis estratigráfico y sedimentológico convencional.

Palabras clave: Plataformas siliciclásticas, Plataforma externa, Facies, Tormentas, Turbiditas, Tempestitas, Procesos sedimentarios, Cámbrico, Ordovícico, Carbonífero.

A B S T R A C T

Two cases of ancient shelf storm-dominated are exposed: the Iberian Cordillera Cambro-Ordovician basin, and the Northern Ossa-Morena lower Carboniferous basin. Facies distribution in both cases closely follow the proposed model in Part I of this paper, but two different approaches to the basin analysis have been made, respectively: a seismostratigraphic approach to the former case, and a conventional stratigraphical/sedimentological approach to the latter.

Key words: Siliciclastic shelves, Outer shelf, Facies, Storm, Turbidites, Tempestites, Sedimentary processes, Cambrian, Ordovícico, Carbonífero.

1. INTRODUCCION

El análisis de cuencas se ha estructurado en tres apartados muy diferenciados. En el primero se exponen todas aquellas ideas acerca del papel que representan y la posición que ocupan, en el contexto de la evolución de una cuenca sedimentaria, las formaciones cuya sedimentación se ha realizado en plataformas dominadas por la acción de las tormentas. En los otros dos apartados

se describirán dos cuencas concretas, en las que la mayor parte de los sedimentos han sido transportados y sedimentados por corrientes generadas por tormentas. El análisis de las facies de estas cuencas constituye el soporte de campo, sobre el que se fundamenta lo descrito en los capítulos 4, 5 y 6 de la Parte I de este trabajo.

La descripción de estas cuencas cierra un imaginario círculo en la concepción y desarrollo del

EXPLICACION DE LA PORTADA

Repliegues en Devoniano en la aureola al sur del granito
del Balaitus, Pirineo de Huesca.

Foto: C. M. Ríos

Depósito legal: M. 3.279 - 1958

ISSN 0366 - 0176

NIPO 232 - 90 - 001 - X

trabajo. De una parte porque el estudio de sus facies, como se ha dicho, representa el inicio y es soporte fundamental del mismo. Por otra parte, porque la descripción de las cuencas estudiadas se hace, de forma general, bajo el prisma de los conceptos desarrollados previamente. No obstante, el contenido de esta Parte II no tiene el carácter de «conclusiones», ni de fin último de la investigación, sino que lo consideramos como un medio que permite aplicar y hacer una valoración de la bondad de los conceptos que el propio análisis de las facies nos ha permitido desarrollar.

En cada una de las cuencas que se describen, la Cambro-Ordovícica de la Cordillera Ibérica, y la Carbonífera Inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena, se sigue una metodología diferente. Esto es debido a dos razones. La primera, función de sus propias y diferentes condiciones de afloramiento y de estructuración tectónica; la segunda, por intentar el ensayo de diferentes modos de aplicación de la moderna metodología de análisis de cuencas.

2. EVOLUCION DE LAS PLATAFORMAS DOMINADAS POR TORMENTAS

La importancia del análisis de las plataformas *storm dominated* se fundamenta en las ideas vertidas en la Parte I de este trabajo y, sobre todo, en lo descrito en el capítulo 3, «El Medio Físico». Se decía allí lo generalizado de las plataformas continentales que, actualmente, están dominadas por la acción de las tormentas (80 por 100) y la frecuencia con que estos fenómenos atmosféricos se repiten en determinadas y grandes áreas de la geografía litoral y marina.

No obstante, la universalidad en espacio y tiempo de estas series se les ha prestado muy poca atención en lo que a análisis de cuencas se refiere. Hay que añadir, además, que estos sedimentos poseen un alto potencial de preservación. Este potencial, si no existen causas tectónicas que lo modifiquen, es mayor que el que tienen los sedimentos correlativos a los de la plataforma externa, puesto que, por un lado, los

continentales y los de *nearshore* están más fácilmente expuestos a la erosión, y por otro, los marinos profundos son susceptibles de sufrir importantes procesos postsedimentarios que los destruyen o transforman (ver apartado 3.1. y figura 3.5 de la Parte I).

Los sedimentos producto de corrientes inducidas por tormentas deben analizarse bajo dos puntos de vista distintos, uno el de su génesis, y otro en cuanto pueden constituir un cuerpo sedimentario individualizable en el espacio y tiempo dentro de la evolución general de una cuenca sedimentaria.

Si se atiende a su génesis, estos sedimentos agrupan a todos los materiales que han sido transportados y sedimentados (resedimentados), por efecto de corrientes y olas de tormenta, independientemente de sus características faciales. Es decir, al igual que los *deep sea fan*, o los sistemas deltaicos, las diferentes facies de las plataformas dominadas por tormentas poseen una cierta «consanguinidad», por lo que deben considerarse como una unidad genética sedimentaria o, lo que es lo mismo, un «sistema deposicional».

Si se atiende a su consideración de cuerpo sedimentario individualizado en espacio y tiempo, deberá tenerse presente, en el momento de analizar la cuenca, que constituye un tramo, o cortefijo de capas, limitado por superficies suavemente discordantes o paraconformes. En tal caso las series dominadas por la acción de las tormentas constituirán *systems tracts* del registro sedimentario de la cuenca, aún no definidos en la literatura geológica, posiblemente debido a la poca información existente sobre series fósiles dominadas por tormentas, y a que quizás su imagen sea poco definida en el registro de líneas sísmicas.

Probablemente, en la diferenciación en *systems tracts* que POSAMENTIER et al. (1988) realizan en el análisis sismoestratigráfico de una cuenca, las series que nos ocupan se integrarían, preferentemente, en la parte distal de los *highstand systems tract*, y de los *shelf-margin systems tract* (fig. 2.1.).

Además, la totalidad de los sedimentos de trans-

gressive systems tract estarían formados bajo el dominio de la acción de las tormentas. En este caso podrían considerarse *systems tract* de nivel de mar alto los depósitos de tormenta que, desde la plataforma externa, se interdigitan, en su parte más proximal, con los de *nearshore*, y, en la distal, con los de talud. Talud en el sentido de la sismoestratigrafía, es decir, el talud formado por la acreción de la plataforma durante momentos de *highstand*.

En los momentos de ascenso relativo del nivel del mar, los sistemas deposicionales pertenecientes a series dominadas por tormentas corresponderían, prácticamente, a toda la cuña de sedimentos que caracteriza el *transgressive systems tract*.

Del mismo modo, durante los momentos de nivel de mar bajo, la mayor extensión del área fuente de los sedimentos y la proximidad del «talud» de

la acreción de la plataforma interna durante los momentos de *highstand*, permitirá la formación de series *storm dominated*, produciendo facies que serán mezcla de «tempestitas» y de «turbiditas» (ver apartado 4.1. de la Parte I), puesto que el efecto de la tormenta sobre el fondo puede desestabilizar los sedimentos de este «talud», generando auténticos flujos gravitativos.

Así, pues, en cualquier momento de la evolución de una cuenca sedimentaria, pueden existir capas originadas por procesos de tormenta, tanto en etapas de nivel de mar bajo, como alto. Pero como causa principal de transporte y sedimentación que imprime su carácter en las series estratigráficas, es propio de la plataforma externa (parte distal del *highstand systems tract*, *shelf-margin systems tract* y *transgressive systems tract*).

La diferenciación de estos tipos de series, desde

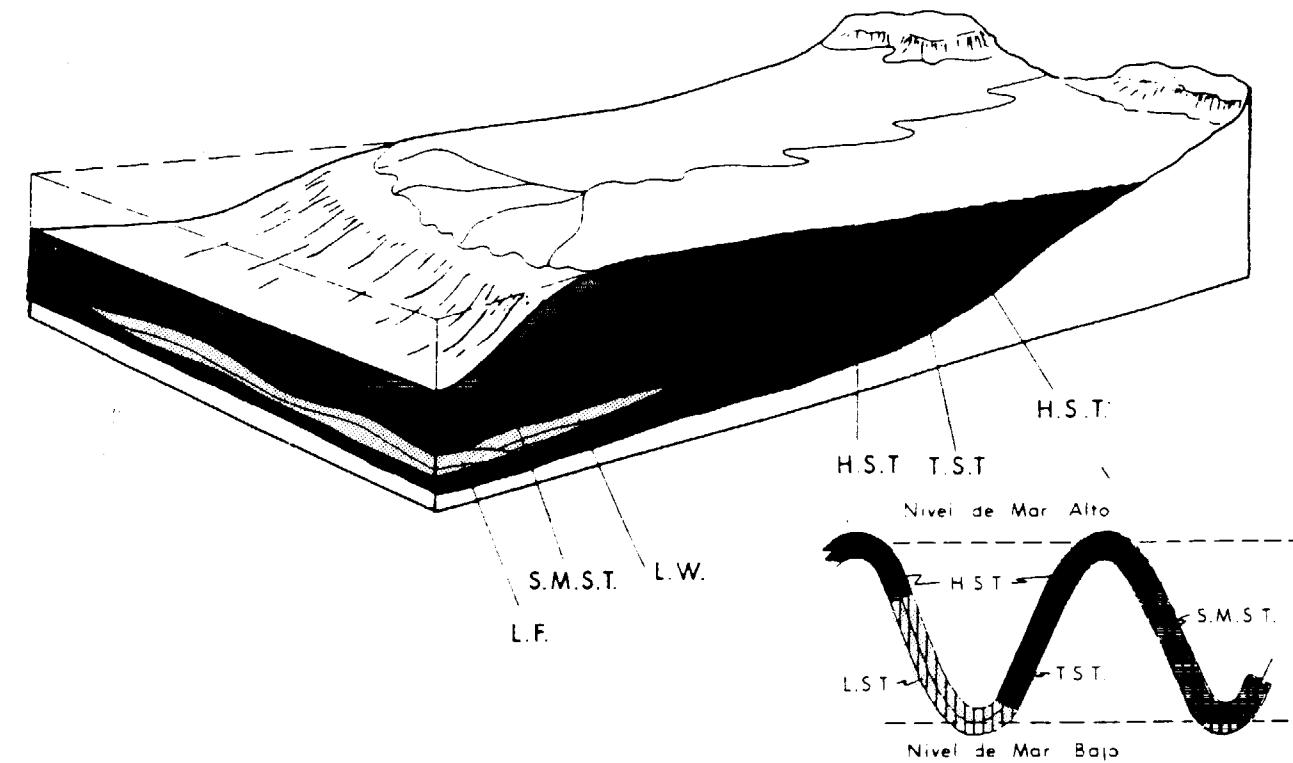


Figura 2.1.—Modelo de situación y relaciones entre *systems tracts* y la curva de variación eustática del nivel del mar, para su aplicación a la sedimentación en plataformas dominadas por tormentas. Inspirada en POSAMANTIER et al. (1988).

gressive systems tract estarían formados bajo el dominio de la acción de las tormentas. En este caso podrían considerarse systems tract de nivel de mar alto los depósitos de tormenta que, desde la plataforma externa, se interdigitan, en su parte más proximal, con los de *nearshore*, y, en la distal, con los de talud. Talud en el sentido de la sismoestratigrafía, es decir, el talud formado por la acreción de la plataforma durante momentos de *highstand*.

En los momentos de ascenso relativo del nivel del mar, los sistemas deposicionales pertenecientes a series dominadas por tormentas corresponderían, prácticamente, a toda la cuña de sedimentos que caracteriza el *transgressive systems tract*.

Del mismo modo, durante los momentos de nivel de mar bajo, la mayor extensión del área fuente de los sedimentos y la proximidad del «talud» de

la acreción de la plataforma interna durante los momentos de *highstand*, permitirá la formación de series *storm dominated*, produciendo facies que serán mezcla de «tempestitas» y de «turbiditas» (ver apartado 4.1. de la Parte I), puesto que el efecto de la tormenta sobre el fondo puede desestabilizar los sedimentos de este «talud», generando auténticos flujos gravitativos.

Así, pues, en cualquier momento de la evolución de una cuenca sedimentaria, pueden existir capas originadas por procesos de tormenta, tanto en etapas de nivel de mar bajo, como alto. Pero como causa principal de transporte y sedimentación que imprime su carácter en las series estratigráficas, es propio de la plataforma externa (parte distal del *highstand systems tract*, *shelf-margin systems tract* y *transgressive systems tract*).

La diferenciación de estos tipos de series, desde

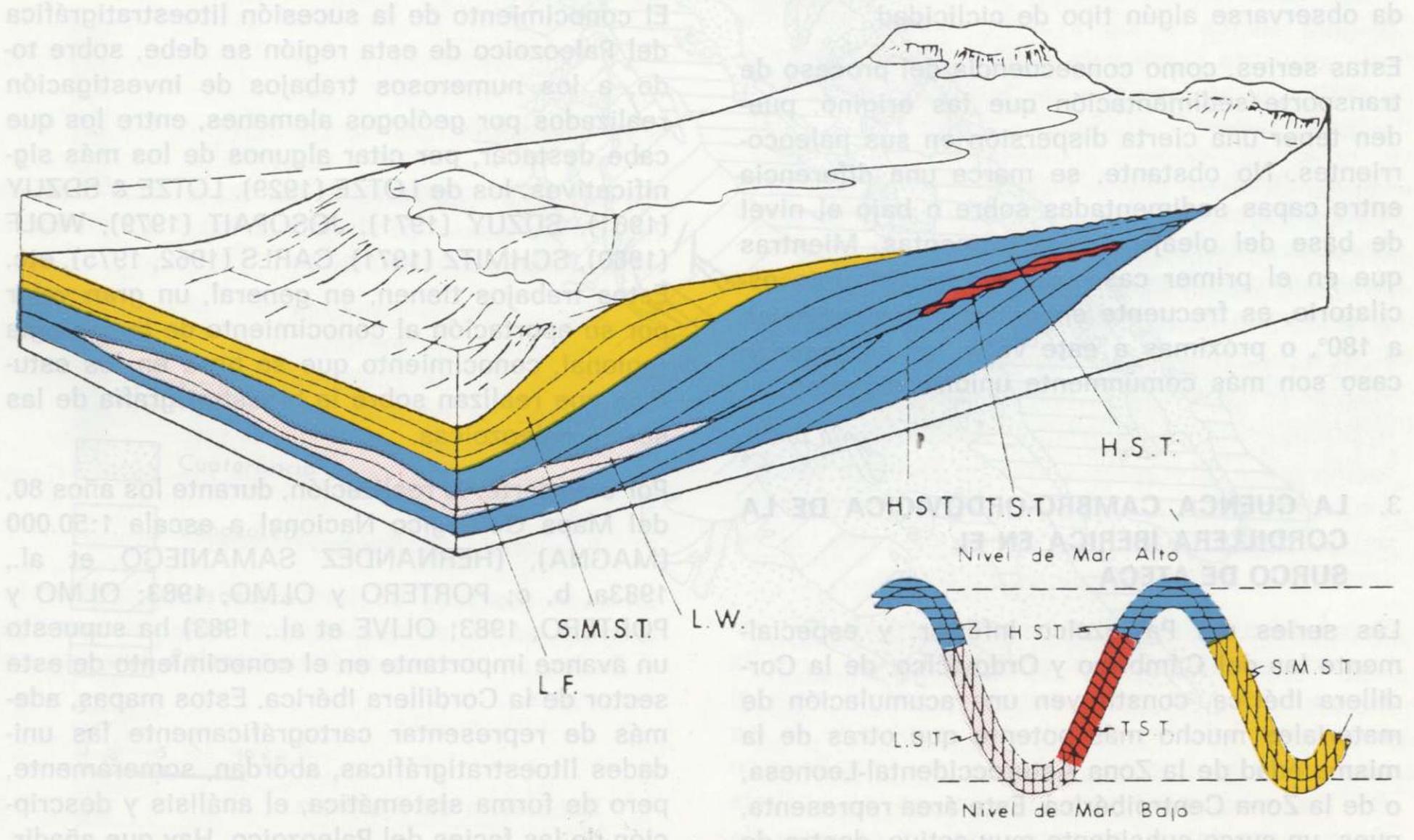


Figura 2.1.—Modelo de situación y relaciones entre systems tracts y la curva de variación eustática del nivel del mar, para su aplicación a la sedimentación en plataformas dominadas por tormentas. Inspirada en POSAMANTIER et al. (1988).

el punto de vista del análisis de las facies, será difícil siempre y cuando no se disponga de afloramientos excepcionales.

Quizá, a título provisional, y a falta de mayor cantidad de series medidas y analizadas sus facies, cabría la posibilidad de que en *highstand systems tract* los ciclos de facies (formados por pequeños ciclos de compensación, *sensu* MUTTI & SONNINO, 1981), sean *thickening and coarsening upward*, y que en *transgressive systems tract*, en conjunto, cada ciclo tenga características de *thinning and finning upward*.

En sedimentos del Paleozoico y anteriores, esta ciclicidad es relativamente fácil de observar por la conservación de las geometrías y estructuras internas de las capas, reflejo del mecanismo sedimentario que las originó. En sedimentos del Mesozoico y Terciario, estos sedimentos han sido, en muchos casos, profundamente bioturbados, homogeneizando las series, borrando totalmente, o en parte, la estructura interna de las capas, y haciendo que sólo en ciertos casos pueda observarse algún tipo de ciclicidad.

Estas series, como consecuencia del proceso de transporte/sedimentación que las originó, pueden tener una cierta dispersión en sus paleocorrientes. No obstante, se marca una diferencia entre capas sedimentadas sobre o bajo el nivel de base del oleaje de las tormentas. Mientras que en el primer caso, por efecto del flujo oscilatorio, es frecuente encontrar paleocorrientes a 180°, o próximas a este valor, en el segundo caso son más comúnmente unidireccionales.

3. LA CUENCA CAMBRO-ORDOVICICA DE LA CORDILLERA IBERICA EN EL SURCO DE ATECA

Las series del Paleozoico Inferior, y especialmente las del Cámbrico y Ordovícico, de la Cordillera Ibérica, constituyen una acumulación de materiales mucho más potente que otras de la misma edad de la Zona Asturoccidental-Leonesa, o de la Zona Centroibérica. Este área representa, pues, un surco subsidente muy activo, dentro de una extensa cuenca sedimentaria, que se mantuvo en régimen distensivo durante el Paleo-

zoico Inferior, y cuyos márgenes desconocemos. No obstante, este carácter de surco relativo, la velocidad de subsidencia y de sedimentación debieron mantener un cierto equilibrio, puesto que las facies, en toda la serie estratigráfica, se corresponden con las de una plataforma en la que se alternan ambientes de *nearshore* y de *offshore*. Posteriormente, durante el Mesozoico, y sobre todo durante el Triásico, la región se comporta como un umbral relativo, conocido en la literatura geológica regional como el Umbral de Ateca.

El área sobre la que se centra esta descripción se corresponde con el «Surco de Ateca», orientado de NNO a SSE (fig. 3.1.). En este sector, que está limitado por los sedimentos del Terciario de la Fosa de Teruel-Calatayud por el NE y del Mesozoico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, por el SO, afloran materiales que ocupan desde el Cámbrico Inferior hasta el Ordovícico, con un espesor total que supera los 5.000 metros.

El conocimiento de la sucesión litoestratigráfica del Paleozoico de esta región se debe, sobre todo, a los numerosos trabajos de investigación realizados por geólogos alemanes, entre los que cabe destacar, por citar algunos de los más significativos, los de LOTZE (1929), LOTZE & SDZUY (1961), SDZUY (1971), JOSOPAIT (1979), WOLF (1980), SCHMITZ (1971), CARLS (1962, 1975), etc. Estos trabajos tienen, en general, un gran valor por su aportación al conocimiento de la geología regional, conocimiento que se basa en los estudios que realizan sobre la bioestratigrafía de las series paleozoicas.

Por otra parte, la realización, durante los años 80, del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA), (HERNANDEZ SAMANIEGO et al., 1983a, b, c; PORTERO y OLMO, 1983; OLMO y PORTERO, 1983; OLIVE et al., 1983) ha supuesto un avance importante en el conocimiento de este sector de la Cordillera Ibérica. Estos mapas, además de representar cartográficamente las unidades litoestratigráficas, abordan, someramente, pero de forma sistemática, el análisis y descripción de las facies del Paleozoico. Hay que añadir, en esta misma línea de estudios sedimentológicos, el trabajo de ROSELL et al. (1988), que for-

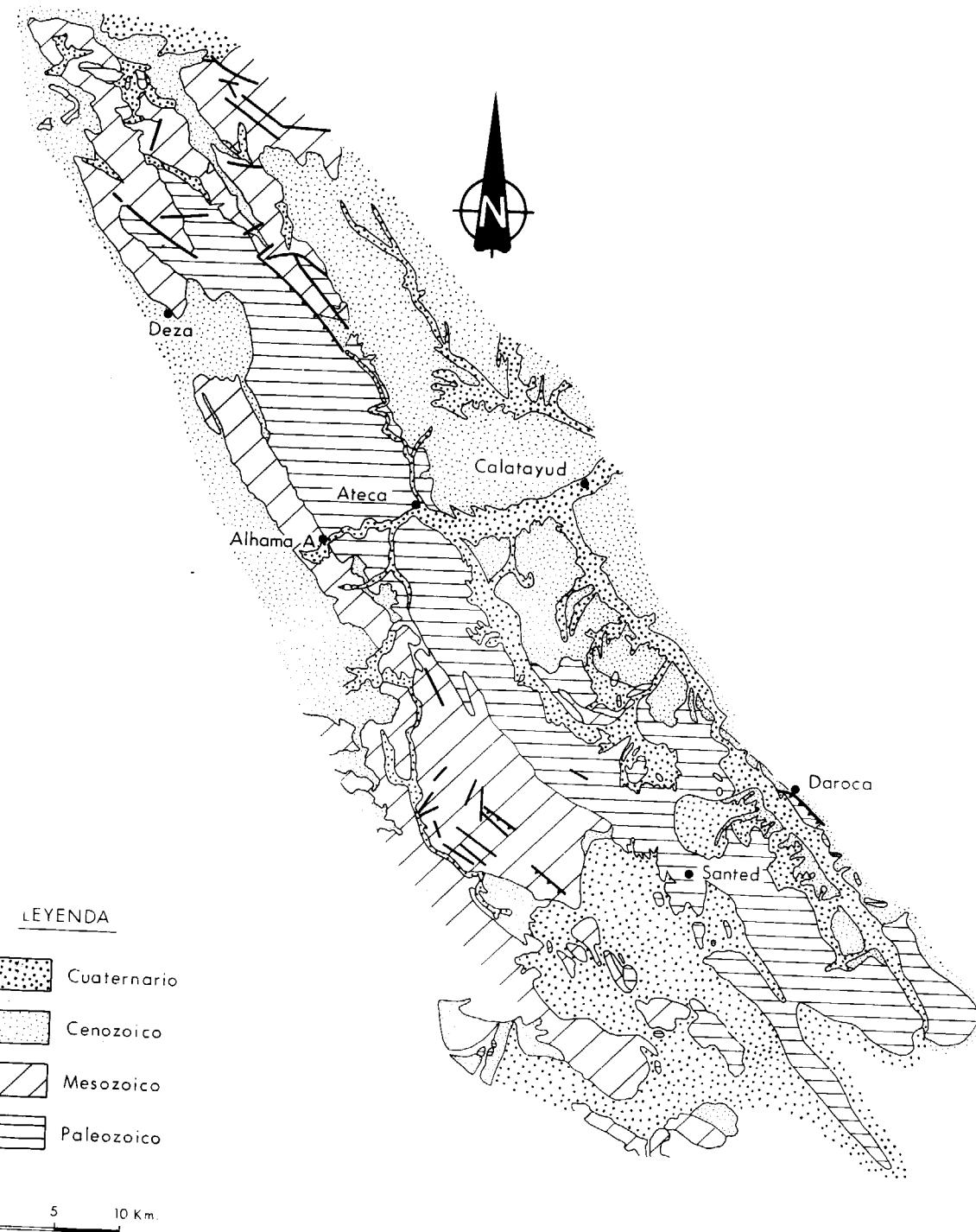


Figura 3.1.—Síntesis de la cartografía geológica correspondiente a la zona del Surco de Ateca, en la que se han estudiado las facies y evolución de la cuenca Cambro-Ordovícica.

ma parte de la documentación complementaria de la Hoja Geológica a escala 1:200.000, núm. 40, Daroca. Aunque fuera de esta región, pero de interés por el tema estudiado, cabe citar el trabajo de BRENCHLEY et al. (1985), sobre el Ordovícico de un amplio sector de la Zona Centro-ibérica.

El objetivo de este apartado, como se ha indicado anteriormente, es doble. Por un lado se hace una sucinta descripción e interpretación de las facies cuyo análisis ha permitido elaborar los capítulos que constituyen el núcleo de este trabajo. La descripción de las facies se hace siguiendo una división litoestratigráfica en secuencias deposicionales y formaciones.

Por otro lado se aborda, a título de ensayo metodológico, un análisis de la evolución de la cuenca sedimentaria en relación con cambios relativos del nivel del mar. Para ello se integran en secuencias tipo 1 y tipo 2 (*sensu* VAIL, 1987; VAN WAGONER et al., 1987; y POSAMENTIER et al., 1988), las unidades litoestratigráficas que están genéticamente relacionadas. Esto permite asignar facies a los *systems tracts* referidos a la curva de cambio de nivel de mar relativo en plataformas dominadas por la acción de las tormentas.

Estos objetivos constituyen problemas no planteados hasta el momento en el Paleozoico de la Cordillera Ibérica, y cuya resolución es indispensable para llegar a un buen conocimiento de la evolución de la cuenca sedimentaria.

Dada la tectonización, los cambios laterales de facies, el grado de erosión y la alteración que presentan estos materiales, hace que la correlación entre diferentes series no siempre sea posible. Por esto la obtención de una serie única válida para toda la región es una tarea, si no imposible, enormemente dificultosa.

Estas dificultades, añadidas a la carencia de restos fósiles abundantes y significativos, y a la ausencia de una curva eustática patrón para el Paleozoico Inferior, complica la resolución de los problemas propuestos, y hacen que la aplicación de las modernas metodologías en el análisis de cuencas tenga, en este caso, un carácter de ensayo metodológico. En este sentido, hemos considerado los cambios relativos en el nivel del

3.1. DESCRIPCION DE LA SERIE

En el Cambro-Ordovícico del Surco de Ateca se han diferenciado, de abajo a arriba, las siguientes secuencias deposicionales:

- 1) Secuencia de Bámbola.
 - 2) Secuencia de Embid-Ribota.
 - 3) Secuencia de Huérmeda.
 - 4) Secuencia de Daroca.
 - 5) Secuencia de Ateca.
 - 6) Secuencia de Castejón de las Armas-Carenas, y
 - 7) Secuencia de Santed-Berrueco.

En este apartado se hace una somera descripción de las facies que integran estas secuencias y de los ambientes sedimentarios a los que corresponden.

1. Secuencia de Bámbara

Esta secuencia constituye el muro de la serie estudiada. Es equivalente de la Formación Cuar-

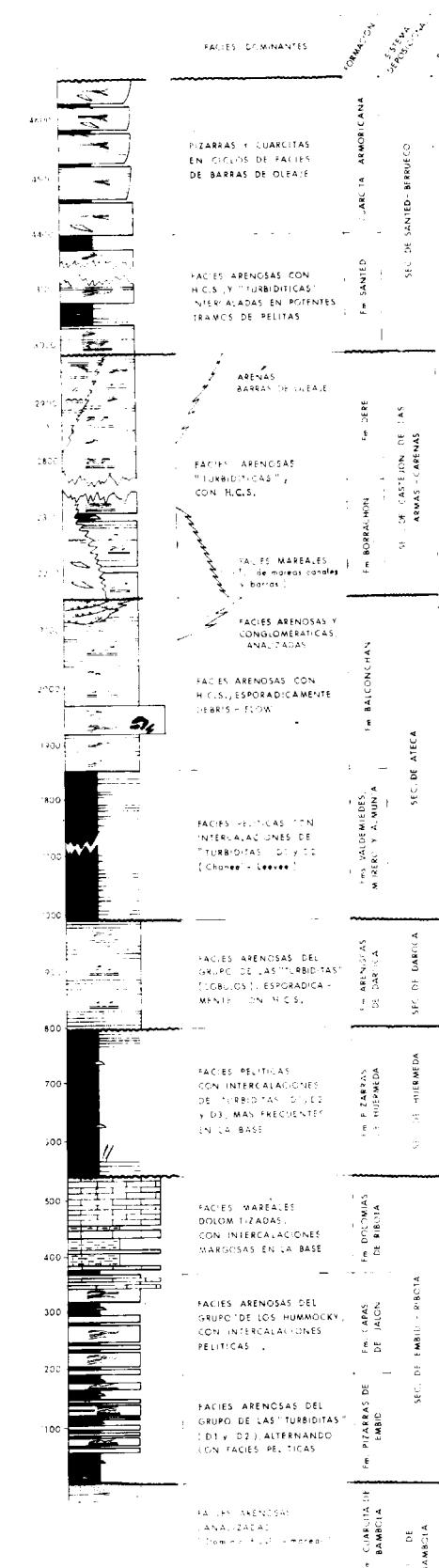


Figura 3.2.—Serie estratigráfica esquemática del Cámbrico y Ordovícico de la Cordillera Ibérica, estudiados. Se han representado, por razones de escala, sólo las facies más representativas de cada unidad litoestratigráfica.

citas de Bámbola, constituida por algo más de 150 m de areniscas cuarcíticas y microconglomeráticas, con intercalaciones de algunos niveles pelíticos. La secuencia podría interpretarse como la superposición de dos sistemas deltaicos separados por un momento de nivel del mar alto. El inferior, dominado enteramente por la acción de las mareas, es decir, deltaico de tipo estuario (macro o mesomareal) y el superior, mixto, con dominio fluvio-mareal (micro o mesomareal).

2. Secuencia de Embid-Ribota

Esta secuencia deposicional está constituida por la Fm. Capas de Embid, la Fm. Capas de Jalón y la Fm. Dolomías de Ribota.

El límite inferior de la secuencia corresponde a una superficie de discordancia, que la separa de la Fm. Cuarcitas de Bámbola. Probablemente se trata de una discordancia angular, que, a no ser por la fuerte tectonización que presenta siempre este contacto, debería observarse normalmente en el terreno. El carácter discordante se manifiesta por un brusco cambio de facies, desde sistemas deltaicos s.l. en una plataforma continental somera (Fm. Cuarcitas de Bámbola), a facies de una plataforma distal formada por la destrucción de un área más proximal y resedimentación de los materiales. Asimismo es muy diferente el grado de madurez de las areniscas de la Fm. Bámbola y de la Fm. Embid. Mientras que en las primeras es muy acusado, las segundas tienen un índice de madurez bajo.

El límite superior está representado por otra discordancia, marcada por un cambio brusco de facies entre la plataforma carbonatada superior de la Fm. Dolomías de Ribota, y la Fm. Pizarras de Huérmeda. A la escala del afloramiento se presenta como un contacto paraconforme.

Esta secuencia posee una potencia total de unos 550 m. En conjunto, la secuencia debe considerar-

se integrada por la superposición de dos plataformas: una, la inferior, siliciclastica, y la superior, carbonatada. En la parte superior de la plataforma siliciclastica se intercalan abundantes niveles carbonatados de pequeño espesor, consecuencia probablemente de subidas y bajadas del nivel del mar de menor rango. Probablemente estas variaciones bruscas de facies que implican cambios rápidos del nivel del mar indican que la cuenca poseía una fuerte movilidad tectónica.

La secuencia, de abajo a arriba, se compone de tres tramos (fig. 3.2.), correspondientes a cada una de las formaciones que la integran: a) tramo dominado por tormentas (Fm. Embid); b) tramo de transición, con dominio mareal (Fm. Capas de Jalón); y c) plataforma carbonatada de dominio mareal (Fm. Dolomías de Ribota).

a) Tramo dominado por tormentas

Está compuesto por unos 300 m de pizarras (pelitas), con intercalaciones de capas areniscosas, más frecuentes cuanto más a techo del tramo. Las capas de arenisca presentan un espesor máximo de 0,50 m y granulometría dominantemente fina a muy fina, siendo esporádicas las capas con granulometría mediana.

En la parte basal existe un claro predominio de la pelita sobre las arenas. Las capas de arenas, por lo general, presentan secuencias Tb-e y sobre todo Tc-e de Bouma, facies D₁ y D₂, y más raramente facies C₁ sensu MUTTI & RICCI LUCHI (1975), con granulometrías de fina a muy fina, y ocasionalmente con los techos de las capas retocados con estructuras hummocky. No presentan organización cíclica alguna.

No obstante, dado el poco desarrollo de la serie «turbidítica» y la falta de organización cíclica, hace pensar en materiales resedimentados en la plataforma externa en momentos de nivel del mar relativamente alto, y coleadas directamente a sedimentos más proximales, de los cuales proceden.

En la parte alta del tramo (fig. 3.3.), las facies dominantes presentan laminaciones cruzadas onduladas y estratificación cruzada hummocky de granulometría fina, que se han atribuido a la acción del oleaje sobre el fondo de la zona proximal de la plataforma externa, en momentos de

grandes tormentas. En estas facies se intercalan, en mucha menor proporción, delgadas capas de arenisca derivadas de suspensiones turbulentas diluidas, «turbiditas», resedimentadas como consecuencia de tormentas menos intensas.

Hay que señalar, además, la existencia, en el techo del tramo, de dos capas de calizas resedimentadas. La inferior, probablemente micrítica (actualmente son dolomías), posee la base plana y el techo ondulado. El retoque del techo puede atribuirse a la acción de tormentas. La superior presenta laminaciones cruzadas a pequeña escala (*ripples*), con una organización que recuerda al de una turbidita. La presencia de estas capas de dolomías resedimentadas indica la proximidad de una plataforma carbonatada correspondiente a la Fm. Dolomías de Ribota.

b) Tramo de transición, de dominio mareal

Este tramo es equivalente de la Fm. Capas de Jalón, y se corresponde con un tramo pelítico con intercalaciones de cuerpos areniscosos organizados en ciclos *thickening and coarsening upward* y niveles de carbonatos finamente laminados. Las estructuras sedimentarias, tanto de los niveles terrígenos, como carbonáticos, son propios de ambientes mareales. Así, en los carbonatos son frecuentes las laminaciones estromatolíticas, porosidad fenestral, brechas de cantos planos, etc. En los niveles siliciclasticos delgados es normal la presencia de estratificación ondulada, *flaser*, *ripples*, mientras que los bancos más potentes presentan cuerpos de geometría sigmoidal (fig. 3.3.). En conjunto, el tramo posee un espesor de unos 100 m.

c) Plataforma carbonatada, de dominio mareal

Corresponde a un tramo de calizas totalmente dolomitizadas. Presentan abundantes laminaciones algales y, localmente, construcciones estromatolíticas y, a veces, niveles de aspecto brechoide.

La serie estratigráfica de la secuencia de Embid-Ribota es, en conjunto, regresiva: al principio sus facies corresponden a una plataforma externa dominada por procesos de tormentas, para, paulatinamente, convertirse en una serie muy somera con sedimentos dominados en mayor o menor

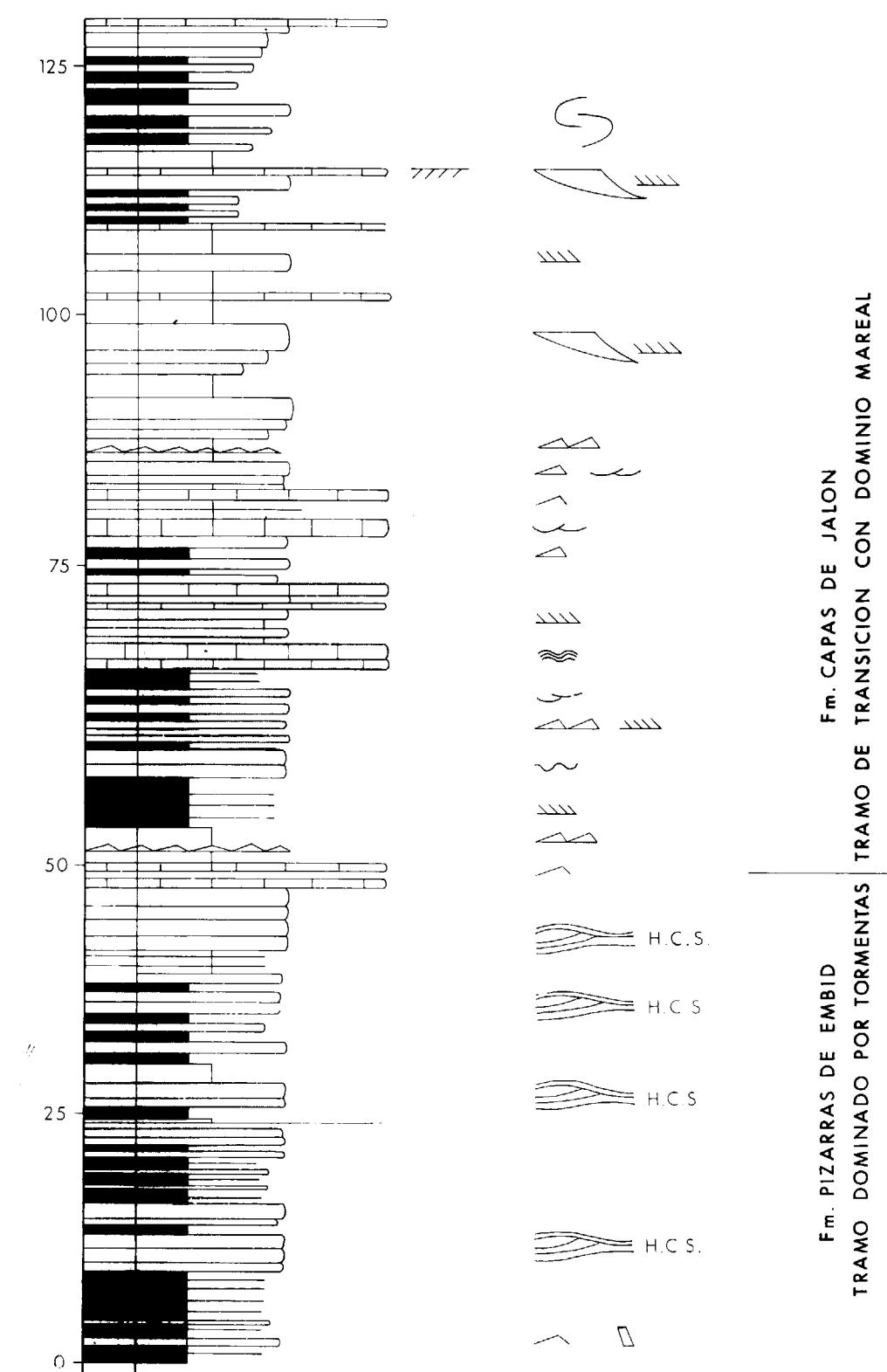


Figura 3.3.—Log de detalle, representativo de las facies del tránsito entre las Fms. Embid y Capas de Jalón. Tomada de ROSELL et al (1988), modificada.

intensidad por las mareas. La actividad de las tormentas en la parte más somera de la plataforma queda enmascarada, evidentemente, por la dinámica mareal, que, por sí misma, es capaz de retrabajar los sedimentos. El registro de la actividad de las tormentas en este sector de la plataforma quizá sea la presencia de niveles brechoides, que representarían depósitos residuales (*lags*), constituyendo lo que hemos llamado facies destructivas.

3. Secuencia de Huérmeda

Está formada por una serie monótona pelítica correspondiente a la Fm. Pizarras de Huérmeda, de 270 m de espesor (fig. 3.2.). Presenta en la parte basal esporádicas intercalaciones de delgadas capas de turbiditas diluidas. La parte alta es algo más limpia y/o de arena muy fina, con capas turbidíticas de tipo D₂ y D₃.

Se ha interpretado esta secuencia como perteneciente a la parte más distal de una plataforma siliciclastica; es decir, en un área «prodeltaico» dominada tan sólo por procesos de tormentas poco intensos (ya sea por la distalidad paleogeográfica del área de sedimentación, ya por la poca intensidad de las tormentas). La parte superior de la serie podría representar las zonas distales del frente deltaico.

4. Secuencia de Daroca

Se corresponde esta secuencia con la Fm. Areniscas de Daroca. El contacto con la Secuencia de Huérmeda es suavemente discordante y se desconoce en campo la discordancia de su límite superior.

Esta serie tiene un espesor de unos 200 m. Está integrada por facies «turbidíticas» con secuencias de tipo Tb-e y Tc-e dominantes (fig. 3.4.). En facies corresponden a capas de tipo D₁ y C₁, y en menor proporción de tipo D₂ y D₃ (*sensu* MUTTI & RICCI LUCHI, 1975). Muy esporádicamente algunas capas, de facies C₁, tienen el techo ondulado, como consecuencia del retrabajo por oleaje de tormentas excepcionalmente fuertes.

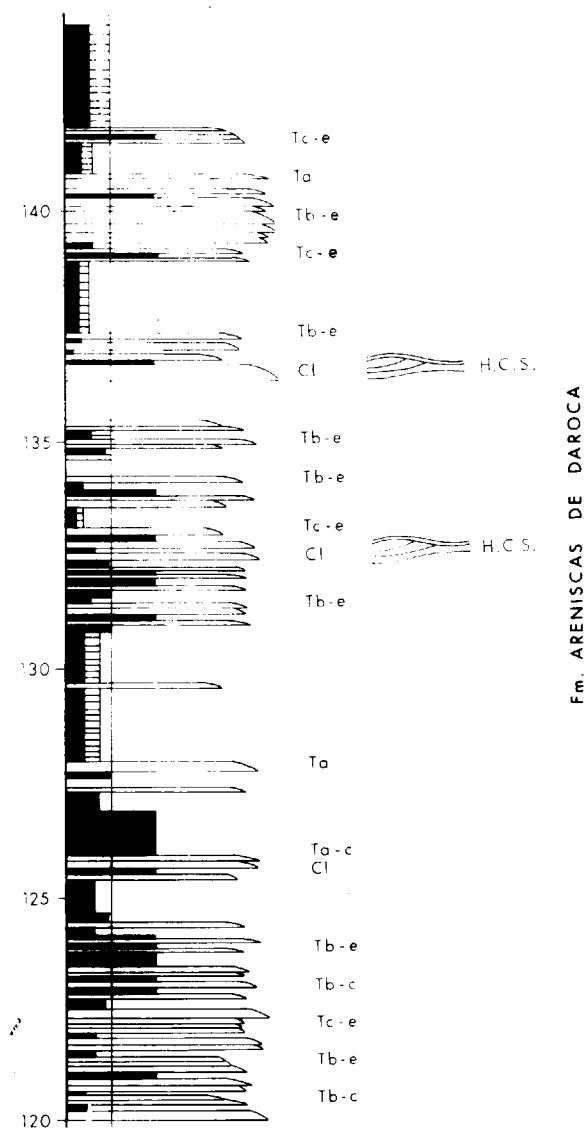


Figura 3.4.—Log de detalle, representativo de las facies de la parte media de la Fm. Areniscas de Daroca. Tomada de ROSELL et al. (1988), modificada.

Se ha interpretado esta serie como el producto de la sedimentación por corrientes de tormenta, dando capas de afinidad turbidítica, en la parte proximal de la plataforma externa, bajo el nivel de base del oleaje de tormentas. Esto hace que las asociaciones de facies recuerden a las facies de lóbulo de los sistemas turbidíticos s.s. No obstante, como se ha indicado, en este caso se intercalan capas con estratificación cruzada hummocky.

5. Secuencia de Ateca

Esta secuencia, con un espesor total próximo a los 1.200 m, está integrada por cuatro formaciones: Fm. Capas de Valdemiedes, Fm. Capas de Murero, Fm. Almunia y Fm. Balconchán (fig. 3.2.). A gran escala, la serie forma una sucesión litotestratigráfica estrato y granocreciente. Al mismo tiempo, hay una gradación de proximalidad/distalidad, de oeste a este, marcada por el tamaño de grano y por el rango de las estructuras sedimentarias.

Las Fms. Valdemiedes, Murero y Almunia constituyen una potente sucesión de más de 800 m. en los que, en una serie general pelítica, se intercalan delgadas capas turbidíticas, y algunos tramos de margas.

Las capas de arenisca, de grano fino, constituyen aproximadamente el 15 por 100 del total de la serie. Tienen geometría planoparalela a escala de afloramiento, y se estructuran en secuencias Tb-e y Tc-e de Bouma, facies D de MUTTI & RICCI LUCHI (1975). El aspecto de conjunto de esta serie recuerda las facies de channel/levée de los sistemas turbidíticos. Por esto, y por las facies que se sitúan al techo de esta secuencia, es por lo que se han interpretado como sedimentadas en la parte distal de una plataforma, en una situación de prodelta. No obstante, por el contexto en el que se encuentra esta serie, nos permite suponer que se trata de sedimentos distales de capas de tormenta.

En general la serie está moderadamente bioturbada y contiene algunos tramos (Capas de Valdemiedes y Capas de Murero), relativamente ricos en fauna de trilobites.

La parte superior de la secuencia de Ateca se corresponde, a *gross modo*, con la Fm. Balconchán. Está constituida por unos 300 m de una serie dominante arenosa en la que se produce un acusado cambio de facies. Así, en las proximidades de Balconchán (suroeste de Daroca) está representada por ciclos de facies marcadamente estrato y granocrecientes, y culmina con niveles conglomeráticos y microconglomeráticos, canalizados, asimilables a un sistema deltaico de dominio fluvio-mareal. Más hacia el oeste y noroeste, y especialmente en el corte de la carretera de Ateca al embalse de la Tranquera, entre el ferrocarril y Castejón de las Armas, la

serie es dominante arenosa y está constituida por facies arenosas amalgamadas, de entre 0,4 y 1,2 m, de las que hemos denominado del grupo de los *hummocky*. En este sector, este tramo de la secuencia intercala facies conglomeráticas de tipo *debris flow* (fotos 8, 9 y 10 de la Parte I).

Estas capas presentan una cierta organización que recuerda los ciclos de compensación (MUTTI & SONNINO, 1981), ciclos que no superan los tres a cuatro metros de espesor.

Las facies finas en las cuales se intercalan estos cuerpos dominante areniscoso presentan una estratificación de tipo lenticular, con un claro predominio de la pelita, cuyos lentejones están formados por arenisca de grano fino y más comúnmente de grano muy fino.

Hemos interpretado este tramo superior de la secuencia de Ateca como perteneciente a un frente deltaico, de muy poca pendiente, dominado por la acción de las tormentas. En esta situación los depósitos de *debris flow* corresponderían a flujos gravitativos en el frente deltaico, provocados por las tormentas, puesto que están asociados a estratificación cruzada *hummocky*. La parte basal de la secuencia, como hemos indicado, constituiría el prodelta, ya en la plataforma externa más distal.

6. Secuencia de Castejón de las Armas-Carenas

Esta secuencia está compuesta por la Fm. Borrachón y la Fm. Dere, esta última también denominada Fm. Cuarcita de skolitos (fig. 3.2.). La potencia total de la secuencia varía mucho de unas zonas a otras, si bien el espesor mínimo supera los 800 m. A gran escala constituye una megasecuencia estrato y granocreciente, pasando de las facies pelítico-areniscosas de la Fm. Borrachón a las areniscoso-cuarcíticas de la Fm. Dere. En una y otra formación, dentro del área estudiada, se produce un cambio lateral desde facies proximales (plataforma interna) a distales (plataforma externa), en el mismo sentido que en el caso de la secuencia de Ateca, es decir, de este-sureste a oeste-noroeste.

En el sector en que la secuencia aparece en facies más proximales, la Fm. Borrachón está cons-

tituida por una serie alternante de areniscas cuarcíticas y pelitas, en la que de forma irregular aparecen tramos dominantemente cuarcíticos y otros dominanteamente pelíticos. Respecto a sus facies, en el corte de la carretera de Balconchán a Santed se observan secuencias típicas de llanura de mareas que indican un rango meso-macromareal, asociadas a cuerpos cuarcíticos de dos tipos. Un tipo tiene geometría canalizada y muestra acreción lateral, por lo que los hemos interpretado como *point bars* de canales mareas. El otro tipo muestra una cierta tendencia a formar ciclos estrato y granocrecientes, con estructura interna de grandes sigmoides, y los hemos interpretado como barras mareas-submareales. Los tramos en los que la litología dominante es pelítica probablemente marquen una transición hacia facies de plataforma externa.

En este mismo sector de facies proximales la Fm. Dere se muestra como una sucesión de más de 100 m formada por ciclos de facies débilmente estrato y granocrecientes, destacando los términos superiores de areniscas cuarcíticas con estratificación cruzada planar de muy bajo ángulo. En estos tramos es muy abundante la presencia de skolithos. Esta formación corresponde a un sistema de barras que probablemente llegaron a formar un cinturón de islas barrera.

Hacia el oeste y noroeste las dos formaciones cambian sus facies y su espesor aumenta considerablemente, superando los 1.400 m en el corte de la carretera de Ateca al embalse de la Tranquera. En esta zona la secuencia aparece formada por grupos de capas areniscosas intercaladas en otras más finas, con ciclicidad ya estrato y granodecreciente hacia el techo, ya estrato y granocreciente, que las asemeja a ciclos de canales y a ciclos de lóbulos deposicionales de las series turbidíticas.

Los cuerpos formados por ciclos de lóbulos están constituidos por estratos areniscosos de entre 0,5 y 0,9 m de espesor, que están caracterizados por secuencias de tipo Tb-e en la parte inferior, y Ta-e en la superior, con una relación de arena-arcilla próxima al 60 por 100. Al mismo tiempo que de la base al techo aumenta el espesor de los estratos, aumenta también el tamaño del grano. Sus capas presentan a techo laminaciones *hummocky*.

Los cuerpos aparentemente canalizados presentan organización cíclica con el espesor de las capas mayor hacia la base y más delgadas hacia el techo, al mismo tiempo que la granulometría disminuye en este mismo sentido. El espesor de estos ciclos oscila entre 0.5 y 0.7 m y la relación arena-arcilla es del 55 por 100. Estos cuerpos canalizados presentan secuencias de tipo Ta-e, Tb-e y se hallan intercalados en facies finas pelíticas con lentejones de areniscas de grano fino. El techo de algunas capas presenta laminaciones *hummocky*.

Frecuentemente, y sobre todo hacia el techo de la secuencia, en los alrededores de Carenas, estas capas «turbidíticas» se muestran amalgamadas y con estratificación cruzada *hummocky*, de grano fino a medio.

Las facies que acabamos de describir forman una megasecuencia de somerización que suponemos formada en una plataforma externa en la que el mecanismo de transporte de los materiales ha sido las corrientes inducidas por tormentas, produciéndose la sedimentación en la zona próxima al nivel de base del oleaje de las tormentas.

7. Secuencia de Santed-Berrueco

Esta secuencia constituye el techo estratigráfico de la serie cambro-ordovícica que hemos estudiado. Está integrada por dos unidades litoestratigráficas: la Fm. Santed y la Cuarcita Armoricana. El límite superior de la secuencia es desconocido en el área de estudio por hallarse cubierto en discordancia por la serie mesozoica. El espesor total supera los 1.600 m (fig. 3.2).

Al igual que las dos secuencias deposicionales inferiores, la de Ateca y la de Castejón de las Armas-Carenas, constituye, a gran escala, una megasecuencia de somerización *thickening and coarsening upward*, que culmina con las facies de barras de la cuarcita armoricana.

El tramo inferior, constituido por la formación Santed, está compuesto por cuerpos areniscosos con tendencia a una ciclicidad estrato y granodecreciente en la parte basal y media, y por facies de *channel/levée* en la superior.

Los cuerpos areniscosos presentan un espesor

que oscila entre 0.5 y 1 m. Se hallan organizados en ciclos con una tendencia general estrato y granocreciente. Están formados por capas con secuencias de tipo Tb-e y Ta-e, y con granulometrías fina y media. En estos cuerpos la relación arena-arcilla es del 65 por 100, y es frecuente que se encuentren amalgamados, faltando entonces el término «e» de la secuencia de Bouma.

Los cuerpos areniscosos con ciclicidad estrato y granodecrecientes se hallan intercalados entre facies finas. Estos cuerpos están formados por capas dominanteamente cuarcíticas (relación cuarcita-pizarra, 55 por 100), cuya organización interna es del tipo Ta-e, Tb-e.

En general, y sobre todo en las proximidades del embalse de la Tranquera, es frecuente, sobre todo en los cuerpos areniscosos con capas amalgamadas, la presencia de capas con estratificación cruzada *hummocky* de granulometría fina, en la que destacan la concentración de micas en las superficies de las láminas (límites de tercer orden), así como estructuras de *parting lineation*. En esta misma zona se han observado superficies de estratificación con *ripples* de interferencia que indican el carácter somero de algunos tramos de la secuencia.

En la zona de Santed, la formación de este nombre intercala niveles enriquecidos en fosfatos resedimentados que han sido objeto de investigación por el ITGE. Estos niveles fosfáticos se sitúan hacia la base de la formación que, en este lugar, está prácticamente cubierta. No obstante, puede apreciarse que está formada por capas areniscosas de geometría ondulada, alternando con niveles pelíticos. En la transición a la unidad litoestratigráfica correspondiente a la cuarcita armoricana se han observado evidencias de acción del oleaje y, ocasionalmente, de mareas.

La Fm. Santed presenta una evolución vertical de somerización. La parte inferior y media corresponde a una plataforma externa dominada por la acción de las tormentas en un ambiente de sedimentación próximo al nivel de base del oleaje de las mismas, por lo que se presenta como una sucesión de facies «turbidíticas» y de facies de HCS. Hacia el techo se va haciendo dominante la sedimentación en ambiente de *nearshore*.

La Cuarcita Armoricana, de más de 250 m. de espesor, está integrada por potentes cuerpos cuarcíticos estrato y granocrecientes, con geometría lenticular a gran escala, separados por sedimentos de granulometría fina que están generalmente cubiertos por los derrubios de la propia cuarcita. Esta unidad litoestratigráfica representa la migración de barras en un ambiente de plataforma extremadamente somera. En estas secuencias de barra es muy evidente el registro de la actividad del oleaje y, más esporádicamente, de las mareas.

3.2. EVOLUCIÓN DE LA CUENCA SEDIMENTARIA

Tras la descripción de las facies de las once formaciones estudiadas, parece claro que la cuenca sedimentaria durante el Cámbrico y Ordovícico en el sector que ocupa este trabajo se corresponde con un mar epicontinental cuyos márgenes desconocemos. En este mar epicontinental, relativamente somero, la sedimentación estuvo dominada por la acción de las tormentas. Este escenario está de acuerdo con la reconstrucción paleogeográfica global de las plataformas *storm dominated*, de MARSAGLIA & KLEIN (1983), representada en la figura 3.5.

La zona que hemos denominado Surco de Ateca constituye un área en régimen distensivo, fuertemente subsidente, con una tasa de sedimentación elevada. Los más de 5.000 m de serie acumulada en el Cámbrico y Ordovícico, frente a las series de la misma edad de la Zona Cantábrica, por ejemplo, así lo atestiguan. No obstante este carácter de surco, debió existir un cierto equilibrio entre las velocidades de subsidencia y de sedimentación, sin que la cuenca llegase a alcanzar, al menos en este sector, grandes profundidades, como se pone de manifiesto a través del análisis de facies. La relación entre subsidencia y sedimentación en este surco pudo haber sido del tipo de lo representado muy esquemáticamente en la figura 3.6.

En la evolución general de la cuenca sedimentaria integramos la información referente a facies, ambiente sedimentario y secuencias deposicionales, aplicando los conceptos definidos y desa-

rrollados por VAIL (1987), VAN WAGONER et al. (1987) y POSAMENTIER et al. (1988), referidos a los *systems tracts* en relación con los cambios de nivel del mar. En este caso, y a falta de mayor información, los cambios mayores en el nivel del mar serían la resultante de una combinación de los efectos de eustatismo, subsidencia y/o elevación tectónica, y aporte de sedimentos a la cuenca.

Siguiendo esa metodología, y sin tener en cuenta la Fm. Cuarcitas de Bámbola, que hemos con-

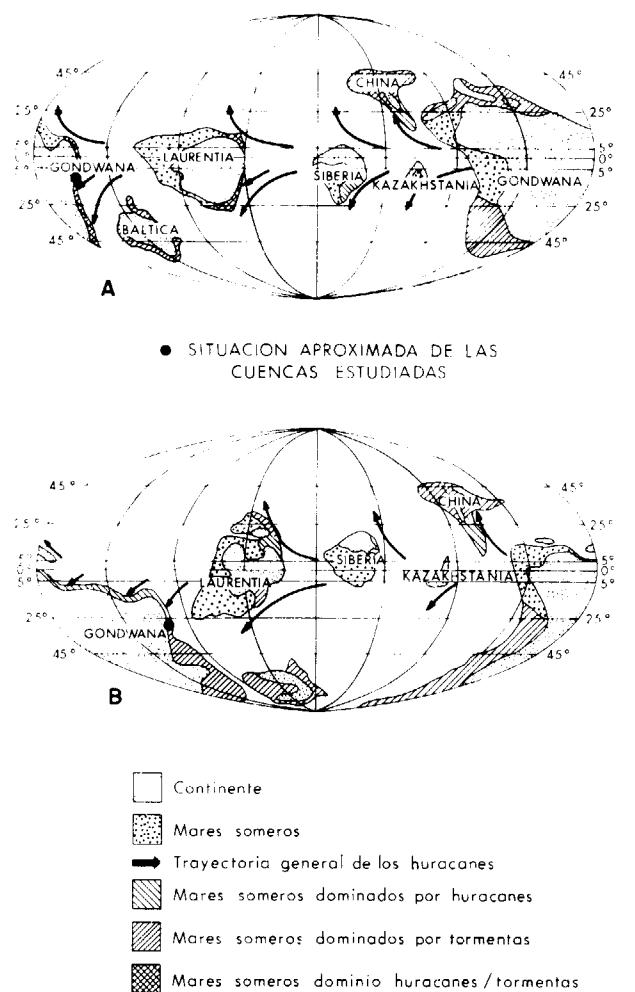


Figura 3.5.—Reconstrucciones paleogeográficas globales con la representación de las plataformas dominadas por huracanes y tormentas, en las que se han representado la situación aproximada de las cuencas estudiadas. A) Durante el Cámbrico Medio. B) Durante el Ordovícico Medio. Tomadas de Marsaglia & KLEIN (1983), modificadas.

siderado muro de la serie, en este sector de la cuenca cambro-ordovícica se definen tres grandes secuencias en el sentido de los autores citados. A cada una de ellas la hemos denominado con el nombre de la formación con que se inicia su *lowstand systems tract*. De este modo, y de muro a techo, tenemos la «Secuencia Tipo 2 de Embid», la «Secuencia Tipo 1 de Daroca», y la «Secuencia Tipo 2 de Borrachón».

Queremos subrayar que para este análisis de la evolución de la cuenca sedimentaria hemos considerado sólo las unidades genéticas mayores, *systems tracts*, que hemos hecho equivalentes de las secuencias deposicionales descritas anteriormente. Las condiciones de afloramiento y la dificultad de correlación entre diferentes series

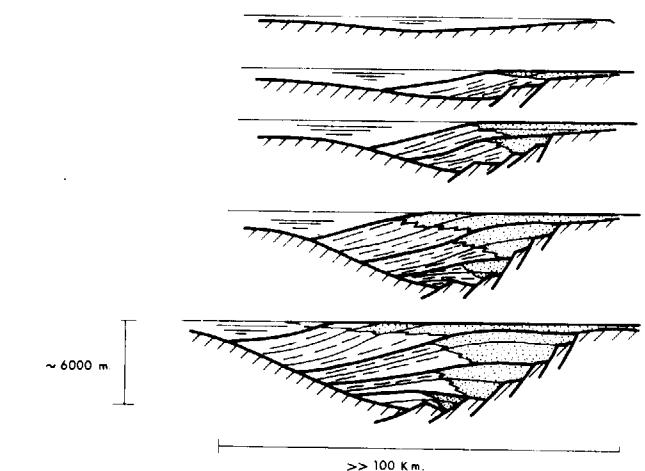


Figura 3.6.—Modelo esquemático de la relación entre subsidencia y sedimentación, en el «Surco de Ateca», durante el Cámbrico y Ordovícico, manteniendo un ambiente sedimentario de plataforma.

impiden descender al nivel de parasecuencias, representativas asimismo de cambios en el nivel del mar, y cuya presencia en ciertas formaciones se intuye por la existencia de ciclos de facies de somerización.

La secuencia de Bámbola (figs. 3.7. y 3.10.) constituye una situación de *highstand systems tract*, representado por la progradación de facies deltaicas sobre una plataforma. El hecho de que

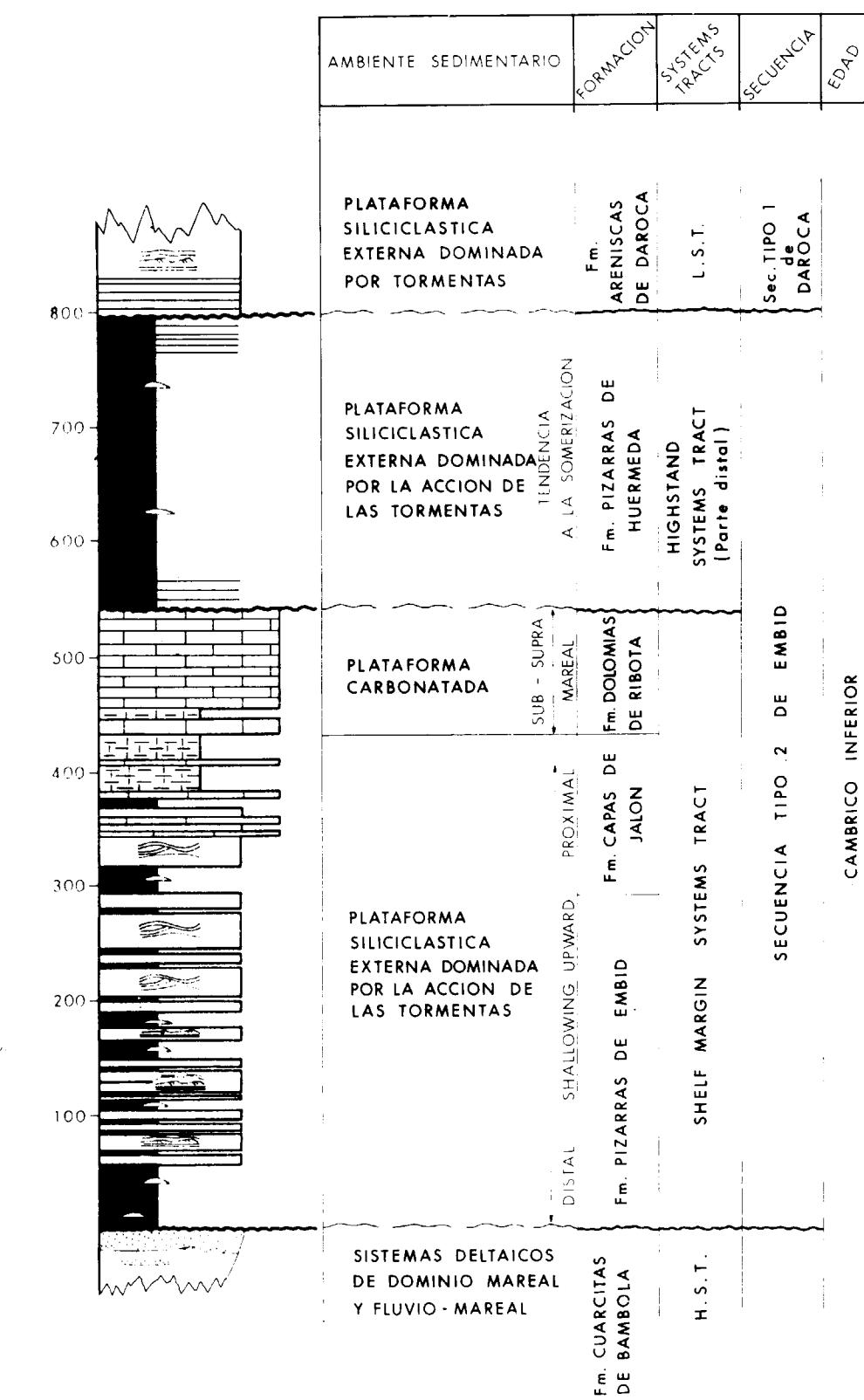


Figura 3.7.—Ambientes sedimentarios y *systems tracts* de la serie estratigráfica que constituye la secuencia Tipo 2, de Embid (*sensu* POSAMENTIER et al., 1988).

este *systems tract* está integrado por dos sistemas deltaicos, uno de dominio mareal y otro de dominio fluvio-mareal, separados por un tramo de facies finas, indica que probablemente está constituido por dos parasecuencias, *sensu* VAN WAGONER et al. (1987).

Con la Fm. Pizarras de Embid se inicia la «Secuencia Tipo 2 de Embid», caracterizada por una sucesión de *shelf-margin systems tract*, *transgressive systems tract* y *highstand systems tract*. De estos tres *systems tracts*, el primero, correspondiente a momentos de *lowstand* (figuras 3.7. y 3.10.), está representado por las facies sedimentadas bajo el dominio de las tormentas de la Fm. Embid, la serie de transición y la plataforma de dominio mareal, carbonatada de la Fm. Dolomías de Ribota.

El *transgressive systems tract* de la secuencia Tipo 2 de Embid no se ha identificado en la región estudiada. Probablemente se sitúe más hacia el este (fig. 3.10.), en áreas actualmente cubiertas por sedimentos mesozoicos y terciarios, o quizás, si la subida de nivel de mar relativo fue rápida, pueda corresponderse con algún nivel pelítico de condensación que pasa desapercibido ante la escasez de fauna.

La sedimentación durante el *highstand systems tract* viene definida por la Fm. Pizarras de Huérmeda correspondiente a una plataforma distal, con sedimentos de dominio de tormentas. La tendencia estrato y granocreciente de la serie, a gran escala, podría ser debida a la progradación de un sistema deltaico del que sólo tenemos el registro del prodelta y parte basal del frente deltaico (fig. 3.10.).

La secuencia Tipo 1 de Daroca, que se superpone a la anterior, tiene en su parte basal un *lowstand systems tract*, caracterizado por un *lowstand fan*, y quizás también *lowstand wedge*, que, si bien está sedimentado por la acción de tormentas, tiene afinidad turbidítica. La sedimentación se produciría en la parte proximal de la plataforma externa, en general bajo el nivel de base del oleaje de las tormentas, al pie del «talud» del prodelta del *highstand systems tract* de la secuencia Tipo 1 subyacente (figs. 3.8. y 3.10.).

El *transgressive systems tract* de esta secuencia Tipo 2 no se ha identificado, probablemente,

por la misma razón aducida en el caso de la secuencia Tipo 1 de Embid.

El *highstand systems tract* está formado por las formaciones Valdemiedes, Murero, Almunia y Balconchán, que representan en su conjunto un gran ciclo de somerización por la progradación de un sistema deltaico que culmina con las facies del techo de la Fm. Balconchán (figs. 3.8. y 3.10.). Este sistema deltaico se desarrollaría sobre una plataforma *storm dominated*. La gran capacidad de erosión en *nearshore*, y de transporte y sedimentación en *offshore*, de huracanes y tormentas, justifica el enorme desarrollo de las facies de plataforma *storm dominated* (equivalentes en este caso al prodelta), frente a lo reducido de las facies deltaicas s.s. de este *highstand systems tract*.

La frecuencia con que huracanes y tormentas se repiten, y su carácter de activo agente geológico, permiten la «evacuación» hacia la plataforma externa de gran cantidad de material aportado por los deltas, impidiendo su desarrollo. Esto nos lleva a considerar series como la representada por el *highstand systems tract* de la secuencia Tipo 1 de Daroca, como sistemas deltaicos *storm dominated*, del mismo modo que existen los *tide dominated*, o los *wave dominated*. Habría que considerar, pues, este tipo de series, como deltas destructivos por la acción de las tormentas.

La secuencia de Borrachón, de Tipo 2, está formada por las formaciones Borrachón, Dere, Santed y cuarcita armoricana (fig. 3.10.). En ésta, el *shelf-margin systems tract* está marcado por los sedimentos de granulometría fina de la Fm. Borrachón, que representan el tránsito entre la plataforma interna y externa, es decir, la acreción vertical de esta serie se produce especialmente sobre el suave «talud» que en este tipo de cuencas es límite entre *nearshore* y *offshore*. Culmina el *systems tract* de *lowstand* de esta secuencia con la Fm. Dere, que representa, asimismo, el tránsito entre *nearshore* y *offshore*. El primero, con dominio de oleaje (cuarcita de skolithos), y el segundo con dominio de tormentas (capas de afinidad turbidítica, retocadas con HCS).

El *transgressive systems tract* de esta secuencia no se ha identificado, pero existen indicios como para suponer que debe corresponder con

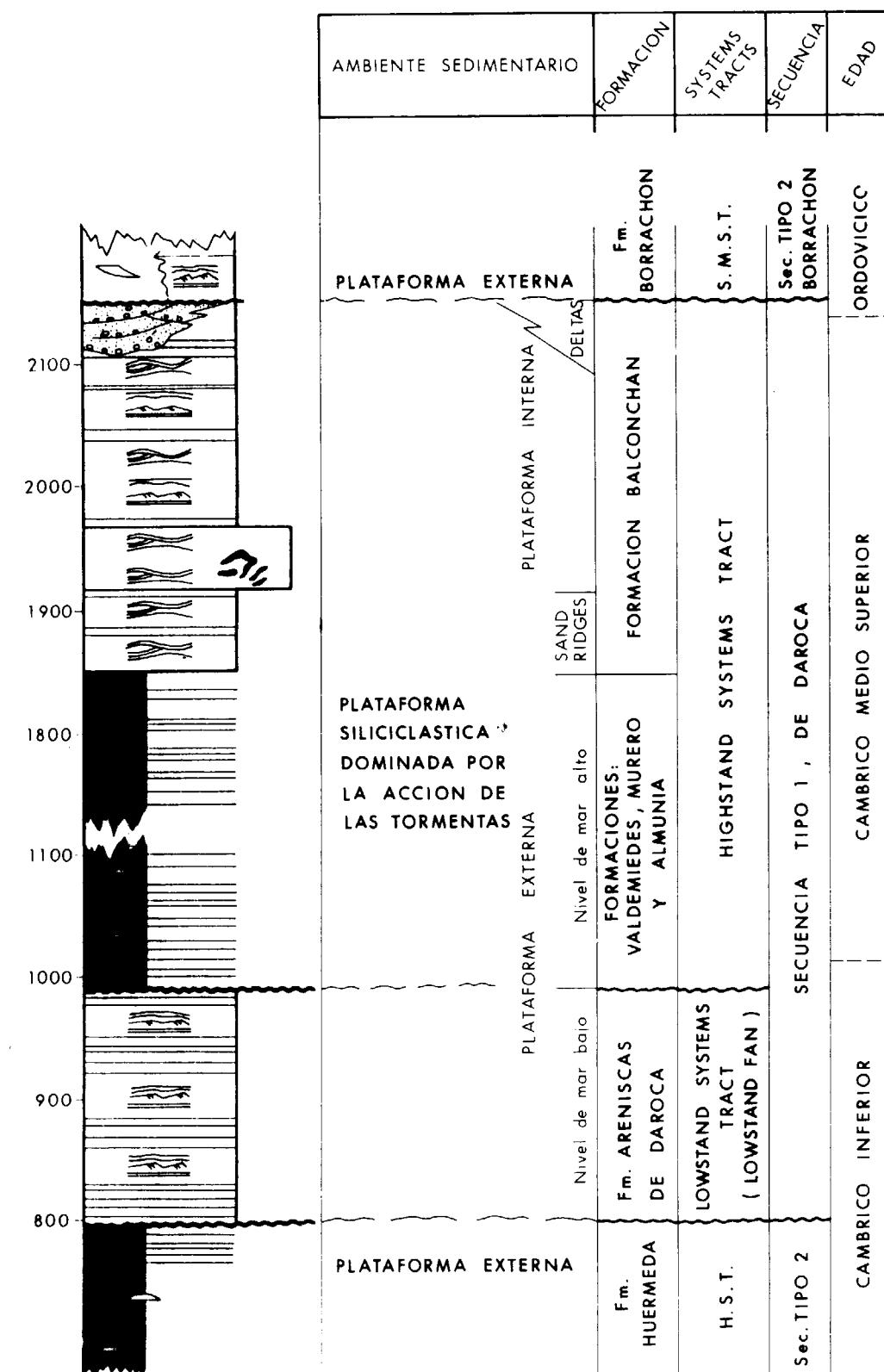


Figura 3.8.—Ambientes sedimentarios y *systems tracts* de la serie estratigráfica que constituye la secuencia Tipo 1, de Daroca (*sensu* POSAMENTIER et al., 1988).

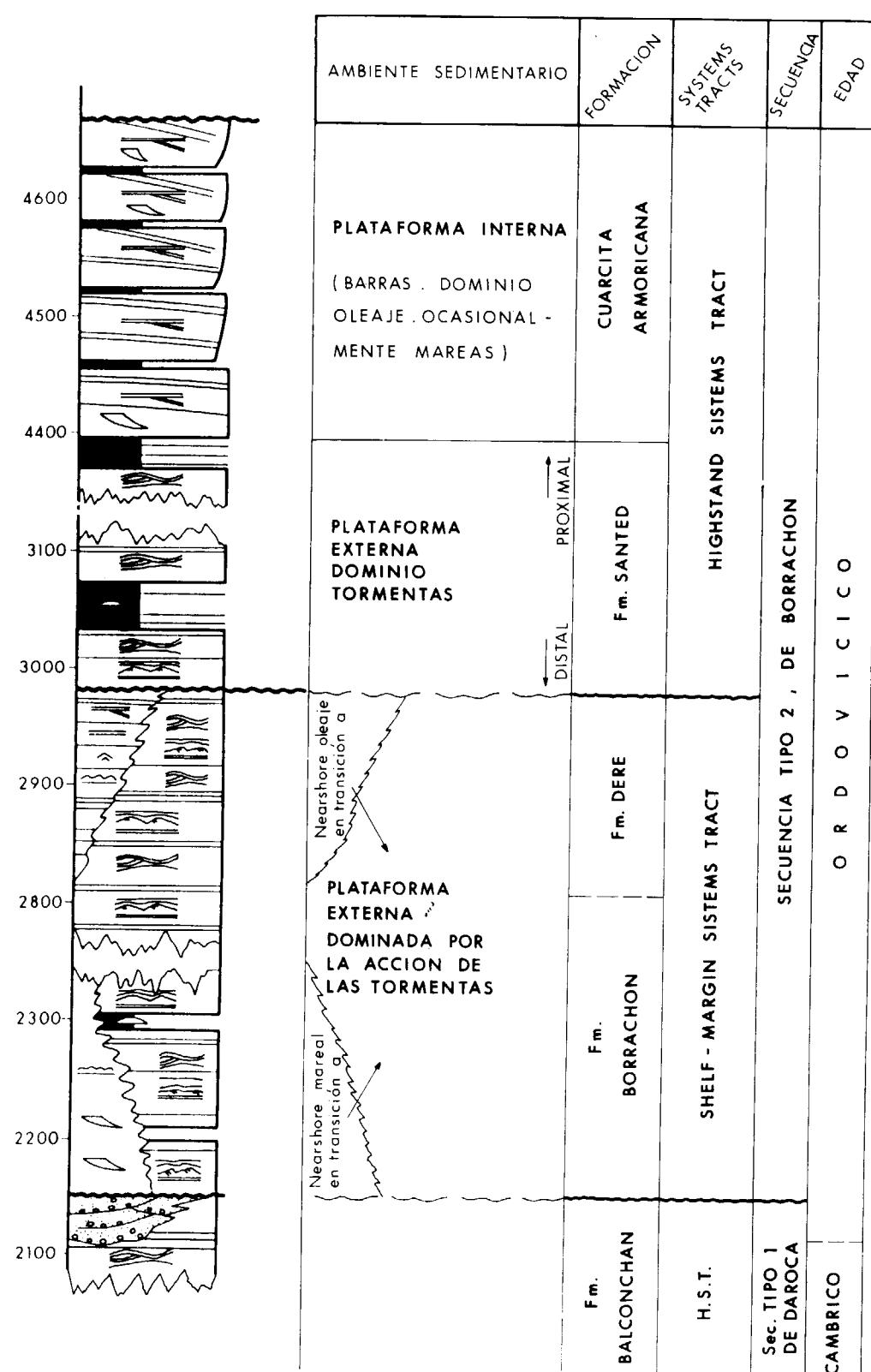


Figura 3.9.—Ambientes sedimentarios systems tracts de la serie estratigráfica que constituye la secuencia Tipo 2, de Borrachón (*sensu* POSAMENTIER et al., 1988).

una serie condensada con un cierto enriquecimiento en fosfatos.

Esta hipótesis se fundamenta en la presencia, en la base de la Fm. Santed, perteneciente ya al *highstand systems tract*, de niveles en los que aparecen restos de material fosfático retrabajado. Estos fosfatos, en capas con granoclasificación en un contexto de plataforma externa con dominio de tormentas, deben proceder, evidentemente, de la erosión (retrabajamiento) de una serie condensada inmediatamente subyacente. Serie que, como suponemos, debe formar el *transgressive systems tract* de la secuencia Tipo 2 de Borrachón.

Finalmente, el *highstand systems tract* de esta secuencia, formada por las Fms. Santed y Cuarcita Armoricana (figs. 3.9. y 3.10.), se conforma

como una gran serie *thickening and coarsening upward*, en la que las cuarcitas del techo, con facies de dominio oleaje, y esporádicamente mareal, progradan de forma generalizada sobre las facies de plataforma de dominio tormentas.

En las tres secuencias, *sensu* VAN WAGONER et al. (1987) estudiadas, es coincidente un hecho a nuestro juicio muy significativo. Se trata de la gran potencia de los términos basales, representativos de la plataforma externa, s.l., de los *highstand systems tracts*, frente al comparativamente reducido espesor de las series atribuidas a la plataforma interna. Este hecho debe estar en relación con la idea, apuntada anteriormente, de que el efecto geológico fundamental de huracanes y tormentas es el de evacuar sedimentos desde *nearshore* a *offshore*, haciendo que facies destructivas en *nearshore* (superficies de erosión y depósitos residuales), equi-

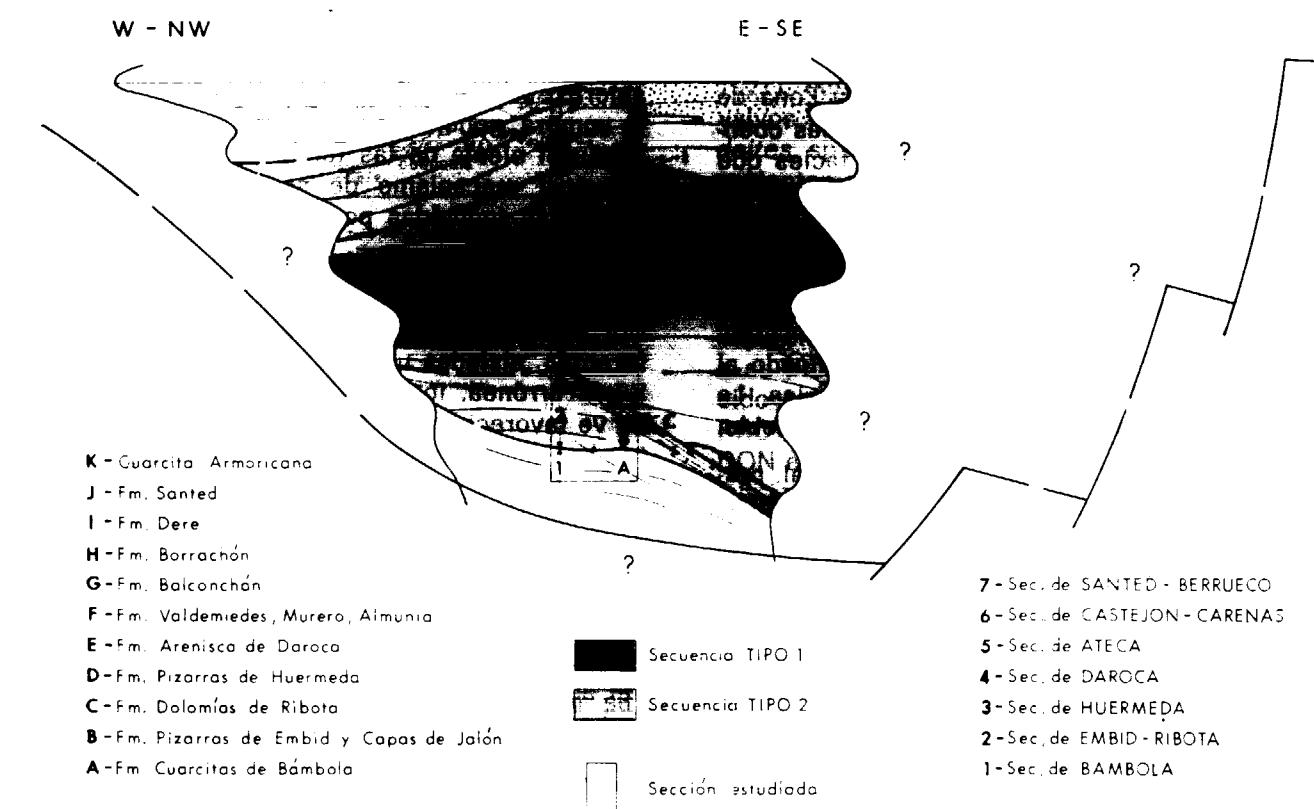


Figura 3.10.—Modelo de evolución de la serie cambro-ordovicica del «Surco de Ateca», Cordillera Ibérica. Se han representado los systems tracts y las secuencias Tipo 1 y 2 (*sensu* POSAMENTIER et al., 1988), aplicando al análisis de facies los conceptos de la sismoestratigrafía.

una serie condensada con un cierto enriquecimiento en fosfatos.

Esta hipótesis se fundamenta en la presencia, en la base de la Fm. Santed, perteneciente ya al *highstand systems tract*, de esta secuencia (figs. 3.9. y 3.10.), de niveles en los que aparecen restos de material fosfático retrabajado. Estos fosfatos, en capas con granoclasificación en un contexto de plataforma externa con dominio de tormentas, deben proceder, evidentemente, de la erosión (retrabajamiento) de una serie condensada inmediatamente subyacente. Serie que, como suponemos, debe formar el *transgressive systems tract* de la secuencia Tipo 2 de Borrachón.

Finalmente, el *highstand systems tract* de esta secuencia, formada por las Fms. Santed y Cuarcia Armoricana (figs. 3.9. y 3.10.), se conforma

como una gran serie *thickening and coarsening upward*, en la que las cuarcitas del techo, con facies de dominio oleaje, y esporádicamente marreal, progradan de forma generalizada sobre las facies de plataforma de dominio tormentas.

En las tres secuencias, *sensu* VAN WAGONER et al. (1987) estudiadas, es coincidente un hecho a nuestro juicio muy significativo. Se trata de la gran potencia de los términos basales, representativos de la plataforma externa, s. l., de los *highstand systems tracts*, frente al comparativamente reducido espesor de las series atribuidas a la plataforma interna. Este hecho debe estar en relación con la idea, apuntada anteriormente, de que el efecto geológico fundamental de huracanes y tormentas es el de evacuar sedimentos desde *nearshore* a *offshore*, haciendo que facies destructivas en *nearshore* (superficies de erosión y depósitos residuales), equi-

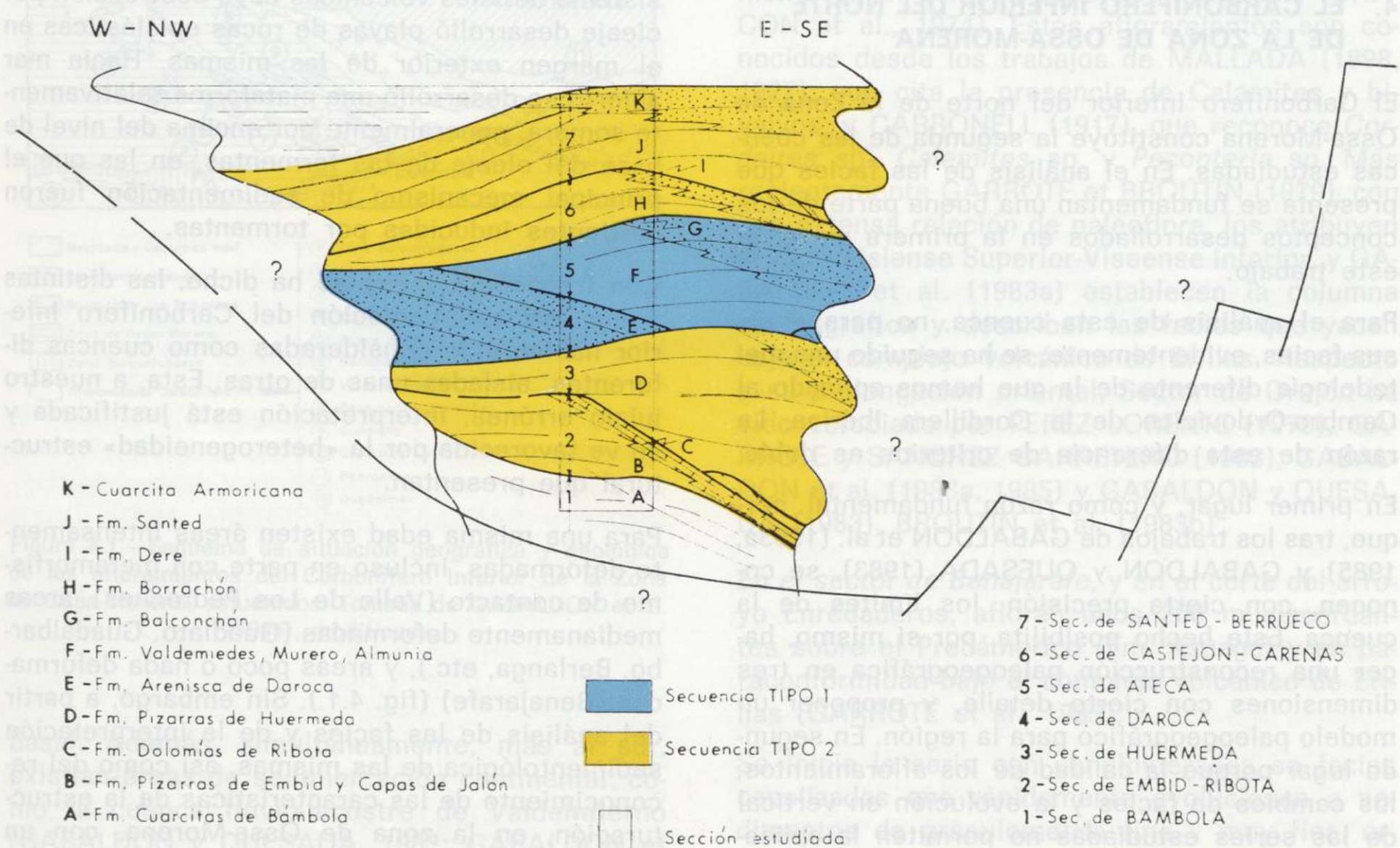


Figura 3.10.—Modelo de evolución de la serie cambro-ordovícica del «Surco de Ateca», Cordillera Ibérica. Se han representado los *systems tracts* y las secuencias Tipo 1 y 2 (*sensu* POSAMENTIER et al., 1988), aplicando al análisis de facies los conceptos de la sismoestratigrafía.

valgan a facies constructivas en *offshore* (acumulación de sedimentos).

Esta relación entre facies destructivas y constructivas, con la variación de espesores que lleva, confiere un carácter específico a las plataformas dominadas por la acción de las tormentas, y quizás pueda justificar la formación de cuñas de sedimentos en la plataforma externa sin necesidad de invocar caídas del nivel de mar relativo que expongan a la erosión sedimentos pre-existentes.

La aplicación, como método de trabajo, de los conceptos desarrollados por la sismoestratigrafía, se ha revelado, para el caso del Paleozoico de la Cordillera Ibérica que hemos descrito, como una herramienta de extraordinario valor a la hora de analizar e interpretar la sucesión estratigráfica, y la evolución de la cuenca sedimentaria.

4. EL CARBONIFERO INFERIOR DEL NORTE DE LA ZONA DE OSSA-MORENA

El Carbonífero Inferior del norte de la Zona de Ossa-Morena constituye la segunda de las cuencas estudiadas. En el análisis de las facies que presenta se fundamentan una buena parte de los conceptos desarrollados en la primera parte de este trabajo.

Para el análisis de esta cuenca, no para el de sus facies, evidentemente, se ha seguido una metodología diferente de la que hemos aplicado al Cambro-Ordovícico de la Cordillera Ibérica. La razón de esta diferencia de criterios es doble.

En primer lugar, y como razón fundamental, porque, tras los trabajos de GABALDON et al. (1983a, 1985) y GABALDON y QUESADA (1983), se conocen, con cierta precisión, los límites de la cuenca. Este hecho posibilita, por sí mismo, hacer una reconstrucción paleogeográfica en tres dimensiones con cierto detalle, y proponer un modelo paleogeográfico para la región. En segundo lugar porque la calidad de los afloramientos, los cambios de facies y la evolución en vertical de las series estudiadas no permiten la aplicación de la metodología de análisis de cuencas desarrollada en base a la sismoestratigrafía. Además, los objetivos alcanzados en el estudio de esta cuenca son los mismos que, en última ins-

tancia y con graves limitaciones, se persiguen al aplicar en los trabajos de campo los conceptos de la sismoestratigrafía.

El análisis de las diferentes facies, y de sus asociaciones, que exhibe el Carbonífero Inferior en la mitad norte de la zona de Ossa-Morena, han permitido (GABALDON et al., 1983a, 1985) integrar los distintos afloramientos, con frecuencia considerados con anterioridad como cuencas independientes, en una cuenca marina única en la que los rasgos paleogeográficos más significativos fueron varias alineaciones volcánicas. Dichas alineaciones volcánicas, algunas de las cuales llegaron a emerger, siendo ligeramente oblicuas a la estructuración principal de la zona de Ossa-Morena, que es anterior a la sedimentación del Carbonífero Inferior, controlaron los cambios de facies más importantes de la cuenca.

En dicha cuenca marina ha sido posible delimitar áreas de sedimentación en ambientes deltaicos s.l. y de *lagoon*, cerradas éstas por un sistema de islas volcánicas cuya destrucción por oleaje desarrolló playas de rocas epiclásticas en el margen exterior de las mismas. Hacia mar abierto se desarrolló una plataforma relativamente somera, generalmente por encima del nivel de base del oleaje de las tormentas, en las que el principal mecanismo de sedimentación fueron corrientes inducidas por tormentas.

Con frecuencia, como se ha dicho, las distintas áreas con sedimentación del Carbonífero Inferior habían sido consideradas como cuencas diferentes, aisladas unas de otras. Esta, a nuestro juicio errónea, interpretación está justificada y se ve favorecida por la «heterogeneidad» estructural que presentan.

Para una misma edad existen áreas intensamente deformadas, incluso en parte con metamorfismo de contacto (Valle de Los Pedroches), áreas medianamente deformadas (Guadiato, Guadalbarbo, Berlanga, etc.), y áreas poco o nada deformadas (Benajarafe) (fig. 4.1.). Sin embargo, a partir del análisis de las facies y de la interpretación sedimentológica de las mismas, así como del reconocimiento de las características de la estructuración, en la zona de Ossa-Morena, con un fuerte control de zócalo sobre la deformación en los niveles superiores, se puede concluir que todos los afloramientos con sedimentos marinos de esta edad representan partes diferentes de

una única cuenca sedimentaria, que funcionó durante el período comprendido entre el Tournaisiense Superior y el Viseense Superior, de acuerdo con los datos cronoestratigráficos suministrados por la flora (macroflora, polen, algas) y la fauna (braquiópodos y foraminíferos), que localmente es muy abundante. Es probable que en algunos sectores se alcance el Namuriense

na, para tener una idea clara del contexto en que se encuentra, y llegar a una completa reconstrucción paleogeográfica, haremos siquiera una somera descripción de las facies que identifican a los distintos ambientes sedimentarios identificados en esta cuenca.

4.1. DESCRIPCIÓN DE LAS FACIES

En este apartado se describen las facies de cada uno de los sectores de la cuenca con entidad suficiente como para merecer su diferenciación paleogeográfica.

1. Sector de Benajarafe y su prolongación oriental (plataforma interna)

Los afloramientos del Carbonífero de Benajarafe y su prolongación oriental se sitúan geológicamente en el dominio de Sierra Albarrana (CHACÓN et al., 1974). Estos afloramientos son conocidos desde los trabajos de MALLADA (1898, 1927), que cita la presencia de *Calamites* y bivalvos, y CARBONELL (1917), que reconoce *Cordaitea* sp., *Calamites* sp. y *Pecopteris* sp. Más recientemente GARROTE y BROUTIN (1979), con una extensa relación de paleoflora, los atribuyen al Tournaisiense Superior-Viseense Inferior, y GABALDON et al. (1983a) establecen la columna estratigráfica y describen las facies que yacen bajo el complejo volcánico de Erillas. Respecto a su prolongación oriental, Sector de Orejón ha sido estudiado por PEREZ LORENTE (1979), GARROTE y SANCHEZ CARRETERO (1983), GABALDON et al. (1983a, 1985) y GABALDON y QUESADA (1983), BROUTIN et al. (1983b).

En el sector de Benajarafe, y en el corte del arroyo Enredaderos, afloran unos 200 m discordantes sobre el Precámbrico (Fm. Azuaga) y en paraconformidad bajo el complejo volcánico de Erillas (GARROTE et al., 1983).

Se inicia la serie con conglomerados en facies canalizadas que rápidamente evolucionan a sedimentos de granulometría fina y muy fina, ordenados en secuencias estrato y granocrecientes (fig. 4.2.). Las asociaciones de facies (GABALDON et al., 1983a, b; 1985) permiten diferenciar dos tramos de unos 100 m de espesor cada uno.

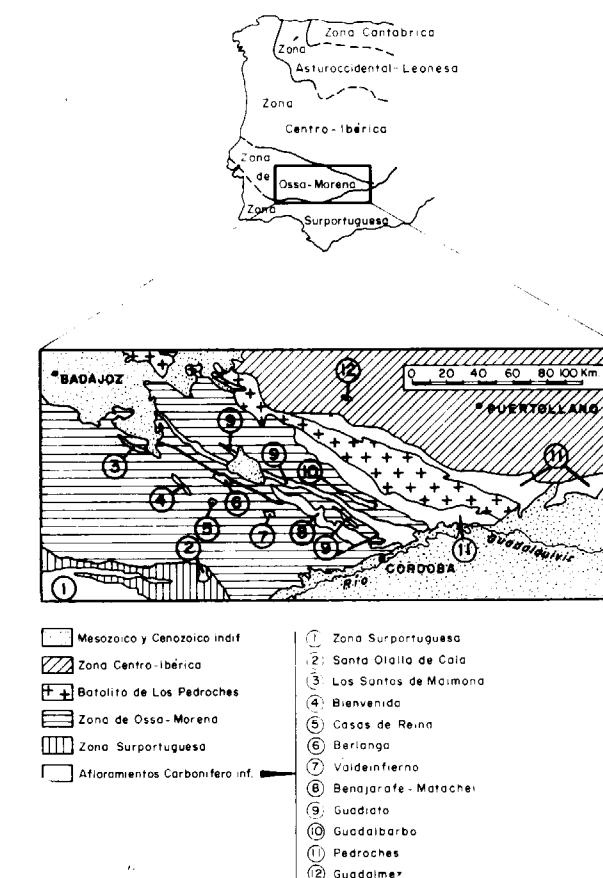


Figura 4.1.—Esquema de situación geográfica y geológica de los afloramientos del Carbonífero Inferior de la Zona de Ossa-Morena, estudiados. Tomada de GABALDON et al. (1985), modificada.

basal. Además, simultáneamente, más al sur, existían áreas de sedimentación continental, como la cuenca fluvio-lacustre de Valdeinfierro (GABALDON y QUESADA, 1983; GABALDON et al., 1983a, 1985; BROUTIN et al., 1983a).

Aunque la parte fundamental de este trabajo se centra en los sedimentos de la plataforma exter-

El tramo 1 está constituido por una superposición de ciclos estrato y granocrecientes, menos marcados cuanto más hacia el techo de la serie, de arena fina a media, con pelitas en la base y suelos de vegetación y niveles de carbón en el techo (fig. 4.2.). En los niveles de granulometría más

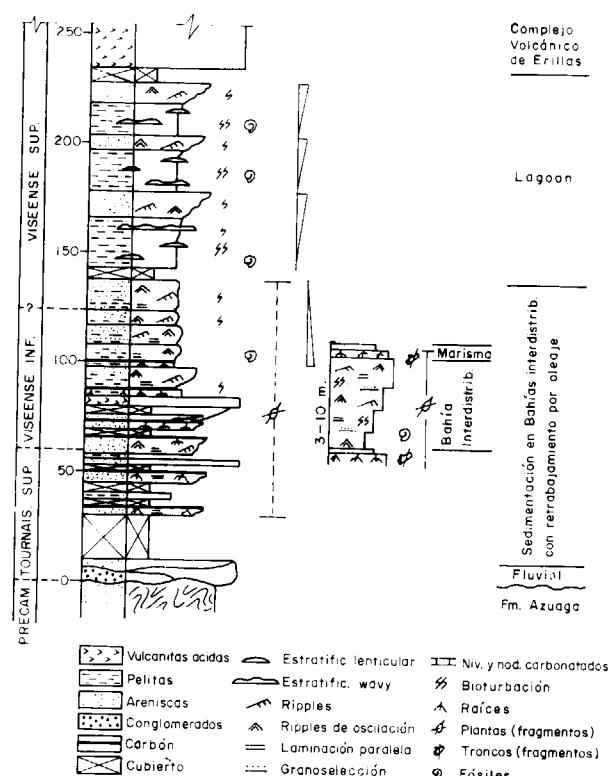


Figura 4.2.—Columna estratigráfica esquemática de las facies de plataforma interna del Carbonífero Inferior de Ossa-Morena, en el sector de Benajarafe. Tomada de GABALDON et al. (1985), modificada.

fina de la base de los ciclos hay pasadas sideríticas y carbonatadas, suelen estar muy bioturbadas y es relativamente abundante, sobre todo en la segunda mitad del tramo, la fauna de bivalvos, braquiópodos y crinoides. Los niveles de grano medio y fino de la parte alta de los ciclos tienen *ripples* de corriente y de oleaje, laminación paralela y ocasionalmente delgadas capas granoclasicadas. Se han interpretado estos ciclos estrato y granocrecientes (GABALDON et

al., 1983a, b) como la colmatación de bahías interdistributarios (ELLIOT, 1974), con desarrollo de áreas pantanosas que dan lugar a la formación del carbón.

Hacia el oeste, en el sector de Berlanga, y para la misma edad, la serie está constituida por ciclos correspondientes a barras de desembocadura del tipo de las descritas por MUTTI et al. (1973).

El tramo 2 del sector de Benajarafe está formado por ciclos estrato y granocrecientes (fig. 4.2.) que comienzan con pelitas y arenas de grano fino con estratificación *linsen* y *wavy*, y en el techo con arenas de grano fino-medio con *ripples*. En todo el tramo es intensa la bioturbación y muy abundante la fauna de bivalvos, braquiópodos y crinoides. La sedimentación de este tramo corresponde a un ambiente de *lagoon* (GABALDON et al., op. cit.), cuya barrera era de origen volcánico, y en donde se sedimentarían pequeños *shoals* por la acción de oleaje poco importante. En ningún caso, en este tramo, estos bancos arenosos llegarían a emergir.

En el sector de Orejón, sobre los sedimentos de granulometría fina correspondientes a un ambiente de *lagoon*, y como cambio lateral del Complejo Volcánico de la Campana, aparece una serie constituida por rocas epiclásticas ordenadas en ciclos estrato y granocrecientes (fig. 4.3.). En la base estos ciclos están formados por rocas epiclásticas de tamaño limo-arena y hacia el techo son de arena gruesa y grava. Al techo de algunos ciclos de la base de la serie hay briznas de plantas y lechos milimétricos de carbón (GARROTE y SANCHEZ CARRETERO, 1983). Como única estructura interna estos ciclos tienen laminación paralela y cruzada de gran escala y bajo ángulo, con frecuentes cicatrices internas (facies destructivas). Esto, unido a su geometría y ciclicidad hace que se interprete esta serie como ciclos de playas (GABALDON et al., op. cit.), que constituirían islas barrera, resultado de la destrucción y acumulación por el oleaje, de los aparatos volcánicos del Complejo de la Campana. Series análogas a ésta afloran tanto hacia el noroeste, en lugares próximos al sector de Benajarafe, como hacia el sureste (GARROTE &

SANCHEZ CARRETERO, 1983).

denominado «Culm de la Alhondiguilla» y correlacionado con el de Los Pedroches (PEREZ LORENTE, 1979). Anteriormente, además de por el citado autor, ha sido estudiado por ALMARZA et al. (1973), CUETO et al. (1983) y GABALDON et al. (1983a, 1985).

A pesar de la reducida anchura de afloramiento de esta banda son muy frecuentes y notables los cambios de facies, tanto lateral como verticalmente. En general, la base está formada por conglomerados *clast-supported*, con geometría canalizada, discordantes sobre el substrato precámbrico. Continúa la serie con una alternancia de pelitas muy bioturbadas y areniscas de grano fino a medio con estratificación *wavy* y niveles delgados de calizas (*grainstone*). Hacia el techo la serie se hace más areniscosa. El volcanismo que aparece en esta banda tiene carácter local, limitándose únicamente a un sector comprendido entre Villanueva del Rey y Bélmez (Córdoba).

En la figura 4.4. se muestra un esquema de la serie estratigráfica que aflora en el arroyo Fresnedoso (sur de Bélmez), en los que pueden diferenciarse dos tramos separados por una potente formación de rocas volcánicas básicas, descritas por CUETO et al. (op. cit.).

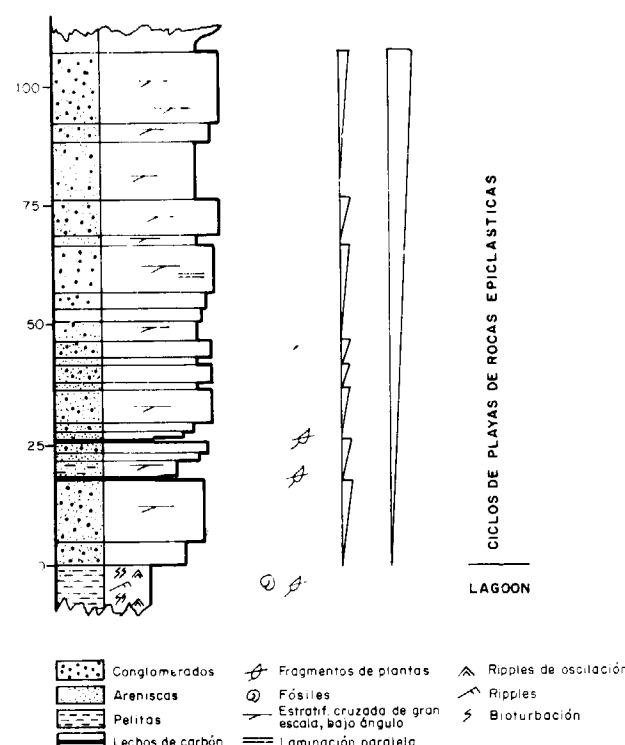


Figura 4.3.—Esquema de columna estratigráfica representativa de ciclos de playas (islas barrera), de rocas epiclásticas. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena, en el sector de Orejón. Tomada de GABALDON et al. (1985), modificada.

2. Sector del Guadiato y Valle de Los Pedroches (plataforma externa)

La Cuenca del Guadiato, así denominada en la bibliografía de carácter regional, está constituida por tres bandas de afloramientos carboníferos que se pueden seguir a lo largo de unos 125 kilómetros y con una anchura de 2 a 7 kilómetros.

La banda norte corresponde a la cuenca de Peñarrroya-Bélmez-Espiel, de edad Westfaliense B, bien conocida por sus minas de carbón, y cuyas facies y evolución sedimentológica han sido estudiadas por WAGNER et al. (1983) y GABALDON y QUESADA (1983). Las otras dos bandas corresponden al Carbonífero Inferior y están separadas entre sí por un cabalgamiento que hace aflorar el zócalo metamórfico precámbrico, sobre el que se apoya la banda meridional.

El Carbonífero de la banda meridional ha sido

el tramo inferior comienza con conglomerados en facies canalizadas con geometría de relleno *braided*, y continúa con una alternancia de pelitas, areniscas de grano fino y calizas en ciclos estrato y granocrecientes respecto a los componentes siliciclásticos. Es frecuente la presencia de *wave ripples* y estratificación *wavy* en los niveles arenosos. La bioturbación es relativamente intensa y son frecuentes los restos de bivalvos, braquiópodos y, sobre todo, de crinoides.

El tramo superior, por encima de las vulcanitas básicas, constituye una gran megasecuencia estrato y granocreciente que comienza con pelitas muy bioturbadas con *ripples* de arena fina aislados y muy esporádicos y delgados niveles de calizas. Hacia el techo las arenas se van haciendo más abundantes y se ordenan en pequeños ciclos igualmente estrato y granocrecientes. Estos ciclos comienzan con una alternancia de niveles delgados de pelitas muy bioturbadas y arenas de grano medio, en facies turbidíticas de tipo *D₂* y *D₃*, sensu MUTTI & RICCI LUCHI (1975). Ocasionalmente estas capas tienen un

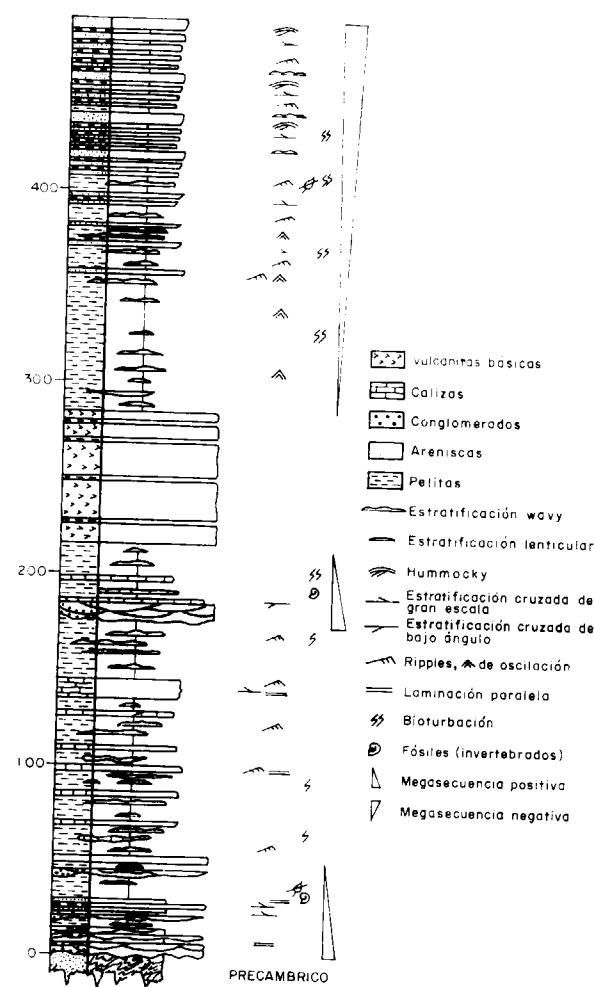


Figura 4.4.—Esquema de la serie estratigráfica del Carbonífero Inferior en la cuenca del Guadiato. Zona de Ossa-Morena. Tomada de GABALDON et al. (1985), modificada.

grado de bioturbación de moderado a alto. En la parte alta de los ciclos las arenas tienen mayor espesor, hasta 1,5 m., y son masivas, presentando, a techo de las capas, estratificación cruzada hummocky de grano grueso. Es frecuente, asimismo, a lo largo del tramo, la presencia de ripples poligonales, geometría que recuerda la de los ripples de interferencia. No obstante, dada la posición en que se encuentran, probablemente constituyan pequeños hummocks, como cita BRENCHLEY (1984).

Esta serie la consideramos sedimentada en una plataforma somera. En el tramo inferior con apor tes continentales próximos, redistribuidos por el

oleaje y probablemente por corrientes marina (mareales), y el tramo superior dominado fundamentalmente por corrientes inducidas por tormentas que darían lugar a las capas arenosas e facies «turbidíticas», y del grupo de los *hummocky*.

Los ciclos de facies estrato y granocreciente (lóbulos) que aparecen hacia el techo de esta serie, sedimentada en una plataforma dominada por tormentas, pueden interpretarse de diferente modo. MOUNT (1982) considera que esta ciclicidad puede ser el resultado de cambios relativos en el nivel del mar, posiblemente ligados a actividad tectónica. Representarían, por tanto, secuencias, en el sentido de POSAMENTIER et al. (1988). Pero quizás sean el resultado de la sedimentación en áreas con algún tipo de relieves submarinos. De este modo las corrientes de tormenta podrían ir confinadas por zonas deprimidas para después expandirse, perdiendo intensidad y sedimentando la carga en suspensión (BRENCHLEY & NEWALL, 1982), de modo análogo a lo que ocurre en los abanicos turbidíticos profundos. En este caso los relieves submarinos podrían corresponder a aparatos volcánicos. Es de destacar que es únicamente en este área del sur de Bélmez en la que aparecen afloramientos de rocas volcánicas sobre las que se superponen este tipo de ciclos de facies.

El Valle de Los Pedroches constituye el área de mayor superficie de afloramientos del Carbonífero Inferior del norte de Ossa-Morena. Ha sido estudiada desde un punto de vista regional por PEREZ LORENTE (1979), y desde el punto de vista sedimentológico y paleogeográfico por GABALDON et al. (1983a, 1985), GABALDON y QUESADA (1983) y PEREZ LORENTE y GABALDON (1983). La complejidad estructural de la zona, con superposición de tres fases de plegamiento, y la falta de niveles guía continuos, limitan el estudio de esta serie. No obstante, esta región tiene un gran interés, por las peculiaridades de sus facies, y por el significado que las mismas tienen en el contexto de la cuenca sedimentaria. Esto hace que, salvando las dificultades debidas a la estructuración tectónica de la región, se analicen con cierto detalle, reconstruyendo un esquema de columna que se muestra en la figura 4.5.

Dejando aparte las rocas de origen volcánico, que se describen más adelante, las principales aso-

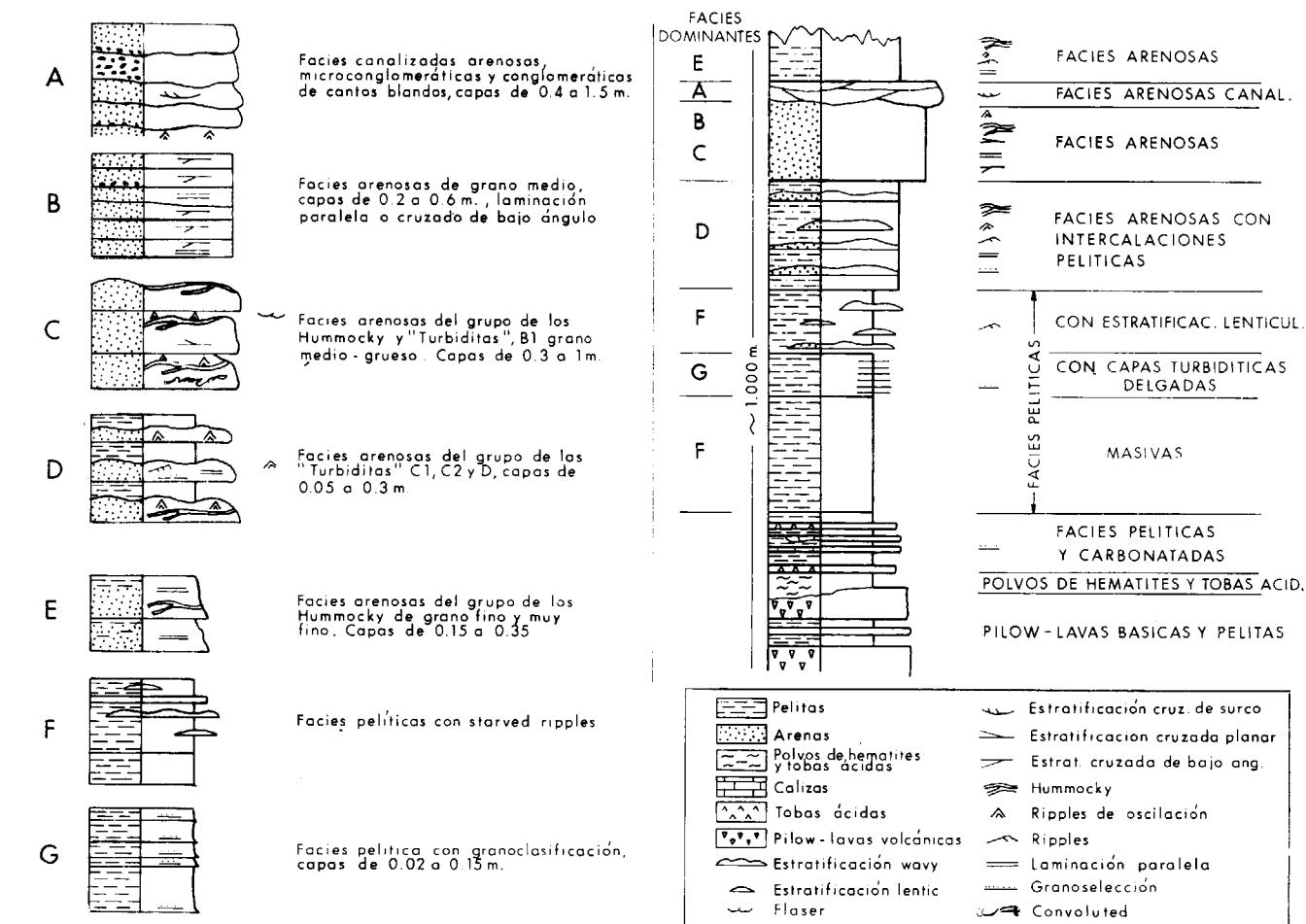


Figura 4.5.—Asociaciones de facies y columna estratigráfica esquemática de las facies de plataforma dominada por tormentas del Carbonífero Inferior del Valle de Los Pedroches. Norte de la Zona de Ossa-Morena. Tomada de GABALDON et al. (1985), modificada.

ciaciones de facies del Carbonífero de Los Pedroches (fig. 4.5.) son:

A) Facies arenosas y conglomeráticas canalizadas

Forman parte del Tramo del Tiradero (PEREZ LORENTE, 1979) y se corresponden con las facies que GABALDON et al. (1985) denominan facies C. Litológicamente están constituidas por arenas de grano medio a grueso y por microconglomerados polimicticos de textura *clast-supported*. Entre sus componentes dominan los clastos de cuarzo y de cuarcita, y en menor proporción de cuarcita negra y de otras rocas metamórfi-

cas. Localmente incluyen cantos blandos, generalmente concentrados en la base de las capas. Tienen bases marcadamente erosivas, no presentan depósitos de carga residual (*lags*) bien desarrollados, y se organizan en secuencias granocrecientes. Respecto a la estructura interna, son masivas o con estratificación cruzada de gran escala. El espesor de las capas varía entre 0,4 y 1,5 m., siendo la potencia total de las facies canalizadas en el sector de El Tiradero del orden de 15 m.

En este mismo sector uno de los episodios de relleno de canal, con base fuertemente erosiva, está constituido exclusivamente por facies conglomeráticas de cantos blandos, angulosos, de

muy variado tamaño (hasta 30 cm de diámetro), con escasa matriz arenosa, no pelítica, y aspecto totalmente caótico, sin ningún tipo de organización interna.

En conjunto, el relleno del canal o sistema de canales de El Tiradero corresponde a una geometría afín al tipo *braided*. Estratigráficamente se sitúa inmediatamente por encima de facies arenosas con *ripples* de oscilación y bajo facies arenosas del grupo de los *hummocky*, de grano fino y muy fino.

Tanto por sus facies como por las de techo y muro, suponemos que este tramo debió corresponder a canales submarinos en una zona somera (por encima del nivel de base del oleaje), probablemente prolongación, en la plataforma, de algún sistema deltaico, s. l. Respecto al episodio de aspecto caótico, lo interpretamos como el relleno de uno de estos canales mediante un mecanismo de transporte en masa, inducido probablemente por una corriente de reflujo de tormenta que erosionaría los sedimentos de *over bank* y los depositaría en este área. Facies y procesos análogos a éste han sido descritos por CALVIN (1980), si bien en su caso corresponden a una plataforma del Cretácico Inferior de Montana.

B) Facies arenosas no canalizadas

Constituyen la mayor parte del tramo de El Tiradero (PEREZ LORENTE, 1979). Son areniscas de grano medio a fino y muy fino, estratificadas en capas de diferente espesor (entre pocos centímetros y 1 m). Por su granulometría, geometría de capas y estructura interna se diferencian varios tipos (A_2 , H_1 y H_2 , de GABALDON et al., 1985), que hemos agrupado siguiendo la clasificación adoptada en el capítulo 4 de la primera parte, «Las Facies».

— Facies arenosas del grupo de los hummocky

Dentro de este grupo se han identificado facies de grano medio y fino. Las de grano medio constituyen secuencias amalgamadas de entre 0,3 m. y 1 m., en las que, en general, faltan los términos «F», «X» y «M» de la secuencia idealizada de HCS. Ocasionalmente, cuando existe el tramo «X», suele contener estratificación *flaser*. Estas

facies suelen tener muy poco desarrollado el término «P», y frecuentemente presentan estructuras de deformación hidroplástica. Corresponden, por el poco espesor, e incluso la falta de términos pelíticos, a sedimentos próximos al tránsito entre la plataforma interna y la externa (ver figura 5.4. de la Parte I).

Las facies HCS de granulometría fina, con espesores de 0,20 a 0,40 m, presentan, en general, una gran homogeneidad. Estratigráficamente se asocian, en tránsito más o menos gradual, a facies arenosas de grano medio por un lado, y a facies pelíticas por otro. La presencia del término «M» de la secuencia idealizada, indica que la sedimentación de estas facies tuvo lugar en la plataforma externa, por encima del nivel de base del oleaje de tormentas (parte proximal de *off-shore*, fig. 5.4. de la Parte I).

— Facies arenosas del grupo de las «turbiditas»

En este grupo de facies, que GABALDON et al. (1985) llaman H_2 , están representadas las «turbiditas» descritas en el capítulo 4 de la Parte I. El tipo más abundante lo constituyen capas «turbidíticas» de facies D_1 y D_2 (MUTTI & RICCI LUCHI, 1975), en las que con relativa frecuencia los niveles arenosos de *ripples* intercalan láminas pelíticas, a modo de estratificación *flaser*. Estas capas turbidíticas delgadas se asocian estratigráficamente a las facies pelíticas por un lado, y a facies arenosas con estratificación cruzada *hummocky*, por otro. Aunque en menor proporción, también se encuentran facies tipos B_1 , C_1 y C_2 . Estas facies, especialmente las B_1 , presentan a veces el techo ondulado con geometría de *hummocky*.

La íntima relación existente entre las facies HCS y las turbidíticas, a veces incluso alternando grupos de capas de uno y otro tipo, hace que se interpreten estas últimas como sedimentadas en un sector relativamente proximal de la plataforma externa, siempre por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas. El mecanismo de transporte y sedimentación sería, como se ha dicho en los capítulos precedentes, las corrientes de densidad generadas por tormentas.

Un tipo peculiar de facies, que forma parte del tramo de El Tiradero (PEREZ LORENTE, 1979), y por tanto asociadas en parte a facies arenosas

del grupo de HCS, lo constituye el tipo denominado A_1 por GABALDON et al. (1985). Esta facies está constituida por arenas de grano medio a fino, estratificadas en capas de 0,2 a 0,4 m, y con laminación paralela o cruzada de muy bajo ángulo. Las capas tienen límites de techo y muro muy netos, son de geometría tabular o se acuñan lateralmente de forma gradual formando ángulos muy suaves entre sí. Las superficies de las láminas presentan una cierta concentración de micas y estructuras *parting lineation*. Probablemente correspondan a bancos de arena someros, e incluso emergidos, respondiendo entonces su geometría y estructura interna a zonas de *fore-shore*.

C) Facies pelíticas

Constituyen la mayor parte del Carbonífero de Los Pedroches. Generalmente son masivas o con estratificación lenticular. Las lenticulas de limo y arena muy fina pueden aparecer como niveles submilimétricos de cierta continuidad, como *ripples* aislados (*starved ripples*) que conservan su morfología, o bien como *ripples* apilados (*piled load-casted ripples*, REINECK & SINGH, 1973). Correspondría esta facies en sí misma y por su entorno, bien a la sedimentación de buen tiempo propia de *offshore* en tránsito a *shoreface*, o bien a la parte intermedia o distal de una plataforma externa dominada por tormentas. En este caso las lenticulas de arena representarían impulsos, extremadamente débiles, de la corriente de retorno de la tormenta. Por el contexto en el que se encuentran parece más acertada esta segunda interpretación.

Otro tipo de facies pelíticas corresponde a capas plano paralelas, de gran continuidad lateral y de espesor variable entre 2 y 15 cm. Estas capas presentan una granoclasiación muy marcada por algunos milímetros de limo o arena muy fina en la base. Son, pues, capas «turbidíticas» de decantación que deben corresponder a las facies más distales de capas de tormenta. La sedimentación se produciría en la parte más externa de la plataforma, allí donde el único mecanismo de sedimentación es la decantación, incluso en momentos de tormentas.

D) Facies carbonatadas

Aparecen únicamente hacia la base de la serie (PEREZ LORENTE, 1979; GABALDON et al., 1985), interestratificadas con pelitas masivas y con rocas volcánicas. Son *grainstone* de intraclastos y fragmentos de fósiles, con granoclasiación. En la base de las capas, por su tamaño de grano, pueden ser conglomeráticas, hacia el techo presentan laminación paralela. Las interpretamos como capas turbidíticas procedentes probablemente de la destrucción de barras bioclásticas s. l.

3. Alineaciones volcánicas

En la mitad norte de la zona de Ossa-Morena existen al menos dos alineaciones de materiales volcánicos, asociadas espacialmente con los sedimentos del Carbonífero Inferior, que han sido frecuentemente considerados como elementos ajenos a la paleogeografía del Carbonífero de esta zona. No obstante, en trabajos recientes (CROUSILLES et al., 1976; PASCUAL Y PEREZ LORENTE, 1975; GABALDON et al., 1983b, 1985; GARROTE y SANCHEZ CARRETERO, 1983) se ha puesto de manifiesto la relación temporal entre los procesos volcánicos y sedimentarios durante este período, en ambas alineaciones: Alineación Varas-Guadalbarbo, que constituye el límite meridional de los afloramientos del Valle de Los Pedroches, y Alineación Villaviciosa-La Coronada, situada entre las «cuencas» de Benajarafe y del Guadiato (fig. 4.12). Descripciones detalladas de las mismas pueden encontrarse en los trabajos de PASCUAL y PEREZ LORENTE (1975); CROUSILLES et al. (1976), PEREZ LORENTE (1979, 1980), PASCUAL (1981), DELGADO QUESADA (1971). En términos generales se disponen ligeramente oblicuas a la estructura regional, y están constituidas por la superposición de períodos efusivos, tanto ácidos como básicos, lávicos y piroclásticos, entre los que aparecen intercalados sedimentos pelíticos del Carbonífero Inferior.

Tales alineaciones de aparatos volcánicos constituyan relieves positivos en la cuenca sedimentaria y existen evidencias de que al menos una parte de ellos llegaron a emerger, como lo demuestra la existencia de materiales epiclásticos con estructuras sedimentarias típicas de playas, localizadas en diferentes sectores de la alineación de Villaviciosa-La Coronada, especialmente

en el sector de Orejón, al sur de Villaviciosa de Córdoba (descrito en este mismo trabajo). Por otra parte, la abundancia de estructuras vacuolares y, sobre todo, la presencia de rocas piroclásticas, indican que la lámina de agua sobre los focos de emisión no debía ser muy grande, pues con cargas hidrostáticas altas ambos procesos habrían sido inhibidos (100 m como profundidad máxima).

La edad de la actividad volcánica coincide en gran medida con la de los sedimentos con los que se relaciona. En la alineación Varas-Guadabarbo, las manifestaciones más altas contienen intercalaciones carbonatadas del Viseense Superior (ARMENGOT y MARTINEZ, 1972; CROUSILLES et al., 1976; PEREZ LORENTE, 1979). En tanto que en la alineación de Villaviciosa-La Corona existen manifestaciones volcánicas desde el Tournaisiense Superior (cuenca de Benajarafe) hasta el Viseense Superior (intercalaciones pélticas en la parte alta del Complejo Volcánico de Erillas), si bien no es descartable que las efusiones más altas tuvieran lugar en el Namuriense Inferior.

4.2. RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA

Con los datos expuestos en los apartados anteriores, y teniendo en cuenta que la fauna y/o flora que contienen los materiales de este Carbonífero Inferior corresponden a un período de tiempo geológico relativamente corto, es posible suponer que toda la sedimentación, excepto en Valdeinfierro, tuvo lugar en una misma cuenca marina relativamente somera, limitada al sur por relieves precámbricos que actualmente constituyen la Zona de Ossa-Morena.

Del mismo modo que se ha hecho para la cuenca Cambro-Ordovícica de la Cordillera Ibérica, en la figura 4.6. se ha representado una reconstrucción paleogeográfica global de las cuencas sedimentarias que, durante el Carbonífero Inferior, estaban dominadas por la acción de huracanes y tormentas (MARSAGLIA & KLEIN, 1983). En este mapa se ha señalado la posición aproximada de la cuenca objeto de este estudio que, como se ve, corresponde a un área próxima a la zona tropical. En esta situación, si se aplica el actualismo (ver apartado 3.2. de la Parte I), los procesos

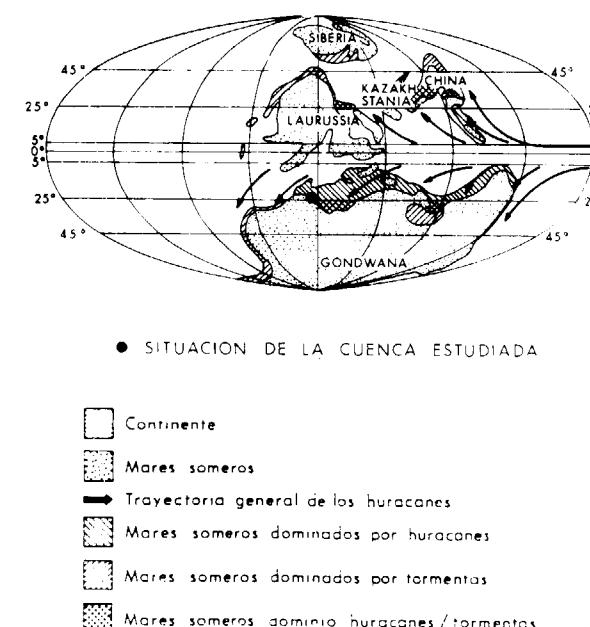


Figura 4.6.—Reconstrucción paleogeográfica global, durante el Carbonífero Inferior, con la distribución de las plataformas dominadas por huracanes y tormentas. Se ha señalado la posición aproximada de la cuenca estudiada. Tomada de MARSAGLIA & KLEIN (1983), modificada.

sedimentarios de la plataforma debieron estar dominados por la acción de huracanes y tormentas.

La figura 4.7. muestra un bloque diagrama, sin escala, en el que se han representado los diferentes ambientes y cuencas sedimentarias, durante el Carbonífero Inferior, en esta región.

Ligada a la actividad tectónica, la cuenca de Valdeinfierro presenta una sedimentación marginal más o menos continua de brechas y una sedimentación central lacustre, con episodios fluviales (GABALDON et al., 1983a, 1985). Sería esta cuenca fuertemente subsidente debido a su marco tectónico análogo en su dinámica tectosedimentaria a la Ridge Basin (LINK & OSBORNE, 1978).

El límite meridional de la cuenca marina del Carbonífero Inferior viene marcado por los afloramientos de Benajarafe y su prolongación hacia Berlanga, en donde las series responden a ambientes deltaicos s.l., dentro de un lagoon

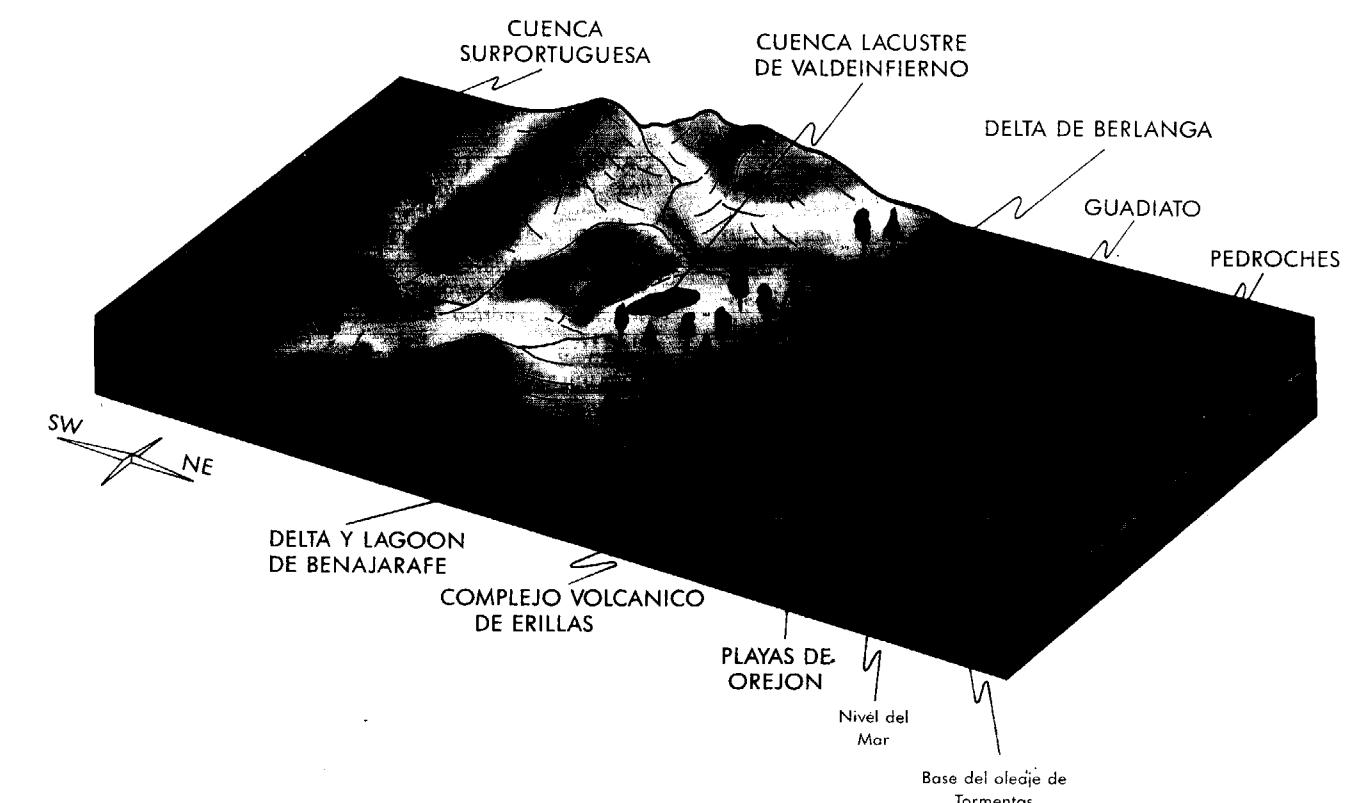


Figura 4.7.—Modelo paleogeográfico, en bloque diagrama, de la cuenca sedimentaria del Carbonífero Inferior de la Zona de Ossa-Morena. Se han incluido, con datos de GABALDON et al. (1983a, b, 1985), las cuencas Surportuguesa y de Valdeinfierro.

cuyo cierre sería una alineación volcánica oblicua a la costa, que llegaría a emergir (fig. 4.7.). Lateralmente, la destrucción de estos aparatos volcánicos, por el oleaje, daría lugar a islas barrera de rocas epoclásticas (playas) sobre las que llegaron a depositarse niveles milimétricos de carbón (sector de Orejón).

Hacia el mar abierto la sedimentación se produjo en una plataforma somera, quizás en parte restringida por manifestaciones volcánicas (Banda meridional del Guadiato), en donde pudieron desarrollarse bancos de calizas bioclásticas y parches arrecifales (Bélmez, Santos de Maimona). Más hacia el mar abierto (sector de Los Pedroches), la sedimentación se llevó a cabo en una plataforma abierta, somera y dominada por corrientes inducidas por tormentas. Los niveles de calizas detriticas (grainstone intraclásticos) que aparecen en la banda meridional del Guadia-

to, y en la parte basal de la serie de Los Pedroches, probablemente sean debidos a la destrucción por tormentas de las calizas arrecifales y bioclásticas citadas, y redistribuidas sobre grandes distancias por las corrientes inducidas por las mismas.

La compartimentación de la cuenca dando diferentes subambientes, sin duda responden a las alineaciones volcánicas, que originarían relieves submarinos, y cuyo relleno podría dar lugar a la sedimentación en forma de lóbulos (sur de Bélmez).

El carácter relativamente somero de la cuenca, y en especial en las áreas correspondientes a la plataforma externa, Guadiato y Valle de Los Pedroches, se corrobora, además de por la distribución de las facies, con la presencia frecuente de estratificación cruzada hummocky, de rip-

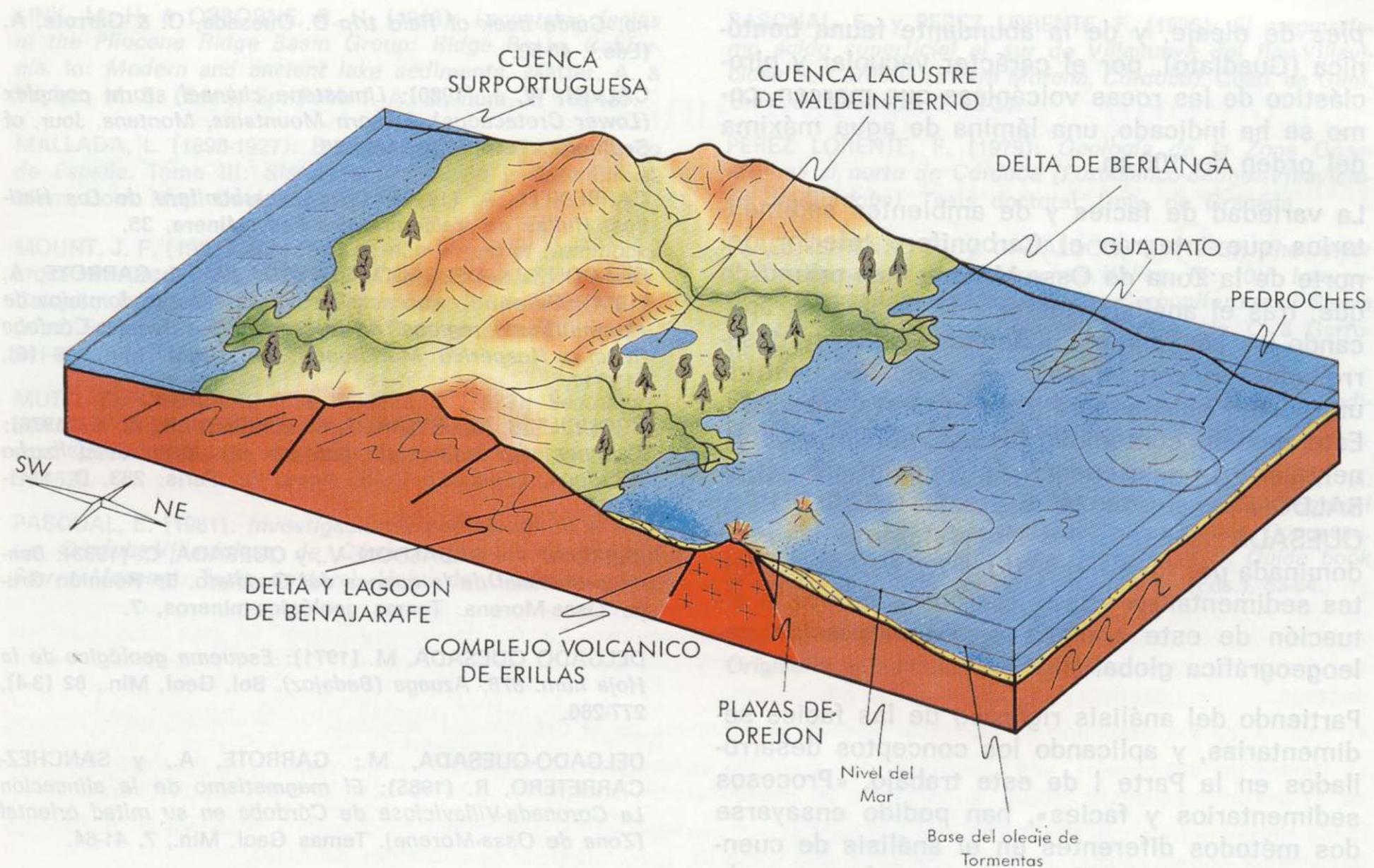


Figura 4.7.—Modelo paleogeográfico, en bloque diagrama, de la cuenca sedimentaria del Carbonífero Inferior de la Zona de Ossa-Morena. Se han incluido, con datos de GABALDON et al. (1983a, b, 1985), las cuencas Surportuguesa y de Valdeinfierno.

cuyo cierre sería una alineación volcánica oblicua a la costa, que llegaría aemerger (fig. 4.7.). Lateralmente, la destrucción de estos aparatos volcánicos, por el oleaje, daría lugar a islas barrera de rocas epiclásticas (playas) sobre las que llegaron a depositarse niveles milimétricos de carbón (sector de Orejón).

Hacia el mar abierto la sedimentación se produjo en una plataforma somera, quizá en parte restringida por manifestaciones volcánicas (Banda meridional del Guadiato), en donde pudieron desarrollarse bancos de calizas bioclásticas y parches arrecifales (Bélmez, Santos de Maimona). Más hacia el mar abierto (sector de Los Pedroches), la sedimentación se llevó a cabo en una plataforma abierta, somera y dominada por corrientes inducidas por tormentas. Los niveles de calizas detríticas (*grainstone intraclásticos*) que aparecen en la banda meridional del Guadia-

to, y en la parte basal de la serie de Los Pedroches, probablemente sean debidos a la destrucción por tormentas de las calizas arrecifales y bioclásticas citadas, y redistribuidas sobre grandes distancias por las corrientes inducidas por las mismas.

La compartimentación de la cuenca dando diferentes subambientes, sin duda responden a las alineaciones volcánicas, que originarían relieves submarinos, y cuyo relleno podría dar lugar a la sedimentación en forma de lóbulos (sur de Bélmez).

El carácter relativamente somero de la cuenca, y en especial en las áreas correspondientes a la plataforma externa, Guadiato y Valle de Los Pedroches, se corrobora, además de por la distribución de las facies, con la presencia frecuente de estratificación cruzada *hummocky*, de *rip-*

bles de oleaje, y de la abundante fauna bentónica (Guadiato), por el carácter vacuolar y piroclástico de las rocas volcánicas que marcan, como se ha indicado, una lámina de agua máxima del orden de 100 m.

La variedad de facies y de ambientes sedimentarios que integran el Carbonífero Inferior del norte de la Zona de Ossa-Morena, han permitido que, tras el análisis riguroso de las facies, aplicando los conocimientos actuales en parte desarrollados en este trabajo, se pueda reconstruir un modelo paleogeográfico con cierta precisión. Este modelo contempla desde ambientes continentales como la cuenca de Valdeinfierro (GABALDON et al., 1983a, b; 1985; GABALDON y QUESADA, 1983), a los de plataforma externa dominada por tormentas (fig. 4.7.). Estos ambientes sedimentarios se ven corroborados por la situación de este área en la reconstrucción paleogeográfica global (fig. 4.6.).

Partiendo del análisis riguroso de las facies sedimentarias, y aplicando los conceptos desarrollados en la Parte I de este trabajo, «Procesos sedimentarios y facies», han podido ensayarse dos métodos diferentes en el análisis de cuencas sedimentarias. El punto hasta el que puede llegarse con cada uno de ellos depende fundamentalmente, como ocurre casi siempre en la investigación sedimentológica, de la calidad de los afloramientos y del rigor, sin dogmatismos, con que se apliquen los conceptos y métodos de estudio de la Geología de las Facies.

REFERENCIAS

- ALMARZA, J.; BURGOS, J. C., y CRESPO, J. L., et al. (1973): *Estudio de una serie detritica en la cuenca carbonífera de Peñarroya-Bélmez*. Trab. Pract. Sedim. Univ. Granada. Inédito.
- ARMENGOT, J., y MARTINEZ, C. (1972): *El Carbonífero al sur del batolito de Los Pedroches*. Rev. Esp. de Micropal., núm. extr., 211-213.
- BROUTIN, J.; GARROTE, A., y GABALDON, V., et al. (1983a): *Valdeinfierro coalfield (Late Tournaisian)*. In: 10th International Carboniferous Congress. Carboniferous geology of the Sierra Morena, Guide book of field trip D. Quesada, C. & Garrote, A. (Eds.), 68-76.
- BROUTIN, J.; COQUEL, R., y GABALDON, V., et al. (1983b): *The lower Carboniferous of the Benajarafe coalfield and its eastwards extension*. In: 10th International Carboniferous Congress. Carboniferous geology of the Sierra Morena, Guide book of field trip D. Quesada, C. & Garrote, A. (Eds.), 40-52.
- CALVIN, W. J. (1980): *Limestone channel storm complex (Lower Cretaceous). Elkhorn Mountains, Montana*. Jour. of Sediment. Petrol., 50, 447-456.
- CARBONELL, A. (1917): *Cuenca carbonífera de Los Hatiillos. Hullas de Valdeinfierro*. Rev. Minera, 35.
- CHACON, J.; DELGADO QUESADA, M. & GARROTE, A. (1974): *Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elbas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)*. Bol. Geol. Min., 85 (6), 713-717.
- CROUSILLES, M.; DIXSAUT, C., y HENRY, B., et al. (1976): *L'alignement basique-ultrabasique du Varas-Guadalbarbo (Cordoue, Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 283, D, 1141-1143.
- CUETO, L. A.; GABALDON, V., y QUESADA, C. (1983): *Banda meridional de la cuenca del Guadiato*. 5.ª Reunión Grupo Ossa-Morena. Temas geológico-mineros, 7.
- DELGADO QUESADA, M. (1971): *Esquema geológico de la Hoja núm. 878, Azuaga (Badajoz)*. Bol. Geol. Min., 82 (3-4), 277-286.
- DELGADO-QUESADA, M.; GARROTE, A., y SANCHEZ-CARRETERO, R. (1985): *El magmatismo de la alineación La Coronada-Villaviciosa de Córdoba en su mitad oriental (Zona de Ossa-Morena)*. Temas Geol. Min., 7, 41-64.
- GABALDON, V. & QUESADA, C. (1983): *Las facies del Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Su distribución y reconstrucción paleogeográfica*. X Congreso Nacional de Sedimentología, Obrador, A. (Ed.). Menorca, España, Abst.
- GABALDON, V.; GARROTE, A., y QUESADA, C. (1983a): *Geología del Carbonífero Inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena. Introducción a la excursión*. 5.ª Reunión Grupo Ossa-Morena. Temas Geol.-Min. IGME, núm. 7, 101-137.
- GABALDON, V.; GARROTE, A., y QUESADA, C. (1983b): *Las cuencas de Valdeinfierro y Benajarafe (Tournaisien-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrena (Zona de Ossa-Morena)*. Com. Serv. Geol. Portugal, 69 (2), 208-218.
- GABALDON, V.; GARROTE, A., y QUESADA, C. (1985): *El Carbonífero Inferior del Norte de la zona de Ossa-Morena (SO de España)*. Dixième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. Madrid, 1983. Compte rendu, vol. 3, 173-186.
- GARROTE, A., et BROUTIN, J. (1979): *Le bassin Tournaisien de Benajarafe (Prov. de Cordoue, Espagne). Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques*. C. R. 104 Cong. Nat. Coc. Sav., 1, 175-184.
- GARROTE, A., y SANCHEZ CARRETERO, R. (1983): *Materialles volcanoclásticos en el Carbonífero Inferior, al S-SO de Villaviciosa de Córdoba (Zona de Ossa-Morena)*. Com. Serv. Geol. Portugal, 69 (2), 249-257.

PASCUAL, E., y PEREZ LORENTE, F. (1975): *El magmatismo ácido superficial al sur de Villanueva del Rey-Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena, Córdoba)*. Cuad. de Geol. Univ. de Granada, 6, 15-30.

PEREZ LORENTE, F. (1979): *Geología de la Zona Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis doctoral. Univ. de Granada.

PEREZ LORENTE, F., y GABALDON, V. (1983): *The lower Carboniferous of the Pedroches Valley*. In: 10th International Carboniferous Congress. The Carboniferous of Sierra Morena, Guide book of field trip D. Quesada, C. & Garrote, A. (Eds.), 23-31.

REINECK, H. E. & SINGH, I. B. (1973): *Depositional Sedimentary environments*. Springer-Verlag, 549 pp.

WAGNER, R. H.; COQUEL, R., y GABALDON, V., et al. (1983): *The Westfalian B of the Peñarroya-Bélmez-Espiel Coalfield*. In: 10th International Carboniferous Congress. Carboniferous Geology of the Sierra Morena. Guide book of field trip D. Quesada, C. & Garrote, A. (Eds.), 53-64.

Original recibido: Junio de 1990.

Original aceptado: Julio de 1990.

GEOLOGÍA

Sedimentología de una unidad carbonatada lacustre del Mioceno Inferior. Sector nororiental de la Cuenca de Loranca (Provincia de Cuenca, España).

Por M. E. ARRIBAS MOCOROA (1),
J. MARTINEZ-SALANOVA (2) y M. DIAZ MOLINA (3)

RESUMEN

En el sector centro-oriental de la Cuenca de Loranca se han identificado tres unidades carbonáticas, entre las localidades de San Pedro de Palmiches y Villaconejos de Trabaque. Estas unidades fueron depositadas durante el Mioceno Inferior y se han denominado: Unidad de Valhondillo, Unidad de Villaconejos y Unidad de Priego-Albalate. En este trabajo se realiza el estudio sedimentológico detallado de la Unidad de Villaconejos, que forma parte del sistema deposicional de Valdeganga.

El análisis de los depósitos ha permitido deducir la influencia de la deformación tectónica en el relleno de la cuenca.

La Unidad de Villaconejos está constituida por depósitos carbonatados asociados a sedimentos ricos en materia orgánica. El análisis secuencial indica: *a)* episodios de profundización lacustre, y *b)* colmataciones progresivas.

Dicha Unidad refleja una evolución sedimentológica, que consiste en un predominio de depósitos lacustres en la base de la sucesión, con un cambio gradual a depósitos más someros, característicos de ambientes palustres.

Palabras clave: Sedimentología, Lacustre, Mioceno.

ABSTRACT

Three carbonatic stratigraphical units of Ramblian (Early Miocene) age have been identified in the eastern central area of the Loranca Basin, between San Pedro de Palmiches and Villaconejos de Trabaque. Their names are respectively the Priego-Albalate, the Valhondillo and the Villaconejos unit. A detailed study of the carbonatic unit of Villaconejos is given. This unit belongs to the Valdeganga depositional system.

The analysis of the deposits allows to deduce the influence of the tectonical deformation on the basin infill.

The Villaconejos unit consists of carbonate deposits in association with other materials with organic content. The sequence analysis points at *a)* deeping situations, and *b)* progressive lake colmatations.

The Villaconejos unit reflects a sedimentological evolution, which consists of a predominance of lacustrine deposits at the basal part and an upwards change to shallower deposits.

Key words: Sedimentology, Lacustrine, Miocene.

1. INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Loranca es, hoy en día, una depresión de contorno triangular, rellena de sedimentos terciarios. Esta cuenca está limitada, al O,

por la Sierra de Altomira, una estrecha alineación N-S de materiales mesozoicos, que la separa de la cuenca de Madrid. El borde E de la Cuenca de Loranca viene definido por la Serranía de Cuenca, con direcciones estructurales dominantes NO-SE. En este borde se refleja una historia tectónica que ha producido sucesivas deformaciones a lo largo del Terciario. Del borde E provienen la mayor parte de los aportes de materiales detríticos de naturaleza diversa (terrígenos, sulfatos y carbonatos). Ocasionalmente los propios

sedimentos de la cuenca son reelaborados (auto-fagia) durante estos episodios.

El borde oriental de la Cuenca de Loranca estaba situado, durante el Oligoceno Superior, al E del sinclinal de Mariana-Cañamares (DIAZ MOLINA et al., 1989). En el Aragoniense Medio termina de formarse el anticlinal de Bascuñana, estructura que delimita por el O al sinclinal de Mariana, y compartimenta en dos áreas la superficie inicial de la Cuenca.

En el borde O del anticlinal de Bascuñana es donde se sitúa nuestra zona de estudio, en la que se han observado numerosos episodios carbonatados terciarios y cuaternarios. Entre estos depósitos se encuentran, al menos, tres unidades lacustres terciarias, a cuyos sedimentos hemos denominado: Unidad Carbonatada de Villaconejos, Unidad Carbonatada de Valhondillo y Unidad Carbonatada de Priego-Albalate. En este trabajo se estudia la Unidad de Villaconejos, que se sitúa entre las localidades de Priego, Villaconejos de Trabaque y San Pedro de Palmiches (fig. 1). En el borde O del anticlinal de Bascuñana los materiales mesozoicos aparecen fuertemente plega-

dos y, sobre este sustrato, los sedimentos terciarios se apoyan discordantes (fig. 2). La ubicación y evolución de las pequeñas cuencas lacustres, donde se sedimentaron las unidades carbonatadas, han sido controladas por la actividad tectónica de la zona, ligada a la formación del pliegue de Bascuñana.

La gran diversidad de sedimentos lacustres presentes en la Unidad de Villaconejos hace muy interesante su estudio. El análisis sedimentológico permite discutir los cambios, a escala secuencial y general, en la sedimentación lacustre. En la Unidad de Villaconejos son frecuentes las secuencias asociadas a profundizaciones de la cuenca lacustre. Las secuencias de profundización, en depósitos continentales, son raras e implican una tasa de diastrofismo o subsidencia mayor que la tasa de sedimentación. La sucesión de eventos de profundización se asocia a la actividad tectónica del margen E, hoy en día cabalgante, de la Cuenca de Loranca.

2. SITUACION GEOLOGICA

La estratigrafía de la Cuenca de Loranca ha sido estudiada por diversos autores (VILAS & PEREZ GONZALEZ, 1971; MELENDEZ HEVIA, 1971; VILLARD, 1973; DIAZ-MOLINA, 1974; DIAZ-MOLINA & LOPEZ-MARTINEZ, 1979; DE TORRES et al., 1984; DE TORRES & ZAPATA, 1986) y resumida por DIAZ-MOLINA & BUSTILLO (1985) y DIAZ-MOLINA et al. (1989). De acuerdo con estos últimos autores, se puede diferenciar, dentro de los materiales que constituyen el relleno de la cuenca terciaria de Loranca, dos unidades estratigráficas: Unidad Detritica Superior y Unidad Terminal. Dichas unidades están formadas por sedimentos continentales y corresponden a uno o más sistemas deposicionales. La edad de estos materiales terciarios abarca un largo período de tiempo, desde el Oligoceno (p. p.) hasta el Mioceno Superior.

Estudios recientes llevados a cabo por DIAZ-MOLINA et al. (1989) ponen de manifiesto la existencia, dentro de la Unidad Detritica Superior, de dos abanicos fluviales: el abanico de Villalba de la Sierra, cuyos depósitos se extienden desde el sinclinal de Mariana-Cañamares, hasta la Sierra de Altomira, y el abanico de Tórtola.

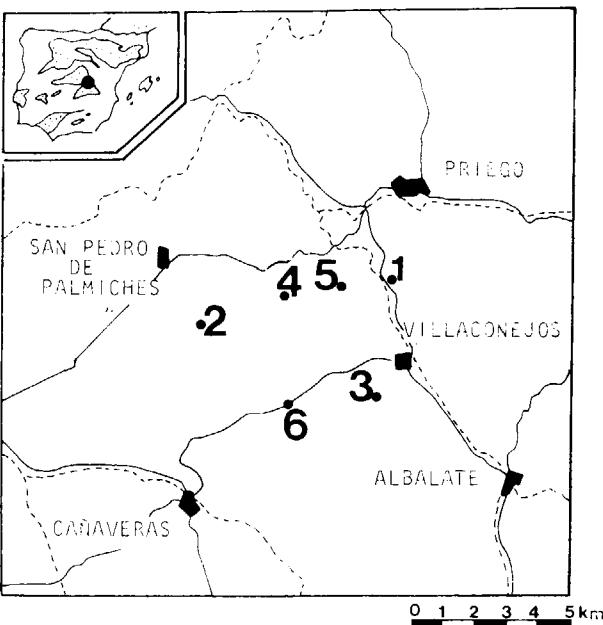


Figura 1.—Situación del área estudiada y esquema de afloramientos: 1) Valhondillo. 2) Barranco de Villalba. 3) Villaconejos. 4) Fuente del Borbotón. 5) Corral de Tormo. Y 6) Kilómetro 6 carretera Cañaveras-Villaconejos.

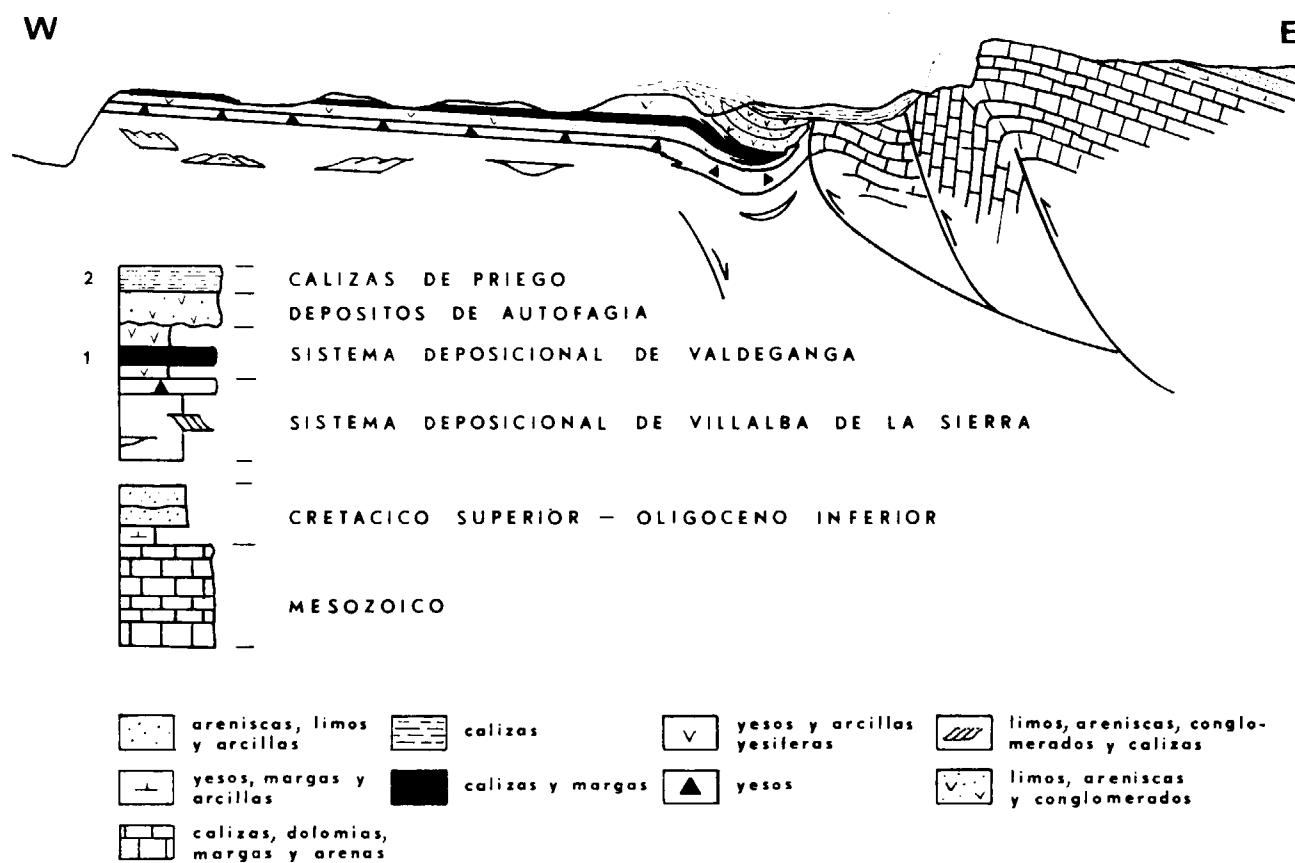


Figura 2.—Corte idealizado del anticlinal de Bascuñana. 1) Unidad carbonatada de Villaconejos, y 2) Unidad carbonatada de Priego-Albalate.

La Unidad de Villaconejos pertenece al sistema deposicional de Valdeganga, situado en la base de la Unidad Terminal (fig. 2). Presenta su espesor máximo en el sector de Priego-Villaconejos de Trabaque, y se adelgaza considerablemente hacia el NO, en el sector de San Pedro de Palmiches (fig. 3).

La historia de estos depósitos está ligada a la actividad de los sistemas deposicionales y a la evolución tectónica de la cuenca. La sedimentación carbonatada se produjo en áreas laterales, no activas, de los sistemas fluviales o marcan momentos de tranquilidad tectónica a escala cuencal.

La datación de estos sedimentos como Mioceno Inferior se ha podido realizar gracias a la presencia de facies con restos de micromamíferos, únicos fósiles que permiten actualmente datar

con precisión el Terciario continental. Como escala de referencia usamos la zonación del Neógeno continental ibérico de DAAMS & FREUDENTHAL (1981) y DAAMS & VAN DER MEULEN (1984), que representan con letras mayúsculas las diferentes unidades, establecidas con micromamíferos fósiles (Z, A, B, C, ..., I; ver la puesta al día más reciente en DAAMS & FREUDENTHAL, 1988).

En la Unidad de Villaconejos (fig. 3) han aparecido sedimentos fosilíferos (localidad de Villaconejos de Trabaque, biozona Z).

En la Unidad de Valhondillo (fig. 3) se sitúa el yacimiento de Priego-3 (DAAMS et al., 1986), biozona A (Ramblense Superior, Mioceno Inferior), recientemente muestreado de nuevo con el nombre de Valhondillo-1. Este cambio de nombre se debe a que con las obras de ampliación

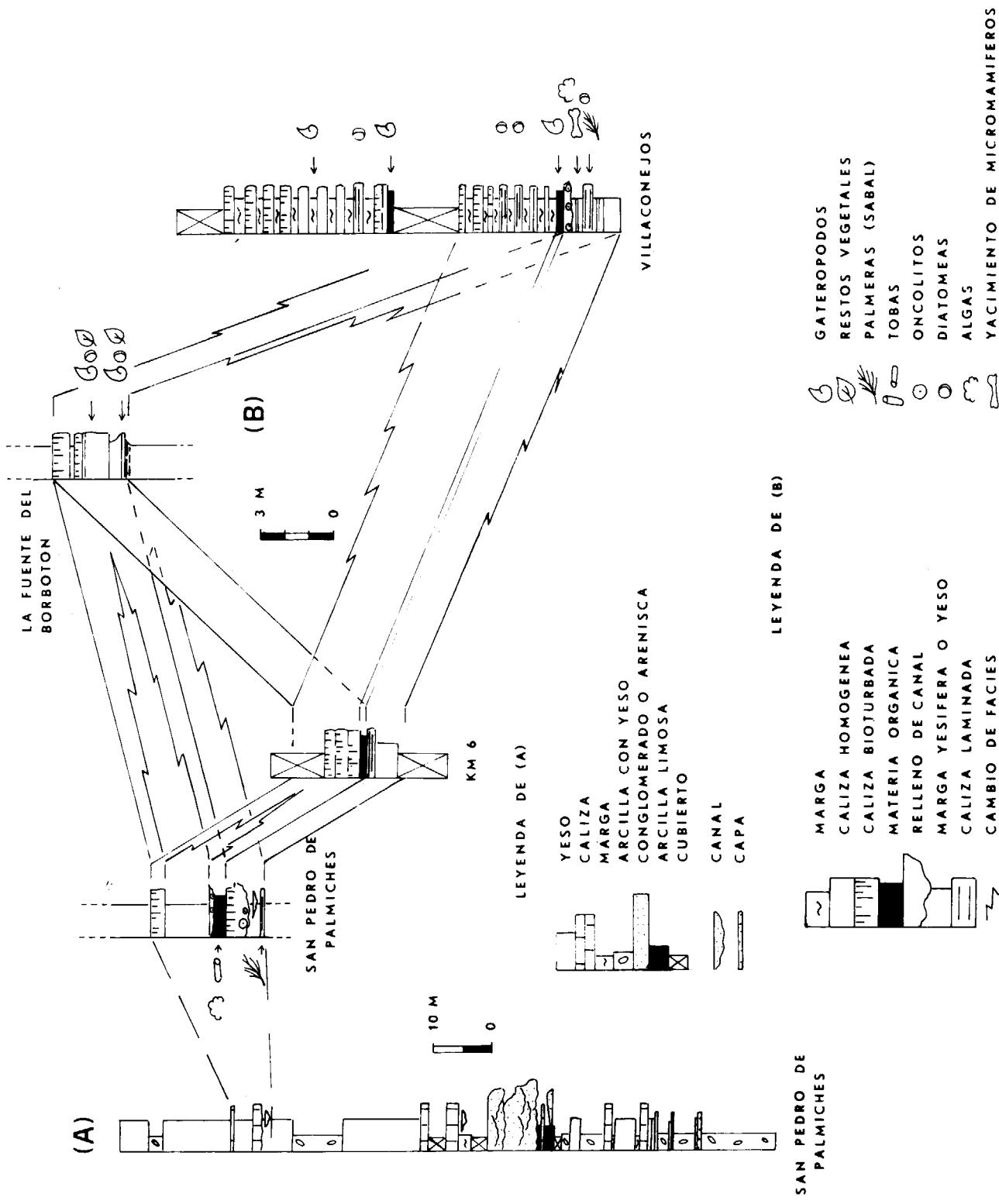


Figura 3.—Unidad carbonática de Villaconejos. Situación estratigráfica y correlaciones.

de la carretera junto a la que se encuentra el yacimiento, se ha eliminado el punto muestreado originalmente, apareciendo además otros pequeños niveles similares, por lo que la identificación precisa del nivel anterior es difícil. Se trata también de evitar la confusión nominal con la Unidad de Priego-Albalate, más moderna.

En la Unidad de Priego-Albalate hemos localizado diversos puntos favorables a la conservación de micromamíferos fósiles, de los que la localidad de El Cerro, tras un muestreo preliminar, ha proporcionado escaso material, pero assignable provisionalmente a la zona D (Aragoniente Medio; DAAMS, com. pers.).

La confirmación de la edad de esta última Unidad, a partir de nuevos muestreos, permitirá supervisar los depósitos de autofagia, discordantes y lateralmente paraconformes, presentes en la zona. Los depósitos de autofagia están situados por debajo de la Unidad de Priego-Albalate, y originados por una deformación tectónica de escala local (N-S) que reactivó la estructura que hoy en día se conoce como anticinal de Bascuñana. Su posición estratigráfica puede verse en la figura 2.

En toda la Cuenca de Loranca no existen yacimientos de micromamíferos fósiles correspondientes a la zona Z (Aragoniente Medio). No obstante, esta biozona podría corresponder a los depósitos de autofagia.

Cabe la posibilidad, no contrastada todavía, de que la ausencia de yacimientos de la biozona B (hiato), y la reactivación tectónica del borde E de la Cuenca de Loranca durante el tiempo equivalente, se encuentren asociados a un episodio tectónico de escala cuencal.

La deformación en este margen se acentúa durante el Aragoniente Medio (zona B), como se deduce por la entrada brusca de los sedimentos de autofagia. Esta etapa tectónica parece detenerse en la zona D, representada por la Unidad de Priego-Albalate, coincidiendo con la ruptura sedimentaria del Aragoniente Medio de LOPEZ MARTINEZ et al. (1987). La zona sufre importantes deformaciones posteriores, pero ya con direcciones estructurales diferentes (NNO-SSE).

3. UNIDAD CARBONATADA DE VILLA CONEJOS

Está constituida por una sucesión de sedimentos fundamentalmente carbonatados, con una potencia máxima de 17 m., en el sector de Villaconejos de Trabaque, y mínima de 4 m., en el sector de San Pedro de Palmiches. Estos sedimentos se apoyan concordantemente sobre unos materiales evaporíticos (yesos y lutitas yesíferas), que constituyen la base del sistema deposicional de Valdeganga en este margen de la cuenca. A techo también están limitados por la presencia de materiales evaporíticos, que marcan el final de la sedimentación del sistema deposicional de Valdeganga en el área de estudio.

Para el estudio petrológico y sedimentológico de estos sedimentos se realizaron las siguientes secciones estratigráficas: San Pedro de Palmiches, Villaconejos de Trabaque y Fuente del Borrón (fig. 1). Dichas secciones se han complementado con pequeños cortes estratigráficos realizados: en el Barranco de Villalba (próximo a San Pedro de Palmiches), el Corral del Tormo y en el kilómetro 6 de la carretera comarcal que comunica Cañaveras y Villaconejos de Trabaque.

En estas secciones y cortes estratigráficos se observan las siguientes facies: margas, niveles de materia orgánica, calizas laminadas, margas con oncolitos canalizados, calizas bioclásticas negras y calizas bioturbadas. Dichas facies se relacionan entre sí en asociaciones que caracterizan la sedimentación de la Unidad Carbonatada de Villaconejos (fig. 4). En las secciones estudiadas se observa una continuidad lateral en las facies, así como una misma evolución sedimentológica en sentido vertical. Por ello se ha elegido la sección estratigráfica de Villaconejos, como representativa de la Unidad de Villaconejos, ya que en ella quedan representadas las principales facies y asociaciones de facies características. Dentro de dicha sección se han reconocido tres asociaciones de facies fundamentales (figura 4).

3.1. DESCRIPCION SEDIMENTOLOGICA DE LAS FACIES

A continuación se describen las principales facies que caracterizan la sedimentación en la Unidad Carbonatada de Villaconejos:

ja una evolución hacia condiciones anóxicas en la cuenca.

Materia orgánica

Aparece en la base de las secciones estudiadas y en relación a asociaciones de facies A y B, formando parte de los términos inferiores (fig. 4). La materia orgánica se presenta en niveles negros porosos. Estos niveles presentan una laminación milimétrica y planoparalela, en cuyos planos se reconocen, en ocasiones, restos vegetales (hojas y tallos). Pueden alternar con delgados niveles de margas y su espesor no sobrepasa los 0.3 m.

La materia orgánica constituye un sedimento organógeno característico de lagos eutróficos en los que existe abundancia de fitoplacton (aguas lacustres) y/o en plantas superiores (orlas palustres marginales). La materia orgánica se puede acumular tanto en zonas litorales como en zonas más profundas, si bien en las zonas litorales la existencia de una mayor acumulación de organismos conlleva una mejor preservación de la estructura original de los mismos. Estos niveles de materia orgánica se han interpretado como sedimentos palustres depositados en condiciones anóxicas, marcando períodos de colmatación y envejecimiento del lago.

Calizas bioclásticas negras

Se presentan en casi todas las secciones y están asociadas a niveles de margas carbonosas y/o niveles de materia orgánica. Tienen poco espesor, no sobrepasando los 0.3 m. Constituyen los términos intermedios de las asociaciones de facies A y C (fig. 4). Son calizas muy micríticas y de color gris oscuro a negro, probablemente debido a su contenido en materia orgánica. En estas facies se reconocen varios tipos de bioclastos, dominando fundamentalmente los gasterópodos y las algas.

Petrográficamente son «biomicritas con materia orgánica», y entre los bioclastos observados hemos diferenciado: gasterópodos, bivalvos, ostrácodos, caráceas, cianobacterias y diatomeas. La materia orgánica se presenta en fragmentos de morfologías indeterminadas de tonos ocres, así como fragmentos acaramelados de microestruc-

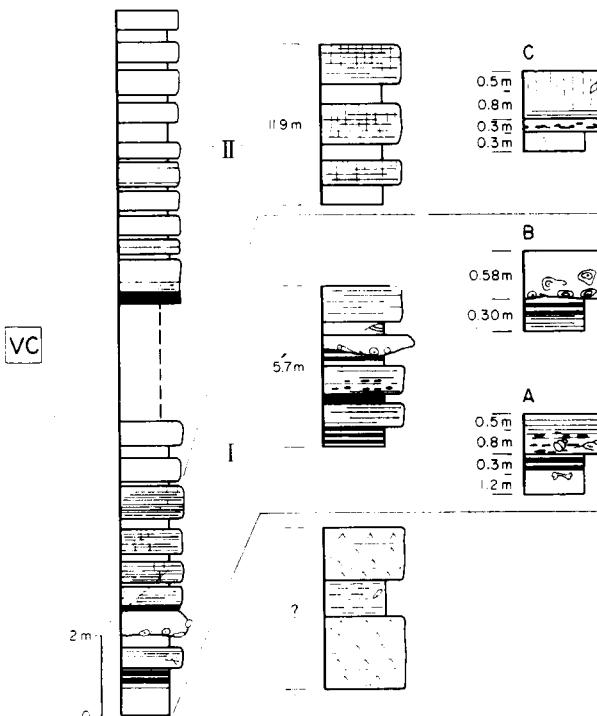


Figura 4.—Sección estratigráfica de Villaconejos: Asociaciones secuenciales y de facies.

- Margas.
- Materia orgánica.
- Calizas bioclásticas negras.
- Margas con oncolitos canalizados.
- Calizas laminadas.
- Calizas bioturbadas.

Margas

Estas facies aparecen en todas las secciones estudiadas en relación a asociaciones A, B y C, en donde forman los términos basales de las mismas (fig. 4). En general, aparecen alternando con capas de materia orgánica en asociaciones A y B, siendo muy carbonosas. También pueden presentar un cierto contenido en yeso pulverulento. El espesor de estas facies no sobrepasa los 0.7 m., y no se han observado procesos diagenéticos tempranos subáreos desarrollados en ellas. En general, las facies de margas son interpretadas como los primeros depósitos sedimentados dentro de la cuenca, a partir de la decantación de material arcilloso sobre el fondo del lago. La presencia de materia orgánica dentro de ellas refle-

tura laminar, pudiendo tener un origen vegetal. Al microscopio de reflexión con excitación azul-violeta son claramente identificables numerosos cuerpos algales comparables con los descritos por PERMANYER & GARCIA (1986), y que pueden ser atribuidos a colonias de *Botryococcus braunii*. El color de fluorescencia amarillo pálido-amarillo limón indicaría un grado de relativa inmadurez de la materia orgánica (ROBERT, 1979 y 1985). En general, se observa cómo la micrita se encuentra también teñida por estos tonos ocres, debido a la presencia de materia orgánica diseminada en la matriz. También se ha observado en la matriz una gran proporción de cianobacterias con microestructura tubiforme, así como pseudomorfos lenticulares de yeso, dispersos y con diversos tamaños (0.05-0.5 mm.).

A partir de las características sedimentológicas y petrológicas de estas facies, se han interpretado dichos sedimentos como materiales lacustres típicos de ambientes de sedimentación tranquila por debajo de la lámina de agua y en condiciones anóxicas suficientes para la preservación de materia orgánica. Son facies que representan términos de transición entre una sedimentación palustre organógena (niveles de materia orgánica) y una sedimentación lacustre carbonatada. Los contactos graduales entre las facies indicaría un cambio, también gradual, hacia condiciones de mayor oxigenación dentro de la cuenca.

Margas canalizadas con oncolitos

Se presentan en la sección de Villaconejos formando un nivel canalizado de espesor 0.6 m. (asociación de facies B) (fig. 4). En la sección de San Pedro de Palmiches, también aparecen facies oncolíticas canalizadas, pero en este caso constituyen niveles de calizas algales oncolíticas. El nivel de margas con oncolitos se acuña lateralmente en tránsito a calizas laminares. El relleno del canal son margas con una gran acumulación de oncolitos, fragmentos de estromatolitos y otros tipos de construcciones algales.

El estudio petrográfico de los oncolitos permite diferenciar envueltas de crecimiento de origen algal en los que se reconocen pares de láminas (oscuro-clara) que se repiten a lo largo de la envuelta. Las láminas oscuras son micríticas a pel-

micríticas, y en ellas no se reconocen restos orgánicos, siendo normalmente de escaso espesor (0.05 mm.). Las láminas claras están constituidas por cristales prismáticos de calcita esparcita de 1 mm. de espesor, y en ellas se llegan a reconocer vestigios orgánicos de filamentos algales tubiformes dispuestos perpendicularmente a la superficie de crecimiento. Esta microestructura tubiforme corresponde a cianobacterias, siendo muy semejantes al género *Phormidium*, citado por SCHAFER & STAPF (1978) en sedimentos lacustres. Por otra parte, los núcleos están constituidos por una micrita grumelar de posible origen algal con terrígenos (cuarzo fundamentalmente).

Diversos tipos de depósitos algales relacionados con sedimentos continentales han sido estudiados por numerosos autores (FREYTET & PLAZIAT, 1972; ORDOÑEZ & GARCIA DEL CURA, 1977; SCHAFER & STAPF, 1978; ANADON & ZAMARREÑO, 1981), tanto desde un punto de vista petrológico como sedimentológico. La presencia de facies canalizadas intercaladas entre sedimentos lacustres indica una relación estrecha con sistemas aluviales asociados. En nuestro caso, las facies oncolíticas canalizadas representarían sedimentos ligados a las desembocaduras de cañales dentro del lago, y se localizarían fundamentalmente en el área de San Pedro de Palmiches.

Calizas laminadas

Aparecen en todas las secciones estudiadas y en relación a otras facies en asociaciones A y C (fig. 4). Son muy frecuentes y características en todo el área de estudio, pero se adelgazan considerablemente en las secciones de San Pedro de Palmiches y Fuente del Borbotón, mientras que en la sección de Villaconejos es donde presentan un mayor espesor. Se caracterizan por tener una laminación milimétrica y paralela de tipo «varvado» constituida por láminas claras y oscuras de carbonato que alternan consecutivamente. A favor de estas láminas se concentran restos vegetales (grandes hojas de *Sabal*, entre otros) y gasterópodos.

Petrográficamente corresponden a «micritas algales» en las que se han reconocido una gran multitud de secciones circulares (40 micras de diámetro) y cilíndricas (0.3 mm. de longitud), que son interpretadas como diatomeas calcitizadas (lámina I, 1 y 2). No es posible advertir estruc-

tura interna de diatomeas, sin embargo por su morfología exterior y por los análisis de microsonda, que revelaron la presencia de sílice, se puede deducir que fueron diatomeas. La disposición de las diatomeas es aparentemente caótica, si bien se concentran en láminas planoparalelas. Además de este tipo de algas se han reconocido ostrácodos y caráceas, que pueden llegar a dar importantes concentraciones a favor de la laminación y alternar con láminas de diatomeas.

Calizas muy similares a las aquí descritas han sido citadas por COLOM (1983) en sedimentos lacustres del Oligoceno de Mallorca y clasificadas como calizas con cordones de *Melosira*, un tipo de alga diatomea. Dicho autor encuentra estas algas en facies de calizas «varvadas» (calizas «café con leche») que considera como formadas en ambientes lacustres profundos y también en relación a sedimentos organogénicos (lignitos). En ambientes lacustres actuales como el lago Zurich, KELTS & HSU (1978) han descrito diatomeas en relación a sedimentos carbonatados y con laminación de tipo varvado y materia orgánica. En este caso se trataría de un lago con una profundidad relativamente elevada y con estratificación térmica del agua. No obstante, en ambientes lacustres actuales poco profundos (0-5 m.), se han encontrado diatomeas en relación a sedimentos ricos en materia orgánica (ANDREJKO et al., 1983).

Las diatomeas se desarrollarían como consecuencia de una profundización y rejuvenecimiento de la cuenca lacustre, a partir de un aporte hídrico rico en sílice. En las zonas más profundas del lago, y de manera periódica, se producirían blooms algales de diatomeas, que originarían una estructura de tipo varvado. En estas zonas de tranquilidad se depositarían, junto con las diatomeas, restos vegetales flotantes de la superficie lacustre (hojas de *Sabal*, fundamentalmente), así como fitoplacton. Las intercalaciones de láminas ricas en ostrácodos y/o caráceas se podrían explicar como cambios en las condiciones ambientales lacustres.

Calizas bioturbadas

Estas facies se presentan en la mitad superior de todas las secciones estudiadas y constituyen los términos finales de las asociaciones de fa-

cies C (fig. 4). Se relacionan con calizas laminadas y se caracterizan por presentar un marcado proceso de bioturbación. La bioturbación se manifiesta como una estructura tubular constituida por burrows perpendiculares a la estratificación, teniendo un diámetro comprendido entre 0.5 y 1 cm. Dichos burrows no parecen presentar bifurcación y del proceso de bioturbación queda únicamente una porosidad móldica tubular.

Petrográficamente, las calizas bioturbadas presentan microfacies de «micritas algales» y «micritas con bioclastos», estas primeras, en ocasiones, presentan una laminación paralela milimétrica en la que se reconocen concentrados de ostrácodos y diatomeas. También se han reconocido oncolitos con envueltas micríticas gruesas, dentro de las cuales se pueden observar restos de cianobacterias (láms. I, 3). En general, la matriz se encuentra alterada, debido probablemente al proceso de bioturbación observado *de visu*. También se han encontrado moldes lenticulares de evaporitas dispersos en la matriz (láms. I, 4), así como una porosidad de tipo vug, en cuyos bordes se reconocen pseudomorfos lenticulares de yeso. En otros casos, cuando la morfología del poro primitivo corresponde a secciones tubulares alargados, se observan rellenos de lenticulas de posibles yesos reemplazados por calcita y en disposición menisco.

Estructuras tubulares de bioturbación semejantes han sido descritas por BUSTILLO & DIAZ-MOLINA (1980) y DIAZ-MOLINA & BUSTILLO (1985) en la Cuenca de Loranca en sedimentos yesíferos del techo del sistema deposicional de Tórtola. En nuestro caso también se presenta como una facies «tubular» pero desarrollada sobre un sedimento carbonatado lacustre. El proceso de formación de esta estructura de bioturbación se debe a un proceso de bioturbación animal, de acuerdo con FREYTET & PLAZIAT (1982) y DIAZ-MOLINA & BUSTILLO (1985). Los «estriotúbulos» así formados serían el resultado del proceso de locomoción de determinados anélidos. En nuestro caso los rellenos de los «estriotúbulos» no se han conservado y únicamente queda una porosidad móldica tubiforme. No obstante, algunos rellenos se han preservado parcialmente, debido a un proceso de reemplazamiento de las lenticulas de yeso por calcita y en los que es posible reconocer rellenos en disposición menisco. El

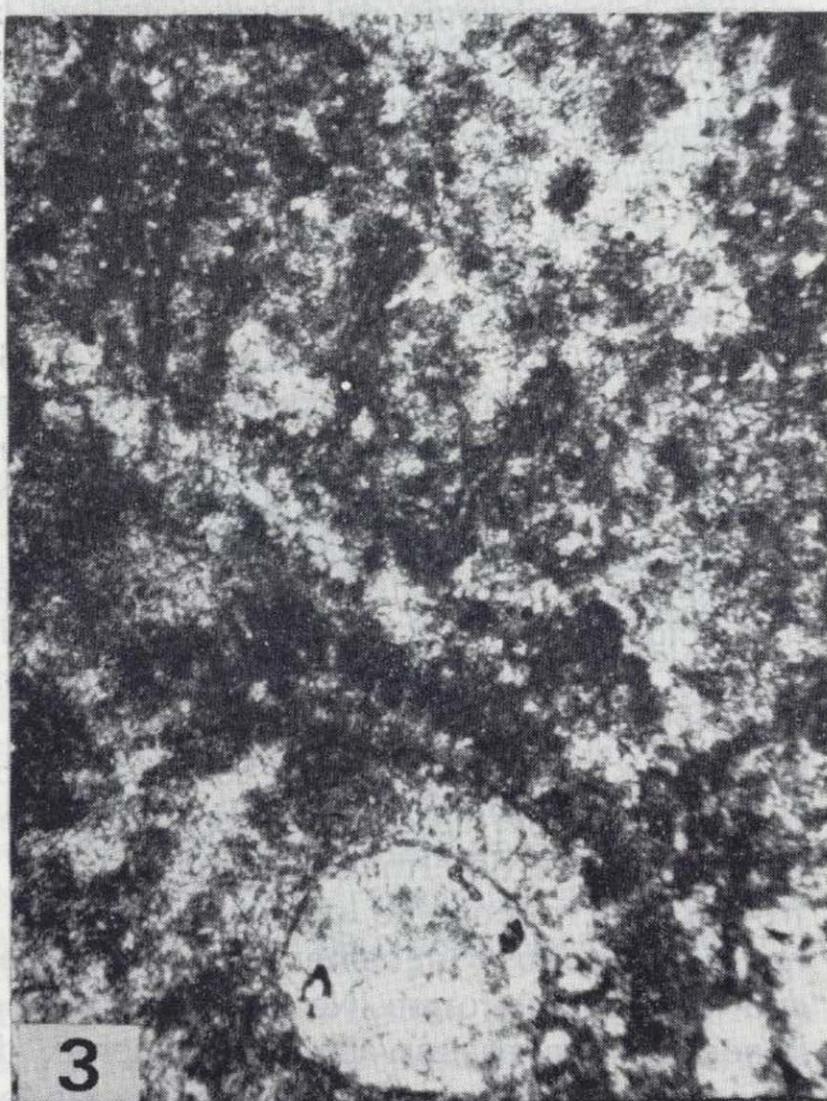
Figuras 1-4. Microfotografías de la superficie de la roca.



1



2

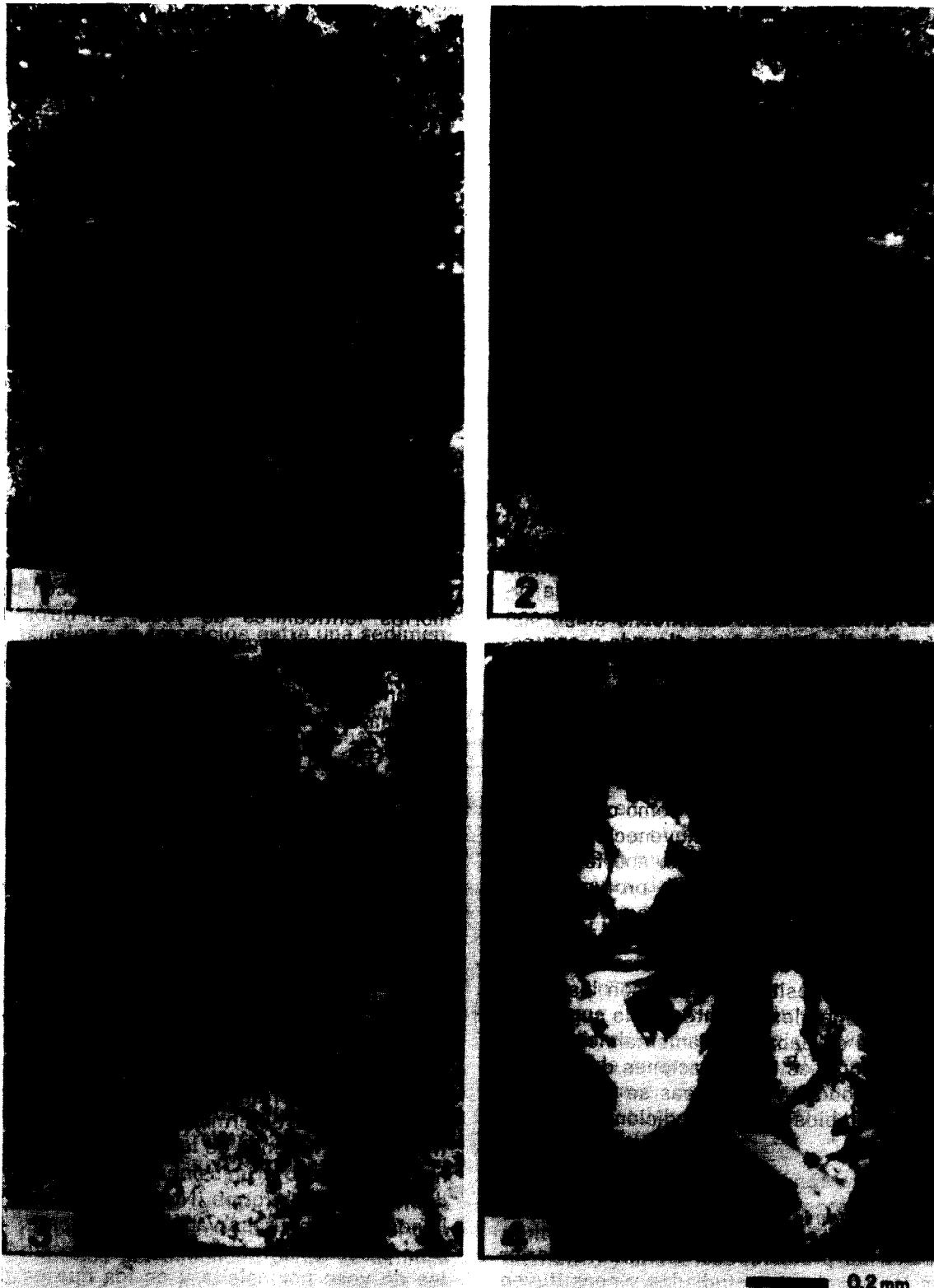


3



4

0.2 mm



proceso de bioturbación se realizaría en etapas de escasa sedimentación y en las fases finales de períodos de retracción lacustre.

3.2. SECUENCIAS SEDIMENTOLOGICAS

Las facies anteriormente tratadas se relacionan en determinadas secuencias y asociaciones secuenciales que indican las pautas en la sedimentación lacustre. La característica más notable es la relación entre sedimentos organógenos y sedimentos carbonatados, que reflejan cambios periódicos (eutrofia-oligotrofia) a lo largo de la evolución sedimentológica del lago. Se han diferenciado dos tipos básicos de secuencias:

a) *Secuencias de profundización lacustre*
(asociaciones de facies A y B)

Se caracterizan por presentar una evolución en la sedimentación desde ambientes palustres anóxicos (sedimentos organógenos) hacia ambientes lacustres oxigenados (sedimentos carbonatados). Los sedimentos organógenos (margas carbonosas y materia orgánica) se encuentran constituyendo los términos inferiores de las secuencias. Dichos sedimentos son característicos de pequeñas cuencas palustres, cuya evolución hacia condiciones anóxicas viene dada por un rápido envejecimiento (eutrofia) de la cuenca inicial. En esta primera etapa de eutrofización, los aportes hídricos, posteriores a la creación de la cuenca, pueden considerarse constantes. La alta producción de materia orgánica produce las condiciones reductoras adecuadas para la preservación de la misma una vez acumulada.

Una subsidencia de la cuenca, junto con mayores aportes de aguas superficiales y/o subterráneas, provoca un rejuvenecimiento del lago con una su-

bida del nivel del agua, produciéndose una profundización del mismo, así como una oxigenación de la cuenca. La sedimentación evoluciona bajo condiciones oligotróficas. De esta manera se forman los términos superiores: calizas bioclásticas negras, calizas laminadas y margas con oncólitos canalizados, si bien las facies de calizas bioclásticas negras representan términos de transición entre una sedimentación eutrófica y oligotrófica (palustre-lacustre). En relación a esta reactivación estaría ligada la llegada al lago carbonatado de aportes ricos en sílice, provocando de forma periódica *blooms* de diatomeas, las cuales se depositarían sobre el fondo de la cuenca.

Las secuencias de profundización lacustre se presentan en la mitad inferior de la sucesión y se suceden verticalmente (fig. 4).

b) *Secuencias de retracción lacustre*
(asociación de facies C)

En ellas queda reflejada una sedimentación lacustre fundamentalmente carbonatada, si bien de manera local pueden aparecer facies organógenas asociadas (margas carbonosas y calizas bioclásticas negras). Se caracterizan por presentar a techo un marcado proceso de bioturbación debido a procesos de exposición subaérea, reflejando el final de etapas de retracción o somerización lacustre (ARRIBAS, 1986). Estas secuencias caracterizan la sedimentación en el tramo superior (fig. 4). La escasa aparición de materia orgánica en ellas, si se compara con los sedimentos de la mitad inferior de la unidad, puede indicar un cambio en las condiciones biológicas lacustres, con una disminución importante en la producción y acumulación de organismos (fitoplanton) en condiciones oxidantes, seguramente relacionado con una tendencia general a la desecación paulatina.

LAMINA I

- 1.—Secciones de diatomeas calcitizadas. Calizas laminadas. Unidad de Villaconejos.
 2. Secciones transversales y longitudinales de diatomeas calcitizadas. Calizas laminadas. Unidad de Villaconejos.
 3. Envuelta micrítica grumelar con cianobacterias de microestructura tubiforme sobre oogonio de carácea. Calizas bioturbadas. Unidad de Villaconejos.
 4. Moldes lenticulares de evaporitas (yeso). Calizas bioturbadas. Unidad de Villaconejos.
- Todas las fotografías han sido realizadas con nícoles paralelos.

3.3. MODELO SEDIMENTOLÓGICO

El estudio sedimentológico y petrológico de las facies y asociaciones de facies comentadas anteriormente, ha permitido establecer un modelo de sedimentación carbonatada lacustre con una importante acumulación en materia orgánica (figura 5). En función de las potencias medidas en las asociaciones de facies, se estima una profundidad mínima para la cuenca lacustre de 1 m. y máxima de 3 m. A partir del estudio sedimentológico se distinguen varios tipos de facies lacustres: facies carbonatadas (calizas laminadas, calizas bioturbadas, margas con oncolitos y margas), facies organógenas (niveles de materia orgánica) y facies mixtas organógenas-carbonatadas (margas carbonosas y calizas bioclásticas negras). La aparición de dichas facies está en función de la dinámica de la cuenca lacustre, controlada por factores físicos, químicos y biológicos.

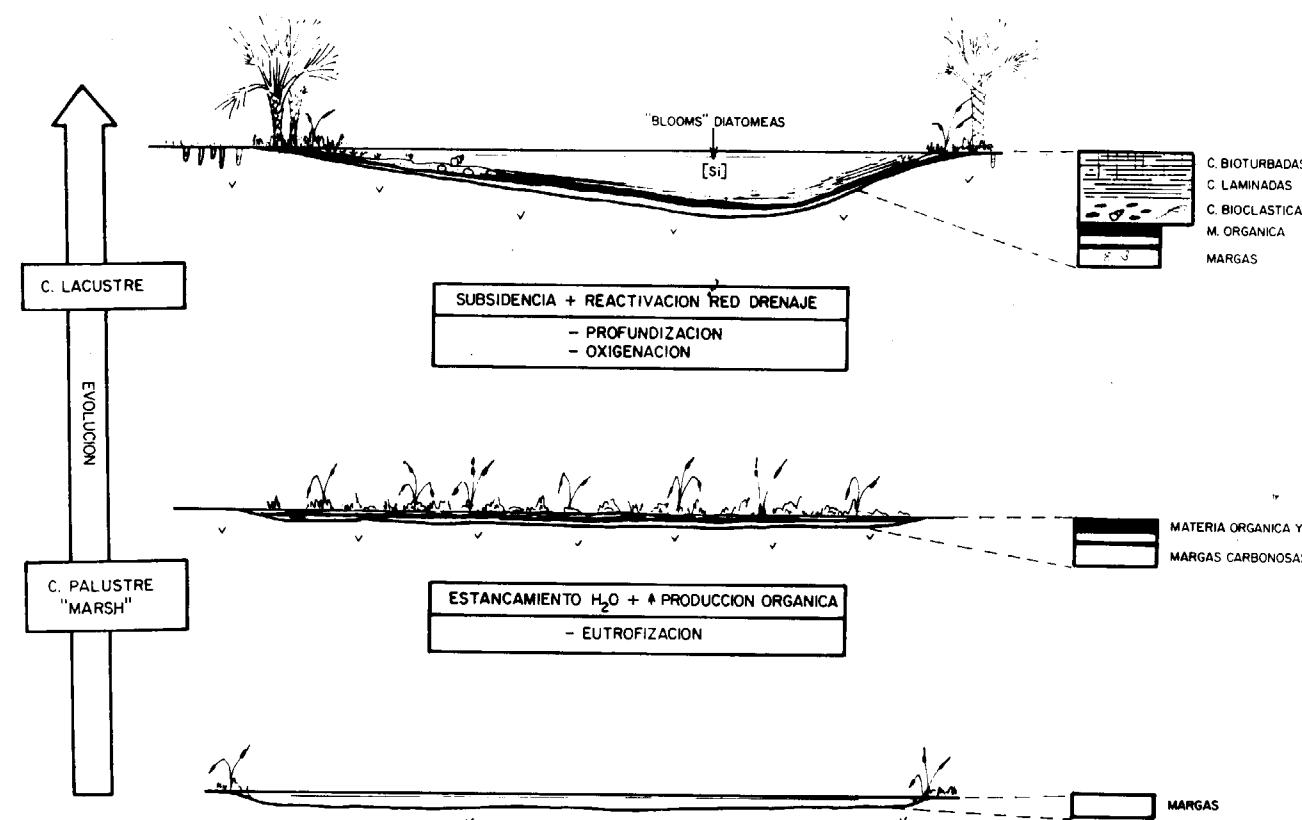


Figura 5.—Modelo sedimentológico de la unidad carbonatada de Villaconejos.

El modelo sedimentológico palustre-lacustre propuesto para la Unidad Carbonatada de Villaconejos contempla dos episodios de sedimentación (fig. 5):

1) Sedimentación palustre

Comienza con un encharcamiento de agua importante sobre la llanura de inundación (yesos). Los depósitos sedimentados en primer lugar son margas masivas, que se forman a partir de la decantación de material arcilloso en suspensión y carbonato de precipitación *in situ*. También puede llegar material detrítico (yeso detrítico) procedente de la erosión y transporte de los sedimentos de la llanura de inundación. En general, las margas tienen muy poca cantidad de materia orgánica, debido a que son los primeros materiales sedimentados en las fases iniciales de la configuración de la cuenca y la producti-

vidad orgánica es aún muy baja. Rápidamente, en esta zona encharcada, comienza la instalación de una cubierta vegetal con una gran productividad orgánica, creándose así un ambiente palustre propiamente dicho. La colonización de plantas de agua dulce y fitoplacton daría como consecuencia la creación de una cuenca palustre de tipo *marsh*, así como una importante sedimentación de materiales organógenos. La acumulación y preservación de esta materia orgánica se ven favorecidas por las condiciones de eutrofia creadas en estas zonas. De esta manera se puede hablar de una etapa de eutrofización o envejecimiento lacustre, caracterizada por una sedimentación palustre de margas carbonosas y materia orgánica.

La sedimentación es homogénea a lo largo de toda la cuenca palustre, si bien la presencia de margas carbonosas puede indicar facies de transición entre condiciones eutróficas a oligotróficas. La formación de la cuenca palustre estaría ligada a fracturas relacionadas con la tectónica local.

b) Sedimentación lacustre

Después de la etapa anterior de eutrofización se produce una profundización y una subida del nivel del agua. Este rejuvenecimiento del lago provoca la creación de un lago oligotrófico carbonatado. Dentro del lago se diferencian los siguientes ambientes de sedimentación:

— Zona lacustre abierta

Corresponde a la zona más distal del margen lacustre y se caracteriza por la presencia de margas. Las margas se forman a partir de la decantación de material arcilloso en suspensión y producción de carbonato lacustre.

— Zona lacustre litoral

Corresponde a las zonas en la que existe una gran abundancia en organismos fotosintéticos productores de oxígeno (caráceas, cianobacterias...). Dichos organismos son los responsables de la mayor producción de carbonato cálcico en el lago, y por ello es en la zona litoral donde existe una mayor cantidad de carbonato cálcico. Además, otros organismos, como ostrácodos y moluscos, aportan carbonato a partir de la frag-

mentación de sus esqueletos carbonatados, aumentando así la proporción en carbonato. La masa de carbonato formado, por la actividad directa o indirecta de organismos (moluscos, ostrácodos, algas, plantas de raíces acuáticas...), llega a constituir con el tiempo una «plataforma carbonatada», que irá progradando hacia la parte central del lago y sobre los sedimentos lacustres, relativamente más profundos (margas). Son características de la zona lacustre litoral las facies de calizas laminadas, margas con oncolitos y calizas bioclásticas negras, si bien estas últimas pueden reflejar un cambio desde ambientes anóxicos a oxidantes. Las facies de calizas laminadas y calizas bioclásticas negras indican condiciones tranquilas en la sedimentación dentro de la zona litoral, mientras que las facies de margas con oncolitos canalizadas representan depósitos de mayor energía, relacionados con las desembocaduras de canales dentro del lago.

— Zona palustre carbonatada

Caracterizada por una vegetación tropical de *Sabal* y constituida por sedimentos carbonatados emergidos que bordean la cuenca. En dichos sedimentos se desarrollan procesos de bioturbación animal (anélidos), así como formación de minerales evaporíticos, a partir de procesos de capilaridad y precipitación en condiciones vadoseas. En estas zonas se evidencia una exposición subaérea generalizada y no se localiza una acumulación de materia orgánica, posiblemente debido a las condiciones óxicas que dominan en estos ambientes. Las facies de calizas bioturbadas son características de la zona palustre carbonatada.

4. CONCLUSIONES

La sucesión carbonatada de Villaconejos presenta una potencia máxima localizada en el sector de Priego-Villaconejos de Trabae, próxima al borde activo del anticlinal de Bascuñana.

Toda la Unidad de Villaconejos presenta una evolución gradual a sedimentos de ambientes someros (palustres-llanura de inundación). Esta evolución refleja las colmataciones sucesivas de los episodios lacustres.

El análisis petrológico y sedimentológico de las facies correspondientes a la Unidad de Villaconejos ha permitido establecer un modelo de sedimentación palustre-lacustre con acumulación en materia orgánica. La sucesión evoluciona, desde secuencias de profundización lacustre (asociaciones A y B), hacia secuencias de retracción o somerización lacustre (asociación de facies C). Las secuencias de retracción son las más características de colmataciones de cuencas lacustres en condiciones de estabilidad.

La formación de sedimentos organógenos (materia orgánica) indica ambientes reductores en la mitad inferior de la sucesión, relacionados con encarcamientos de agua.

La aparición de calizas laminadas indica una subsidencia posterior que rejuveneció la cuenca lacustre, evolucionando la sedimentación a ambientes oxidantes. Además, en estas condiciones, se formaron las calizas bioclásticas, marcas canalizadas con oncolitos y calizas bioturbadas. La presencia de diatomeas, en facies de calizas laminadas, puede indicar entradas periódicas en aguas ricas en sílice.

Las secuencias de profundización, que indican una tasa de subsidencia mayor que la tasa de sedimentación, podrían reflejar una inestabilidad tectónica en este área de la cuenca, asociada a una deformación inicial. El anticlinal de Bascúnana presenta una deformación posterior al Aragoniense Medio, pero la deformación-fracturación inicial es al menos sincrónica con la sedimentación de los depósitos de autofagia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la CICYT, proyecto PB85-0022.

Queremos agradecer a Remmert Daams y María de los Angeles Alvarez Sierra los datos inéditos facilitados sobre los fósiles de micromamíferos. A M. Angeles Bustillo por su ayuda en la identificación de las diatomeas, a partir del estudio en lámina delgada y análisis de microsonda. A Albert Permanyer por el estudio de la materia orgánica y a Carmen Diéguez por la identificación de la macroflora.

REFERENCIAS

- ANADON, P., y ZAMARREÑO, I. (1981): *Paleogene non-marine algal deposits of the Ebro Basin, Northeastern Spain*. En: C. MONTY (Ed.): *Phanerozoic Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlín: 140-154.
- ANDREJKO, M. J.; RAYMOND, R., y COHEN, A. D. (1983): *Biogenic silica in peats: possible source for chertification in lignites*. En: R. RAYMOND y M. J. ANDREJKO (Eds.): *Proceedings of workshop on «Mineral matter in peat: its occurrence, form and distribution»*. Los Alamos Nat. Lab. Los Alamos, New Mexico: 25-39.
- ARRIBAS, M. E. (1986): *Petrología y Análisis Secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la Cuenca Terciaria del Tajo*. Cuad. Geol. Ibérica, 10: 295-334.
- BUSTILLO, M. A., y DIAZ-MOLINA, M. (1980): *Silex «tóbáceos» en el Mioceno Inferior continental (provincia de Cuenca). Un ejemplo de silicificaciones de paleosuelos en ambiente de lago-playa*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 78: 227-241.
- COLOM, G. (1983): *Los lagos del Oligoceno de Mallorca*. Caja de Baleares «sa nostra»: 166 pp.
- DAAMS, R., y FREUDENTHAL, M. (1981): *Aragonian: the stage concept versus Neogene Mammal zones*. Scripta Geol., 62: 1-17.
- DAAMS, R., y FREUDENTHAL, M. (1988): *Synopsis of the Dutch-Spanish collaboration program in the Aragonian type area, 1975-1986*. En: M. FREUDENTHAL (Ed.): *Biostratigraphy and paleoecology of the Neogene micromammalian faunas from the Calatayud-Teruel Basin (Spain)*. Scripta Geol. Spec. Issue, 1: 3-18.
- DAAMS, R.; LACOMBA, J. I., y LOPEZ-MARTINEZ, N. (1986): *Nuevas faunas de Micromamíferos del Terciario continental de la Depresión Intermedia (Provincia de Cuenca, España Centro-oriental)*. Estud. geol., 42: 181-196.
- DAAMS, R., y MEULEN, A. J. VAN DER (1982): *Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of micromammal faunal successions in the Upper Oligocene and Miocene of north central Spain*. R. C. M. N. S. Interim-Coll. Mediterranean Neogene continental paleoenvironments and paleoclimatic evolution, Montpellier, 1983. Paléobiol. Continent., 14 (2): 339-346.
- DEAN, W. E., y FOUCHE, T. D. (1983): *Lacustrine environment*. En: P. A. SCHOLLE, D. G. DEBOUT y C. H. MOORE (Eds.): *Carbonate Depositional Environments*. A. A. P. G. Mem., 33: 97-130.
- DIAZ-MOLINA, M. (1974): *Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca)*. Estud. geol., 30: 63-67.
- DIAZ-MOLINA, M.; ARRIBAS-MOCOROA, J., y BUSTILLO-REVUELTA, M. A. (1989): *The Tortola and Villalba de la Sierra fluvial fan. Loranca Basin, Central Spain*. 4th. Int. Conf. on Fluvial Sediment. Barcelona, 1989. Excursion guidebook (7), 74 pp.
- DIAZ-MOLINA, M., y BUSTILLO-REVUELTA, M. A. (1985): *Wet fluvial fans of the Loranca Basin (Central Spain), channel models and distal bioturbated gypsum with chert*. En: M. D. MILA y J. ROSELL (Eds.): *6th Eur. Reg. Meet. Lérida, 1985. Excursion guidebook (4)*: 149-185.
- DIAZ-MOLINA, M., y LOPEZ-MARTINEZ, N. (1979): *El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca): Bioestratigrafía y Paleogeografía*. Estud. geol., 35: 149-167.
- FREYTET, P., y PLAZIAT, J. (1972): *Les constructions algaires continentales stromatolitiques, exemples pris dans le Crétacé Supérieur et le Tertiaire de France et d'Espagne du Nord*. 24 Int. Congr. Géol. Montreal. Secc. 7: 524-534.
- FREYTET, P., y PLAZIAT, J. (1982): *Continental carbonate sedimentation and pedogenesis*. Contribut. to Sedimentol., 11: 216 pp.
- KELTS, K., y HSÜ, K. J. (1978): *Freshwater Carbonate Sedimentation*. En: A. LERMAN (Ed.): *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, Berlín: 295-323.
- LOPEZ-MARTINEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J. P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DIAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTINEZ, J.; MORALES, J.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C., y TORRES, T. (1987): *Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation*. Proc. VIII RCMNS Congr., Budapest, 1985. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 70: 383-391.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971): *Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas*. Publ. Fac. Cienc. Univ. Complutense, Madrid, A, 153 y 154: 245 pp.
- ORDÓÑEZ, S., y GARCIA DEL CURA, M. A. (1977): *Facies*
- oncolíticas en medio continental: Aplicación al sector SE de la Cuenca del Duero
- PERMANIER, A., y GARCIA-VALLES, M. (1986): *Generación de hidrocarburos en sedimentos lacustres terciarios: las cuencas de Ribesalbes y Campins (NE de España)*. Rev. Inv. Geol., 42-43: 23-24.
- ROBERT, P. (1979): *Classification des matières organiques en fluorescence. Application au roches-mères pétroliers*. Bull. Cent. Rech. SNPA, 3: 223-263.
- ROBERT, P. (1985): *Histoire géothermique et diagenèse organique*. Bull. Cent. Rech. Explor. prod. Elf-Aquitaine. Mem. 8: 345 pp.
- SCHAFFER, A., y STAPF, K. R. (1978): *Permian Saar-Nahe basin and recent lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates*. En: A. MATTER y M. TUCKER (Eds.): *Modern and ancient lake sediments*. Blackwell, London. I. A. S. Spec. Publ., 2: 83-107.
- TORRES, T. DE; JUNCO, F.; ZAPATA, J. L., y PLAZA, J. M. (1984): *Similaridad de los procesos sedimentarios del Neógeno de la Cuenca del Tajo y en la Depresión Intermedia*. I Congr. Esp. Geol., 1: 285-300.
- TORRES, T. DE, y ZAPATA, J. L. (1986): *Evolución Cenozoica de la Depresión Intermedia (Cuenca Guadalajara)*. Acta Geol. Hisp., 21-22: 437-442.
- VIALLARD, P. (1973): *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaine Iberique Sudoccidentale*. Thése Univ. Paul Sabatier. Toulouse: 445 pp.
- VILAS, L., y PEREZ GONZALEZ, A. (1971): *Contribución al conocimiento de las series continentales de la Mesa Manchega (Cuenca)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 69: 103-114.

Original recibido: Enero de 1990.
Original aceptado: Septiembre de 1990.

MINERIA

Nuevos conocimientos sobre la geología y metalogénesis de los yacimientos de mercurio de Almadén (Ciudad Real).

Por J. BORRERO (*) y P. HIGUERAS (**)

RESUMEN

Los yacimientos de mercurio del distrito minero de Almadén se localizan en la Zona Centroibérica, rama central del Macizo Hercínico Ibérico, en una secuencia Paleozoica de materiales detríticos, que, a partir del Silúrico, presentan una importante participación de rocas volcánicas, mayoritariamente de composición básica.

Estos yacimientos han constituido, desde tiempos de los romanos, y aún constituyen en la actualidad, el principal foco de producción de mercurio del mundo.

La prospección geológica reciente de nuevos yacimientos y reservas ha permitido poner de manifiesto nuevos datos sobre la geología y metalogénesis de estas mineralizaciones. Una nueva tipología se puede establecer, en base a la litología de la roca encajante, y la relación espacial y temporal de ésta con la mineralización.

Los tipos propuestos se pueden agrupar en dos: (1) yacimientos encajados en cuarcitas, y (2) yacimientos encajados en rocas volcánicas. El tipo (1) agrupa a las minas de Almadén y El Entredicho, en la Cuarcita de Criadero, de edad Silúrica, y El Burcio, en la Cuarcita de Base, de edad Devónico. El tipo (2), yacimientos encajados en rocas volcánicas, incluye El Nuevo Entredicho (Ordovícico-Silúrico), Las Cuevas (Silúrico), Guadalperal y Corchuelo (Devónico Superior).

El modelo metalogenético que se propone explica la diversidad de yacimientos en base a la relación de los fluidos mineralizadores con las fases fluidas, muy ricas en CO₂, del magmatismo basáltico explosivo con el que se relacionan espacialmente las mineralizaciones: cuando estos fluidos pueden escapar de la roca volcánica portadora se emplazan en las rocas detríticas o sedimentos asociados, mientras que si no pueden liberarse se emplazan en forma de stockwork o asociados a los minerales de alteración o en el relleno de vacuolas en la propia roca volcánica. Ello concuerda con nuevos datos isotópicos, que indican que el C y el O de carbonatos asociados a las rocas volcánicas tienen un origen hipogénico.

Palabras clave: Hercínico, Metalogenia, Mercurio, Silúrico, Devónico, Almadén.

ABSTRACT

The mercury deposits of the Almadén mine camp are located in the Centro-Iberian Zone, the central domain of the Hercynian Massif of the Iberian peninsula. They are hosted by a Paleozoic sequence of detritic rocks which, ever since the Silurian, also comprise an important proportion of volcanic rocks, mainly of basic composition.

These deposits constitute from Roman times until today the major source for mercury in the world.

Recent geological prospection of new deposits and reserves has provided new data on the geology and metallogeny of these mineralizations. A new sub-division of mineralization types has been established based on the lithology of the host rock and the time and space relationships of this host rock with respect to the (timing of) the mineralization.

Two main types can be distinguished:

- 1) deposits hosted by quartzites, and
- 2) deposits hosted by volcanics.

Type 1) encompasses the producing mines of Almadén and El Entredicho, hosted by the Silurian Criadero Quartzite and El Burcio, hosted by the Devonian Base Quartzite (Cuarcita de Base). Type 2) comprises deposits hosted by volcanic

(*) Dpto. Geología. Minas de Almadén y Arrayanes. Dirección actual: Dirección General IARA, Junta de Andalucía (Sevilla).

(**) Dpto. Geología. Minas de Almadén y Arrayanes. Dirección actual: Dpto. de Ingeniería Geológica y Minera. E. U. P. Almadén (Almadén, Ciudad Real).

rocks and includes El Nuevo Entredicho (Ordovícico-Silúrico volcanics), Las Cuevas (Silúrico), Guadalperal y Corchuelo (Upper Devonian).

A metallogenetic model is proposed which tries to explain the diversity of the deposits based on the relationship between the mineralizing fluids and the fluid phases — very rich in CO₂ — of the explosive basaltic magmatism with which the mineralizations are spatially associated: when these fluids can escape from the volcanic rocks they could be emplaced in the associated detritic or sedimentary rocks. When no escape took place, stockwork-type mineralization was formed or cinnabar is deposited in association with alteration minerals in voids and fractures within the volcanic rock. This hypothesis is in line with new isotope data which indicate that C and O of the carbonates associated with the volcanic rocks have a hypogene origin.

Key words: Hercynian, Metallogeny, Mercury, Silurian, Devonian, Almaden.

1. INTRODUCCION

Las mineralizaciones de mercurio de Almadén se encuentran situadas en la esquina SO de la provincia de Ciudad Real, todas dentro de la Hoja topográfica núm. 808 (Almadén), del M. T. N., a escala 1:50.000, en los términos municipales de Almadén, Almadenejos y Chillón.

Desde el punto de vista geológico se ubican dentro de la Zona Centro Ibérica de la división de JULIVERT et al. (1974), del Macizo Hespérico (fig. 1), en concreto en una gran estructura denominada «Sinclinal de Almadén» (ALMELA et al., 1962), ocupada por materiales volcano-sedimen-

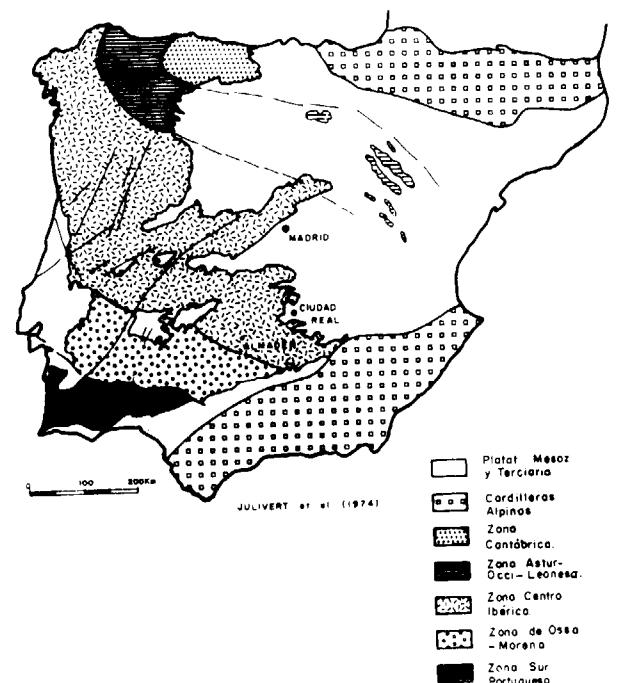


Figura 1.—Localización geográfica y geológica de los yacimientos de Almadén.

tarios Paleozoicos. Las mineralizaciones estudiadas se localizan en el flanco sur y núcleo de esta estructura (fig. 2), y su edad va desde la base del Silúrico hasta el Devónico Superior.

La comarca de Almadén ha tenido una gran importancia minera desde hace más de 2.000 años: de sus minas se han extraído más de 7,5 millones de frascos de mercurio, habiendo sido explotadas por romanos, árabes, y, finalmente, castellanos, prácticamente sin interrupción, salvo excepciones debidas a inundaciones e incendios, hasta la actualidad.

La zona denominada como Sinclinal de Almadén ha sido objeto de numerosos estudios puramente geológicos regionales, de los que mencionamos aquí brevemente los de más interés en el contexto actual.

ALMELA et al. (1962) realizan un estudio geológico general de la zona de Almadén, que ocupa

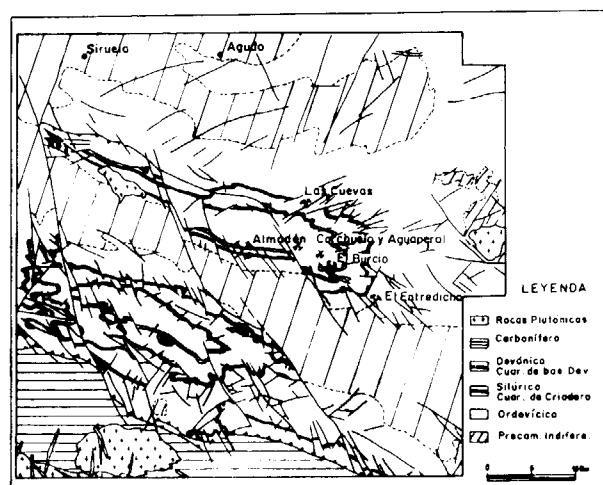


Figura 2.—Esquema geológico de la Reserva de Almadén. Donde se sitúan las mineralizaciones estudiadas.

toda la reserva para mercurio, en el que se incluye una primera cartografía bastante aceptable a escala 1:50.000.

La estratigrafía y tectónica, en el Sinclinal de Almadén, han sido definidos por varios autores, destacándose, además del trabajo mencionado, los de SAUPE (1973), BLANCHERE (1978), VERGES (1980) y todas las Hojas MAGNA que constituyen la Reserva de Almadén (1981-84).

Desde el punto de vista metalogénico se pueden destacar los trabajos realizados por SAUPE (1973) y HERNANDEZ SOBRINO (1984), en cuyas tesis doctorales establecen modelos metalogenéticos de estos yacimientos que han sido aplicados en la prospección de nuevas reservas. ORTEGA, E. (1986) ofrece asimismo una descripción general de la geología y metalogenia del área.

En este trabajo se van a exponer los nuevos datos puestos de manifiesto mediante proyectos de exploración realizados en el período 1985-87, por los geólogos firmantes, en búsqueda de nuevos yacimientos de mercurio dentro de la «Reserva de Almadén». El estudio se ha basado en el reconocimiento de antiguas labores mineras, indicios, cartografías de detalle, levantamientos de columnas de sondeos, estudios petrográficos y metalográficos, y en los trabajos de explotación de los diversos yacimientos en producción.

2. EL MARCO GEOLOGICO

Los materiales en que encajan las mineralizaciones de mercurio de Almadén son de edad Paleozoica, y comprenden desde el Ordovícico hasta el Devónico Superior. La estratigrafía de este conjunto está representada en la columna de la figura 3. Como se puede observar, en su mayor parte está constituida por rocas sedimentarias de composición cuarcítica a pizarrosa, tratándose de sedimentos de plataforma somera que abarcan pizarras, limolitas y areniscas (cuarcitas). Rocas volcánicas, pasadas de piroclastos y volcanitas básicas, son escasas en la parte baja de la columna, pero aumentan en cantidad desde el Silúrico.

Dentro de la serie se pueden diferenciar, a gran escala, cuatro secuencias negativas cuyas bases están representadas por materiales pizarrosos

COLUMNAS ESTRATIGRAFICA PARA EL FLANCO SUR DEL SINCLINAL DE ALMADEN

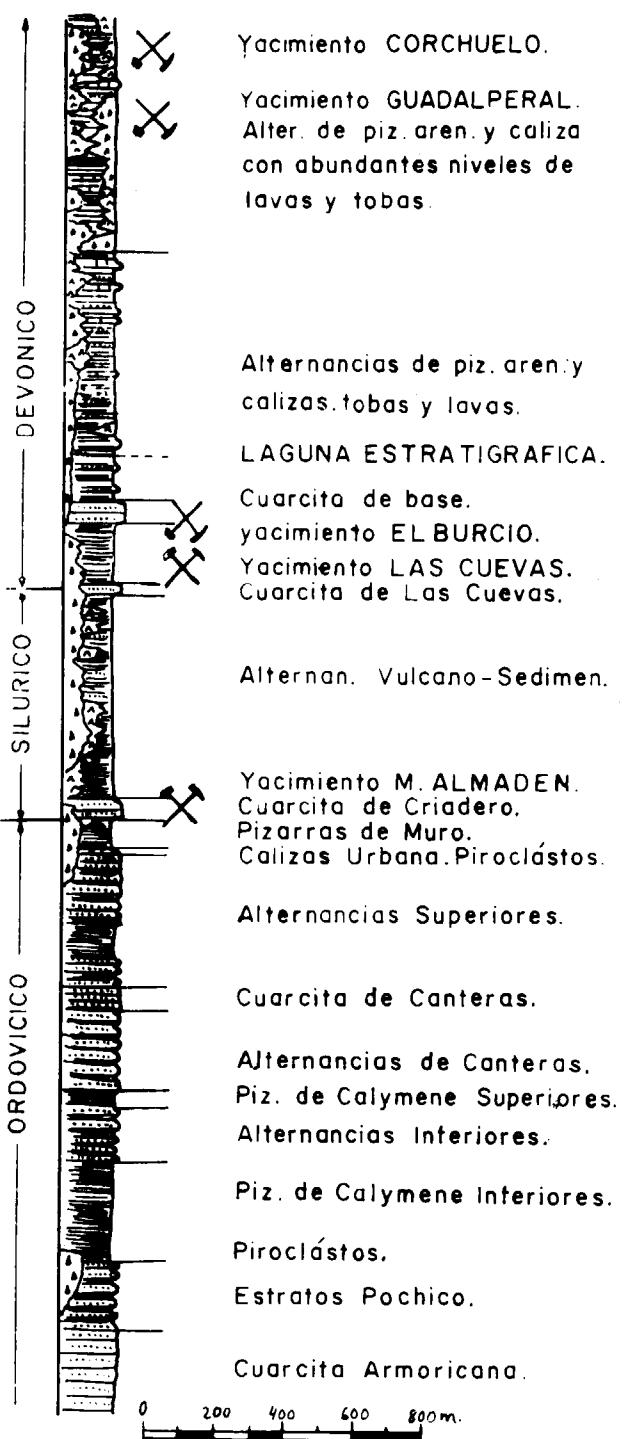


Figura 3.

que culminan con las barras cuarcíticas siguientes: Cuarcita Armoricana, Cuarcita de Cantera, Cuarcita de Criadero y Cuarcita de base del Devónico (véase fig. 3).

El muro de la serie está constituido por la Cuarcita Armoricana. De acuerdo con BOUYX (1970) la secuencia de estos materiales, en la Meseta Meridional, se divide en tres tramos: (1) «Areniscas inferiores», formado por arenas y cuarcitas en bancos gruesos, con algunos niveles de conglomerados en la base; (2) «Nivel con abundantes pistas bilobadas», compuesto por una alternancia de cuarcitas, arenas y pizarras, en bancos decimétricos, conteniendo Cruziana Furcifera y Cruziana Goldfussi, y (3) «Areniscas Superiores», formado por arenas y cuarcitas con menor proporción de pizarras.

Concordante, y por encima, se sitúan las «Alternancias Pochico», definida por TAMAIN (1972) en la «Tabla de Pochico», a unos 2 kilómetros al sur de Aldeaquemada (Jaén). Allí diferencia dos tramos: uno de alternancias de cuarcitas, arenas micáceas e intercalaciones pizarrosas y otro de alternancias de arenas y pizarras arenosas.

Suprayacente a la anterior aparece la formación de Pizarras de Calymene, constituida por tres tramos, que TAMAIN (1972) definió en Sierra Morena Oriental como «Esquistos Botella», «Cuarcitas Inferiores» y «Esquistos del Río», citados de techo a muro. Del mismo modo COULLAUT et al. (1977) distinguen los mismos tramos que denominaron «Pizarras de Calymene Inferiores», «Alternancias Inferiores» y «Pizarras de Calymene Superiores». Los tramos de Pizarras de Calymene Inferiores y Superiores son litológicamente idénticos. En ambos casos se trata de pizarras arcillosas de color gris-azulado, con esporádicas pasadas de niveles muy finos de arenas, que presentan abundantes nódulos limolíticos y arenosos acompañados de óxidos de Fe de morfología irregular. Ocasionalmente se encuentran, interestratificadas con las pizarras, volcanitas de composición básica.

El tramo de «Alternancias Inferiores» se sitúa estratigráficamente entre los dos antes descritos, a los que se pasa de una forma gradual. Se trata de una secuencia rítmica de pizarras y arenas en bancos decimétricos y métricos, de colores

gris claro a gris oscuro, que localmente llegan a ser verdaderos paquetes de cuarcitas.

Concordante con la formación anterior, y de forma gradual, pasamos a un paquete de cuarcitas, arenas y pizarras, que TAMAIN (1972) en Sierra Morena Oriental definió como «Cuarcitas Botella». Este tramo detrítico se compone mayoritariamente de cuarcitas, de color crema, y de alternancias de arenas claras y pizarras oscuras. Se observan abundantes estructuras de ordenamiento interno en los estratos. Hacia el techo de la serie aparece un tramo cuarcítico, denominado «Cuarcita de Cantera», que corresponde a unas alternancias de cuarcitas blancas y arenas crema.

Encima del tramo anterior aparecen las «Alternancias Superiores» de SAUPE (1973), y que corresponden a la denominación de «Bancos Mixtos» de TAMAIN (1972). Se trata de alternancias de arenas y pizarras, con esporádicos niveles cuarcíticos, de color gris oscuro. Los bancos arenosos presentan abundantes estructuras de ordenamiento interno: laminaciones, «ripples» de oscilación, estratificaciones cruzadas y granoclasicación.

A techo de la formación precedente aflora el nivel de «Caliza Urbana» (TAMAIN, 1972). Se trata de un tramo carbonatado que localmente presenta materiales silíceos y volcánicos (PINEDA, 1987). Este tramo se utiliza como nivel guía para separar las «Alternancias Superiores» de las «Pizarras de Muro». Este último tramo se sitúa concordante y por encima del anterior. Está constituido por un paquete pizarroso con algunas pasadas milimétricas a centimétricas de arenas (SAUPE, 1972), y es correlacionable con los «Esquistos Chavela» de TAMAIN (1972).

Concordante con esas pizarras, y encima de ellas, aflora un tramo, eminentemente cuarcítico, definido por ALMELA et al. (1962) como «Cuarcita de Criadero» y correlacionable con las «Cuarcitas Superiores» de TAMAIN (1972). Se trata de un paquete de 60 metros de potencia, en el que SAUPE (1973) distinguió, de muro a techo, un tramo de cuarcitas muy puras denominado «Cuarcitas Inferiores», de 10 metros de potencia; otro tramo pizarroso de 7-8 metros de potencia, denominado «Pizarras Intermedias»; otro de 30 metros de potencia de alternancias de arenas y cuarcitas, denominado «Cuarcitas Intermedias»;

y se culmina el paquete con dos bancos de cuarcitas puras, separadas por un nivel de 0,5 metros de pizarras oscuras, que se denominan «Cuarcitas Superiores», con una potencia total de 12 metros.

Suprayacente a las cuarcitas descritas reposa un tramo de pizarras muy negras con abundante fauna de graptolites, denominado «Pizarras Amplexíticas». Esta serie comporta, hacia su parte superior, pasadas de volcanitas básicas, pasando a una auténtica serie volcano-sedimentaria, que culmina el Silúrico del Anticlinal de Almadén.

La base del Devónico está representada por un paquete de cuarcitas de pocos metros de potencia (10 metros), denominado «Cuarcita de las Cuevas». Continúa la serie volcano-sedimentaria por todo el Devónico, apareciendo aportes de productos básicos, también volcanitas intermedias y ácidas, a techo de la misma. La secuencia es pizarrosa-areniscosa, con pasadas de niveles carbonatados e intercalaciones de materiales piroclásticos y de lavas. En la parte intermedia del Devónico Inferior (Siegeniense) se pueden destacar la «Cuarcita de Base», que, junto con las tres barras anteriormente descritas, constituyen los cuatro episodios cuarcíticos destacables en toda la columna estratigráfica.

De manera esporádica aparece en esta secuencia un volcanismo singenético de naturaleza explosiva. Sus primeras manifestaciones se localizan en el Ordovícico Medio-Inferior, entre Alternancias Pochico y Pizarras de Calymene (Zona de El Borracho). Es de composición básica (basáltica), con xenolitos ultrabásicos, y está representado por facies piroclásticas y lavas. Hay un segundo episodio, similar al anterior, a techo del Ordovícico, entre el nivel de Caliza Urbana y Cuarcitas de Criadero. A partir de aquí la serie pasa a ser de naturaleza volcano-sedimentaria, con abundantes aportes volcánicos, hasta el techo del Devónico Superior. Los aparatos volcánicos son bastantes puntuales, tanto en el espacio como en el tiempo, durante el Ordovícico y el Silúrico, con morfología en cráter y con facies piroclásticas, interestratificadas y/o cortadas por coladas, «sills» y diques básicos. A partir del Devónico los materiales volcánicos pierden su carácter puntual, apareciendo distribuidos a lo largo de toda la cuenca.

Los materiales descritos están afectados por la Orogenia Hercínica, cuyo efecto queda registrado por dos fases o direcciones de plegamiento y una tercera de fracturación. La primera (F1) produce un plegamiento relativamente apretado, sin esquistos, de tipo cilíndrico y puntualmente cónico (SOLDEVILLA, 1982), de dirección N 120° E, plano axial subvertical y ocasionalmente disímil, debido a la gran diferencia de competencia entre materiales cuarcíticos y pizarrosos. Cuando aumenta el grado de apretamiento los pliegues antiformes se rompen por su flanco sur y originan fallas inversas, paralelas a las directrices estructurales, y superficies de cabalgamiento hacia el sur (este último efecto sólo se observa localmente). Esta fase es la responsable de las principales estructuras cartográficas.

La segunda fase de plegamiento (F2), de dirección de máximos esfuerzos E-O, ocasiona un plegamiento muy suave que en interferencia con la anterior forma estructuras en caja de huevos (BENET, 1987), y asimismo produce la inclinación de los ejes de la F1 y la rotación de las primeras estructuras. Se ha sugerido la existencia de una cizalla levógrada de dirección NO-SE (ROIZ, 1979), que nosotros pensamos que, efectivamente, está relacionada con esta fase de deformación y que se traduce en esa virgación de los ejes de los pliegues F1, y en estructuras de interferencia a nivel del Hercínico.

Posterior al plegamiento se producen tres juegos de fracturas: uno de dirección N 30-55° E, otro N 80-100° E y el tercero N 140-160° E. Tanto unos como otros producen desplazamientos horizontales y verticales en las estructuras que complican su seguimiento cartográfico. Las direcciones N 30-55° E y N 140-160° E son normales y de desgarre, las primeras dextrógiros y las segundas levógiros. Las de dirección N 80-100° E son inversas.

Todos los yacimientos de mercurio del distrito minero de Almadén se encuentran ligados al volcanismo basáltico desarrollado fundamentalmente durante el Silúrico y Devónico (HERNANDEZ, 1984). Aquí nosotros haremos referencia a los diferentes yacimientos descritos por este autor más otros nuevos, excepto La Nueva Concepción y Las Cuevas. La situación de los yacimientos de mercurio dentro de la columna estratigráfica se muestra en la figura 3.

3. ESTUDIO DE LOS YACIMIENTOS

Los yacimientos e indicios mineros de mercurio de Almadén se pueden agrupar, de acuerdo con la litología de la roca encajante, en dos grandes tipos: 1. Yacimientos encajados en cuarcitas. 2. Yacimientos encajados en rocas volcánicas. A su vez, y en función de la edad de los materiales encajantes, se pueden establecer los siguientes subtipos: 1a) Subtipo minas de Almadén y El Entredicho, encajados en Cuarcita de Criadero, silúrica. 1b) Subtipo El Burcio, en Cuarcita de Base, devónica. 2a) Subtipo Guadalperal, en volcanitas devónicas. 2b) Subtipo Corchuelo, en volcanitas del Devónico Superior. En la figura 3 se puede observar la posición relativa de estas mineralizaciones en la columna estratigráfica de la región.

3.1. Yacimientos subtipo Minas de Almadén y El Entredicho

Dentro de esta tipología se incluyen los dos yacimientos más grandes del mundo de mercurio. El primero se localiza bajo el pueblo que lleva su nombre y el otro a unos 3,5 kilómetros al este de Almadenejos.

En los dos casos la mineralización encaja en Cuarcita de Criadero y aparece relacionada con un aparato volcánico tipo cráter. La paragénesis es cinabrio acompañado de pirita.

En la Mina de Almadén se distinguen tres bancos de cuarcitas mineralizados que, de muro a techo, se denominan: San Pedro, situado a techo de las Cuarcitas Inferiores (fig. 4), San Francisco y San Nicolás, ambos en las Cuarcitas Superiores. Los tres están fosilizados por niveles de pizarras.

Como se puede reconocer en la figura 5, la mineralización aparece relacionada con un aparato volcánico en facies de piroclastos y lavas, pero aparece encajada, como hemos referido, en Cuarcitas de Criadero. Sin embargo, la relación entre el aparato volcánico y las cuarcitas es tectónica, de tipo rampas (BUTLER, 1982), y se observa cómo los materiales volcánicos pasan lateralmente a las Pizarras de Muro. Esta es una observación muy importante debido a que nos ayuda bastante en la interpretación de la génesis de estos yacimientos, ya que nos define la cronometría de funcionamiento de los aparatos volcánicos, que

más adelante pasaremos a discutir con más detalle.

La figura 6 muestra otro caso de estructura tipo rampa en la Mina de Almadén, que involucra en este caso a Cuarcita de Criadero, pero no a los materiales piroclásticos.

En El Entredicho se localizan dos bancos de cuarcitas mineralizados. Uno, denominado Banco Inferior, se sitúa a muro de la Cuarcita de Criadero con una potencia media de 1 m., y bastante con-

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LAS CUARCITAS DE CRIADERO DE LA MINA DE ALMADEN

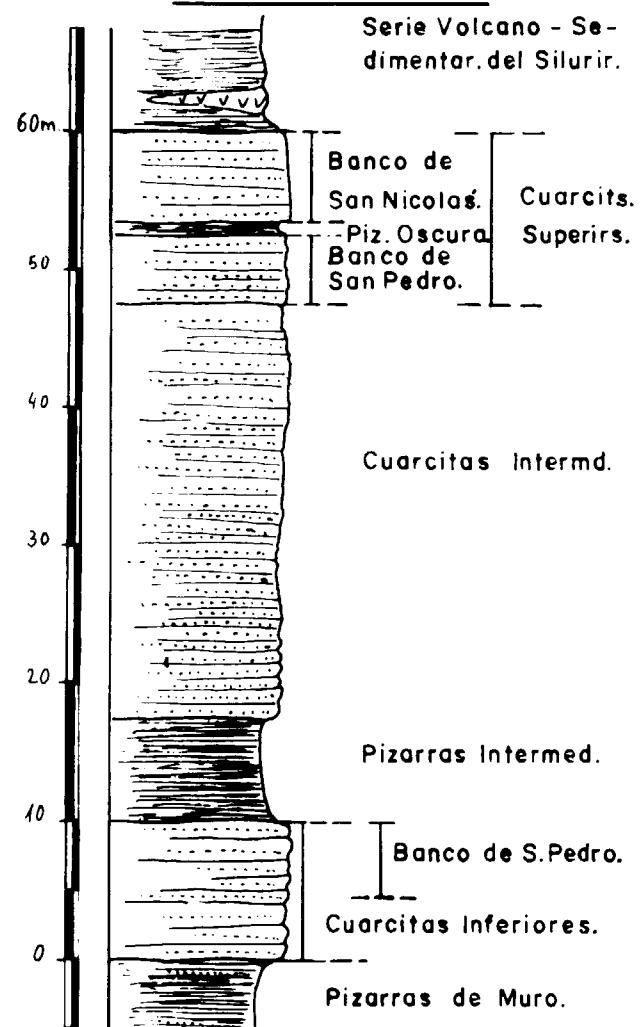


Figura 4.

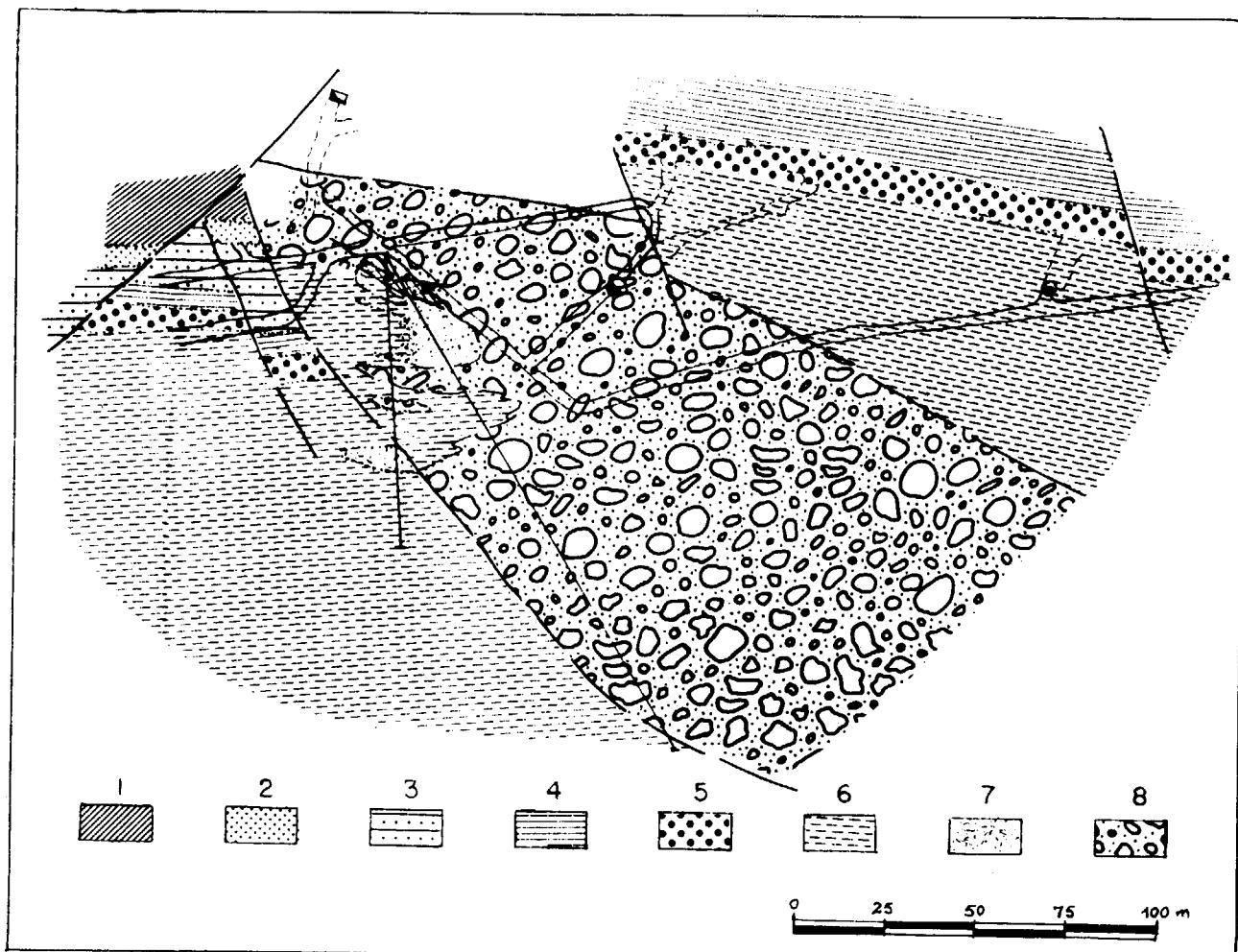


Figura 5.—Esquema geológico en planta novena (Mina de Almadén), del cráter de piroclastos en relación con la mineralización. 1. Serie de techo, lavas y pizarras.—2. Cuarcita superior mineralizada.—3. Cuarcitas intermedias.—4. Pizarras intermedias.—5. Cuarcitas inferiores.—6. Pizarras de muro.—7. Pizarras de muro con influencia volcánica (tobas).—8. Piroclastos.

tinuidad lateral, al menos de 100 metros. El otro es de mayor potencia y situado a techo de la Cuarcita de Criadero, con una menor continuidad lateral, una morfología más masiva y una menor ley (Banco Superior).

En la figura 7 se presenta un plano geológico de El Entredicho y su entorno, donde, aparte de dicha mina, se pueden reconocer las zonas de La Panera y El Cerro Peñarroya, parajes donde existen indicios de mercurio en cuarcitas de la formación «Cuarcita de Criadero» y aparatos volcánicos relacionados con ellos. También se puede reconocer la existencia de una tectónica en pliegues-falla idéntica a la que indicábamos para

la mina de Almadén. El yacimiento de El Entredicho se sitúa en una pequeña estructura sinclinal aislada de la gran estructura denominada como Sinclinal de Almadén; la interpretación estructural del entorno La Panera-El Entredicho se presenta en el esquema de la figura 8.

Como se puede ver en el plano de la figura 7, los dos aparatos volcánicos, cráter de El Entredicho y cráter de La Panera, encajan principalmente en las rocas de las formaciones «Alternancias Superiores» y «Pizarras de Muro». Se han realizado cortes detallados en los bancos de la corte de El Entredicho a través de las «Pizarras de Muro» y los materiales piroclásticos para

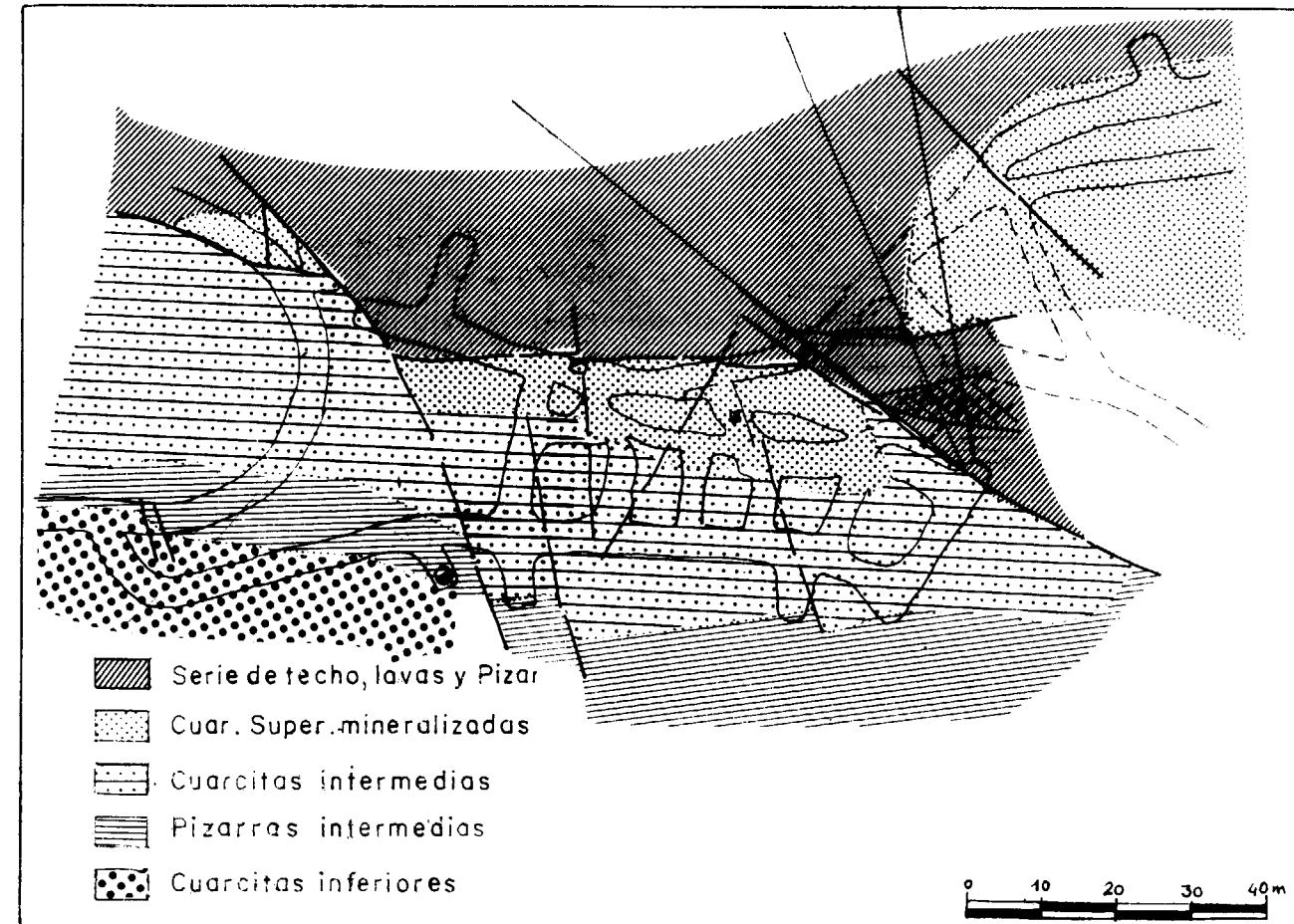


Figura 6.—Esquema geológico de la zona de Poniente en Planta 12 (mina de Almadén), de acuerdo con galerías y sondeos, donde se puede reconocer el tipo de tectónica que ha afectado a la zona.

identificar las facies volcánicas, así como su relación con las pizarras. Se puede destacar que las facies piroclásticas están interestratificadas con las «Pizarras de Muro», pasan lateralmente y de forma gradual a las mismas y solamente cortan a la parte inferior de la «Cuarcita de Criadero». Se han diferenciado cuatro facies que nosotros englobamos en dos pulsaciones volcánicas explosivas:

— La primera la constituyen dos facies: una eminentemente volcánica (foto 1), representada por piroclastos masivos con líticos volcánicos y sedimentarios, frecuentes pumitas, y matriz volcánica, y otra muy bien organizada (foto 2), donde se pueden identificar frecuentes estructuras volcánicas de emplazamiento

y que se localiza a techo de la anterior; en esta segunda facies se identifica perfectamente la estratificación, pudiéndose observar cómo lateralmente pasa a «Pizarras de Muro».

— La segunda pulsación está representada por una gran brecha de explosión con fragmentos heterométricos, donde se pueden reconocer clastos de 1 centímetro a 1 metro cúbico de las facies anteriores (foto 3), cementados por una matriz pizarrosa muy oscura idéntica a las «Pizarras de Muro». Entre estas facies y las otras dos anteriores y en tránsito gradual, se identifica una cuarta facies muy pizarrosa, con esporádicos clastos volcánicos principalmente pumíticos (foto 4), que representa el

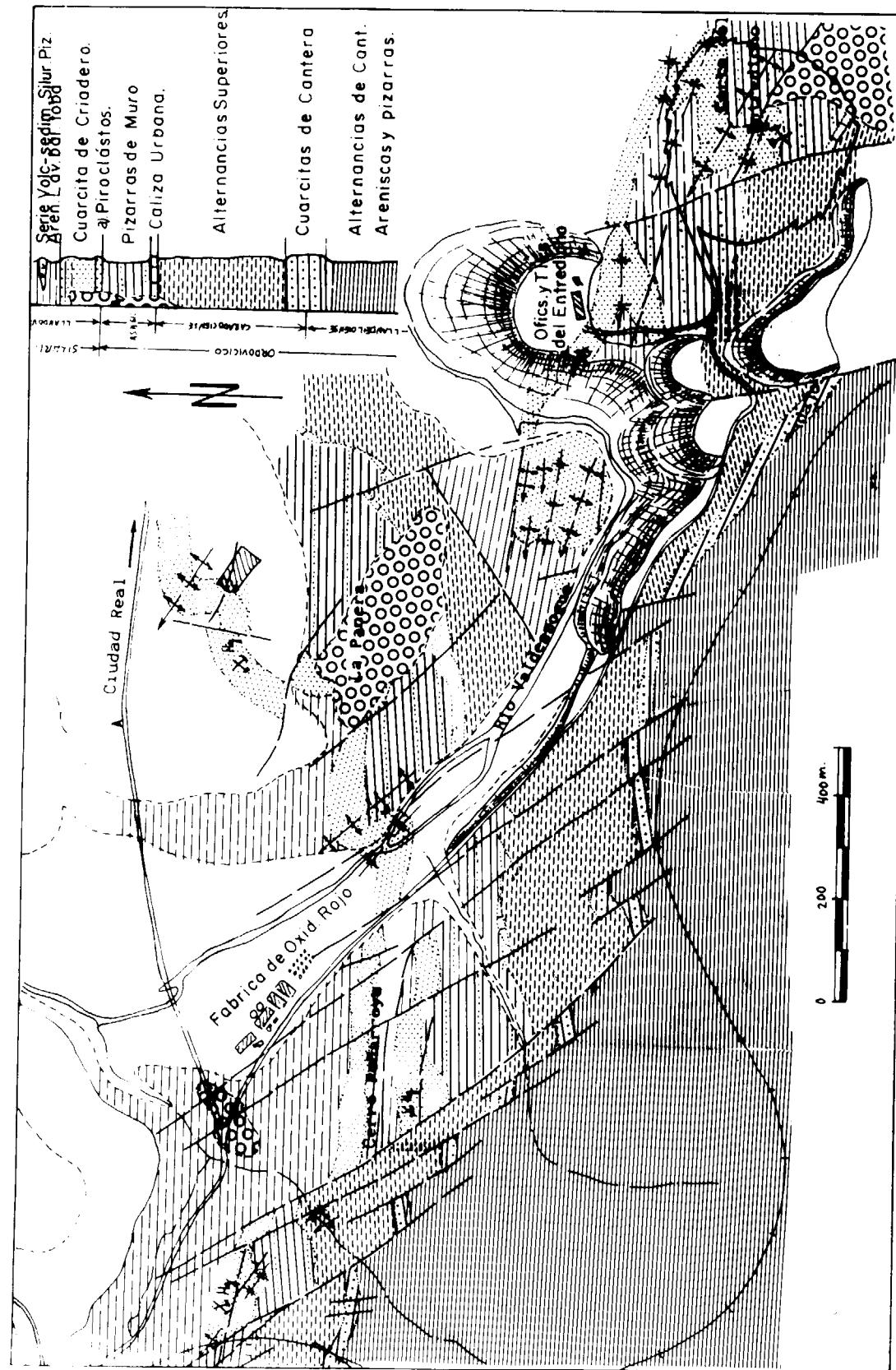


Figura 7.—Plano geológico-minero de la zona El Entredicho La Panera - Cerro Peñarroja.

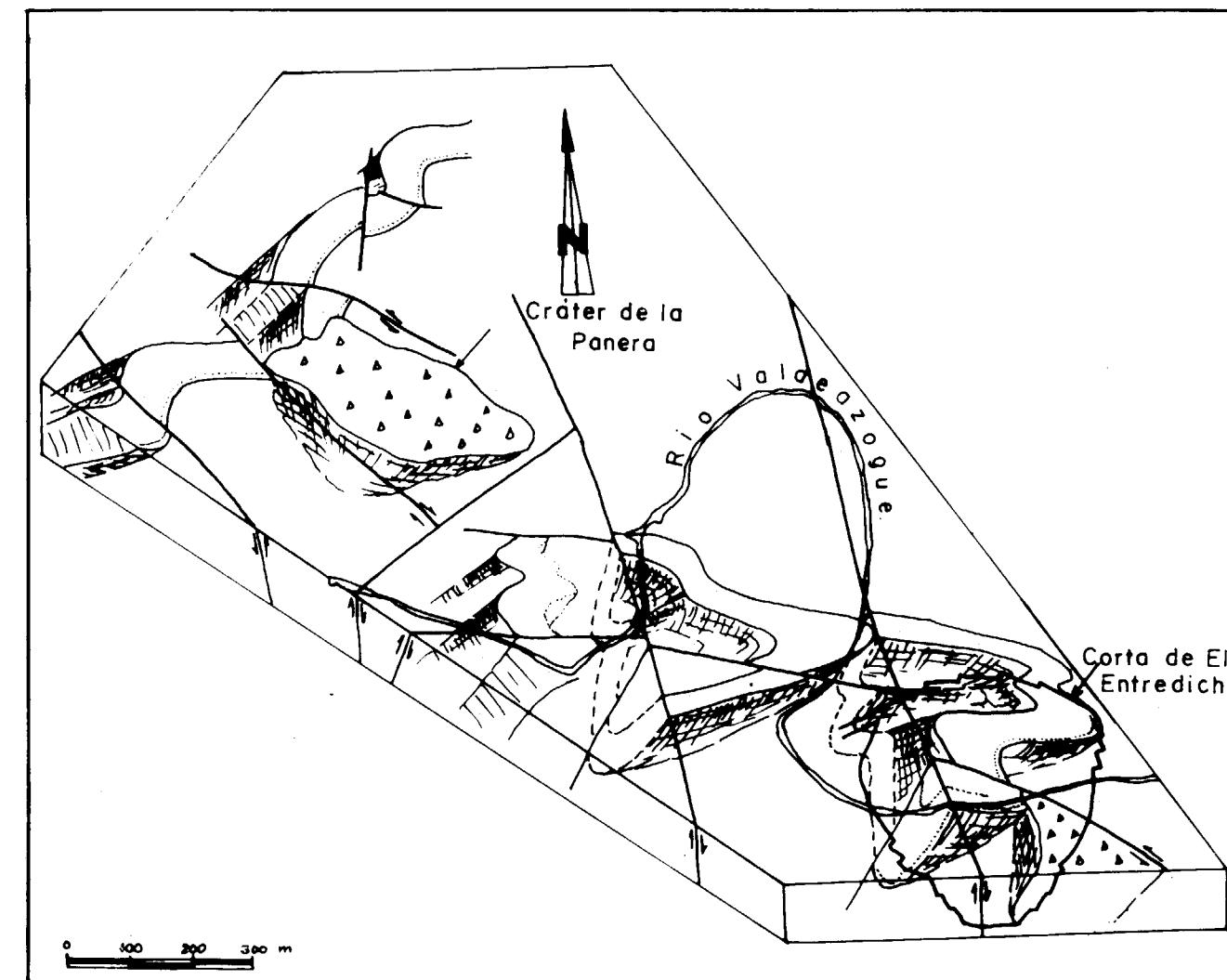


Figura 8.—Esquema geológico-estructural del entorno La Panera - El Entredicho.

período intermedio entre las dos etapas explosivas.

Teniendo en cuenta todos estos datos, nosotros proponemos aquí el esquema genético, para el volcanismo y su relación con la mineralización, que se muestra en la figura 9. En ella se refleja el funcionamiento por etapas del modelo genético propuesto.

En una primera etapa se produce un episodio volcánico explosivo, sincrónico con el depósito de las «Pizarras de Muro». Posteriormente, y tras un período de calma, se ocasiona un segundo evento explosivo que incorpora ya materiales

brechificados del episodio anterior. En este punto la «Cuarcita de Criadero» podría haber comenzado su depósito, que continuaría sincrónicamente con una actividad volcánica lávica, basáltica con xenolitos muy redondeados de rocas ultrabásicas, de origen profundo, ascenso muy rápido y muy rica en fluidos. Es en relación con esta etapa magmática y/o con su actividad hidrotermal tardía cuando se origina el depósito de las mineralizaciones de mercurio que, o bien salen a la cuenca y se depositan conjuntamente con la arenisca, o bien impregnan ésta previamente a su diagénesis.



Foto 1.—Facies masivas de las rocas piroclásticas en la mina de El Entredicho.



Foto 2.—Facies laminadas, donde se observa muy bien la estratificación. Piroclastos de la mina de El Entredicho.



Foto 3.—Facies brechificadas, brecha de explosión. Piroclastos de la mina de El Entredicho.



Foto 4.—Facies pizarrosas, Pizarras de Muro con clastos volcánicos. Mina de El Entredicho.

La hipótesis de que la mineralización está ocasionada por el volcanismo está puesta de manifiesto por el estudio de isótopos de ^{34}S y ^{32}S del cinabrio (CALVO et al., 1974), que demuestra que la mayor parte de éste es de origen ígneo.

3.2. Yacimiento subtípico *El Burcio*

El único yacimiento conocido, e investigado en detalle, perteneciente a esta tipología, es el de El Burcio - Las Tres Hermanas (HIGUERAS, 1987). Se trata de una serie de pequeñas labores mineras, de edad indeterminada, situadas a unos

1.000 m. al N de la Estación de Almadenejos, y que, al parecer, tenían por objeto investigar una mineralización bastante pobre de cinabrio relacionada con fracturillas en la Cuarcita de Base del Devónico. En esta zona existen varios aparatos volcánicos de material piroclástico, que, a su vez, comportan puntualmente indicios de cinabrio (ver plano geológico figura 10).

Se trata, por tanto, de una mineralización que presenta ciertas semejanzas (encaja en cuarcitas) con la del subtípico Almadén - El Entredicho, de la que se diferencia por la edad de la roca encajante (Devónico en vez de Silúrico), asocia-

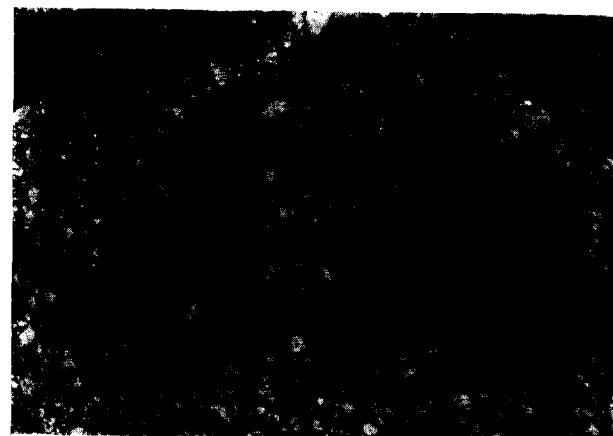


Foto 1.—Facies masivas de las rocas piroclásticas en la mina de El Entredicho.



Foto 2.—Facies laminadas, donde se observa muy bien la estratificación. Piroclastos de la mina de El Entredicho.



Foto 3.—Facies brechificadas, brecha de explosión. Piroclastos de la mina de El Entredicho.

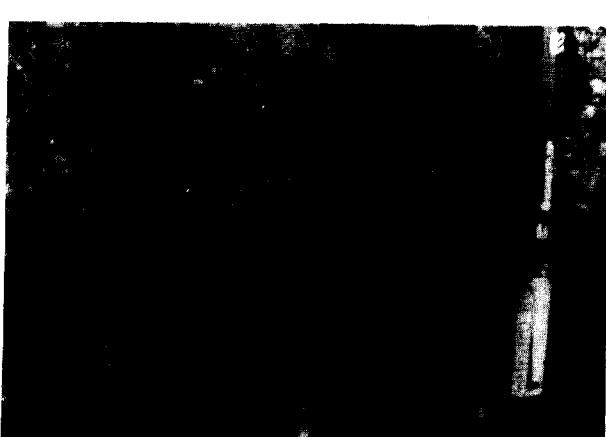


Foto 4.—Facies pizarrosas, Pizarras de Muro con clastos volcánicos. Mina de El Entredicho.

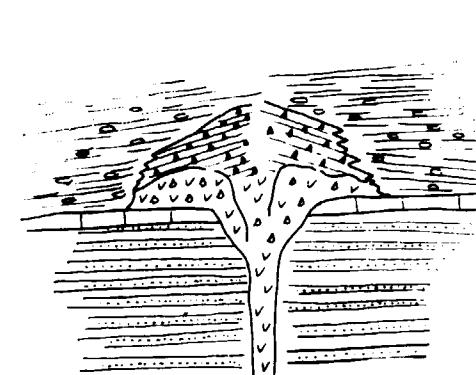
La hipótesis de que la mineralización está ocasionada por el volcanismo está puesta de manifiesto por el estudio de isótopos de ^{34}S y ^{32}S del cinabrio (CALVO et al., 1974), que demuestra que la mayor parte de éste es de origen ígneo.

3.2. Yacimiento subtipo El Burcio

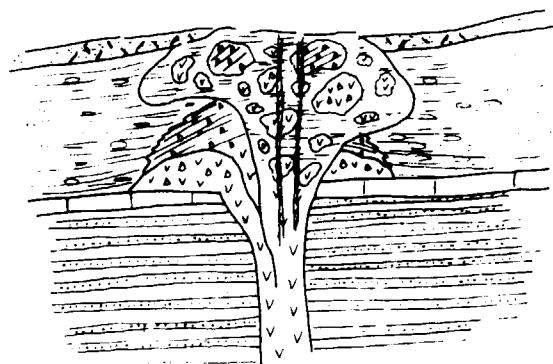
El único yacimiento conocido, e investigado en detalle, perteneciente a esta tipología, es el de El Burcio - Las Tres Hermanas (HIGUERAS, 1987). Se trata de una serie de pequeñas labores mineras, de edad indeterminada, situadas a unos

1.000 m. al N de la Estación de Almadenejos, y que, al parecer, tenían por objeto investigar una mineralización bastante pobre de cinabrio relacionada con fracturillas en la Cuarcita de Base del Devónico. En esta zona existen varios aparatos volcánicos de material piroclástico, que, a su vez, comportan puntualmente indicios de cinabrio (ver plano geológico figura 10).

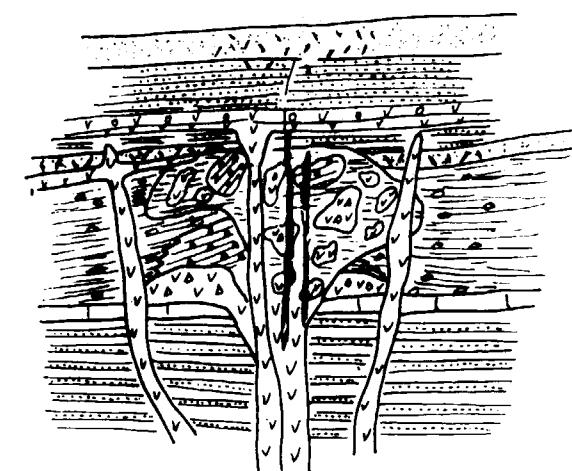
Se trata, por tanto, de una mineralización que presenta ciertas semejanzas (encaja en cuarcitas) con la del subtipo Almadén - El Entredicho, de la que se diferencia por la edad de la roca encajante (Devónico en vez de Silúrico), asocia-



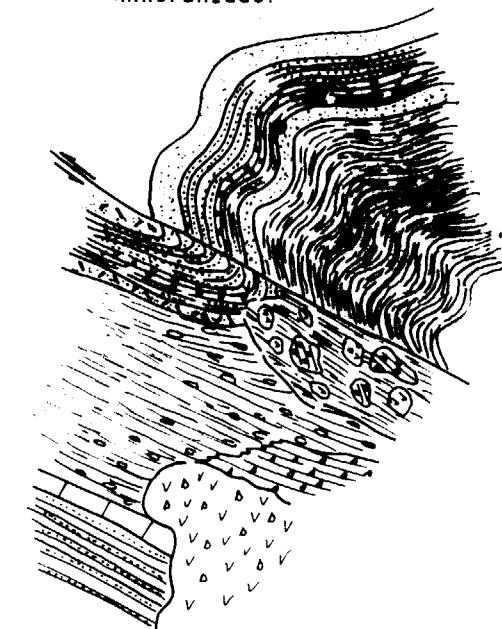
Etapa I.- Primera pulsación Volcánica.



EtapalI.- Segunda pulsación Volcánica y depósito del Banco Inferior – mineralizado.



EtapalII.- Intrusión y/o depósito de coladas y sills de lavas basálticas y Banco Superior mineralizado.



EtapalIV.- Plegamiento. Estado actual de la corte del Entredicho.

	Alternancias Superiores.		Calizas Urbana.
	Pizarras de Muro.		Cuarcitas de Criadero. Fácies Volcánicas.
	Facies Piroclásticas (Frailesca) masivas.		Fg
	Facies Pizarrosas.		Brecha de explosión.
	Lavas basálticas.		Lavas basálticas con xenolitos ultrabásicos.
	Cuarcitas mineralizadas.		

Figura 9.—Modelo genético para los yacimientos de Hg tipo Almarén - El Entredicho.

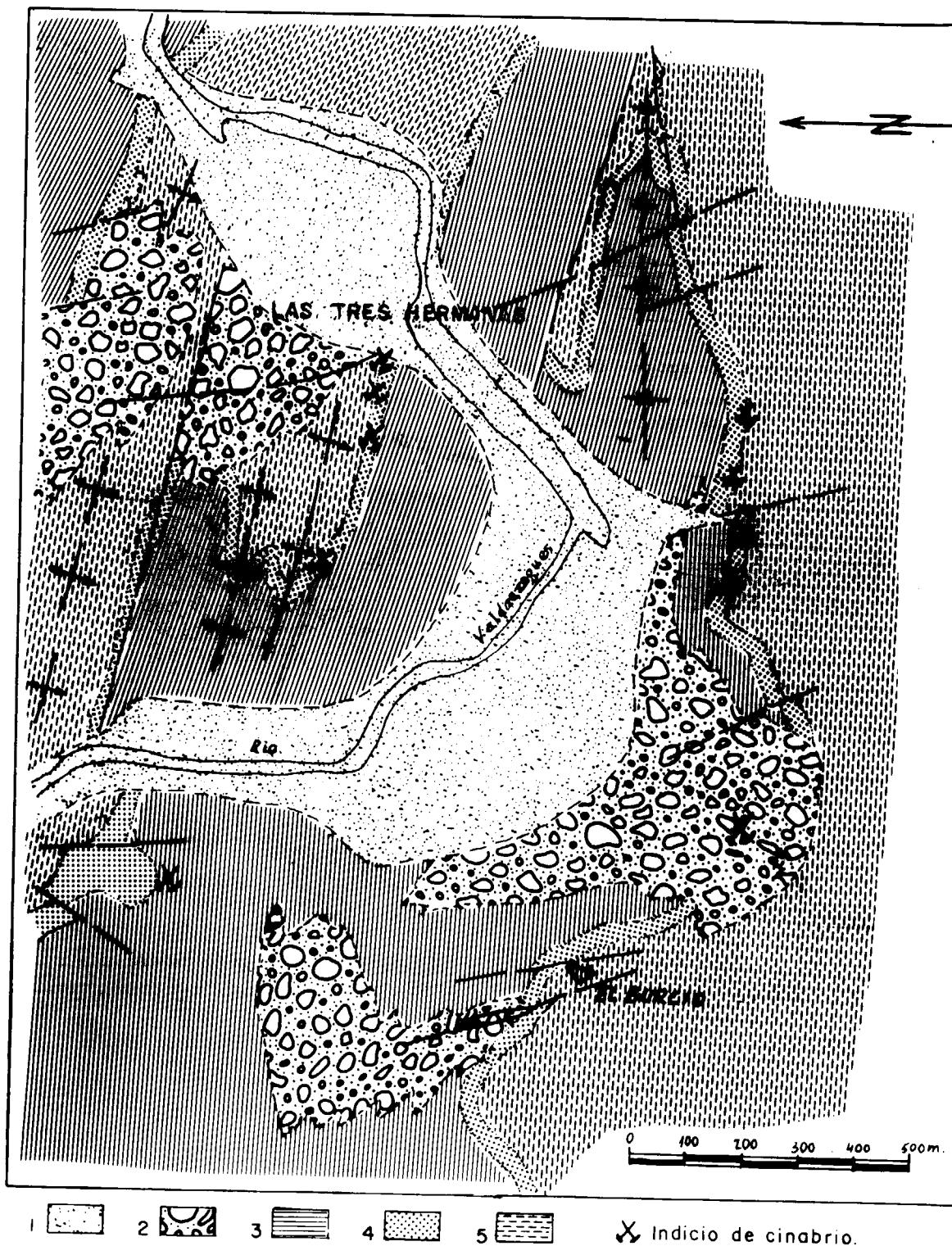


Figura 10. Plano geológico-minero del sector El Burcio - Las Tres Hermanas. 1. Materiales aluviales. 2. Piroclastos tipo traquesia. 3. Devónico, volcanosedimentario. 4. Cuarcita de Base del Devónico. 5. Silúrico, volcano-sedimentario.

ción paragenética (cinabrio, pirita, barita), por volumen y por el hecho de relacionarse exclusivamente con fracturas, sin que se haya detectado, hasta la fecha, mineralización singenética disseminada en la Cuarcita, como es característico en el referido subtipo Almadén.

Los materiales piroclásticos presentes en el área son, como hemos referido, similares a los de Almadén y El Entredicho, cortando claramente a la Cuarcita de Base al menos al S del área de estudio.

Es en este área, y en proximidad de la «Cuarcita de Base», donde se han reconocido pintas de cinabrio en los piroclastos, aparentemente relacionadas con la alteración tardía postmagmática de la roca, que comporta carbonatación (ferrodolomita, fundamentalmente), cloritización y silificación (foto 5).

El esquema genético podría ser, por tanto, similar al establecido para los yacimientos de Almadén y El Entredicho, si bien al producirse la actividad volcánica con posterioridad a la sedimentación, y posiblemente litificación de la Cuarcita de Base, las soluciones mineralizadoras ligadas al volcanismo explosivo, con toda probabilidad, también menos abundantes que en el Silúrico, se introducirían en la cuarcita a través de fracturas, produciendo el depósito de la mineralización que conocemos, en la que es característica la asociación paragenética cinabrio-pirita-barita (foto 6).



Foto 5.—Piroclastos de El Burcio, mineralizados. Cinabrio.

3.3. Yacimientos subtipo Guadalperal

El indicio que da nombre a este subtipo se sitúa en el paraje denominado de Guadalperal, a unos 8 kilómetros al este de Almadén y 4 kilómetros al norte de Almanechejos. Lo constituye una pequeña labor minera que fue explotada en época romana como lo demuestran los restos arqueológicos encontrados por ALMELA et al. (1962). Encaja en la serie volcano-sedimentaria del Devónico Superior (fig. 3), y concretamente en su horizonte de lavas basálticas (HERNANDEZ, 1984).

En el plano de la figura 11 se presenta la geología del entorno de la mineralización, junto con una pequeña columna estratigráfica con la localización del yacimiento, que se sitúa en el flanco Norte de una pequeña estructura anticlinal de arrastre de la gran estructura que es el Sinclinal de Almadén.

La mineralización está relacionada con un paquete de volcanitas básicas. Dos facies pueden distinguirse: lavas y piroclastos (epiclásticas) de coloración de rojo oscuro a morado debido a los óxidos de Fe (hematites) producto de alteración, en la etapa postmagmática, de la magnetita primaria de la roca. La metalización se ha ocasionado en la etapa tardimagmática y queda registrada en la roca por una alteración hidrotermal ocasionada por los fluidos residuales, que depositarían cinabrio, sílice (en forma de jaspe), clorita y carbonatos (foto 7).

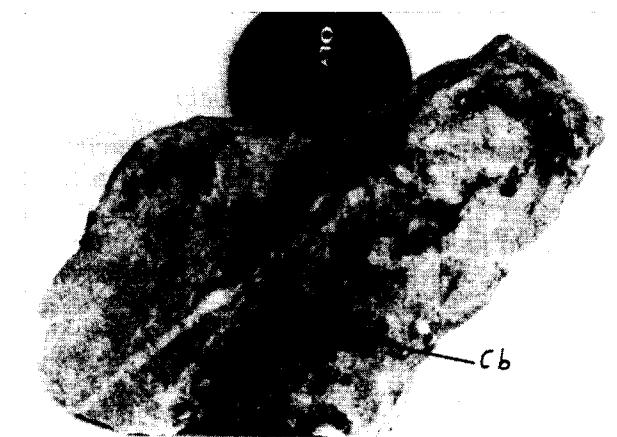


Foto 6.—Cuarcita de Base mineralizada. Fracturas rellenas de cinabrio y barita. El Burcio - Las Tres Hermanas.

ción paragenética (cinabrio, pirita, barita), por volumen y por el hecho de relacionarse exclusivamente con fracturas, sin que se haya detectado, hasta la fecha, mineralización singenética disseminada en la Cuarcita, como es característico en el referido subtipo Almadén.

Los materiales piroclásticos presentes en el área son, como hemos referido, similares a los de Almadén y El Entredicho, cortando claramente a la Cuarcita de Base al menos al S del área de estudio.

Es en este área, y en proximidad de la «Cuarcita de Base», donde se han reconocido pintas de cinabrio en los piroclastos, aparentemente relacionadas con la alteración tardía postmagmática de la roca, que comporta carbonatación (ferrodolomita, fundamentalmente), cloritización y silicificación (foto 5).

El esquema genético podría ser, por tanto, similar al establecido para los yacimientos de Almadén y El Entredicho, si bien al producirse la actividad volcánica con posterioridad a la sedimentación, y posiblemente litificación de la Cuarcita de Base, las soluciones mineralizadoras ligadas al volcanismo explosivo, con toda probabilidad, también menos abundantes que en el Silúrico, se introducirían en la cuarcita a través de fracturas, produciendo el depósito de la mineralización que conocemos, en la que es característica la asociación paragenética cinabrio-pirita-barita (foto 6).

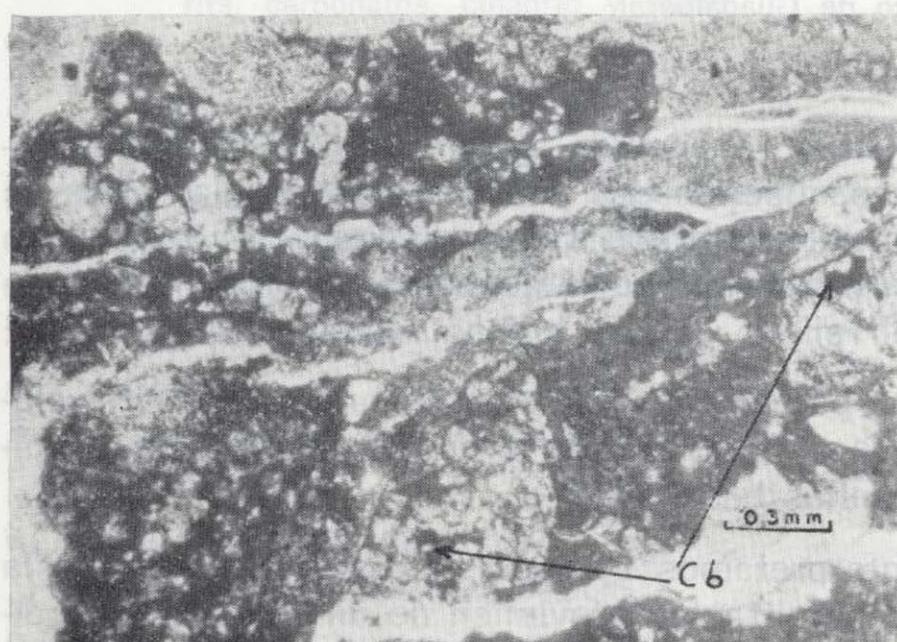


Foto 5.—Piroclastos de El Burcio, mineralizados. Cinabrio.

3.3. Yacimientos subtipo Guadalperal

El indicio que da nombre a este subtipo se sitúa en el paraje denominado de Guadalperal, a unos 8 kilómetros al este de Almadén y 4 kilómetros al norte de Almanechejos. Lo constituye una pequeña labor minera que fue explotada en época romana como lo demuestran los restos arqueológicos encontrados por ALMELA et al. (1962). Encaja en la serie volcano-sedimentaria del Devónico Superior (fig. 3), y concretamente en su horizonte de lavas basálticas (HERNANDEZ, 1984).

En el plano de la figura 11 se presenta la geología del entorno de la mineralización, junto con una pequeña columna estratigráfica con la localización del yacimiento, que se sitúa en el flanco Norte de una pequeña estructura anticlinal de arrastre de la gran estructura que es el Sinclinal de Almadén.

La mineralización está relacionada con un paquete de volcanitas básicas. Dos facies pueden distinguirse: lavas y piroclastos (epiclásticas) de coloración de rojo oscuro a morado debido a los óxidos de Fe (hematites) producto de alteración, en la etapa postmagmática, de la magnetita primaria de la roca. La metalización se ha ocasionado en la etapa tardimagnética y queda registrada en la roca por una alteración hidrotermal ocasionada por los fluidos residuales, que depositarían cinabrio, sílice (en forma de jaspe), clorita y carbonatos (foto 7).

Foto 10.—Piroclastos de Corchuelo, vesiculados y mineralizados.

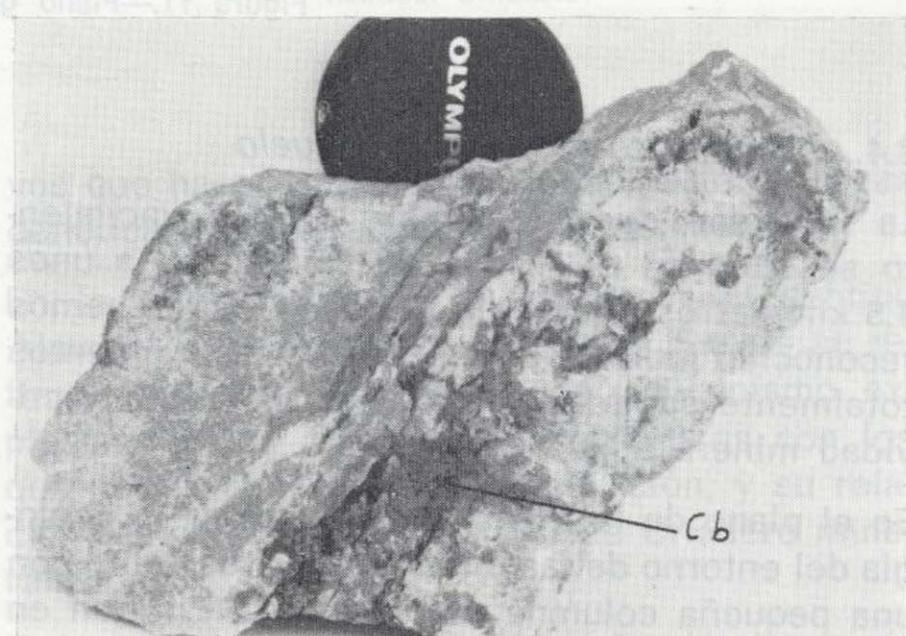
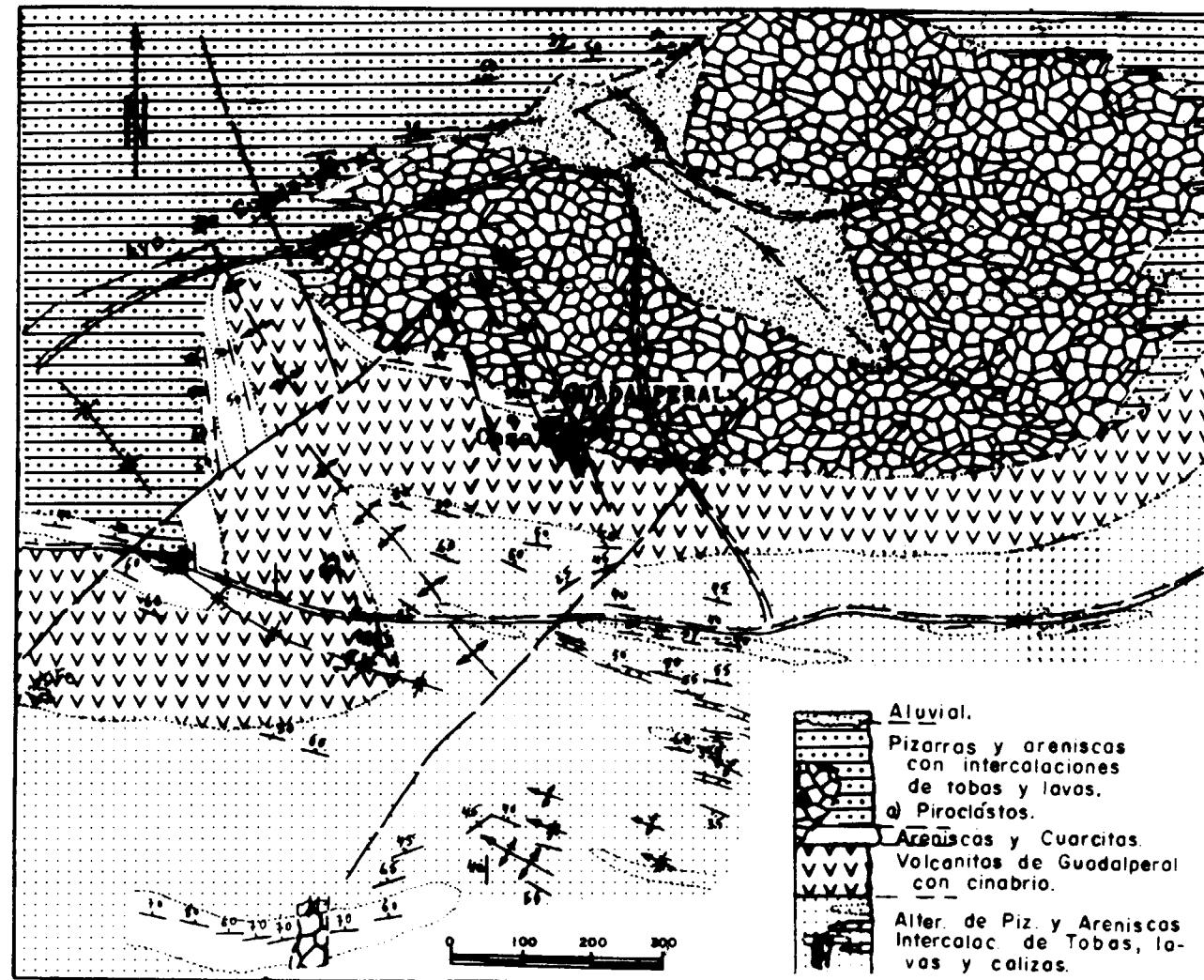


Foto 6.—Cuarcita de Base mineralizada. Fracturas llenas de cinabrio y barita. El Burcio - Las Tres Hermanas.



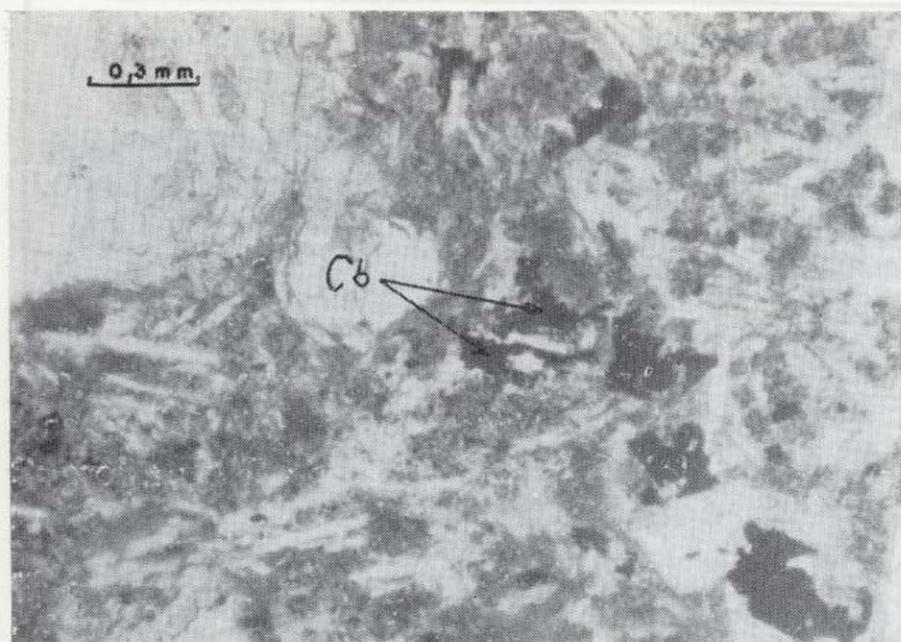


Foto 7.—Volcanitas de Guadalperal mineralizadas.

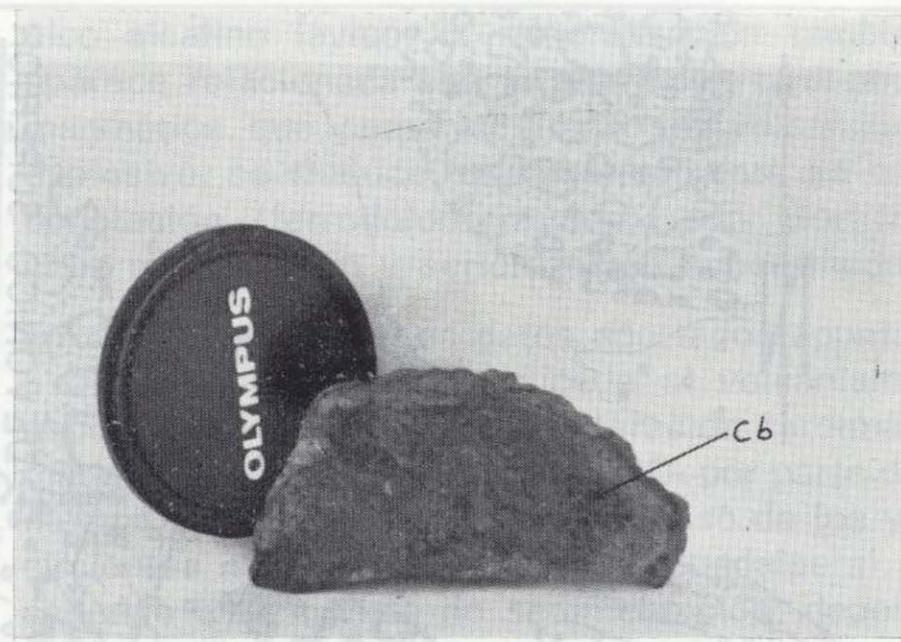


Foto 8.—Lavas basálticas con cinabrio diseminado y relleno vacuolas. Corchuelo.

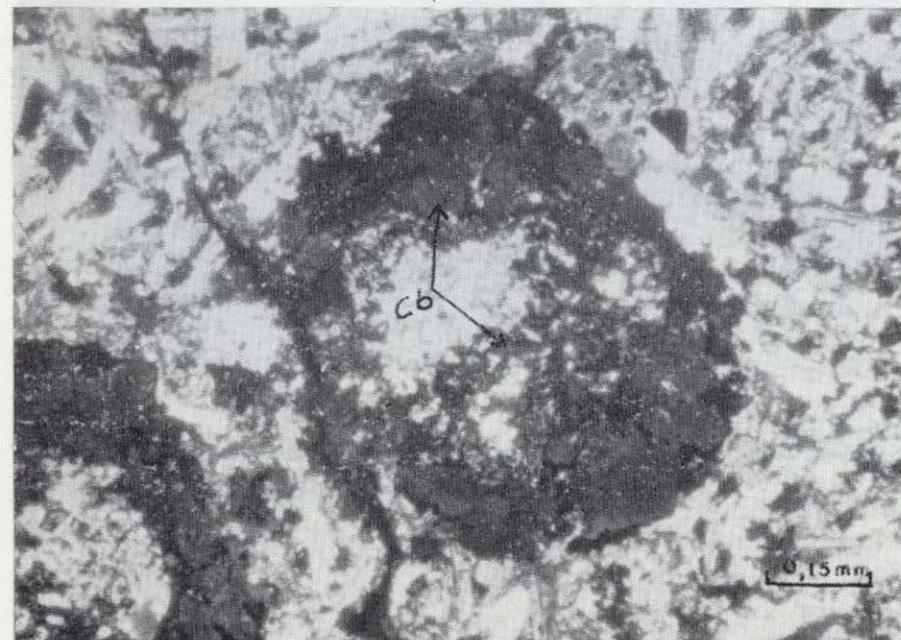


Foto 9.—Vacuola en volcanita de Corchuelo rellena de clorita, carbonatos, cinabrio y sílice.

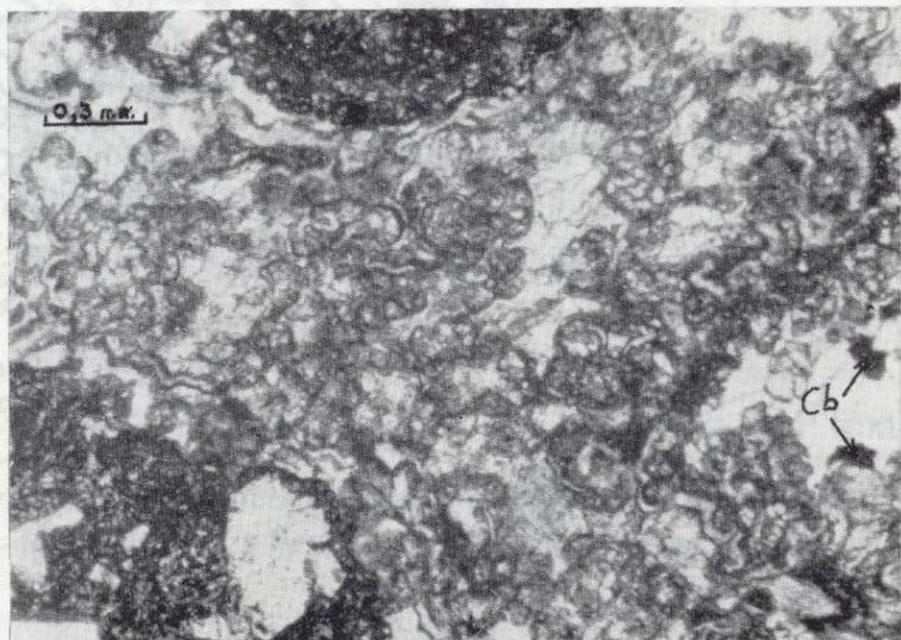


Foto 10.—Piroclastos de Corchuelo, vesiculados y mineralizados. Cinabrio.

En los yacimientos del subtipo Almadén se observa puesto de manifiesto que la mineralización acompañada de silex y carbonatos, se puede deber a removilización tectónica de la mineralización primaria.

IV. SINTESIS Y DISCUSION DE LOS DATOS APORTADOS

La investigación reciente de yacimientos de mercurio en el distrito minero de Almadén ha permitido poner de manifiesto una serie de datos nue-

vos que hacen cambiar en buena parte las ideas genéticas anteriores sobre los mismos.

En lo referente a los yacimientos del subtipo Almadén - El Entredicho, los datos nuevos se refieren a la caracterización del volcánismo explosivo de los materiales piroclásticos con los que se relacionaría la mineralización, y su relación temporal con la Cuarcita de Criadero mineralizada.

La roca encajante del material piroclástico sería fundamentalmente la serie de pizarras de muro. Sólo en algún punto este episodio explosivo pue-

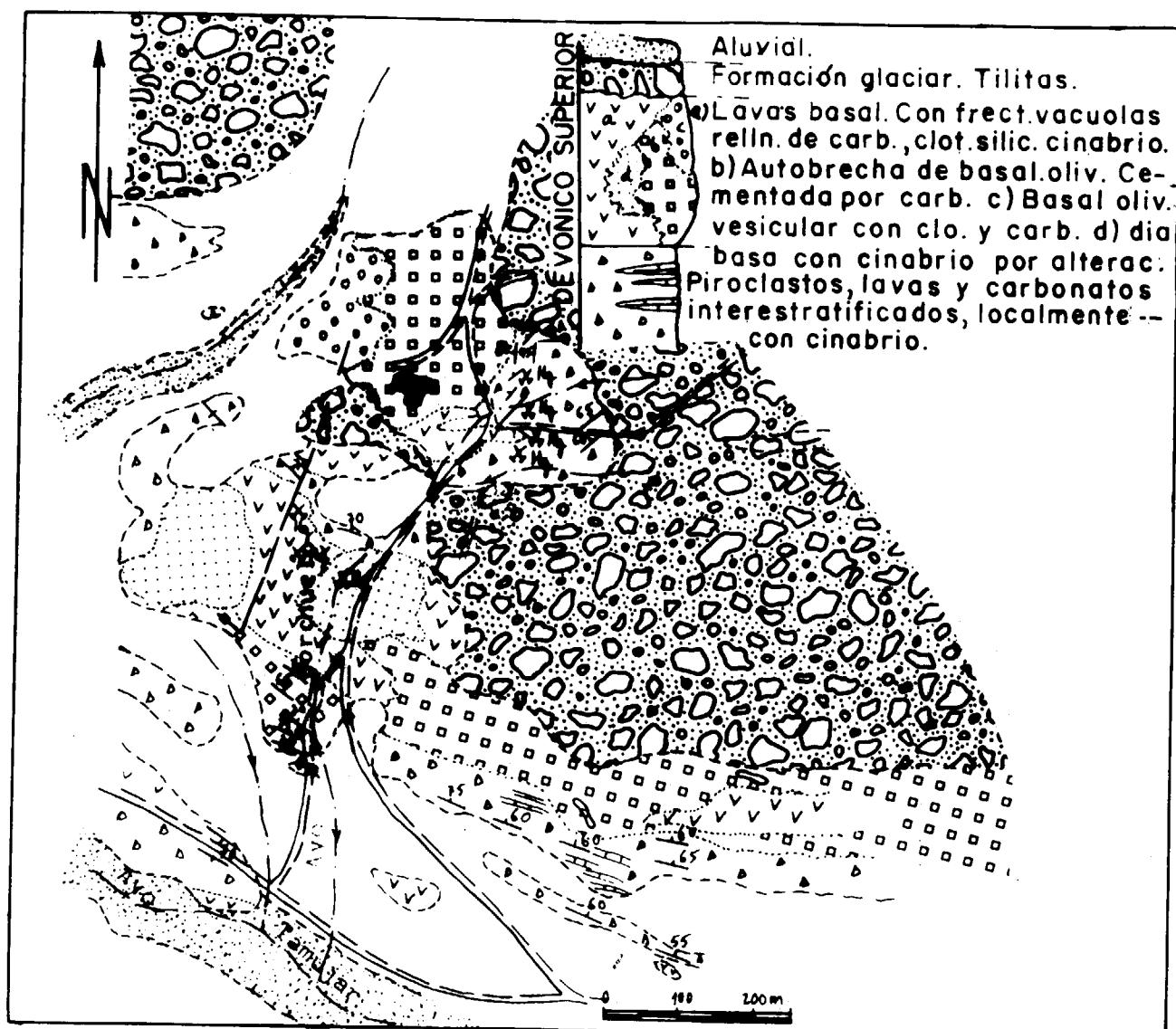


Figura 12.—Plano geológico-minero del sector de Corchuelo.

de llegar a cortar a las Cuarcitas de Criadero, ya que, cuando aparentemente esto ocurre (Mina de Almadén), los contactos son mecánicos.

La roca piroclástica está afectada, con carácter general, por un proceso de alteración que incluye carbonatación (con ferrodolomita como carbonato mayoritario, casi exclusivo), cloritización, silicificación y sericitización, siendo el proceso más extendido, con diferencia, el primero. Esta alteración sería tardí-postmagmática e indicaría un contenido del magma en CO_2 muy elevado,

que se combinaría con Mg y Fe de la propia roca volcánica básica para formar la ferrodolomita. Los datos isotópicos de EICHMANN et al. (1977), referidos a C y O de estos carbonatos, indicarían un origen hipogénico para los mismos, apoyando esta interpretación.

El volcanismo explosivo incluye facies masivas, laminadas y retrabajadas, que se podrían haber formado como consecuencia de dos tipos de procesos diferentes: hidromagmático o liberación súbita de CO_2 en el proceso de ascensión del



Foto 11.—Lávas basálticas brechificadas y mineralizadas. Carbonatos, cuarzo y cinabrio.

magma. Los datos anteriores, referentes a la mineralogía del proceso de alteración, apuntan en favor de la segunda posibilidad.

En los yacimientos del subtipo El Burcio se ha puesto de manifiesto que la mineralización actualmente reconocible encaja en fracturas en la «Cuarcita de Base» del Devónico, en la proximidad de cráteres de materiales piroclásticos que en este caso sí cortan a la cuarcita. No podemos saber si los fluidos mineralizadores que suceden al vulcanismo explosivo serían más pobres en cinabrio que en el caso de los yacimientos subtipo Almadén - El Entredicho, o si los fluidos que llegasen a la cuenca, en un medio más profundo que el representado por la Cuarcita de Criadero, se perderían en la misma.

En los yacimientos de los subtipos Guadalperal y Corchuelo, relacionados con un volcanismo bá-

sico alcalino lávico, la mineralización también aparece relacionada con la alteración tardí-postmagmática, que, como en el caso del vulcanismo explosivo, se traduce fundamentalmente en carbonatación (ferrodolomitización), con cloritización, silicificación y sericitización subordinadas.

En definitiva, todos los datos aportados apuntan a que la mineralización sucede al vulcanismo, asociándose al proceso de alteración tardimagnético ligado a la liberación de CO_2 por parte del magma originario basáltico en el caso de los yacimientos subtipos Corchuelo y Guadalperal, o saliendo a la cuenca de sedimentación, depositándose junto con materiales detriticos, arenosos, o impregnando estos materiales aún no litificados, en el caso de los de subtipo Almadén El Entredicho.

V. AGRADECIMIENTOS

A Minas de Almadén y Arrayanes, S. A., por su permiso para publicar estos datos.

A Phil Westerhof, por su aiento en la publicación de este artículo, por su lectura y crítica, y por su amable traducción del resumen.

A Julia Montes, por la mecanografía del texto.

A Carlos Ferrera Moreno, por la delineación de los dibujos y esquemas geológicos.

REFERENCIAS

ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, E.; FELGUEROZO, C., y QUINTERO, I. (1962): *Estudio geológico de la región de Almadén*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., t. 73, pp. 193-327.

AGUILAR TOMAS, M. J.; BABIANO GONZALEZ, F.; COULLAUT SAENZ DE SICILIA, J. L.; VILLOTA LACORT, J.; GARCIA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S.; MARTINEZ RIUS, S., y VERGES MASSIP, J. (1985): *Hoja MAGNA de Almadén*.

BARRANCO SERRANO, E.; GARCIA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S.; MARTINEZ RIUS, A.; SOLDEVILLA BARTOLI, J.; VAZQUEZ DE LA TORRE CASINELO, J.; VERGES MASSIP, J., y VIDAL FUNEZ, A. (1983): *Hoja MAGNA de Siruela*.

BENET, R., in MAYASA (1986): *Proyecto de exploración sistemática coordinada de las Zonas de Reserva «Hespérica», «Valdelacasa», «Alcudia» y «Guadalupe»*.

BLANCHERE, H. (1978): *Etude Geologique et Miniere de la région de Chillon - El Borracho (Synclinal d'Almadén)*. Ciudad Real/Espagne. These Universitaire de Paris-Sud.

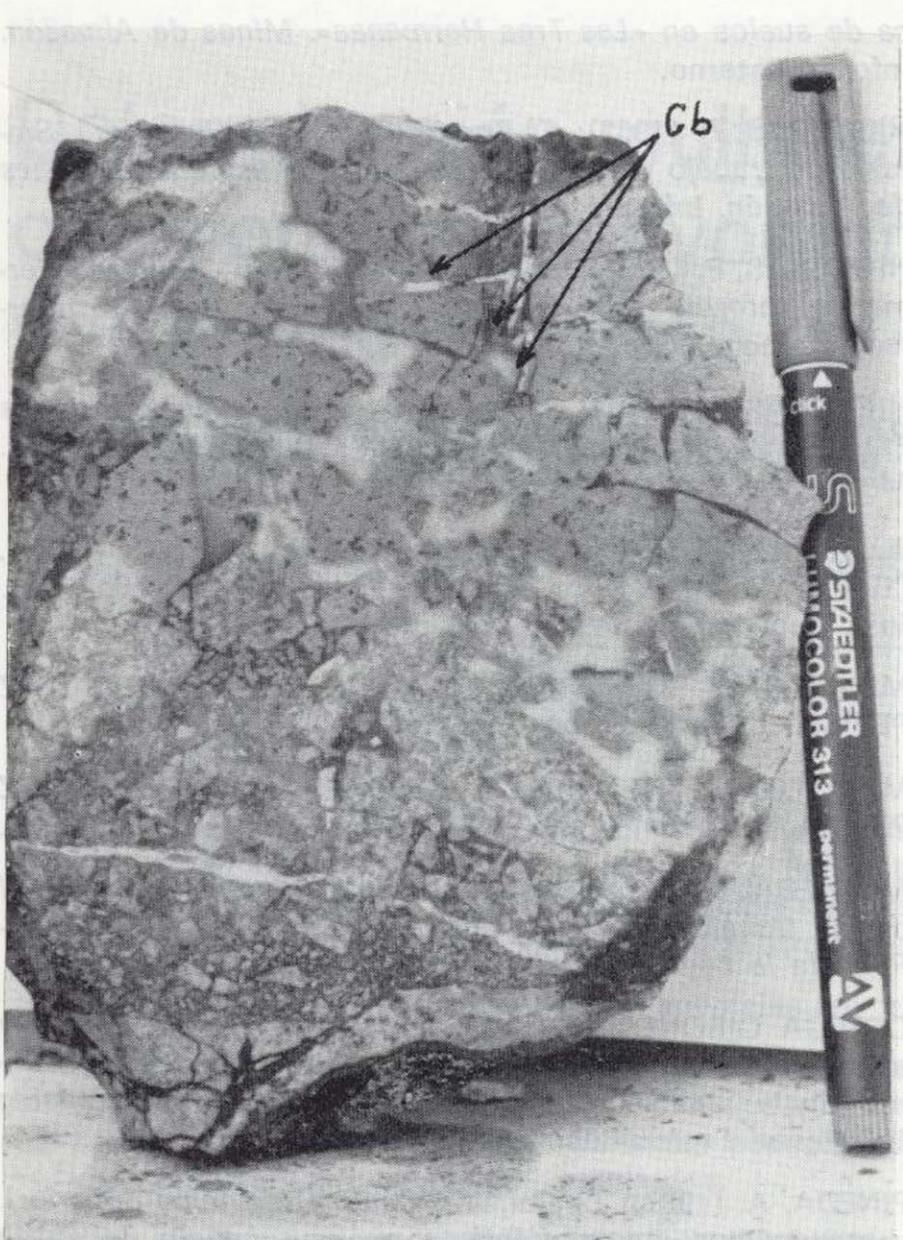


Foto 11.—Lavas basálticas brechificadas y mineralizadas. Carbonatos, cuarzo y cinabrio.

magma. Los datos anteriores, referentes a la mineralogía del proceso de alteración, apuntan en favor de la segunda posibilidad.

En los yacimientos del subtipo El Burcio se ha puesto de manifiesto que la mineralización actualmente reconocible encaja en fracturas en la «Cuarcita de Base» del Devónico, en la proximidad de cráteres de materiales piroclásticos que en este caso sí cortan a la cuarcita. No podemos saber si los fluidos mineralizadores que suceden al vulcanismo explosivo serían más pobres en cinabrio que en el caso de los yacimientos subtipo Almadén - El Entredicho, o si los fluidos que llegasen a la cuenca, en un medio más profundo que el representado por la Cuarcita de Criadero, se perderían en la misma.

En los yacimientos de los subtipos Guadalperal y Corchuelo, relacionados con un vulcanismo bá-

sico alcalino lávico, la mineralización también aparece relacionada con la alteración tardi-post-magmática, que, como en el caso del vulcanismo explosivo, se traduce fundamentalmente en carbonatación (ferrodolomitización), con cloritización, silicificación y sericitización subordinadas.

En definitiva, todos los datos aportados apuntan a que la mineralización sucede al vulcanismo, asociándose al proceso de alteración tardimagnético ligado a la liberación de CO₂ por parte del magma originario basáltico en el caso de los yacimientos subtipos Corchuelo y Guadalperal, o saliendo a la cuenca de sedimentación, depositándose junto con materiales detríticos, arenosos, o impregnando estos materiales aún no litificados, en el caso de los de subtipo Almadén - El Entredicho.

V. AGRADECIMIENTOS

A Minas de Almadén y Arrayanes, S. A., por su permiso para publicar estos datos.

A Phil Westerhof, por su aliento en la publicación de este artículo, por su lectura y crítica, y por su amable traducción del resumen.

A Julia Montes, por la mecanografía del texto.

A Carlos Ferrera Moreno, por la delineación de los dibujos y esquemas geológicos.

REFERENCIAS

- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, E.; FELGUEROZO, C., y QUINTERO, I. (1962): *Estudio geológico de la región de Almadén*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., t. 73, pp. 193-327.
- AGUILAR TOMAS, M. J.; BABIANO GONZALEZ, F.; CULLAUT SAENZ DE SICILIA, J. L.; VILLOTA LACORT, J.; GARCIA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S.; MARTINEZ RIUS, S., y VERGES MASSIP, J. (1985): *Hoja MAGNA de Almadén*.
- BARRANCO SERRANO, E.; GARCIA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S.; MARTINEZ RIUS, A.; SOLDEVILLA BARTOLI, J.; VAZQUEZ DE LA TORRE CASINELO, J.; VERGES MASSIP, J., y VIDAL FUNEZ, A. (1983): *Hoja MAGNA de Siruela*.
- BENET, R., in MAYASA (1986): *Proyecto de exploración sistemática coordinada de las Zonas de Reserva «Hespérica», «Valdelacasa», «Alcudia» y «Guadalupe»*.
- BLANCHERE, H. (1978): *Etude Géologique et Minière de la région de Chillón - El Borracho (Synclinal d'Almadén). Ciudad Real/Espagne*. These Universitaire de Paris-Sud.

- BORRERO, J. (1985): *Informe geológico-minero del sector Arroyo de la Canaleja - Charco-Hondo. Minas de Almadén.* Informe interno.
- BORRERO, J., y MONTERRUBIO, S. (1986): *Propuesta de realización de trabajos para investigación de mercurio en el Sinclinal de Almadén. Minas de Almadén.* Informe interno.
- BORRERO, J. (1986): *Propuesta de realización de Campaña de Sondeos Mecánicos en Guadalperal. Minas de Almadén.* Informe interno.
- BORRERO, J. (1987): *Propuesta de investigación mediante sondeos mecánicos de la zona «Cerro Peñarroja - La Pannería». Minas de Almadén.* Informe interno.
- BORRERO, J. (1988): *Continuación occidental del Sinclinal de Almadén. Reconocimiento geológico-minero en busca de zonas de interés para mercurio. Minas de Almadén.* Informe interno.
- BORRERO, J. (1988): *Informe geológico-minero de las mineralizaciones de Hg de Corchuelo. Propuesta de continuación de trabajos. Minas de Almadén.* Informe interno.
- BUTLER, R. W. H. (1982): *The terminology of structures in thrust belts.* Journal of Structural Geology, vol. 4, n. 3, pp. 239-245.
- CALVO, F. A., y GUILEMANY, J. M. (1974): *Mineralogénesis del mineral de mercurio de Almadén.* I Congr. Int. de Merc., t. I, pp. 189-200.
- CRESPO, J. L.; BORRERO, J., y HIGUERAS, P. (1987): *Investigación mediante sondeos mecánicos de la zona de Poniente de la mina de Almadén. Minas de Almadén.* Informe interno.
- CRESPO, J. L.; BORRERO, J., y HIGUERAS, P. (1987): *Trabajos realizados en la mina de Almadén. Minas de Almadén.* Informe interno.
- EICHMANN, R.; SAUPE, F., y SCHIDLowski, M. (1977): *Carbon and Oxygen Isotope Studies in Rocks of the Vicinity of the Almadén Mercury Deposit (Province of Ciudad Real, Spain).* In: KLEMM, D. D., and SCHNEIDER, H. J.: *Time and strata bound Ore deposits.* Springer-Verlag. Berlín-Heidelberg.
- FERNANDEZ CARRASCO, J.; MARTINEZ RIUS, A.; MOLINA CAMARA, J. M.; VERGES MASSIP, J., y VIDAL FUNES, A. (1983): *Hoja MAGNA de Valdemanco del Esteras.*
- HERNANDEZ SOBRINO, A. M. (1984): *Estructura y génesis de los yacimientos de mercurio de la zona de Almadén.* Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- HIGUERAS, P. (1987): *Propuesta de trabajos de geoquímica de suelos en «Las Tres Hermanas». Minas de Almadén.* Informe interno.
- HIGUERAS, P. (1987): *El Burcio - Las Tres Hermanas. Síntesis de trabajo y propuesta de sondeos mecánicos. Minas de Almadén.* Informe interno.
- HIGUERAS, P. (1987): *Sondeos en El Burcio - Las Tres Hermanas. Informe de Resultados. Minas de Almadén.* Informe interno.
- HIGUERAS, P. (1987): *Sondeos mecánicos realizados en las Plantas 12 y 9. Minas de Almadén. Informe de resultados. Minas de Almadén.* Informe interno.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares.* Inst. Geol. y Min. de Esp., 113 pp.
- MIRA LOPEZ, M.; ORTEGA GIRONES, E., y RODRIGUEZ PEVIDA, L. (1983): *Hoja MAGNA de San Benito.*
- MIRA LOPEZ, M.; ORTEGA GIRONES, E., y RODRIGUEZ PEVIDA, L. (1984): *Hoja MAGNA de Hinojosa del Duque.*
- MONTERRUBIO, S. (1987): *Informe sobre el estado actual de los trabajos en el Proyecto de investigación Almadén - Pilar de la Legua. Minas de Almadén.* Informe interno.
- ORTEGA GIRONES, E. (1986): *Introduction to the Geology and metallogeny of the Almadén Area, Centro-Iberian Zone, Spain. 2nd European Workshop on remote sensing in Mineral Exploration.* EEC, Brussels.
- PINEDA, A. (1987): *La Caliza Urbana (Ordovícico Superior), y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén).* Bol. Geol. Minero, t. 98-VI, pp. 54-67.
- ROIZ, J. M. (1979): *La estructura y sedimentación hercínica, en especial del Precámbrico Superior, en la región de Ciudad Real - Puertollano.* Tesis Univ. Compl. de Madrid, 236 pp.
- SAUPE, F. (1973): *La géologie du gisement du mercure d'Almadén (Province de Ciudad Real. Espagne).* These Sci. de La Terre. Mem., 342 pp.
- SOLDEVILLA, J. (1982): *Estudio geológico estructural de la terminación occidental del Sinclinal de Almadén.* Tesis de Licenciatura. Univ. Autónoma. Barcelona.
- TAMAIN, G. (1973): *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Oriental.* Thesis Univ. Paris-Sud, 648 pp.
- VERGES, J. (1980): *Estudio del Complejo volcánico-sedimentario del Devónico Superior y de la estructura de la Terminación Oriental del Sinclinal de Almadén.* Tesis de Licenciatura. Univ. Autónoma Barcelona, 139 pp.

Original recibido: Abril de 1989.
Original aceptado: Julio de 1990.

Determinación multielemental simultánea de componentes mayoritarios en suelos y sedimentos por espectrometría de plasma de acoplamiento inductivo *

Por S. DEL BARRIO MARTIN (1) y F. J. VALLE FUENTES (2)

RESUMEN

Se propone una metodología por espectrometría de plasma acoplado por inducción (ICP-AES), que permite el análisis de elementos mayoritarios en suelos y sedimentos. Por tratarse de materiales silicatados su puesta en solución se realiza mediante ataque con HF y agua regia en reactores de teflón herméticamente cerrados. La experimentación llevada a cabo en un espectrómetro multicanal (ICAP-61 de la firma Jarrell-Ash) comprende:

- La optimización de parámetros experimentales en el espectrómetro.
- La preparación de patrones de calibrado multielementales a partir de soluciones estándar de concentración conocida y de blanco de reactivos.
- La corrección de fondos e interferencias especales.
- El estudio de precisión de los resultados.

Palabras clave: Análisis químico, ICP-AES, Elementos mayoritarios, Suelos, Sedimentos.

ABSTRACT

An inductively coupled plasma spectrometry (ICP-AES) analysis procedure has been developed for determination of major elements in soils and sediments. Sample decomposition is achieved for attack by hydrochloric acid and aqua regia in PTFE-lined pressure vessel. A multichannel spectrometer (Jarrell-Ash ICAP-61) was used. A study of the optimization of the experimental parameters, background corrections, spectral interferences has been made. The multielemental standards calibration used are prepared with standard stocks solutions. The accuracy of the method is described.

Key words: Chemical analysis, ICP-AES, Major elements, Soils, Sediments.

1. INTRODUCCION

La explotación minera ha experimentado en las últimas décadas una profunda transformación, pasándose, de la búsqueda de *índicios directos* de mineralización, a la localización de *índicios indirectos* (anomalías geofísicas y geoquímicas) (1). La ubicación de estos últimos comporta la realización de varias etapas de trabajo, entre las que destaca, por su extensión territorial y

por el número de análisis químicos que es preciso realizar, la primera (exploración estratégica).

El análisis químico a desarrollar en esta etapa no se debe circunscribir al conjunto de los elementos que constituyen las anomalías, sino que debe extenderse a los componentes mayoritarios de la muestra por la información que éstos aportan a la geología del área estudiada.

La necesidad de analizar simultáneamente elementos mayoritarios y minoritarios en un mismo material obligará a utilizar técnicas que dispongan de una precisión suficiente para los prime-

(*) Trabajo presentado en la XXIII Bienal de Química (Salamanca, 23-28 de septiembre de 1990).

(1) Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE).

(2) Instituto de Cerámica y Vidrio (CSIC).

ros y una elevada sensibilidad para los últimos. La espectrometría de emisión con fuente de plasma acoplada por inducción (ICP-AES) ofrece estas características.

Aunque en sus inicios, y ciñéndose al campo geológico, la técnica fue utilizada para cuantificar impurezas (2), (3) y (4), en base a sus bajos límites de detección y a sus escasas interferencias espectrales, en la actualidad está siendo aplicada, con excelentes resultados, a la determinación de elementos mayoritarios en numerosas áreas: metalurgia (5), cementos (6), cerámica (7), suelos y plantas (8), minerales (9), etc.

Dentro del ICP-AES la modalidad multicanal, merced a su rapidez, es una vía obligada para abordar el gran volumen de muestras que constituye un programa geológico de exploración estratégica. Por el tipo de determinaciones que es preciso realizar, la precisión de los resultados debe primar siempre sobre su exactitud, y en este sentido, la utilización de un patrón interno que corrija las fluctuaciones que tienen lugar durante el proceso de excitación de los átomos y que afectan a la precisión, se hace imprescindible (10).

En el presente trabajo se pretende poner a punto una metodología que, mediante el uso de un espectrómetro de plasma multicanal, permita el análisis de Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, Si y Ti en suelos y sedimentos fluviales pertenecientes al programa de Exploración Estratégica del Territorio Nacional (PES).

El objetivo analítico es alcanzar precisiones absolutas inferiores a 0.3 en el elemento mayoritario, y proporcionalmente inferiores en el resto. En la calibración se emplearán patrones multielementales obtenidos a partir de soluciones de concentración conocida, y en éstos y en las muestras se añadirá escandio como estándar interno.

2. PARTE EXPERIMENTAL

2.1. EQUIPO

Espectrómetro multicanal Jarrell-Ash, modelo ICAP-61, constituido por:

- Generador de radiofrecuencia de 27.12 MHz,

con una potencia nominal de 2.5 Kw y una potencia reflejada <5 w.

- Policromador situado sobre una red de difracción de 1.510 trazos mm⁻¹, que posee las siguientes características:
 - montaje Paschen-Runge
 - distancia focal: 0.75 mm.
 - dominiopectral: 190 a 800 nm.
 - poder de resolución: 0.031 nm. en el primer orden y 0.015 nm. en el segundo orden
 - dispersión lineal recíproca: 0.53 nm · mm⁻¹ en el primer orden y 2.62 nm · mm⁻¹ en el segundo orden
 - ángulo de incidencia: 42°
 - rendija de entrada: 25 μm. de anchura
 - rendija de salida: 50 μm. de anchura
- Sistema de detección con capacidad para albergar hasta 63 tubos fotomultiplicadores (R-300, R-427 y R-889 Hamamatsu) colocados en cada una de las 63 rendijas de salida. Su misión es convertir en corriente eléctrica las correspondientes intensidades luminosas incidentes. El espectrómetro utilizado dispone de 32 fototubos que permiten el análisis simultáneo de otros tantos elementos.
- Antorcha de cuarzo con el tubo central desmontable y sustituible por otro de alúmina con punta de zafiro que posibilita el análisis de soluciones fluorhídricas.
- Nebulizador neumático del tipo «cross-flow» de posición fija y fabricado con materiales inertes a las soluciones ácidas (teflon, zafiro sintético y aleación de platino iridiado).
- Cámara de nebulización coaxial tipo Scott.
- Bomba peristáltica Minipul-2 con un cabezal provisto de diez rodillos.
- Ordenador IBM modelo PC/At con «software» en lenguaje Compilador C y una memoria central de 60 Kb. El ordenador está preparado para utilizar disco duro de 30 Mb o disco flexible de 1.2 Mb.

Las condiciones de trabajo fijadas en el equipo anterior se ofrecen en la tabla I. Los valores que aparecen en esta tabla son una solución de compromiso establecida después de una experimentación individual por elementos donde se optimizaron sus condiciones de análisis.

TABLA I

Parámetros operatorios

Potencia inducida	1.1 Kw
Flujo del gas plasmógeno (Ar)	15 l/min.
Flujo del gas de nebulización (Ar)	0.7 l/min.
Caudal de solución de muestra nebulizada.	2 ml/min.
Tiempo de integración por medida multi-elemental	5 seg.
Altura de observación	16 mm.

2.2. MUESTRAS

La procedencia y la composición química de las tres muestras analizadas se ofrecen en la tabla II.

En la realización de los análisis de los materiales de la tabla II han intervenido un mínimo de nueve laboratorios y los entornos de variación que figuran junto a los porcentajes certificados lo son con un grado de confianza del 95 por 100.

TABLA II
Análisis certificados de las muestras

Elemento \ Material	SO-1 Hull (Canadá) (%)	SO-2 Montmorency (Canadá) (%)	SED-2707 Río Búfalo (USA) (%)
Al	9.38±0.17	8.07±0.18	6.11±0.16
Ca	1.80±0.07	1.96±0.10	2.60±0.03
Fe	6.00±0.13	5.56±0.16	4.11±0.10
K	2.68±0.08	2.45±0.08	2.00±0.04
Mg	2.31±0.11	0.54±0.03	1.20±0.02
Na	1.97±0.08	1.90±0.05	0.547±0.014
Si	25.72±0.22	24.99±0.23	29.08±0.13
Ti	0.53±0.02	0.86±0.02	0.457±0.018

2.3. PUESTA EN SOLUCION

2.3.1. Recipiente

Se ha empleado un crisol de teflón de 100 ml. de capacidad con tapa del mismo material que permite llevar a cabo ataques ácidos a elevada presión. Para ello, el crisol contenido la muestra y los reactivos se coloca dentro de una carcasa de acero inoxidable que posee un cierre hermético de rosca. El reactor puede soportar temperaturas de hasta 160° C sin que el plástico sufra deformaciones.

2.3.2. Procedimiento

En el interior del crisol se introducen 0.500 g. de muestra, previamente pesados en un vidrio de reloj, con una precisión de ±0.001 g., y se añaden 2 ml. de HF concentrado del 48 por 100 de riqueza y 5 ml. de agua regia. El reactor bien cerrado se coloca durante 2 horas en una estufa donde la temperatura se encuentra estabili-

zada a 90±5° C. Transcurrido ese tiempo, se saca y se deja enfriar hasta temperatura ambiente, procediendo a su apertura. A continuación, el producto de la reacción se transfiere a un vaso de teflón de 100 ml. En este momento de la operación suele aparecer un precipitado de fluoruros metálicos que se disuelven al agregar 2 g. de ácido bórico. La misión de este reactivo, aparte de disolver los anteriores fluoruros, es impedir la volatilización de la sílice como SiF₄ por formación de una matriz fluobórica. Como final de la operación la solución se trasvaza a un matraz de teflón de 100 ml. de capacidad y se afora a este volumen con H₂O destilada. La muestra así preparada conserva su estabilidad durante 24 horas.

2.4. CALIBRACION

Se ha dispuesto de dos grupos de patrones diferentes para obtener la calibración:

- Patrones multielementales de Al, Ca, Fe, K, Mg, Na y Ti. Se agregan los volúmenes pertinentes de las soluciones «madre» sobre un blanco que contiene 2 g. de ácido bórico, 2 ml. de HF y 5 ml. de agua regia y se aforan a 100 ml.
- Patrones monoelementales de Si. Se pesan cantidades crecientes de un cuarzo de pureza y granulometría determinada (>99.9 por 100 de SiO_2 y $<100 \mu\text{m}$) y se atacan por el mismo procedimiento utilizado en la puesta en solución de las muestras.
- Patrón interno de Sc: 1.533 g. de Sc_2O_3 se ata-

can con 5 ml. de HClO_4 y 5 ml. de HCl en un vaso de precipitados de 200 ml. colocado sobre una placa calefactora (140°C), con agitación magnética hasta completa desaparición de las partículas de óxido. El resultado del ataque se enfriá y se afora a 100 ml. con HCl al 10 por 100 en volumen constituyendo la solución de $1000 \mu\text{g ml}^{-1}$ de Sc.

En las tablas III y IV se ofrecen las composiciones de los patrones multielementales y monoelementales, respectivamente, siguiendo para su preparación las indicaciones expuestas anteriormente, y la concentración de las soluciones «madre» utilizadas.

TABLA III
Composición de los patrones multielementales

Elemento	Referencia	STD-1 ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	STD-2 ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	STD-3 ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	STD-4 ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	Soluciones «Madre» (g l^{-1})
Al		125	250	500	1.000	10
Ca		62.5	125	250	500	5
Fe		125	250	500	1.000	10
K		25	50	100	200	2
Mg		62.5	125	250	500	5
Na		25	50	100	200	2
Ti		12.5	25	50	100	1
Sc		50	50	50	50	

Las soluciones «madre» proceden de la firma Riedel Haën, conteniendo los viales:

- Al) 89.48 g. de $\text{AlCl}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ \leftrightarrow 10 g. de Al
 Ca) 27.692 g. de CaCl_2 \leftrightarrow 10 g. de Ca
 Fe) 48.399 g. de $\text{FeCl}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O} + 0.3 \text{HCl}$ \leftrightarrow 10 g. de Fe

- K) 1.907 g. de KCl \leftrightarrow 1 g. de K
 Mg) 83.62 g. de $\text{MgCl}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ \leftrightarrow 10 g. de Mg
 Na) 2.542 g. de NaCl \leftrightarrow 1 g. de Na
 Ti) 3.961 g. de $\text{TiCl}_4 + 1 \text{g. de HCl} \leftrightarrow$ 1 g. de Ti

El intervalo de concentración fijado por las curvas de calibrado engloba el porcentaje de todos

TABLA IV
Composición de los patrones monoelementales

Elemento	Referencia	SI-1	SI-2	SI-3	SI-4
Si		5% (0.107 g. de SiO_2)	7.5% (0.160 g. de SiO_2)	10% (0.214 g. de SiO_2)	15% (0.321 g. de SiO_2)
Sc		50 ppm	50 ppm	50 ppm	50 ppm

los elementos que se pretenden analizar en suelos y sedimentos cuando las muestras son sometidas a las condiciones de ataque indicadas en el apartado 2.3.2.

2.5. LINEAS ESPECTRALES DE TRABAJO

El espectrómetro utilizado, como se ha indicado en su descripción, viene equipado con 32 canales. Para cada elemento no se dispone más que de una línea analítica y, por tanto, será obligado corregir las interferencias espectrales en el ca-

so de que éstas se produzcan. Sin embargo, una circunstancia va a facilitar la experimentación en este aspecto, y es el hecho de que al montar las líneas en el equipo, el fabricante ha tenido en cuenta la naturaleza geológica de los materiales realizando previamente, en un espectrómetro secundario, un estudio de interferencias que le ha permitido elegir las líneas menos influenciadas en este tipo de matrices.

En la tabla V se reflejan las líneas de trabajo que dispone el equipo para abordar el análisis de componentes mayoritarios en suelos y sedimentos.

TABLA V
Líneas de trabajo

Elemento	Longitud de onda (nm)	Orden espectral	Elemento	Longitud de onda (nm)	Orden espectral
Al I	237.324	2. ^o	Mg II	279.079	2. ^o
Ca II	317.933	2. ^o	Na I	589.592	1. ^o
Fe I	271.441	1. ^o	Si I	390.553	1. ^o
K I	766.491	1. ^o	Ti II	336.121	2. ^o
			Sc II	361.384	2. ^o

2.6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

2.6.1. Interferencias espectrales

Se ha realizado un estudio de interferencias espectrales en el entorno de $\pm 0.1 \text{ nm}$ de cada una de las líneas de trabajo (tabla V).

Para ello se han empleado soluciones de $100 \mu\text{g ml}^{-1}$ de analito y $1.000 \mu\text{g ml}^{-1}$ del resto de los componentes mayoritarios, excepción hecha del patrón interno en que se ha utilizado una solución de $50 \mu\text{g ml}^{-1}$ de Sc.

En las figuras 1 y 2 se contemplan los dos únicos solapamientos que se han producido:

- La emisión a 237.324 nm. del Al I se encuentra parcialmente interferida por la 237.373 nm. del Fe II.
- La emisión 336.121 nm. del Ti II coincide prácticamente con la 336.127 nm. del Sc II.

La segunda interferencia, aunque significativa, no influye en los resultados de la determinación

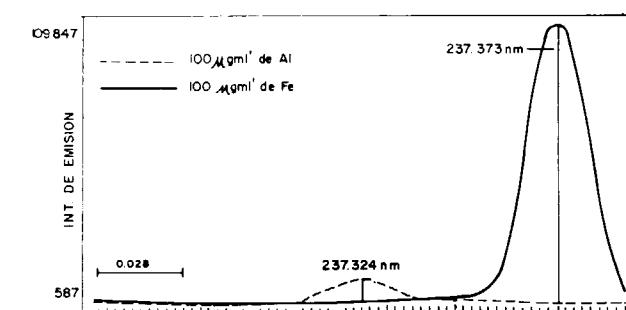


Figura 1.—Profiles de Al y Fe en el entorno de la línea 237.324 nm de Al (I).

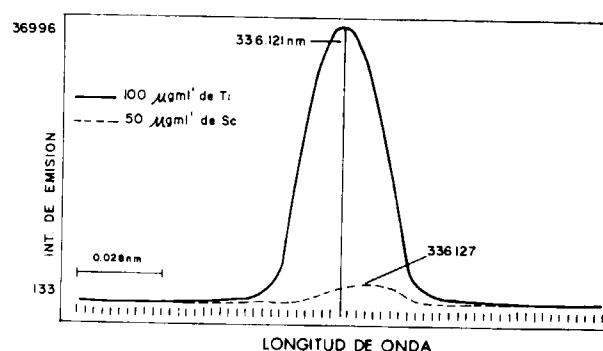


Figura 2.—Profiles de Ti y Sc en el entorno de la línea 336.121 nm de Ti (II).

esta circunstancia se puede proceder a su corrección aplicando una ecuación del tipo:

$$C_i = A_i - \sum_{j=1}^n a_{ij} \cdot C_j$$

donde:

C_i : concentración real del analito (desconocida)
 A_i : concentración aparente del analito obtenida a partir de la curva de calibrado

C_j : concentración del elemento interferente
 a_{ij} : factor que hay que aplicar a la concentración sin corregir para transformarla en concentración real. Este factor representa la concentración aparente de analito (i) que se corresponde con la señal producida por una concentración determinada de interferente (j) medido a la longitud de onda del analito. El valor de a_{ij} , para el caso concreto de la interferencia del Fe sobre el Al, se ha calculado:

- midiendo a 237.312 nm. la intensidad de una solución de $1.000 \mu\text{g} \cdot \text{ml}^{-1}$ de Fe.
- Haciendo corresponder dicha intensidad a una concentración aparente de Al.

— Con los datos anteriores calculando la relación:

$$\frac{\text{conc. aparente de analito en ng.} \cdot \text{ml}^{-1}}{1.000 \mu\text{g.} \cdot \text{ml}^{-1} \text{ de Fe}}$$

El resultado obtenido para a_{AlFe} ha sido de 0.003. Dicho valor confirma la escasa incidencia que producen concentraciones bajas y moderadas de Fe sobre la emisión situada a 237.324 nm. del Al.

2.6.2. Corrección de fondo

La señal óptica que incide sobre el fotomultiplicador es debida a la emisión que produce el analito, previamente transformada en radiación monocromática, a la salida del policromador. La citada emisión viene siempre incrementada por la procedente de los reactivos y por la que tiene su origen en el resto de los componentes que constituyen la muestra y que no poseen carácter analítico. El fotomultiplicador, como medidor de señales absolutas, no tiene capacidad para discriminar las emisiones anteriores, y es necesario recurrir a un procedimiento que permita calcular las dos últimas para poder establecer las oportunas correcciones sobre la primera.

El espectrómetro utilizado dispone de un mecanismo constituido por una lámina reflectora de cuarzo que posibilita el barrido de la región espectral correspondiente a una determinada emisión en el entorno de ± 0.1 nm. dividiéndola en 62 pasos de 0.0028 nm. cada uno.

En aras de obtener una mayor rapidez en la consecución de resultados se ha procurado que la posición/es elegida/s para medir el fondo sean coincidentes en los ocho elementos analizados. Los profiles alrededor de las longitudes de onda de trabajo de todos ellos indican:

- 1.) Los fondos a izquierda y derecha de los picos resultan siempre prácticamente coincidentes, pudiéndose suprimir la lectura de uno de ellos.
- 2.) La posición 27, situada a la izquierda de la longitud de onda del analito, es válida para todos los elementos (— 27).

2.6.3. Análisis de las muestras

El análisis por quintuplicado de cada una de las tres muestras ha permitido realizar un estudio estadístico de resultados de todos los elementos. En la tabla VI se recogen los obtenidos en el ensayo de precisión a corto plazo de tiempo (5 lecturas consecutivas e integradas de los distintos elementos analizados simultáneamente sobre una misma toma de muestra) con y sin patrón interno.

Para hacer comparable el grado de precisión que figura en esta tabla y en la siguiente con el co-

rrespondiente de la tabla II, donde se muestran los resultados certificados, se ha tomado como

criterio para establecerlo el considerarlo como el valor dado $\pm 2\sigma$ (confianza del 95 por 100).

TABLA VI
Resultados de la precisión a corto plazo de tiempo

Elemento	SO-1			SO-2			SED-2707		
	Conc. (%) (*)	$\pm \sigma_A$	$\pm \sigma_{PI}$	Conc. (%)	$\pm \sigma_A$	$\pm \sigma_{PI}$	Conc. (%)	$\pm \sigma_A$	$\pm \sigma_{PI}$
Al	9.38	.060	.010	8.07	.030	.010	6.11	.040	.010
Ca	1.80	.019	.003	1.96	.060	.020	2.60	.020	.010
Fe	6.00	.040	.010	5.56	.020	.010	4.11	.030	.010
K	2.68	.030	.004	2.45	.010	.001	2.00	.014	.002
Mg	2.31	.020	.002	.54	.002	.001	1.20	.007	.002
Na	1.97	.019	.002	1.90	.009	.001	.547	.004	.001
Si	25.72	.002	.040	24.99	.100	.020	29.08	.200	.040
Ti	.53	.006	.002	.86	.004	.002	.457	.002	.002

(*) Valor de la concentración certificado.

σ_A Desviación estándar correspondiente a intensidades absolutas.

σ_{PI} Desviación estándar correspondiente a relación de intensidades (uso de patrón interno).

En la tabla VII se contemplan los resultados conseguidos al determinar la precisión del método. Los valores que figuran en esta tabla son los

medios correspondientes a las cinco tomas de muestras analizadas con patrón interno y leídas cada una cinco veces consecutivamente.

TABLA VII
Resultados de la precisión del método

Elemento	SO-1		SO-2		SED-2707	
	Δ	σ_{PI}	Δ	σ_{PI}	Δ	σ_{PI}
Al	-.07	$\pm .189$	-.19	$\pm .145$	$+.02$	$\pm .096$
Ca	-.19	$\pm .039$	-.11	$\pm .037$	$+.03$	$\pm .026$
Fe	-.17	$\pm .058$	-.16	$\pm .079$	$-.07$	$\pm .038$
K	-.07	$\pm .017$	-.07	$\pm .020$	$+.02$	$\pm .017$
Mg	-.04	$\pm .023$	$+.04$	$\pm .012$	$+.04$	$\pm .020$
Na	-.11	$\pm .040$	-.10	$\pm .021$	$-.022$	$\pm .030$
Si	-.06	$\pm .295$	-.31	$\pm .230$	$-.26$	$\pm .256$
Ti	-.05	$\pm .006$	-.02	$\pm .015$	$-.029$	$\pm .010$

Δ Desviación entre valor certificado y experimental afectado del signo correspondiente.

σ_{PI} Desviación estándar correspondiente a relación de intensidades (uso de patrón interno).

A la vista de los datos aportados por las tablas VI y VII se constata:

— La precisión a corto plazo de tiempo mejora de 3 a 10 veces al emplear patrón interno, según elemento y muestra.

— La precisión del método se ha mantenido inferior a 0.3 en valor absoluto para el analito con mayor concentración (Si).

— La metodología propuesta resulta competitiva con los métodos convencionales vigentes en el análisis de estos materiales.

REFERENCIAS

1. BAILLY, P. A., and HORLOCKER, N. (1980): *The development of new exploration methods and techniques*. Congreso de Geología de París.
2. HIROSCHI UCHIDA, TETSNO UCHIDA and CHUZO TIDA (1980): *Determination of minor and trace elements in silicate rocks by ICP-OES*. Anal. Chim. Acta, 116, 433.
3. CASETTA, B., and GIARETTA, A. (1981): *An approach to ICP analysis of geological samples*. At. Spectrosc., 2, 93.
4. JAN-OLA BURMAW (1987): *Application geological*. Capítulo II, en *Inductively coupled plasma emission spectroscopy. Part II*. Edited by P. W. J. M. Boumans. John Wiley and Sons. New York.
5. WATSON, A. E., and RUSSEL, G. M. (1979): *Use of high power ICP source and spectrometer in general metallurgical analysis*. ICP Inf. Newsl., 4, 441.
6. COURTAULT, B.; BELLINA, G., et BRIAND, G. (1989): *Analyse multiélémentaire des ciments et des laitiers par spectrométrie d'émission plasma à couplage induitif*. Analusis, 17, 1.
7. BENNETT, H. (1983): *A decade of ceramic analysis*. Trans. Brit. Ceram. Soc., 82, 4.
8. JONES, J. B., Jr. (1981): *Inductively coupled argon plasma spectroscopy in the soil testing and plant analysis laboratory*. Jarrell-Ash Plasma Newsl., 4, 1, 4.
9. LICHTE, F. E.; TAGGART, J. E., and RIDDLE, G. O. (1983): *Analysis of minerals by ICP-OES*. ICP. Inf., Newsl., 9, 1, 48.
10. MAYERS, S. A., and TRACY, D. H. (1983): *Improved performance using internal standardization in inductively coupled plasma emission spectroscopy*. Spectrochim. Acta, 38B, 1227.

Original recibido: Septiembre de 1990.
Original aceptado: Octubre de 1990.

Aplicación del coeficiente de acumulación de elementos traza a las bauxitas del noreste de España.

Por M. BUSTILLO (*), R. FORT (**) y S. ORDOÑEZ (*)

RESUMEN

En el presente trabajo se lleva a cabo una aplicación del coeficiente de acumulación de elementos traza (R) a las bauxitas kársticas del noreste de España. Se han calculado dos coeficientes, R_1 y R_2 . R_1 se define de forma semejante a la utilizada por OZLU, es decir, utilizando los contenidos en V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Mn y Zr; por su parte, R_2 se ha calculado utilizando todos los elementos (17) analizados en este trabajo. Los valores de R_1 y R_2 , así como la combinación de éstos con los contenidos en Cr y Ni, indican que la roca madre de las bauxitas era, probablemente, de carácter básico. También se deduce, teniendo en cuenta la similitud de los valores de R_1 y R_2 para las tres zonas estudiadas (Surpirenaica, Catalánides y Maestrazgo), que la roca madre para las tres zonas fue la misma, o, al menos, las características composicionales de las diferentes rocas madre eran similares.

Palabras clave: Geoquímica, Bauxitas, Cataluña.

ABSTRACT

An application of the trace-element accumulation coefficient (R) to the karstic bauxites from Northeastern Spain is carried out at the present work. Two trace-element accumulation coefficients are calculated: R_1 and R_2 . R_1 is defined using OZLU's elements (V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Mn and Zr), and R_2 according to all the elements analysed in our rocks (17 elements). R_1 and R_2 values and Cr- R_1 , Cr- R_2 , Ni- R_1 and Ni- R_2 diagrams show that the parent rocks of the karstic bauxites are probably basic rocks. Moreover, the three zones studied here (Surpirenaica, Catalánides y Maestrazgo) present similar R_1 and R_2 values, so it is possible to assert that the parent rocks for the three zones were the same or, at least, the characteristics of the different parent rocks were similar.

Key words: Geochemistry, Bauxites, Catalonia.

INTRODUCCION

Si bien las bauxitas lateríticas, al tratarse de yacimientos residuales, presentan unas características que permiten conocer la roca madre a partir de la cual se formaron, no ocurre lo mismo con las bauxitas kársticas, siendo su roca madre todavía la base de fuertes controversias. Este problema es debido, sin duda, a su carácter sedimentario, pues su emplazamiento final es precedido de un transporte más o menos largo de los productos de alteración (OZLU, 1983).

En este sentido, el estudio de los elementos traza puede ser un método de trabajo sumamente interesante a la hora de intentar conocer las ca-

racterísticas de la roca madre de las bauxitas kársticas. Ejemplos como el de las bauxitas de la zona de Parnasso (Grecia) son esclarecedores. Estos materiales presentan contenidos medios en Ni y Cr de 2.000 a 3.000 ppm, contenidos que indican, probablemente, una influencia de rocas ultramáficas durante la alteración (MAKSIMOVIC y PAPASTAMATIOU, 1973). Otro ejemplo que se puede citar también es el de ORDOÑEZ et al. 1989-1-) para estas mismas bauxitas del noreste de España.

El objetivo del presente trabajo consiste en aplicar el coeficiente de acumulación de elementos traza, definido por SHAW (1964) a la interpretación del origen de las bauxitas kársticas del noreste de España para, más en concreto, intentar conocer el carácter de la roca madre que constituyó la fuente de los compuestos aluminosos.

(*) Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

(**) Instituto de Geología Económica. CSIC. Facultad de Geología. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

METODOLOGIA

Un total de 15 muestras bauxíticas pertenecientes a la zona noreste de España (fig. 1) fueron analizadas por espectrometría ICP para definir sus contenidos en Ba, Be, Co, Cr, Cu, Ga, Mn, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Th, V, Y, Zn y Zr.

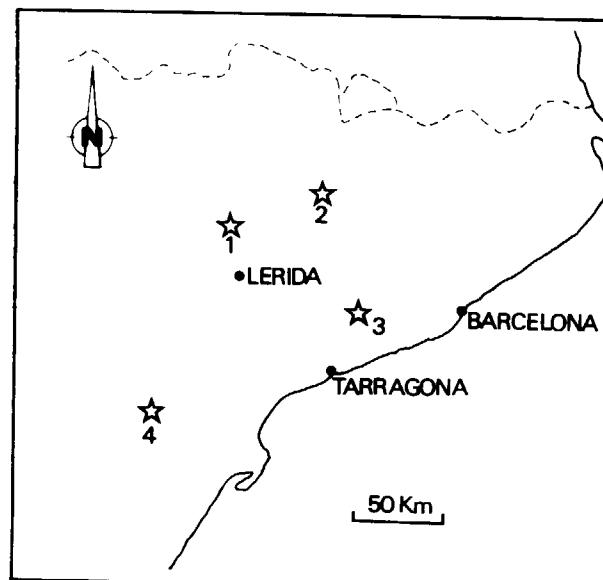


Figura 1.—Situación geográfica de las zonas estudiadas.
1 y 2: Surpirenaica. 3: Catalánides. 4: Maestrazgo.

SHAW (1964) define el coeficiente de acumulación de elementos traza como:

$$R = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n k_i / K_i$$

donde:

R: coeficiente de acumulación de elementos traza

n: número de elementos traza estudiados

i: elemento traza considerado

k_i: contenido medio del elemento traza en la roca

K_i: contenido medio del elemento traza en la litosfera

Este autor muestra que el valor de este coeficiente de acumulación de elementos traza puede variar sustancialmente según el carácter de las rocas (magmáticas, sedimentarias, etc.).

En este trabajo se han calculado dos coeficientes de acumulación R₁ y R₂. R₁ viene definido de forma similar a la utilizada por OZLÜ (1983), es decir, considerando únicamente los contenidos en V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Mn y Zr. Por otra parte, y dado que los análisis realizados incluyen un número de elementos sustancialmente mayor, también se ha calculado el coeficiente de acumulación de elementos traza para todos ellos, coeficiente que hemos denominado como R₂.

Por último, estos coeficientes han sido utilizados, de acuerdo con la afirmación de SHAW (1964), comentada anteriormente, para intentar conocer las características de la roca madre origen de las bauxitas estudiadas.

SITUACION GEOLOGICA

Las muestras estudiadas pertenecen a tres zonas claramente diferenciadas: Surpirenaica, Catalánides y Maestrazgo. Las bauxitas Surpirenáicas se encuentran ubicadas en un nivel estratigráfico situado en un muro dolomítico del Jurásico Medio, siendo fosilizado por las series detríticas del Santoniense Medio (ORDOÑEZ et al., 1989-2-). Sobre el muro dolomítico se desarrolla un paleokarst bien definido. Esta paleosuperficie kárstica presenta morfologías de dolinas con formas de disolución y reconstrucción bien desarrolladas. Dentro del relleno kárstico aparecen, en algunos yacimientos, depósitos métricos de brechas intrakársticas perfectamente reconocibles.

Las bauxitas de las Catalánides se encuentran ubicadas sobre la Cordillera Prelitoral, en el denominado Macizo del Gayá. Clásicamente, su posición estratigráfica está definida a muro por las Carniolas del Keuper (CLOSAS MIRALLES, 1952, y SAN MIGUEL, 1950). A veces no existe techo reconocible, pero cuando está presente está formado por el Eoceno Inferior continental o las calizas de Alveolinás (Ilerdiense). Recientemente, ORDOÑEZ et al. (1989-2-) han señalado la posibilidad de la existencia de un segundo nivel bauxítico desarrollado sobre dolomías del Cretácico Superior (Mina de El Rubio), que presentaría morfologías fundamentalmente de «sink hole». En esta zona existen importantes yacimientos de bauxitas retrabajadas.

Por último, las bauxitas del Maestrazgo presentan un marcado carácter heterocrónico, pudiendo ser calificadas como auténticas arcillas bauxíticas situadas sobre muros dolomíticos y calcáreos que se extienden desde el Jurásico Superior al Barremiense. Los únicos materiales que podrían considerarse como bauxitas se ubican en la zona de Fuentespalda, siendo de naturaleza gibbsítica y pudiendo haberse formado por reactivación kárstica posttectónica de rellenos de material arcilloso bauxítico (LA IGLESIAS y ORDOÑEZ, 1990).

RESULTADOS GEOQUIMICOS Y DISCUSION

En la tabla 1 se muestran los resultados obteni-

dos en el análisis de los elementos traza en las 15 muestras seleccionadas. Los contenidos en V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Mn y Zr han sido utilizados para calcular los valores de R₁, tal como se comentó en el apartado de metodología, mientras que el conjunto total ha servido de base para el cálculo de R₂.

En la tabla 2 se muestran los valores medios de los elementos considerados en la litosfera (según TAYLOR, 1964, citado posteriormente en ROSLER y LANGE, 1972), valores éstos necesarios para los cálculos de R₁ y R₂. Para el estudio comparativo entre las muestras analizadas y diferentes tipos de rocas magmáticas se han considerado los valores medios publicados por TUREKIAN y WEDEPOHL (1961) y VINOGRADOV (1962) para rocas ultrabásicas, básicas, interme-

TABLA 1
Resultados geoquímicos (expresados en p.p.m.) para las muestras analizadas

	SP-1	SP-2	SP-3	SP-4	SP-5	SP-6	SP-7	CA-1	CA-2	CA-3	CA-4	MA-1	MA-2	MA-3	MA-4
Ba	4	6	294	25	4	28	4	4	4	68	4	4	16	12	125
Be	7	7	2	8	4	9	11	3	2	3	3	5	5	8	2
Co	11	5	4	6	4	24	26	4	4	4	4	4	18	41	4
Cr	383	445	390	377	396	277	428	428	306	297	234	325	196	217	136
Cu	19	29	26	74	14	8	15	28	28	28	12	24	79	86	15
Ga	64	62	88	40	53	60	53	99	73	39	35	58	37	57	26
Mn	77	75	79	71	76	283	214	75	72	75	78	73	280	1.124	77
Nb	34	43	41	39	49	39	28	50	41	33	6	31	40	27	4
Ni	138	225	57	168	90	242	128	42	80	84	98	58	131	152	32
Rb	7	6	4	9	6	8	11	5	4	6	4	4	10	20	9
Sc	55	61	27	39	47	42	64	54	56	46	30	40	35	48	11
Sr	41	20	539	34	130	28	111	269	202	1.499	63	76	125	74	625
Th	38	45	43	33	31	31	22	50	43	35	33	35	24	27	12
V	441	472	154	267	377	385	750	415	342	272	347	372	290	390	151
Y	75	129	51	86	46	59	111	64	53	52	42	61	106	132	26
Zn	22	40	22	129	20	12	88	14	21	37	20	21	163	175	24
Zr	659	724	703	455	618	394	334	797	650	549	356	548	473	465	258

SP: Surprenaica. CA: Catalánides. MA: Maestrazgo.

TABLA 2
Valores medios en la litosfera de los elementos considerados (expresados en p.p.m.), según TAYLOR (1964)

Ba	425	Ga	15	Rb	90	V	135
Be	2,8	Mn	950	Sc	22	Y	33
Co	25	Nb	20	Sr	375	Zn	70
Cr	100	Ni	75	Th	9,6	Zr	165
	55						

dias y ácidas (tabla 3). En el caso de las rocas intermedias, y dado que existían diferencias entre los contenidos presentados por TUREKIAN y WEDEPOHL para Sienitas, y VINOGRADOV para dioritas, se ha tomado el valor medio de ambas. De igual forma, también se ha obtenido el valor medio para las rocas ácidas entre los granitos de

alto contenido en calcio y los de bajo contenido en este elemento.

En base a estos contenidos, se calcularon los valores de R_1 y R_2 para las muestras estudiadas y los diferentes tipos de rocas magmáticas consideradas (tabla 4). Se puede observar que en estas últimas, R_1 y R_2 son notablemente diferen-

TABLA 3
Valores medios (expresados en p.p.m.) de los elementos analizados en diferentes tipos de rocas magmáticas. Todos los valores corresponden a TUREKIAN y WEDEPOHL (1961), excepto los de las dioritas, que pertenecen a VINOGRADOV (1962)

	R. Ultra-básicas	R. Básicas	R. Intermedias		R. Acidas	
			Sienitas	Dioritas	↑ Ca	↓ Ca
Ba	0,4	330	1.600	650	420	840
Be	0,5	1	1	1,8	2	3
Co	150	48	1	10	7	1
Cr	1.600	170	2	50	4	25
Cu	10	87	5	35	30	10
Ga	1,5	17	30	20	17	17
Mn	1.620	1.500	850	1.200	540	390
Nb	16	19	35	20	20	21
Ni	2.000	130	4	55	15	4,5
Rb	0,2	30	110	100	100	170
Sc	15	30	3	2,5	14	7
Sr	1	465	200	800	440	100
Th	0,004	4	13	7	8,5	17
V	40	250	30	100	88	44
Y	0,5	21	20	—	35	40
Zn	50	105	130	72	60	39
Zr	45	140	500	260	140	175

TABLA 4
Valores de R_1 y R_2 para las bauxitas analizadas y los diferentes tipos de rocas magmáticas consideradas

	R ₁	R ₂		R ₁	R ₂
SP-1	2,24	1,95	CA-4	1,41	1,20
SP-2	2,58	2,30	MA-1	1,85	1,61
SP-3	2,10	1,81	MA-2	1,91	1,33
SP-4	2,09	1,72	MA-3	2,40	2,10
SP-5	1,98	1,68	MA-4	0,86	0,77
SP-6	1,99	1,81	R. Ult.	3,94	3,25
SP-7	2,55	2,11	R. Bas.	1,49	1,15
CA-1	2,52	2,14	R. Int.	1,02	0,95
CA-2	2,04	1,64	R. Aci.	0,55	0,78
CA-3	1,64	1,72			

SP: Surpirenaica. C: Catalánides. MA: Maestrazgo. R. Ult.: Rocas Ultrabásicas. R. Bas.: Rocas Básicas. R. Int.: Rocas Intermedias. R. Aci.: Rocas Ácidas.

tes según el tipo de roca magmática, especialmente en el caso de las rocas ultrabásicas ($R_1=3,94$ y $R_2=3,25$). Por su parte, los materiales correspondientes a las bauxitas analizadas poseen valores de R_1 y R_2 que varían entre 2,58 y 1,41 para R_1 y 2,30 y 1,20 para R_2 , por lo que abarcarían un rango que va desde las rocas básicas hasta un valor ciertamente superior a éste, y con una cierta proximidad al de las rocas ultrabásicas, tanto en el caso de R_1 como en el de R_2 . Hay que hacer constar que en estos rangos de variación la muestra denominada MA-4 se aleja notablemente del contexto general, hecho este debido a su bajo contenido en Al_2O_3 que, incluso, no permitiría a esta muestra ser denominada como una auténtica bauxita. También hay que resaltar que si separamos las muestras por zonas geográficas (fig. 2), se observa una superposición de las diferentes zonas estudiadas, por lo que no es posible separar claramente la composición de las rocas madres para las tres localidades.

Si los valores de R_1 y R_2 son interesantes a la hora de intentar establecer la roca madre de las bauxitas estudiadas, resulta también esclarecedor la combinación de estos parámetros con determinados elementos traza (especialmente Cr y Ni), cuyos contenidos medios son muy diferen-

tes en los diversos tipos de rocas magmáticas. Así, en la figura 3 se representan los materia-

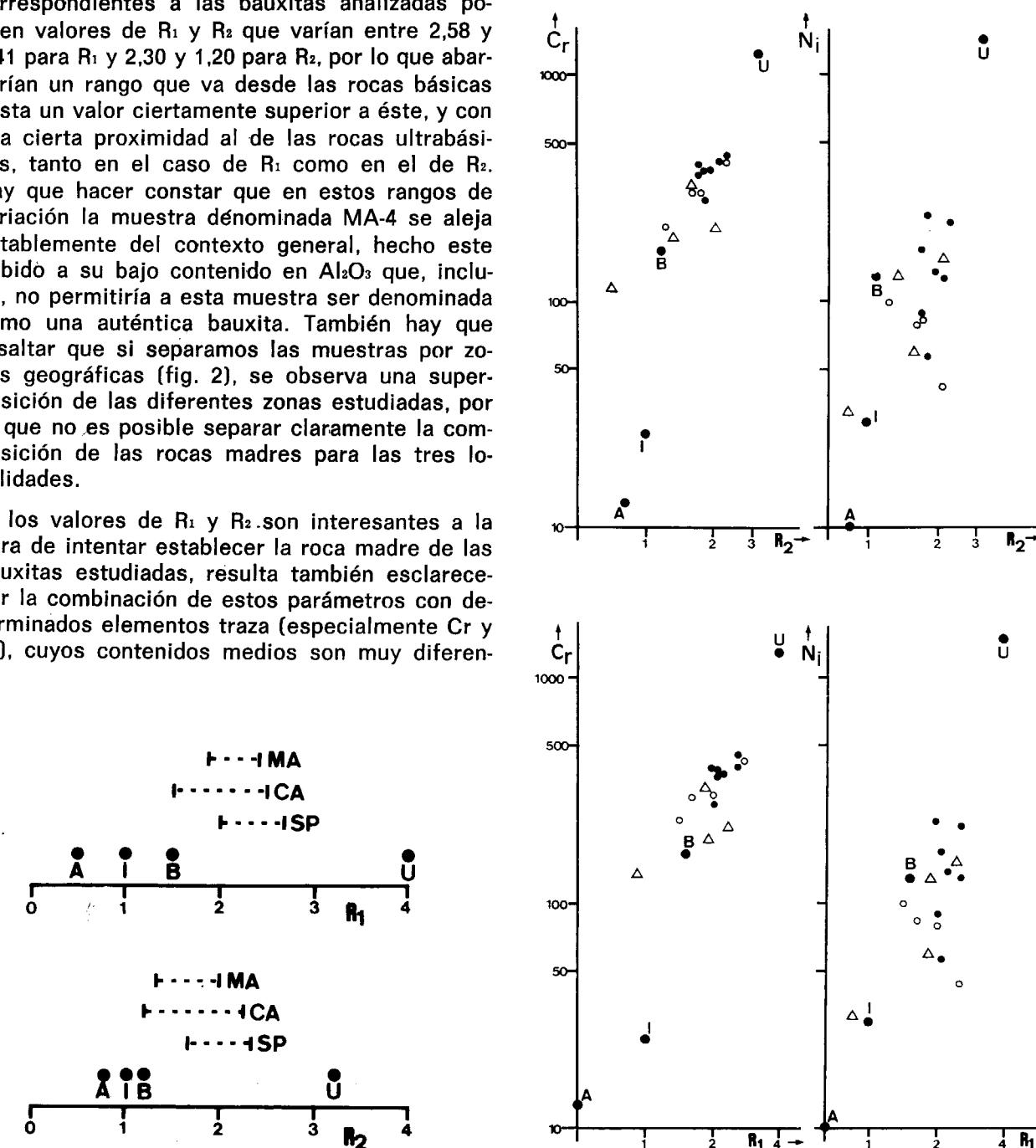


Figura 2.—Valores de R_1 y R_2 para los diferentes grupos de rocas magmáticas, así como los rangos de variación de estos mismos índices en las zonas estudiadas.

SP: Surpirenaica. CA: Catalánides. MA: Maestrazgo.

Figura 3.—Representación gráfica de los índices R_1 y R_2 en función de los contenidos en Cr y Ni (ppm). U: Rocas ultrabásicas. B: Rocas básicas. I: Rocas intermedias. A: Rocas ácidas. Círculos negros: Surpirenaica. Círculos blancos: Catalánides. Y triángulos blancos: Maestrazgo.

les analizados en función de los valores de R_1 y R_2 frente al Cr y al Ni, incluyendo los valores correspondientes a las rocas ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas. En esta figura se observa que la situación de las muestras es ligeramente diferente según consideremos R (tanto R_1 como R_2) frente al Cr o frente al Ni. En el primer caso (R-Cr) las muestras quedan agrupadas alrededor del punto correspondiente a las rocas básicas, aunque presentando un cierto sesgo hacia la zona de las ultrabásicas. Por su parte, en los diagramas R-Ni las muestras quedan algo más dispersas entre sí, pero todas ellas alrededor del valor correspondiente a las rocas básicas. Al igual que sucedía en la figura 2, en este caso también hay que hacer notar que las tres zonas geográficas quedan entremezcladas, no pudiéndose separar unas de otras y, por tanto, afirmando de nuevo el hecho de una única roca madre como fuente del aluminio.

En base a los valores de R_1 y R_2 , así como a la combinación de éstos con los contenidos en Cr y Ni, se puede afirmar que la roca madre de las bauxitas kársticas del noreste de España era probablemente de carácter básico, tal vez en algunos casos con cierta tendencia a ultrabásico, y que la roca madre para las tres zonas estudiadas (Surpirineos, Catalánides y Maestrazgo) fue la misma, o, por lo menos, en el caso de que existiesen diferentes rocas madres, parece ser que su composición química era bastante semejante.

CONCLUSIONES

Del presente trabajo se pueden establecer las siguientes conclusiones:

- 1) La utilización del coeficiente de acumulación de elementos traza resulta muy interesante para intentar conocer cuáles pueden ser las características composicionales de las rocas madre en bauxitas kársticas.
- 2) Para las zonas estudiadas, los valores de R_1 y R_2 , así como la combinación de éstos con los contenidos en Cr y Ni, indican que el carácter de la roca madre, en general, era básico.

- 3) Al no existir importantes diferencias entre unas zonas y otras, se puede afirmar que, probablemente, la roca madre para todas las bauxitas estudiadas era la misma o, en caso de tratarse de rocas madre diferentes, al menos sus características composicionales eran semejantes.
- 4) Estos resultados concuerdan, a grandes rasgos, con los obtenidos por ORDOÑEZ et al. (1989-1-) en su estudio geoquímico de las bauxitas del noreste de España.

REFERENCIAS

- CLOSAS MIRALLES, J. (1982): *Las bauxitas del noreste de España*. 19 Intern. Geolog. Congress, Argel. Sect., 12: 199-223.
- LA IGLEIA, A., y ORDOÑEZ, S. (1990): *Cristalinidad de caolinitas en yacimientos de bauxitas kársticas del NE de España*. Bol. Soc. Esp. de Mineralogía (en prensa).
- MAKSIMOVIC, Z., y PAPASTAMATIOU, J. (1973): *Distribution d'oligoéléments dans les gisements de bauxite de la Grèce centrale*. Symp. ICSOBA, Nice: 33-46.
- ORDOÑEZ, S.; BUSTILLO, M.; FORT, R., y MENDUIÑA, J. (1989-1-): *Estudio geoquímico de las bauxitas del noreste de España*. III Congreso de Geoquímica de España, vol. 1: 61-71.
- ORDOÑEZ, S.; MEJIAS, A. G., y MENDUIÑA, J. (1989): *Stratigraphic position of karstic bauxites deposits in Northeastern Spain*. 28 Intern. Geol. Congress, Washington, vol. 3: 494.
- OZLU, N. (1983): *Trace-element Content of «Karst Bauxites» and their Parent rocks in the Mediterranean Belt*. Mineral. Deposita, 18: 469-476.
- ROSLER, H. J., y LANGE, H. (1972): *Geochemical Tables*. Elsevier, Amsterdam, 468 pp.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1950): *Estudio geológico de los criaderos de bauxita del NE de España*. A. Rovira. Artes Gráficas, 35 pp.
- SHAW, D. M. (1964): *Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines*. Masson et Cie. Paris, 234 pp.
- TUREKIAN, K. K., y WEDEPOHL, K. H. (1961): *Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust*. Bull. Geol. Soc. America, 72: 175.
- VINOGRADOV, A. P. (1962): *The average contents of the chemical elements in the main types of eruptive rocks*. Geokhimiya, vol. 7.

Original recibido: Mayo de 1990.

Original aceptado: Octubre de 1990.

INGENIERIA GEOAMBIENTAL

Los Peligros Naturales en las Evaluaciones de Impacto Ambiental en Obras Civiles.

Por F. J. AYALA (*)

RESUMEN

En este artículo se analizan los Peligros Naturales que se producen a consecuencia de Obras Civiles, incluso Edificación. En este caso, dichos Peligros, que a menudo producen Daños y situaciones de Riesgo, deben considerarse como Impactos Ambientales e introducirse en la Evaluación del Impacto Ambiental. Se han analizado los Peligros en los tipos de obras siguientes: Obras Lineales, Presas, Obras Costeras y Actuaciones Urbanísticas. Se propone también un método cuantitativo para su Evaluación y Corrección.

Palabras clave: Peligro, Peligrosidad, Riesgo, Impacto Ambiental, Carreteras, Canales, Oleoductos, Túneles, Presas, Embalses, Obras Costeras, Edificación, Evaluación del Impacto Ambiental, Análisis costo-beneficio.

ABSTRACT

This Paper analyze natural Hazards induced by Civil Works, Building Construction included. This Hazards often produce Damages and Risk situations and must be considered in Environmental Impacts Assesment. Hazards have been analyzed in the next Works: Lineal Works, Dams, Coastal Works and Building. A quantitative method for Assesment and Correction is proposed.

Key words: Hazard, Dangerousness, Risk, Environmental Impact, Roads, Channels, Pipelines, Tunnels, Dams, Reservoirs, Coastal Works, Building, Environmental Impact Assesment, Cost-Benefit Analysis.

1. LOS PELIGROS NATURALES

La Tierra es un planeta vivo en el que existen procesos activos que pueden generar una situación de riesgo que, una vez desencadenada, puede de originar daños o incluso un desastre. A estos procesos o fenómenos se les denomina *Peligros Naturales*.

Tal y como se ve en la figura 1, se dividen en dos grandes grupos: Peligros Físicos y Biológicos. Aquí sólo trataremos los Físicos, que, según su ligazón a la Tierra, Agua y Aire, se subdividen a su vez en Geológicos (por ejemplo, un Deslizamiento), Hidrológicos (por ejemplo, una Avenida) y Meteorológicos (por ejemplo, la Niebla).

(*) Dr. Ingeniero de Minas. Instituto Tecnológico Geo-Minero de España. Área de Ingeniería GeoAmbiental. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

Los *Peligros Naturales*, como los demás, presentan dos conceptos fundamentales a la hora de su análisis: Peligrosidad y Riesgo.

La *Peligrosidad* (AYALA, 1990) puede definirse como el conjunto de aspectos físicos que caracterizan a un fenómeno potencialmente dañino, especialmente su Tipología, Probabilidad de Ocurrencia, Dimensión espacial, Duración y Características Dinámicas, que pueden definirse cualitativa o cuantitativamente.

Así, un Movimiento de Ladera tendría la Peligrosidad definida, por ejemplo, así:

Tipología: Flujo de barro.

Activación: Con Intensidad de lluvia superior a 50 mm/hora.

Dimensión: 10.000 m².

Duración: Hasta 6 meses de actividad.

Velocidad: 0.1 m/día.

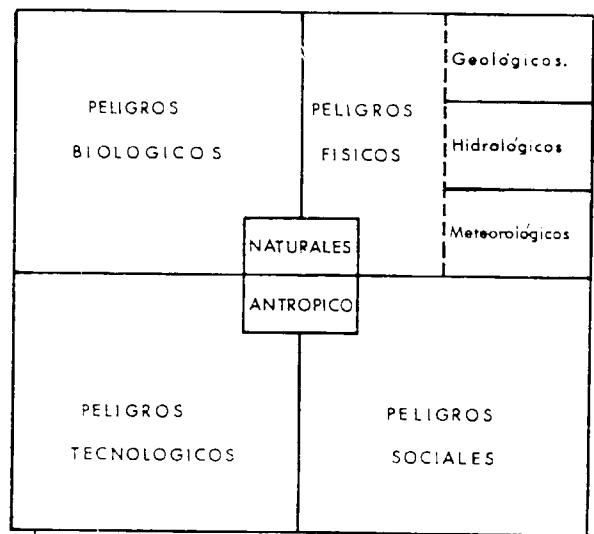


Figura 1.—Los Peligros Naturales.

El **Riesgo** que presenta un Peligro viene definido (AYALA, 1990) como el Daño Potencial Anual producible por un fenómeno potencialmente dañino que puede ser cuantificado en términos económicos o sociales o evaluado cualitativamente.

A nivel del Riesgo Económico:

$$R = P \times v \times V$$

R =Riesgo Económico

P =Probabilidad de Ocurrencia

v =Vulnerabilidad (0-1)

V =Valor del Bien Expuesto.

Los **Peligros Naturales** tienen una importancia económica significativa, y en nuestro país, sólo por lo que hace a los Geológicos e Hidrológicos, puede llegar casi al 0,5 por 100 del PIB.

Por otra parte, los **Peligros Naturales** son la fuente principal de Catástrofes con pérdida de vidas.

En la figura 2 puede verse la importancia relativa de cada uno de los Peligros.

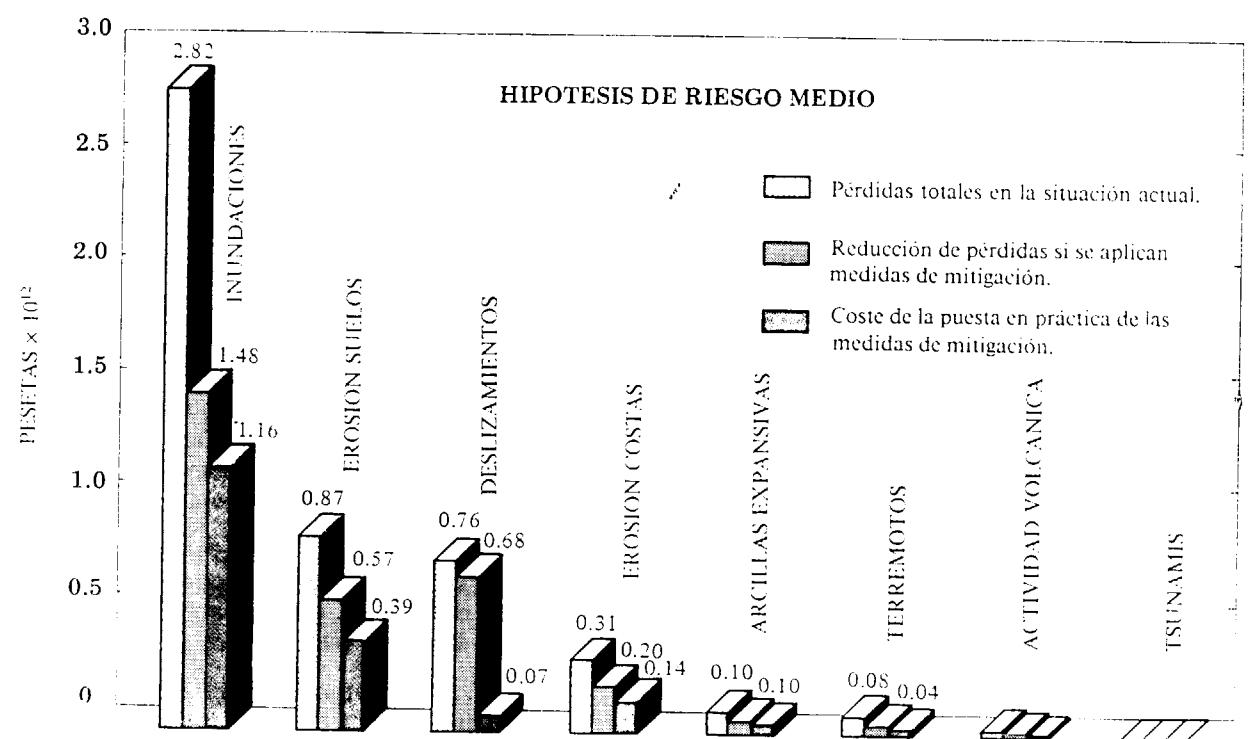


Figura 2.—Pérdidas Potenciales por Peligros Geológicos en España, 1986-2016 (AYALA, GONZALEZ et al., 1986).

2. PELIGROS NATURALES Y EIA: ASPECTOS GENERALES

La forma en que los **Peligros Naturales** pueden ser Impactos fruto de las Obras Civiles, puede verse en la figura 3. El resultado es siempre el mismo: la aparición o elevación del Riesgo como consecuencia de la actuación.



Figura 3.—Producción de Peligros Naturales como Impacto Ambiental de las Obras Civiles.

El Peligro desencadenado o agravado debe ser:

- * Identificado.
- * Caracterizado.
- * Valorado.

El Riesgo debe ser Mitigado.

La **Identificación** puede representarse con una matriz Acciones-Impactos (Peligros), de las cuales pueden verse ejemplos en cualquier publicación sobre EIA. Esta fase es fundamental, ya que gran parte de las catástrofes y problemas habidos han surgido de la no Identificación.

La **Caracterización**, por lo que hace a los **Peligros Naturales**, debe centrarse en la Peligrosidad, tal y como se definió antes. Esta tarea puede ser a veces ardua. Será normalmente facilitada por la

elaboración de Mapas de peligrosidad (V. AYALA, 1990).

La **Valoración** tendrá normalmente dos aspectos:

- Determinación de la **Vulnerabilidad** de los elementos expuestos (bienes, personas).
- Determinación del **Riesgo**, tal y como antes se definió.
- Analís del Riesgo y Evaluación como Admisible o no. Para esta etapa será necesario un estudio previo de las posibilidades de corrección y un análisis de costo.

El uso de Mapas de Vulnerabilidad y Riesgo puede ser muy útil en estas etapas.

La **Mitigación** requerirá un Diseño Ingenieril acorde con el problema, u otras actuaciones.

En definitiva, el tratamiento de los **Peligros Naturales**, en la EIA, es un trabajo científico aplicado y tecnológico.

A continuación se analizan para cada uno de los tipos de Obras Civiles los aspectos de Identificación y Caracterización.

3. PELIGROS NATURALES Y OBRAS LINEALES

En el cuadro I pueden verse los principales **Peligros Naturales** a considerar en la EIA de las Obras Civiles tales como Carreteras, Ferrocarriles, Canales y Ductos.

CUADRO I
Peligros Naturales en las Obras Lineales

OBRA	PELIGRO		
	TIERRA	AGUA	AIRE
CARRETERAS Y FERROCARRILES	<i>Deslizamientos</i> <i>Desprendimientos</i> <i>Erosión</i> <i>Subsistencia</i> (Túneles)	<i>Agravación de Inundaciones</i>	<i>Modificación de Vientos</i>
	<i>Deslizamientos</i> <i>Desprendimientos</i> <i>Erosión</i> <i>Subsistencia</i> (Colapso/Hundimiento)	<i>Agravación de Inundaciones</i>	
CANALES Y DUCTOS			

Cursiva: Posible efecto Catastrófico.

Las Obras Lineales tienen, en general, una alta probabilidad de cruzar zonas con deslizamientos y desprendimientos latentes o activos, y de generarlos.

A veces, la plataforma preparada para la Obra sirve para aumentar la infiltración o alterar el estado tensional en la superficie de corte de algún deslizamiento latente, tal y como se ven en la figura 4. La realización de Estudios Geotécnicos y de Peligrosidad por Movimientos de Ladera, es

preceptiva. A ello pueden ayudar los Mapas Publicados por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España o el Servicio Geológico del MOPU. Sin embargo, será preciso hacer estudios específicos a escalas mayores, que a título orientativo, pueden ser:

- *Viabilidad* 1/50.000 - 1/25.000
- *Anteproyecto* 1/10.000 - 1/5.000
- *Proyecto* 1/1.000



Figura 4.—Reactivación de un Deslizamiento Latente por una Carretera.

Debe tenerse presente:

- Que la estabilización de deslizamientos es cara, y a menudo es preferible desviar la traba. Por ello la Identificación es esencial.
- Que una vez en servicio, las inestabilidades

resultan mucho más peligrosas y costosas. Por ello, las actuaciones deben ser preventivas.

La figura 5 da idea de lo costosas que pueden llegar a ser las soluciones (LLORCA y DELGADO, 1988).

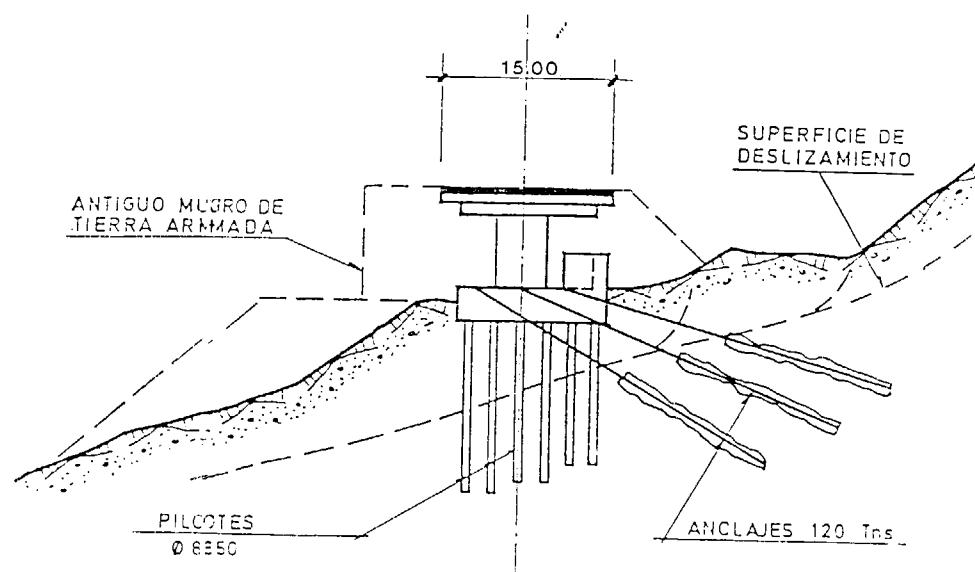


Figura 5.—Soluciones empleadas en una Carretera Nacional para corregir deslizamientos (LLORCA y DELGADO, 1988).

Las inestabilidades de ladera pueden llegar a ser especialmente problemáticas en las boquillas de los túneles, y por ello deben ser investigadas especialmente, ya que una inestabilidad puede generar una catástrofe. En la figura 6, DELGADO, F. J. (1976), pueden verse las inestabilidades en la boquilla del Túnel de Ujo (Asturias) y la campaña de investigación geotécnica de las mismas.

Los túneles en zonas urbanas pueden generar problemas de subsidencia en las construcciones asentadas encima. Por ello, aparte el necesario

Estudio Geotécnico, debe llevarse un control instrumental de asientos y utilizarse métodos de excavación y construcción adecuados. En la figura 7 pueden verse los asientos medidos en las etapas constructivas de media sección y desbroza en un túnel en Barcelona (SERRANO y VIDAL, 1976).

Los problemas geotécnicos pueden revestir un peligro especial en el caso de los gaseoductos y oleoductos al producir por asentamiento diferencial la rotura, con el peligro de explosión.

En la figura 8 pueden verse algunos problemas

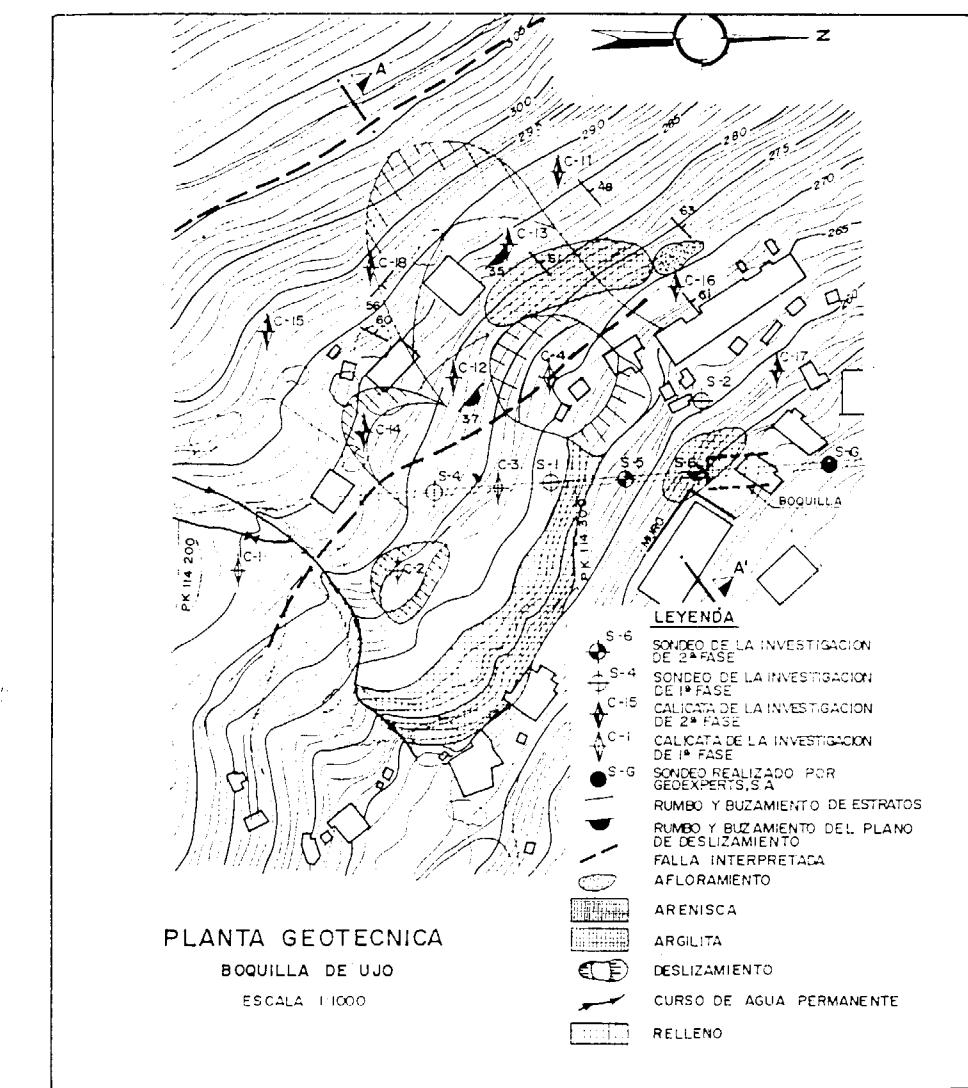


Figura 6.—Inestabilidades en la boquilla del Túnel de Ujo (Asturias) (DELGADO, 1976).

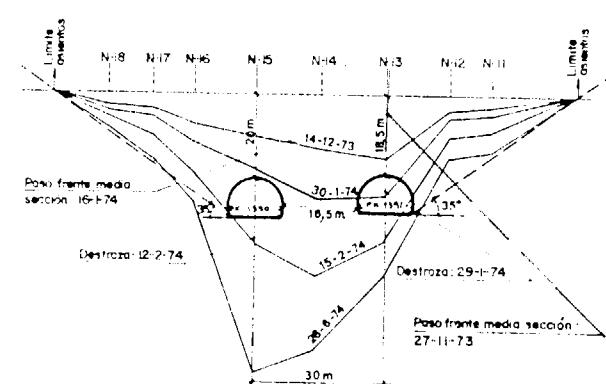


Figura 7.—Asentamiento del terreno debido a la construcción de un Túnel Urbano en Barcelona (SERRANO y VIDAL, 1976).

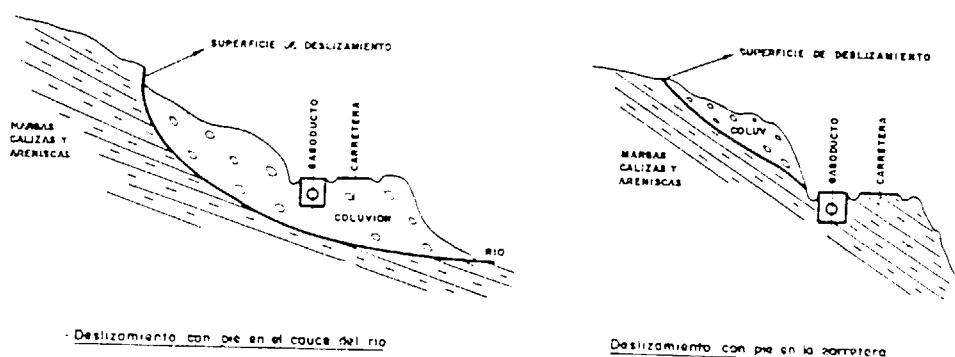


Figura 8.—Inestabilidades de Ladera en el gasoducto de Aurín (Huesca) (RODRIGUEZ y SANCHEZ, 1988).

La agravación de inundaciones naturales por el efecto de grandes terraplenes, como posiblemente sucedió en Alcira (Valencia), es otro tema a tener en cuenta, e igualmente el cambio del régimen de vientos por «efecto pasillo».

4. PELIGROS NATURALES Y PRESAS

Las presas producen importantes beneficios para la comunidad, desde el abastecimiento del agua al control de avenidas, pasando por la electricidad y la irrigación.

Sin embargo, han producido importantes catástrofes. La rotura de la presa de Vajont produjo en el pueblo italiano de Longarone, en 1963, la

de inestabilidad detectados en el gasoducto de Serrablo (Huesca) (RODRIGUEZ y SANCHEZ, 1988).

Un problema conocido en las zonas de clima árido es el de las subsidencias por colapso de suelos, inducidas por las fugas de los canales, especialmente en suelos limosos. En España, no son infrecuentes en las márgenes del Canal Imperial de Aragón.

En la figura 9 pueden verse, en a) la colapsabilidad (GIBBS y BARA, 1967), y en b) colapso en laboratorio (DUDLEY, 1970). Los canales, y en general la irrigación, puede, por disolución, producir hundimientos por colapso de cavidades en zonas yesíferas.

En el cuadro II pueden verse los problemas principales asociados con las presas.

CUADRO II Peligros Naturales y Presas

TIERRA Y AGUA	AIRE
Inundaciones por rotura Inundaciones por tsunami (Deslizamientos)	
Sismicidad inducida	
Deslizamientos externos inducidos	
Activación del Karst	
Erosión del cauce aguas abajo	
Erosión de costas	

Cursiva: Catástrofes.
Negrita: Puntualmente Catastrófico.

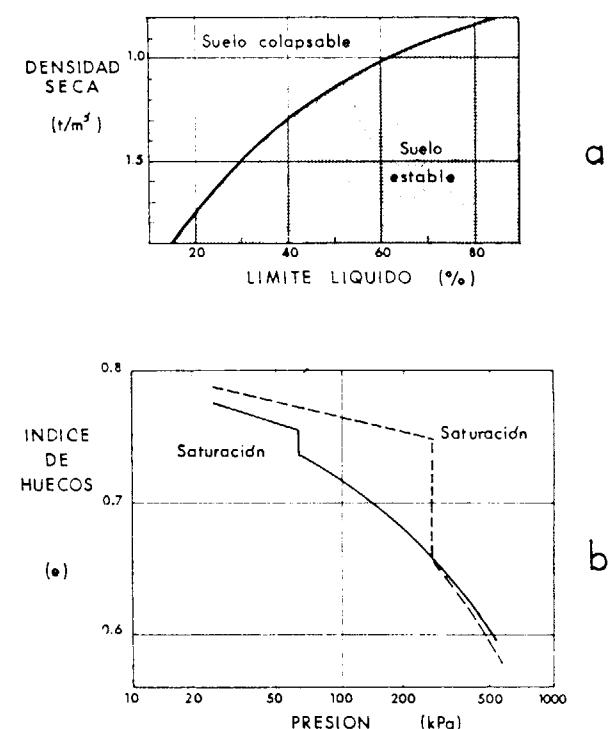


Figura 9.—Colapso de suelos (Hidrocompactación).

- a) Condiciones de colapso (GIBBS y BARA, 1967).
b) Colapso de muestras en laboratorio (DUDLEY, 1970).

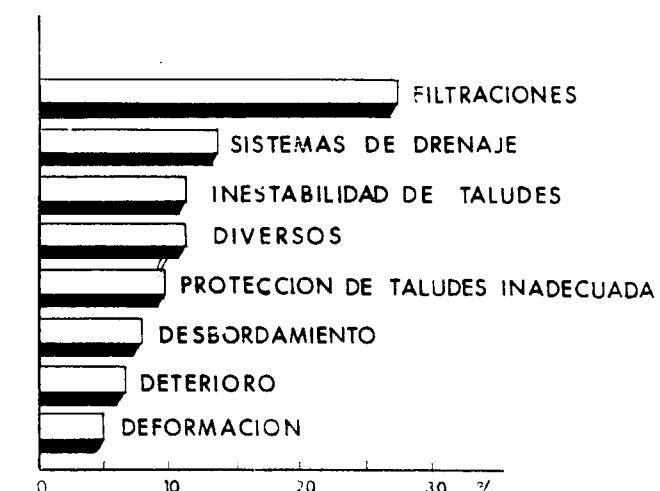


Figura 10.—Causas de Rotura de Presas en EE. UU. (Engineering News Records).

problemas de laderas, con casi un 20 por 100 (Engineering News Records).

Las roturas, en su gran mayoría, tienen que ver con problemas del terreno o con problemas de los materiales usados y su disposición (presas de tierra), por lo cual están asociados a Estudios Geotécnicos insuficientes o fallos de diseño.

En la figura 11 (WALTHAM, 1978) puede verse el problema que generó la rotura de la presa de Malpasset (Francia) en 1959, y que destruyó totalmente 5 kilómetros aguas abajo. Los cambios de permeabilidad producidos por la concentración de presiones y la presencia de delgadas capas arcillosas en la falla, rompieron el terreno, que arrastró a la presa.

A veces el fallo es constructivo, no de diseño, como sucedió en la rotura de la presa de Teton en EE. UU. en 1976, con 135 desaparecidos y 550 millones de dólares USA en pérdidas. En este caso, la cortina de inyecciones, inadecuadamente ejecutada, falló.

En Vajont (1963) las calizas jurásicas del Monte Toc se deslizaron tras su inmersión, moviéndose unos 260 millones de metros cúbicos. Su introducción en el embalse generó un tsunami que rebasando la coronación arrasó el pueblo italiano de Longarone, en el Piave. La presa resistió.

En la figura 12 pueden verse la onda de agua y la masa deslizada (SELLI y TREVISAN, 1964).

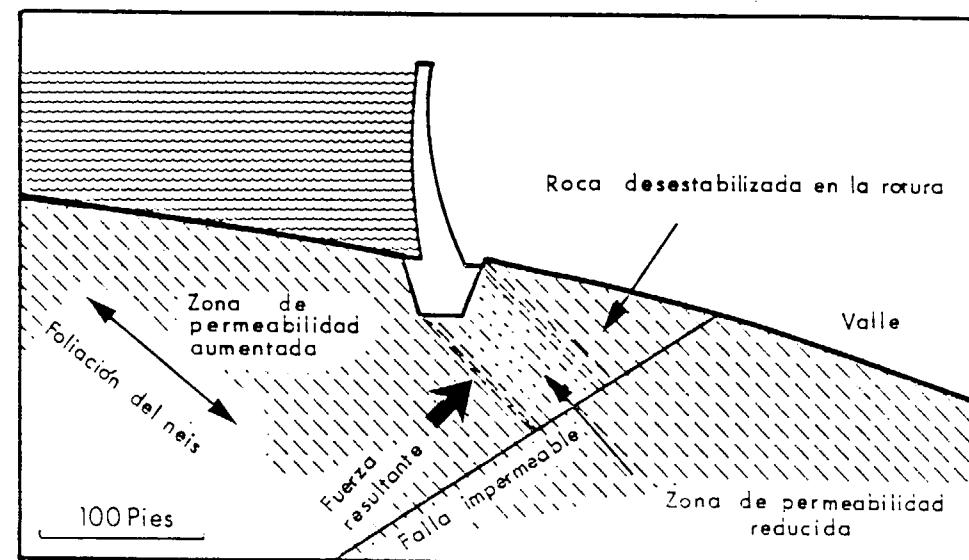


Figura 11.—Rotura de la Presa de Malpasset (Francia) (WALTHAM, 1978).

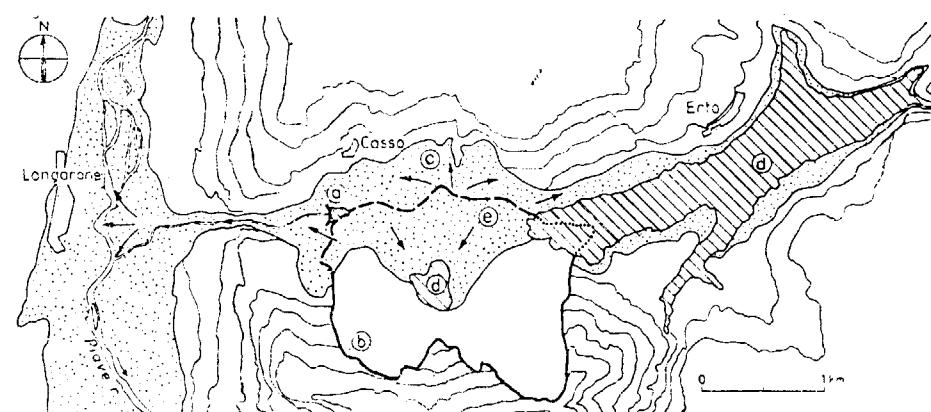
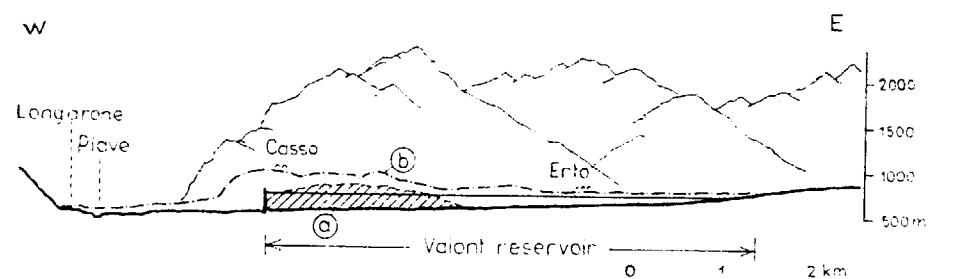


Figura 12.—Catástrofe de la presa de Vajont (1963).

- A) Perfil longitudinal:
a) Masa deslizada.
B) Planta:
a) Presa.
b) Raíz del deslizamiento.
c) Área devastada por la onda aérea y de agua.
d) Lagos.
e) Área deslizada.

El agua, al afectar la estabilidad de las laderas, puede generar deslizamientos en otras obras. Eso es lo que al parecer sucedió en una línea férrea en Galicia al saturarse el pie (GONZALEZ V. et al., 1988) (fig. 13).

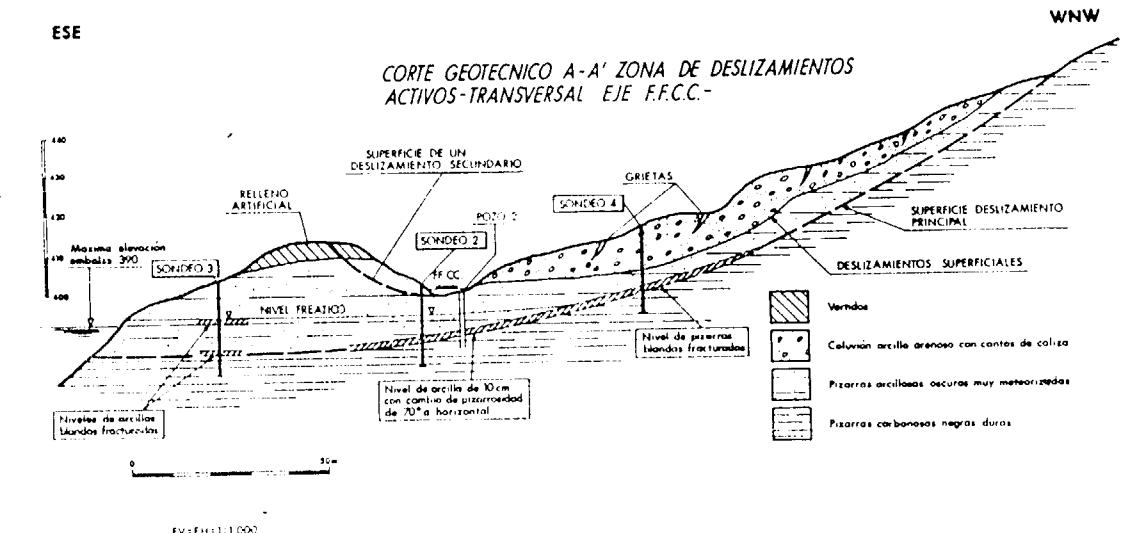


Figura 13.—Deslizamiento en el Túnel 40 producido por la presa del pie (GONZALEZ V., et al., 1988).

to fósil que destruyó el pueblo (RODRIGUEZ et al., 1988).

Tras el llenado de grandes embalses, suelen producirse terremotos debido a los reajustes tectónicos y la presión intersticial inducida. Generalmente, se trata de terremotos que sólo producen alarma. Sin embargo, en Koyna (India), en 1963, un año después del llenado, un terremoto de magnitud 6.5 mató a 177 personas. Resulta, pues, conveniente analizar el Riesgo Sísmico en el entorno de grandes embalses. En la figura 14 puede verse el registro del número de terremotos en el Embalse de Camarillas (GARCIA YAGÜE, 1988).

En el caso de embalses emplazados en terrenos kársticos, con redes de cavidades internas, no es infrecuente el lavado de rellenos limo-arcillosos por la subida de la presión hidráulica. Esto produce golpes de agua de notable violencia en zonas a veces alejadas, como en el caso del embalse del Alfilorio (Asturias), o inducción de hundimientos.

La acción de retención del sedimento en el vaso

Los desembalses rápidos suelen ser, al igual que los primeros llenados, peligrosos en zonas con problemas. En Pont de Bar (Lérida) pasó, al parecer, algo similar en las lluvias de 1982, al romperse la presa, reactivando un gran deslizamiento.

produce una disminución de la carga sólida en el cauce aguas abajo. Este hecho desequilibra las márgenes, fruto de la dinámica natural previa. El resultado es la erosión de márgenes. Métodos

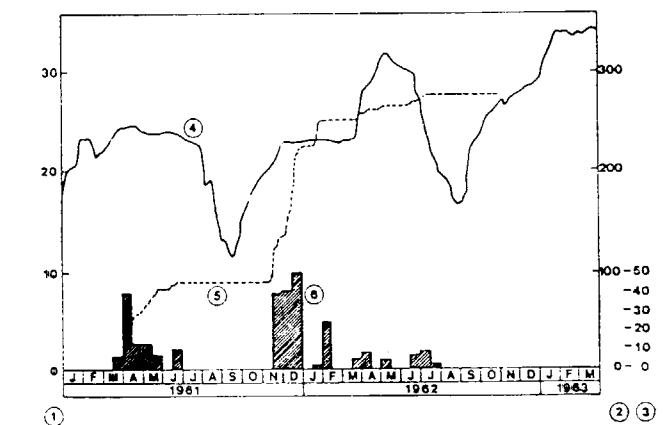


Figura 14.—Terremotos registrados en el Embalse de Camarillas (GARCIA YAGÜE, 1988).

- 1 y 4: Altura de agua en embalse.
2 y 5: Número terremotos observados.
3 y 6: Número terremotos cada 15 días.

de protección de las mismas pueden verse en la Guía Metodológica de EIA en Presas (DGMA, MOPU, 1989).

Esta misma retención es la que produce el retroceso de deltas, como el del Ebro, fruto de las presas de la vertiente S de los Pirineos, o la erosión de costas en la zona de Huelva, fruto de las presas, al menos en parte.

5. PELIGROS NATURALES Y OBRAS COSTERAS

La morfología de las Costas es fruto de un equilibrio dinámico. En las costas bajas el oleaje inducido por el viento produce al incidir oblicuamente sobre la costa un arrastre longitudinal de sedimento por la corriente de deriva. Cualquier alteración en su camino produce perturbaciones.

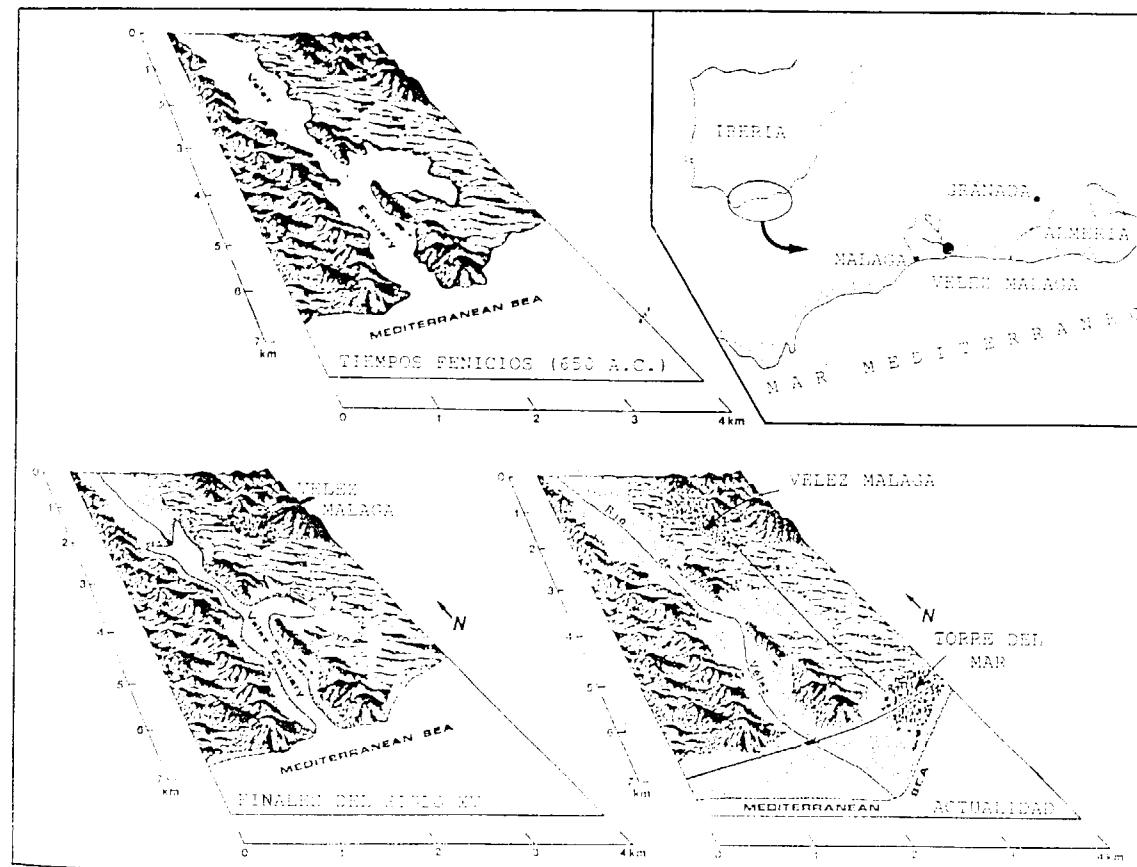


Figura 15.—Evolución del Estuario del río Vélez (HOFFMANN y SCHULZ, 1987. In DABRIO, 1988).

Por otra parte, los estuarios son zonas intrínsecamente inestables, ya que conducen grandes cantidades de sedimento. Cualquier alteración en la erosión de la cuenca vertiente, sea un aumento producido por deforestación o incendios, o una retención debida a abancalamientos, repoblaciones o embalses, inducirá cambios en el litoral. Se calcula que casi un 20 por 100 de los procesos de erosión de costas son debidos a la retención de sedimentos por los embalses en España.

En la figura 15 puede verse la evolución del estuario del río Vélez (HOFFMANN y SCHULZ, 1987). La activa erosión de la cuenca vertiente ha colmatado el estuario y formado un delta.

Cuando existen litorales frágiles y de gran importancia ecológica, como es el caso del Coto de Doñana con el cierre dunar de las marismas, cualquier actuación de Ingeniería en las costas debe ser bien analizada.

Como puede verse en la figura 16, la construcción de un Dique produce sedimentación y erosión.

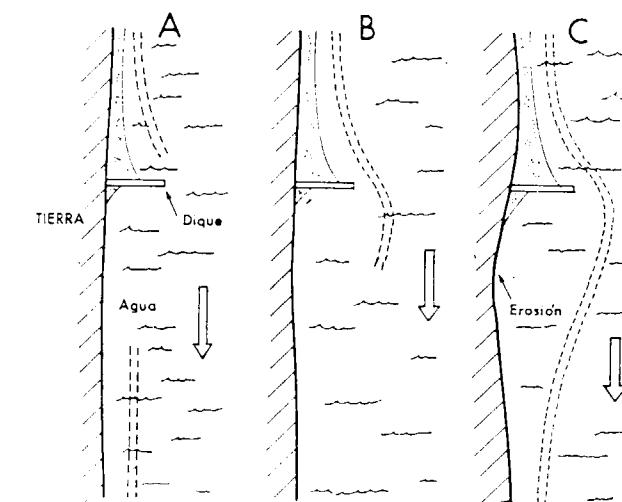


Figura 16.—Erosión y Sedimentación tras la construcción de un rompeolas (ROSEMBAUM, 1976).

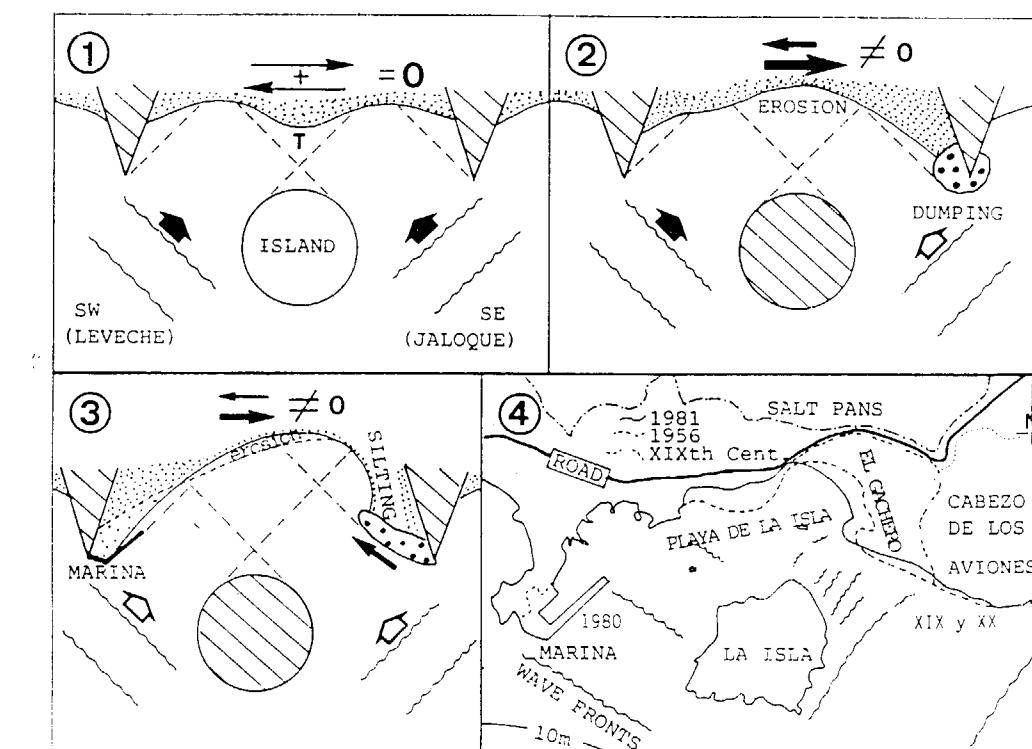


Figura 17.—Impactos en sistemas playa-cabo (DABRIO y POLO, 1981).

Las avenidas se desarrollan en el tiempo conforme a un hidrograma que presenta un Caudal Punta a cuyo paso se produce el mayor desbordamiento.

La urbanización produce un cambio en el Coeficiente de Escorrentía, el cual aumenta al disminuir la infiltración del agua de la tormenta. Por otra parte, introduce el agua en las alcantarillas, descargando de forma más rápida que en la escorrentía natural.

Ambos efectos contribuyen a aumentar el Caudal Punta y disminuir el Tiempo de Concentración, es decir, a agravar las riadas aguas abajo. El efecto parece ser mayor para pequeñas cuencas.

En la figura 18 (RANTZ, 1971) puede verse el cambio significativo del hidrograma introducido por el saneamiento y la pavimentación y construcción.

El desencadenamiento o la inducción de deslizamientos es frecuente.

No pocas veces las actuaciones se producen en laderas sobre deslizamientos latentes, que son reactivados por diversos procesos.

En la figura 19 puede verse el efecto del riego en zonas ajardinadas. Debe tenerse en cuenta que el agua infiltrada en el terreno en una zona ajardinada no impermeabilizada y drenada puede ser cinco veces superior a la infiltración pluvial.

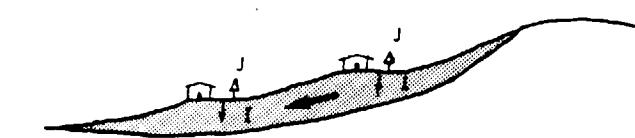


Figura 19.—Deslizamiento reactivado por riego en jardines (J), infiltrado (I).

En estas condiciones, resulta fácil que la elevación del nivel freático reactive o incluso produzca el deslizamiento. También puede inducirse por este procedimiento la *expansividad* de arcillas ladera abajo, con efecto dañino sobre las construcciones. Los deslizamientos por elevación del nivel freático pueden producirse también por fugas en el saneamiento, y obviamente, pozos negros.

Los movimientos de tierra, al cargar con vertidos laderas inestables, pueden reactivar o desencadenar deslizamientos que afecten a terceros. Igualmente las excavaciones, tal y como se ve en la figura 20.

7. LA EVALUACION DEL RIESGO COMO IMPACTO AMBIENTAL

Los *Peligros Naturales* desencadenados o reactivados por Obras Civiles son un Impacto Ambiental que debe ser evaluado.

La integración dentro de sistemas como la matriz de Leopold es factible, pero resulta de fiabilidad difícil de conocer, por la gran heterogeneidad de los datos y la falta de bases de comparación adecuadas a la hora de la evaluación de magnitudes y pesos. El problema con el método de Battelle de Unidades de Impacto Ambiental, puede ser similar. Por otra parte, subsiste el problema de los Criterios de Decisión.

Una vía alternativa es la siguiente:

- * Fase 1: Evaluación del Riesgo social de acuerdo con la fórmula general del Riesgo en vidas perdidas/año. Si el Riesgo resulta ser superior al de otras actividades de alto riesgo admitidas, como la conducción de automóviles, debe ser corregido, o si hay posibilidad de Catástrofes, o si existen tecnologías viables de corrección.

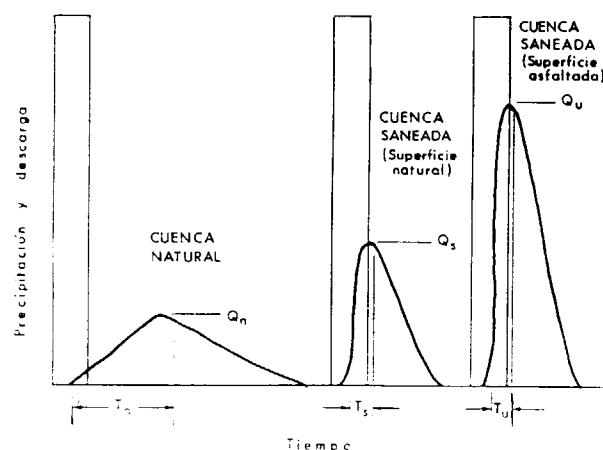


Figura 18.—Hidrogramas para áreas naturales y urbanizadas (RANTZ, 1971).

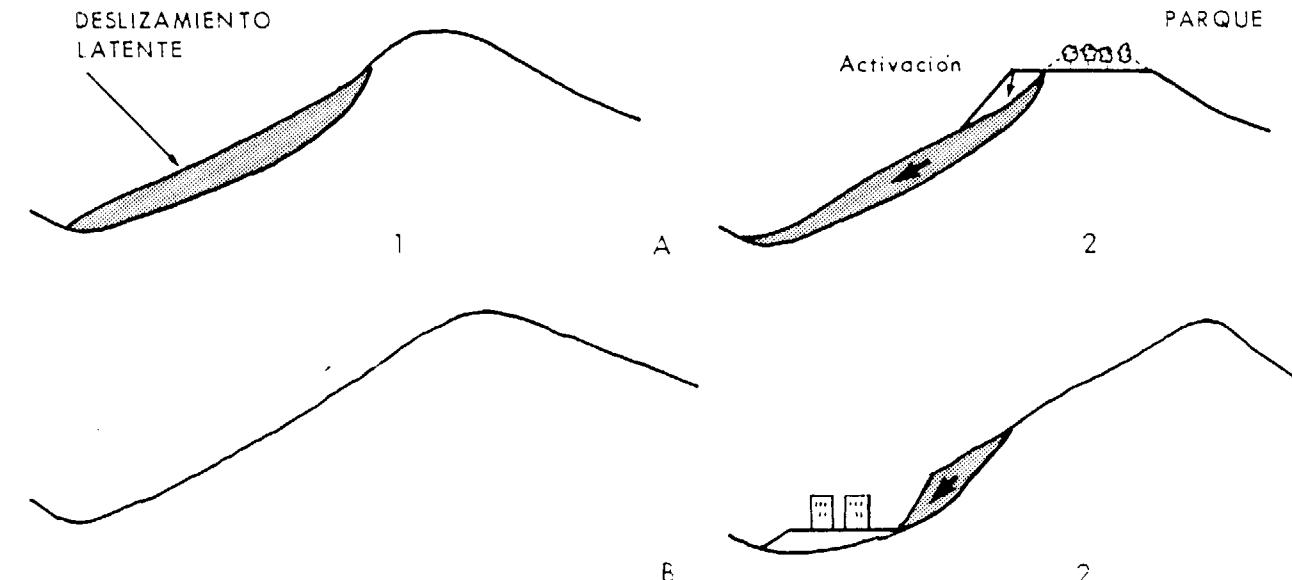


Figura 20.—Deslizamientos inducidos por actuaciones urbanísticas.
A) Vertido.
B) Excavación.

- * Fase 2: Evaluación del Riesgo Económico en pesetas perdidas/año a nivel de la Obra Civil y a nivel externo. Comparación con los Beneficios obtenidos del Costo de Reducción a un nivel admisible y Decisión final.

Este sistema, de carácter objetivo, presenta incertidumbres en la determinación de parámetros como la probabilidad de ocurrencia y la vulnerabilidad, pero puede ser un instrumento útil.

8. CONCLUSIONES

Las Obras Civiles, tanto en la etapa de construcción como en las de explotación y abandono, pueden generar impactos ambientales en forma de peligros naturales que pueden afectar directamente a las obras y también, frecuentemente, a terceros.

Las Obras Lineales producen inestabilidades de Ladera, Erosión, Subsidencia, Agravación de Inundaciones y Modificaciones del régimen de vientos.

Las Presas han generado los mayores impactos ambientales en forma de catástrofes, tales como

grandes inundaciones, terremotos inducidos, deslizamientos, activación de redes kársticas, erosión del cauce aguas abajo, erosión de costas y nieblas.

Las Obras Costeras cambian generalmente el régimen de erosión y sedimentación en playas, deltas y estuarios.

Las Actuaciones Urbanísticas pueden provocar agravación de inundaciones aguas abajo y deslizamientos que afecten a terceros.

Se propone como sistema objetivo de Evaluación del Impacto Ambiental la cuantificación del Riesgo en términos de Pérdidas Potenciales Económicas y Sociales por año, y el Análisis Coste-Beneficio.

Son de especial utilidad para la Identificación y Caracterización de los Peligros Naturales inducidos los Mapas de Riesgos, y, en general, la Ciencia e Ingeniería del Riesgo.

Los Estudios Geotécnicos son imprescindibles.

REFERENCIAS

AYALA, F. J. (1990): *Análisis de los Conceptos Fundamentales de Riesgos y su Aplicación a la Definición de Tipos*

de Mapas de Riesgos. Boletín Geológico y Minero. ITGE, Madrid, en prensa.

AYALA, F. J.; GONZALEZ V., L. I., et al. (1987): *Impacto Económico y Social de los Riesgos Geológicos en España*. ITGE, Madrid.

DABRIO, C. J., y POLO, M. D. (1981): *Dinámica Litoral y Evolución Costera del Puerto de Mazarrón (Murcia)*. Bol. R. Soc. España de Hist. Nat., 79.

DELGADO, F. J. (1976): *Contención de laderas en las boquillas del túnel de Ujo y en Reicastro*. Simp. Nac. de Rocas Blandas. SEMR, Madrid.

DIRECCION GENERAL DE MEDIO AMBIENTE (1989): *Guías Metodológicas de Evaluación de Impacto Ambiental: Presas*. MOPU, Madrid.

DUDLEY, J. H. (1970): *Review of Collapsing Soils*. Proc. Soc. Civil Engin., 96.

GARCIA Y., A. (1989): *Métodos de Prospección Geofísicos Aplicados en las Obras Públicas*. Informac. y Est. del S. Geológico de O. P., 50. MOPU, Madrid.

GIBBS, H. J., and BARA, J. P. (1967): *Stability Problems of Collapsing soils*. Proc. Amer. Soc. Civil Engin., 93.

HOFFMANN, G., and SCHULZ, H. O. (1987): *Holocene Stratigraphy and changing coastlines at the mediterranean of Andalucía*. In ZAZO, C. (Ed.): *Late Quaternary Sea-Level Changes in Spain*. Museo C. Nat. CSIC, Madrid.

LLORCA, J., y DELGADO, C. (1988): *Problemática del trazado de una Carretera Nacional a través de un valle inestable*. II Simp. Tal. y Lad. Inestables. Alonso y Corominas (Eds.). Barcelona.

RANTZ, P. (1971): *Suggested Criteria for Hydrologic Design of Storm-Discharge Facilities in the San Francisco Bay Region, California*. U. S. Geol. Survey Open File Report.

RODRIGUEZ O., J. M.; HINOJOSA, J. A., y CASTANEDO, F. J. (1988): *El Deslizamiento de Pont de Bar (Lérida) de octubre de 1982*. II Simp. de Tal. y Lad. Inestables. Alonso y Corominas (Edit.), Barcelona.

ROSS, S. S. (1984): *Construction Disasters*. Engin. News-Record USA.

RODRIGUEZ, G. I., y SANCHEZ H., O. (1988): *Estabilidad de Laderas en el Gasoducto de Aurín*. II Simp. de Tal. y Lad. Inestables. Alonso y Corominas (Edit.), Barcelona.

SELLI, R.; TREVISAN, L., et al. (1964): *La Frana del Vaiont*. Ann. del Museo Geológico di Bologna, 32.

SERRANO, J. M., y VIDAL, J. (1976): *Reflexiones sobre el proyecto y construcción de Túneles Urbanos en Rocas Blandas*. Simp. Nac. de Rocas Blandas. Tomo 1. SEMR, Madrid.

WALTHAM, T. (1978): *Catastrophe. The Violent Earth*. McMillan. London.

Original recibido: Mayo de 1990.

Original aceptado: Junio de 1990.

Toma de muestras en el estudio geoquímico de un área urbana. Aplicación al caso de metales pesados aerotransportados.

Por J. F. LLAMAS BORRAJO (*), S. DEL BARRIO MARTIN (**) y E. DE MIGUEL GARCIA (*)

RESUMEN

En este artículo se presenta una metodología que permite conocer y controlar la varianza de todas las fases de un proyecto de investigación, aplicándose al caso concreto del estudio de los metales pesados aerotransportados en un área urbana de Madrid. Tal procedimiento permite relacionar, de un modo sencillo, la precisión en la estimación de cada valor medio de concentración en una zona, el grado de conocimiento de la distribución de concentraciones y el presupuesto necesario para todo ello.

Palabras clave: Toma de muestras, Medio ambiente, Metales pesados, Contaminación urbana.

SUMMARY

This paper introduces a methodology through which the variance resulting from each stage of a research project can be determined and controlled. This methodology has been applied to the study of airborne heavy metals in an urban neighbourhood of Madrid. The procedure here presented allows the researcher to relate in a simple way the precision in the estimate of each mean of concentration values, the distribution of concentration values throughout the sampling unit and the necessary budget to achieve these goals.

Key words: Sampling, Environment, Heavy metals, Domestic dusts.

trear, antes de proceder a la toma de muestras cabe preguntarse:

a) ¿Cuántas muestras deben ser tomadas, qué tamaño ha de tener cada muestra y dónde deben ser tomadas para que los resultados que se obtengan de su análisis sean representativos de todo el conjunto sometido a estudio?

b) Si cambia el número de muestras recogidas o su tamaño, ¿cómo varían los resultados a los que se llega y cómo afecta esto a la precisión de la imagen que del conjunto se obtiene?

c) ¿Qué relación existe entre el grado de confianza y la representatividad del resultado obtenido, con el coste del estudio?

La respuesta a esta última pregunta es, a nuestro juicio, aún más sistemáticamente ignorada que las dos anteriores. En este trabajo se presenta una metodología que permite relacionar el presupuesto de un estudio con las condiciones del muestreo y con la varianza del resulta-

La Geoquímica queda englobada dentro de un amplio grupo de asignaturas científicas y técnicas en las que, prácticamente, en ningún caso, se dispone de los medios instrumentales y económicos para abordar el estudio de una zona, de una época, de un material, etc..., comenzando por su primera porción y prosiguiendo, de manera exhaustiva y continua, hasta la última.

Aparece, entonces, el problema de la toma de muestras, que afecta a todas las ciencias experimentales, siempre que se haya de extraer conclusiones acerca de un colectivo, a partir de un número limitado de porciones de pequeño tamaño del mismo.

Siendo, pues, ineludible la necesidad de mues-

(*) Departamento de Ingeniería Química y Combustibles de la E. T. S. I. de Minas de Madrid.

(**) Instituto Tecnológico y GeoMinero de España.

do obtenido. Creemos que ello puede representar una gran ayuda en la toma de decisiones en trabajos de esta índole. Como ejemplo de aplicación de esta metodología, se ha estudiado la concentración de metales pesados aerotransportados en un área urbana de la ciudad de Madrid.

En definitiva, la filosofía que anima este trabajo puede resumirse diciendo que la toma de muestras debería procurar, bajo determinados condicionamientos presupuestarios, obtener la máxima representatividad del todo sometido a estudio, procurando que la varianza introducida en el muestreo sea del mismo orden de magnitud que la que pueda aparecer en las etapas de preparación y análisis de las muestras.

OBJETIVOS

El proyecto de investigación que aquí se resume ha pretendido resolver dos aspectos fundamentales:

- * Desarrollar un procedimiento de muestreo y actuación en laboratorio que permita controlar, en todo momento, la varianza resultante del proceso global.
- * Elaborar un mecanismo de ayuda en la toma de decisiones, mediante el cual pueden relacionarse, de modo sencillo, la *precisión* en la estimación de cada valor medio de concentración en una zona, el *grado de conocimiento* de la distribución de las concentraciones, y el *presupuesto* necesario para obtener tal precisión y tal grado de conocimiento.

DESARROLLO TEORICO

El diseño de la toma de muestras para el estudio geoquímico de grandes superficies se suele enfocar aplicando los distintos esquemas de muestreo espacial (RIPLEY, 1981): aleatorio uniforme, aleatorio estratificado, sistemático centrado o no alineado, probabilidad geométrica, geoestadística, etc...

Cuando lo que se persigue es la elaboración de un mapa geoquímico que pueda ser utilizado en el futuro como referencia de tiempo cero de contaminación, la opción mejor resulta ser el recurso a un muestreo sistemático, donde se

tenga la seguridad de que cada una de las cuadrículas de superficie que en el mapa quedarán asimiladas a un valor puntual, está representada por un dato real.

El problema se presenta cuando se plantea cómo tomar la muestra para que sea representativa de toda la cuadrícula. Hay que tener en cuenta que, por ejemplo, en el caso de un área urbana, donde la segregación es muy grande, los resultados pueden variar desde 8.000 ppm a 400 ppm de contenido en Pb en muestras de polvo tomadas a una distancia de 300 m., como se comprobó en este trabajo.

Para afrontar este problema desde una perspectiva teórica que permita conocer la varianza del resultado obtenido para el conjunto de la cuadrícula, se recurrió a las teorías de muestreo de materiales a granel, asimilando la cuadrícula de estudio al caso de un recipiente industrial (contenedor, vagón de tren, camión...) del que se pretende caracterizar su contenido.

Estas teorías, desarrolladas desde mediados del siglo XIX, están todas basadas en un principio común: La combinación de los conceptos clásicos de la probabilidad «a priori» con los resultados «a posteriori» obtenidos del estudio de las muestras recogidas. Las dos formulaciones más extendida son la de Gy (GY, 1979) y la aplicada en la elaboración de este estudio, la de Visman (MERKS, 1985).

GY desarrolló su teoría para ser aplicada a volúmenes de material granulado en los que existiera una pequeña proporción de mena valiosa, resultando su formulación especialmente adecuada para calcular varianzas en los casos de mezclas perfectas. No resulta, sin embargo, adecuada en situaciones en que exista una segregación importante.

Por tanto, parece razonable aplicar la teoría de Visman que, al estar formulada para materiales no homogéneos, sí tiene en cuenta la varianza de segregación.

TEORIA DE MUESTREO DE VISMAN

La teoría de Gy está basada, únicamente, en «micropropiedades» de la muestra, es decir, en propiedades de las partículas constituyentes del

conjunto, tomadas individualmente. No contempla, pues, la posible existencia de «patrones» de distribución dentro del espacio muestral.

La teoría de Visman, planteada por primera vez en su tesis doctoral, publicada en 1947, sí recoge el fenómeno de la segregación. Esta teoría se basa en el principio de la *aditividad de las varianzas* y, en efecto, considera que la *varianza total* que resulta de una campaña de muestreo puede descomponerse en la suma de *cuatro términos diferentes*: *varianza de composición*, *varianza de distribución*, *varianza de preparación* y *varianza de análisis*. Antes de pasar a explicar estos términos en detalle conviene señalar que, en su formulación más simple, la teoría de Visman puede expresarse así (INGAMELLS y PI-TARD, 1986):

$$\text{var (t)} = A/W + B/N + C \quad [1]$$

donde:

A: constante de muestreo.

B: constante de distribución.

C: constante de preparación y análisis.

W: masa de muestra total.

N: número de muestras de campo (o incrementos muestrales) de masa W/N que componen la muestra total.

Según [1], la varianza total sería la suma de las varianzas de composición (A/W), de distribución (B/N) y de preparación y análisis (C). Esta última, para un problema concreto, se supone constante, mientras que el significado de las otras dos puede resumirse en:

a) Varianza de composición

Este parámetro mide la heterogeneidad de composición, es decir, la variabilidad en composición entre partículas. Se trata, pues, de una «micropropiedad» o propiedad de las distintas partículas consideradas individualmente.

La varianza de composición es, además, función de la masa de la muestra. En efecto, el tamaño de la muestra recogida ha de ser suficiente para que la composición de la muestra sea representativa de la proporción en que se encuentran las partículas que nos interesan en el espacio muestral.

b) Varianza de distribución

Este parámetro mide la heterogeneidad de distribución, es decir, la manera en que las partículas de cualquier composición se distribuyen dentro del espacio muestral. La varianza de distribución da idea de cómo afecta la *segregación* o la existencia de «patrones» dentro del área sometida a estudio. Por segregación se entiende la distribución de elementos diferentes siguiendo pautas determinadas debido a la acción de un factor físico o químico subyacente.

La heterogeneidad de la distribución es una «macropropiedad», esto es, propiedad de todo el conjunto de partículas, y, como tal, *no es dependiente de la masa de la muestra*. Por ello, la única manera de hacer disminuir el valor de la varianza de distribución es aumentar el número de muestras de campo tomadas, de modo que la totalidad del espacio muestral queda bien representada.

La teoría de Visman permite calcular, por simple división de las constantes A y B, el peso ideal de muestra de campo (entendida ésta como cada uno de los incrementos muestrales de los que se compondrá la muestra global que se ha de someter a análisis) que proporcionaría la máxima información con el mínimo esfuerzo y que realmente responde al concepto de «muestreo equilibrado» (igualdad de las varianzas) que se explica más adelante:

$$m(\text{opt}) = A/B \quad [2]$$

Dicha teoría permite, además, determinar estas constantes, de un modo sencillo, a partir de los resultados del análisis de dos conjuntos de muestras tomadas en una campaña piloto.

CALCULO Y ANALISIS DE LA VARIANZA

En su expresión más útil, la fórmula de Visman puede representarse de la siguiente manera (MERKS, 1985):

$$\text{var (t)} = \frac{\text{var (c)}}{m \times n \times K} + \frac{\text{var (d)}}{n \times K} + \frac{\text{var (p)}}{k \times K} + \frac{\text{var (a)}}{i \times k \times K} \quad [3]$$

donde:

$\text{var}(t)$: varianza total.

$\text{var}(d)$: varianza de distribución.

$\text{var}(c)$: varianza de composición de una muestra de campo de 1 kg.

$\text{var}(p)$: varianza de preparación.

$\text{var}(a)$: varianza de análisis.

m : masa de la muestra de campo (kg.).

n : número de muestras de campo.

k : número de muestras que se analizan por lote.

K : número de lotes por envío.

i : número de análisis por muestra.

Según [3], una vez conocidas las varianzas de composición, distribución, preparación y análisis, no sólo es posible calcular la varianza total del resultado obtenido, sino que resulta, además, inmediato diseñar las acciones necesarias para controlar dicha varianza total y conseguir un *muestreo equilibrado*.

Si llamamos *varianza de muestreo*, propiamente dicha, a la suma de las varianzas de composición y distribución, podemos decir que una campaña de toma de muestras es equilibrada cuando las varianzas de preparación, de análisis y de muestreo son del mismo orden de magnitud. Según YOUND (1967), no tiene sentido disminuir una componente de la varianza por debajo de 1/10 de valor de las demás.

Para el cálculo de los distintos componentes de la varianza se procede según el siguiente esquema:

a) Cálculo de las varianzas de composición y distribución

Consiste en seleccionar una de las unidades de muestreo en que previamente se ha dividido la zona de estudio. Dentro de esta unidad de muestreo se realiza una campaña piloto en un número de estaciones que, puede demostrarse (LLAMAS et al., 1989), ha de ser mayor o igual a 6, y cuyo límite superior vendrá determinado por condicionamientos económicos. En cada una de estas estaciones se recogen dos muestras, una de un peso aproximadamente diez veces superior a la otra, procurando que la muestra «pequeña» sea de un tamaño suficiente como para que en ella estén representados todos los tipos diferentes de partículas.

A partir de estos dos conjuntos de muestras pue-

den determinarse las varianzas de composición y distribución mediante las expresiones:

$$\text{var}(c) = \frac{m(p) \times m(g) \times \text{var}(p) \times \text{var}(g)}{m(g) - m(p)} \quad [4]$$

$$\text{var}(d) = \text{var}(g) - \frac{m(p) \times [\text{var}(p) - \text{var}(g)]}{m(g) - m(p)} \quad [5]$$

donde:

$\text{var}(c)$: varianza de composición.

$\text{var}(d)$: varianza de distribución.

$\text{var}(p)$: varianza de la serie de muestras «pequeñas».

$\text{var}(g)$: varianza de la serie de muestras «grandes».

$m(p)$: peso medio de la serie de muestras «pequeñas» (kg.).

$m(g)$: peso medio de la serie de muestras «grandes» (kg.).

b) Varianza de preparación y análisis

La varianza de preparación se obtiene como diferencia de la varianza conjunta de preparación y análisis y de la varianza de análisis, que son las dos que pueden determinarse a partir de prácticas de laboratorio. La varianza de análisis se halla analizando una misma solución problema varias veces, y obteniendo la varianza de este conjunto de medidas. Cuantifica la contribución del instrumento de análisis a la varianza total. La varianza conjunta de preparación y análisis se determina dividiendo la muestra global que llega al laboratorio en varias submuestras iguales (equivalente a aumentar el número de muestras analizadas por lote) y realizando con cada una de ellas todo el proceso de preparación (molienda, tamizado y separación de fracciones, reducción de tamaño mediante subdivisión de la muestra y ataque químico) y análisis. La varianza de los resultados así obtenidos es la varianza conjunta de preparación y análisis, de la que puede sustraerse la varianza estrictamente de análisis si es relevante conocer la contribución del procedimiento de preparación, aislado, a la varianza total.

Cuando no se dispone de presupuesto suficiente para replicar la preparación y análisis de las muestras necesarias, es posible calcular, de forma aproximada, la varianza de preparación, te-

niendo en cuenta que esta varianza ha de estar compuesta, a su vez, por las varianzas introducidas en la reducción de tamaño de la muestra (no se analiza toda la muestra recogida, sino, únicamente, una pequeña fracción de la misma), en la pesada de la muestra y en el enrascado del matraz aforado.

De estas tres componentes, las dos últimas son, generalmente, despreciables frente al valor de la primera, por lo que podemos considerar que la varianza de preparación va a coincidir, casi perfectamente, con la de reducción de muestra.

Esta última puede ser calculada por aplicación de la fórmula de Gy:

$$\text{var}(\text{rel}) = \frac{G \times u}{m} \quad [6]$$

$\text{var}(\text{rel})$: varianza relativa (varianza absoluta dividida por el valor medio de la magnitud considerada).

G : constante de Gy (de determinación empírica).

u : dimensión lineal de las partículas de mayor tamaño (es decir, la abertura de la malla que permite pasar un 95 por 100 de las partículas a su través).

m : peso en gramos de la muestra o submuestra.

En un caso general, es posible intentar optimizar el proceso de preparación de las muestras mediante la construcción de «nomogramas» o representaciones gráficas de la fórmula [6]. Para ello lo más cómodo es utilizar ejes logarítmicos:

$$\log \text{var}(\text{rel}) = \log G + 3 \times \log u - \log m \quad [7]$$

Si llamamos:

$Y = \log \text{var}(\text{rel})$.

$X = \log m$,

la ecuación [7] se transforma en:

$$Y = \log G + 3 \times \log u - X \quad [8]$$

que, gráficamente, se traduce en una línea quebrada de tramos verticales y tramos de pendiente -1 , correspondientes a los procesos de machaqueo y de subdivisión de la muestra. En efecto, para un determinado tamaño de partícula, u , es constante G , y las líneas que representan el error de preparación al subdividir la muestra y

seguir trabajando con sólo una parte de la misma (en este proceso el tamaño de partícula permanece inalterado) son rectas de pendiente -1 ($Y = \text{cte} - X$). Al recurrir al machaqueo, el peso de muestra total no varía ($X = \text{cte}$), sino que lo que cambia ahora es el tamaño de grano, u , y, por tanto, G , con lo que nos movemos sobre una línea vertical.

En la figura 1 se representa un ejemplo concreto (INGAMELLS y PITARD, op. cit.), desarrollado para la determinación de sílice en coke de petróleo, considerándose tres modos posibles de actuación:

El camino (1) consiste en la reducción directa de muestra hasta el peso de análisis y su posterior machaqueo hasta alcanzar la granulometría adecuada.

El camino (2) supone la estrategia contraria, machacando toda la muestra hasta la granulometría de análisis y tomando, posteriormente, una submuestra con el peso adecuado.

El camino quebrado supone una solución intermedia, con sucesivas fases de machaqueo y subdivisión de la muestra hasta alcanzar la granulometría y el peso requerido para el análisis.

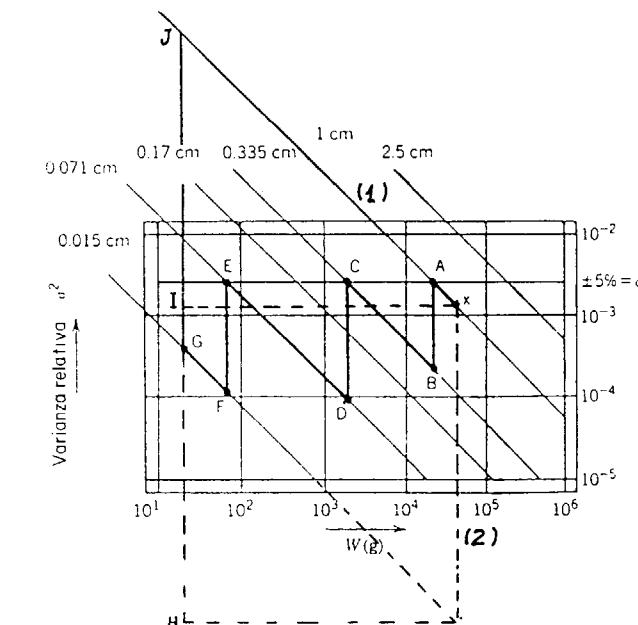


Figura 1.—La varianza total introducida en todo proceso de este tipo viene dada por la suma de las varianzas resultantes de cada paso ejecutado en la preparación de las muestras, es decir, es la suma de los Y de cada tramo de recta que aparece en el monograma.

Así, en el ejemplo expuesto en la figura 1, recordando que en el eje de ordenadas aparecen las varianzas relativas en escala logarítmica, el modelo (1) de preparación de muestras acumula una varianza máxima representada por IJ ; el camino (2) resulta en una varianza mínima GH y el proceso intermedio acumula una varianza comprendida entre los dos valores anteriores, $xA + BC + DE + FG$.

En un proceso como el del trabajo que más adelante se presenta, en el que no existe trituración o machaqueo, sino sólo cribado y subdivisión de la muestra, el cálculo se simplifica, ya que la varianza total introducida en la preparación física de la muestra es la correspondiente, únicamente, a la reducción de tamaño de dicha muestra, que puede calcularse, despejando de [6], de la siguiente manera:

$$\text{var (rel)} = \text{var (rel)}_2 - \text{var (rel)}_1 = \\ = G \times u^3 \times \left(\frac{1}{m_2} - \frac{1}{m_1} \right) \quad [9]$$

donde:

m_1 : peso original de la muestra.

m_2 : peso de la muestra de análisis.

Para el caso de metales pesados, entre las constantes de Gy y Visman (según INGAMELLS y PITTARD, op. cit.), puede establecerse una relación como la siguiente:

$$A = G \times [X]^2 \times u^3 \quad [10]$$

donde:

A : constante de composición de Visman.

$[X]$: contenido en el elemento X de la muestra.

De la expresión [10] es posible despejar el producto $G \times u$ en función de A y $[X]$, ambas conocidas, y sustituirlo en la fórmula [9] que, de este modo, queda:

$$\frac{\text{var}}{[X]^2} = \text{var (rel)} = \frac{A}{[X]^2} \times \\ \times \left(\frac{1}{m_2} - \frac{1}{m_1} \right) \quad [11]$$

Llegamos a la conclusión de que la varianza introducida en el proceso de preparación de las

muestras, cuando no hay machaqueo de las mismas, sino solamente subdivisión, pasando de un peso m_1 a un peso m_2 , es:

$$\text{var} = A \times \left(\frac{1}{m_2} - \frac{1}{m_1} \right) \quad [12]$$

EJEMPLO DE APPLICACION. ESTUDIO DE METALES AEROTRANSPORTADOS EN UN AREA DE MADRID

El problema que ahora se plantea es hallar la concentración de un número de metales que se encuentran presentes, presumiblemente en proporciones del orden de partes por millón, en el polvo atmosférico que se deposita en una zona urbana de, aproximadamente, 1,5 kilómetros cuadrados de superficie y de forma rectangular.

Como unidad de muestreo se escoge una cuadrícula del Mapa de Madrid de la Gerencia Municipal del Ayuntamiento de Madrid (ver fig. 2), en la que se realiza un mallado regular, dividiéndola en 12 partes iguales, dentro de cada una de las cuales se realiza una doble estación de muestreo, recolectando 50 g. y 500 g. de muestra en cada punto.

METODO EXPERIMENTAL

La toma de muestras es llevada a cabo en un período de seis horas del día 5 de mayo de 1989 por cuatro equipos de personas y con la ayuda de recogedores de plástico y cepillos de cerdas del mismo material.

Las muestras así obtenidas son secadas en estufa, durante 48 a 72 horas, a una temperatura de 50° C, tras lo cual se procede a su cribado en tamices de mallas de material plástico, a fin de separar las fracciones comprendidas entre 12 μm y 40 μm y entre 40 μm y 100 μm .

El análisis de las muestras se realiza con el equipo de *Espectrometría de Emisión de Plasma* (modelo JARREL-ASH, ICAP-61) de los laboratorios del Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE). Se obtiene la concentración de Al, Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Ti, V y Zn, para cada una de las muestras de 50 g. y 500 g., y cada una de las fracciones.

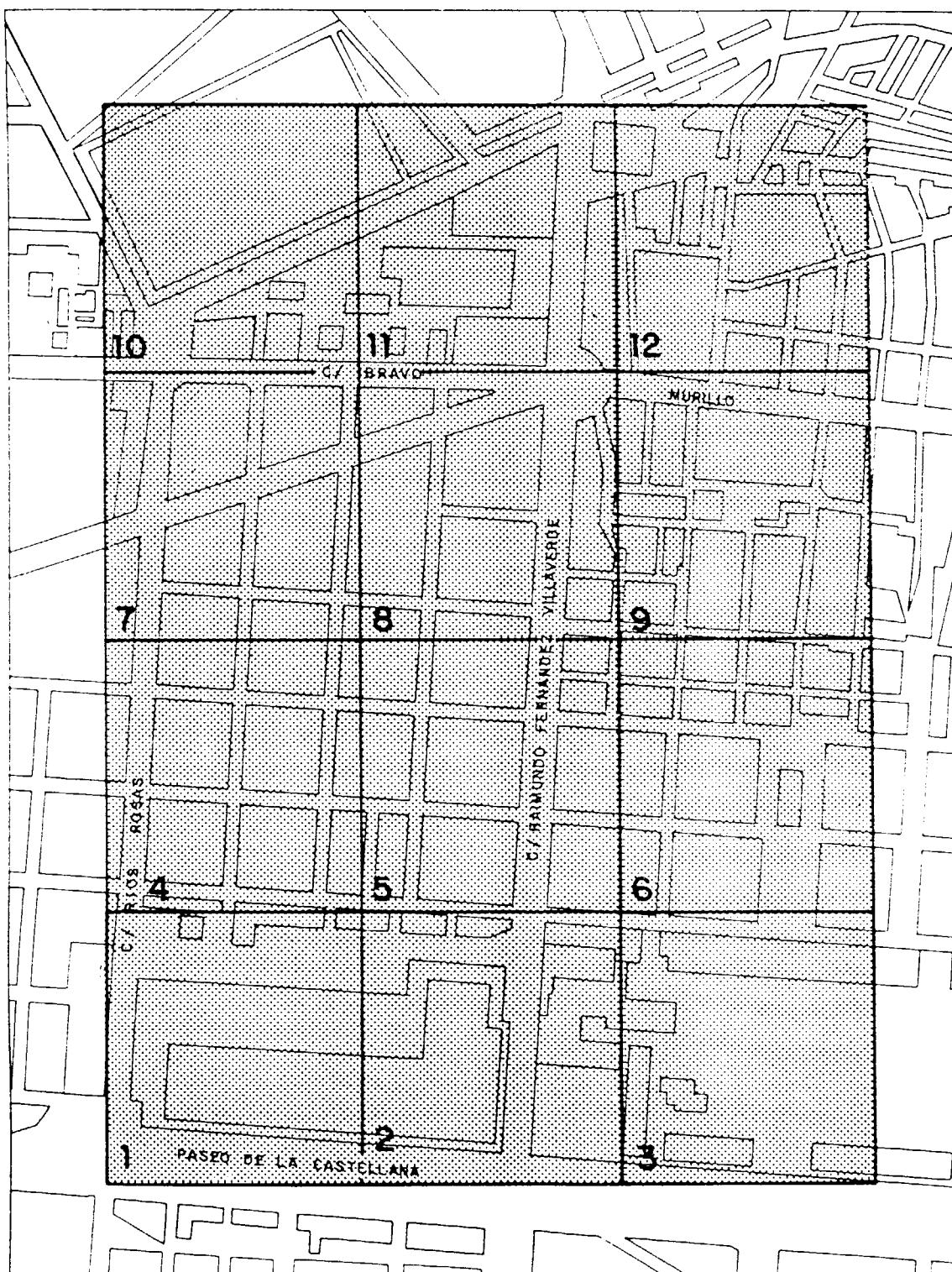


Figura 2.

RESULTADOS OBTENIDOS

Las tablas I y II muestran los resultados de concentración en metales pesados obtenidos del análisis de Espectrometría de Emisión de Plasma.

CALCULO Y ANALISIS DE LA VARIANZA

El problema, ahora, reside en el estudio de la precisión de estos resultados. Para el cálculo y

análisis de la varianza según lo descrito, se recurre a la aplicación práctica de la teoría de muestreo de Vismar, mediante el programa GEOSAMP, desarrollado en el Departamento de Ingeniería Química y Combustibles de la E. T. S. I. de Minas, a fin de facilitar el tratamiento de colecciones grandes de datos.

Este programa permite obtener la varianza de composición y distribución, así como el incremento óptimo de masa muestral, para cada elemento analizado.

TABLA I

Muestra 50 gramos. Fracción (12-40) µm.

	Al (%)	Co	Cr	Cu	Fe (%)	Mn	Ni	Pb	Ti (%)	V	Zn
1	4.00	9.00	90.00	523.00	3.20	471.00	72.00	5.960.00	0.18	28.00	765.00
2	4.30	3.00	94.00	508.00	2.80	562.00	72.00	7.950.00	0.22	26.00	872.00
3	5.30	12.00	72.00	103.00	2.80	476.00	57.00	512.00	0.28	37.00	529.00
4	3.00	8.00	55.00	118.00	0.90	249.00	83.00	833.00	0.07	13.00	330.00
5	4.20	4.00	110.00	296.00	2.00	486.00	64.00	2.470.00	0.16	32.00	702.00
6	4.30	2.00	89.00	260.00	1.80	482.00	45.00	1.870.00	0.15	26.00	656.00
7	4.80	9.00	95.00	324.00	2.90	510.00	47.00	2.450.00	0.18	29.00	686.00
8	4.50	10.00	58.00	291.00	3.00	482.00	45.00	1.850.00	0.18	27.00	716.00
9	5.00	9.00	43.00	170.00	2.40	410.00	67.00	865.00	0.15	24.00	750.00
10	4.20	3.00	63.00	291.00	1.80	431.00	45.00	2.130.00	0.16	23.00	911.00
11	4.70	5.00	70.00	284.00	2.30	524.00	56.00	2.400.00	0.18	33.00	989.00
12	5.90	4.00	42.00	164.00	1.70	406.00	110.00	549.00	0.16	41.00	738.00
Media . . .	4.52	6.50	73.42	277.67	2.30	457.42	63.58	2.486.58	0.17	28.25	720.33
Desviación típica . . .	0.75	3.49	23.05	139.76	0.71	83.15	20.16	2.353.52	0.05	7.49	180.73

Muestra 500 gramos. Fracción (12-40) µm.

	Al (%)	Co	Cr	Cu	Fe (%)	Mn	Ni	Pb	Ti (%)	V	Zn
1	4.20	11.00	86.00	460.00	3.40	551.00	74.00	5.030.00	0.19	30.00	834.00
2	5.10	3.00	96.00	535.00	2.80	489.00	73.00	7.860.00	0.18	26.00	972.00
3	5.40	6.00	65.00	103.00	2.00	455.00	40.00	470.00	0.26	42.00	477.00
4	5.00	8.00	50.00	171.00	1.90	534.00	39.00	1.300.00	0.20	38.00	675.00
5	4.10	4.00	79.00	286.00	2.00	549.00	70.00	2.370.00	0.17	35.00	824.00
6	4.50	3.00	55.00	145.00	1.60	416.00	33.00	1.100.00	0.15	26.00	551.00
7	4.80	10.00	81.00	333.00	3.10	530.00	45.00	2.500.00	0.20	30.00	747.00
8	4.30	12.00	56.00	297.00	3.20	475.00	44.00	1.830.00	0.18	25.00	812.00
9	4.50	9.00	49.00	181.00	2.30	390.00	38.00	804.00	0.15	24.00	753.00
10	4.20	2.00	85.00	243.00	1.70	389.00	153.00	2.240.00	0.13	34.00	795.00
11	4.50	6.00	188.00	267.00	2.20	493.00	80.00	2.220.00	0.17	33.00	881.00
12	5.60	4.00	46.00	145.00	1.80	423.00	31.00	560.00	0.17	45.00	647.00
Media . . .	4.68	6.50	78.00	263.83	2.33	474.50	60.00	2.357.00	0.18	32.33	747.33
Desviación típica . . .	0.52	3.58	40.30	136.70	0.66	62.57	35.75	2.219.18	0.03	7.12	146.07

TABLA II

Muestra 50 gramos. Fracción (40-100) µm.

	Al (%)	Co	Cr	Cu	Fe (%)	Mn	Ni	Pb	Ti (%)	V	Zn
1	3.90	7.00	88.00	366.00	3.70	413.00	82.00	5.250.00	0.11	13.00	564.00
2	3.90	5.00	88.00	296.00	3.50	374.00	54.00	5.250.00	0.08	5.00	497.00
3	4.70	10.00	54.00	97.00	2.40	462.00	34.00	353.00	0.23	23.00	420.00
4	4.60	1.00	49.00	156.00	1.40	280.00	39.00	1.250.00	0.09	16.00	394.00
5	3.90	1.00	92.00	276.00	2.00	399.00	63.00	2.400.00	0.11	20.00	474.00
6	4.30	1.00	52.00	166.00	1.50	370.00	47.00	1.320.00	0.08	12.00	355.00
7	4.50	5.00	50.00	191.00	2.20	355.00	30.00	1.750.00	0.08	11.00	376.00
8	4.40	7.00	52.00	193.00	2.60	400.00	42.00	1.860.00	0.12	13.00	458.00
9	4.60	7.00	41.00	149.00	2.20	372.00	41.00	818.00	0.12	12.00	482.00
10	4.20	1.00	53.00	271.00	1.60	327.00	35.00	1.610.00	0.09	19.00	566.00
11	4.50	2.00	67.00	243.00	2.50	449.00	56.00	2.700.00	0.12	24.00	752.00
12	4.90	2.00	44.00	169.00	1.30	329.00	44.00	481.00	0.10	30.00	655.00
Media . . .	4.37	4.08	60.83	214.42	2.24	377.50	47.25	2.086.83	0.11	16.50	499.42
Desviación típica . . .	0.35	3.29	19.11	79.88	0.81	54.08	15.25	1.706.40	0.04	7.23	123.10

Muestra 500 gramos. Fracción (40-100) µm.

	Al (%)	Co	Cr	Cu	Fe (%)	Mn	Ni	Pb	Ti (%)	V	Zn
--	--------	----	----	----	--------	----	----	----	--------	---	----

rio, a un peso m_2 cuando se va a introducir en el aparato de análisis, contribuye con una varianza que puede ser calculada mediante la fórmula [12]. En el ejemplo que nos ocupa, la masa m_1 de que se parte es, bien de 50 g., bien de 500 g., mientras que la masa final de análisis, m_2 , es de 1 g. Al sustituir estos valores en la expresión [12], resulta que la varianza introducida en el proceso de reducción de tamaño de la muestra es aproximadamente igual a la varianza de composición, A, calculada mediante el programa GEOSAMP para cada uno de los elementos.

En cuanto al proceso de ataque, hay que tomar en consideración dos tipos de errores: los producidos en la pesada y los correspondientes al enrascado. No se atiende a los potenciales errores en las cantidades de reactivos empleados, ya que su dosificación no es crítica. Respecto a los errores de pesada, se considera la cuarta cifra decimal, por lo que, como se pesa la cantidad de 1 g., el error relativo que se ha de considerar es:

$$e_{r1} = \frac{0,0001}{1} = 0,0001$$

Por su parte, el error relativo al enrascar a 100 ml. es:

$$e_{r2} = \frac{0,1}{100} = 0,001$$

El error relativo cometido, entonces, en la etapa de ataque completa es prácticamente despreciable frente a la varianza que resulta de la reducción de la muestra, por lo que la varianza total de preparación puede considerarse aproximadamente igual a la introducción por este último proceso.

Por último, debe señalarse que la varianza específica de análisis es, por término medio, dos órdenes de magnitud inferior a la de preparación, por lo que no se comete un error significativo si, para los cálculos posteriores, se considera que el valor de la varianza de preparación y análisis es igual al de la específica de preparación.

Los resultados obtenidos se muestran en la tabla III.

En la columna correspondiente a la varianza de preparación determinada por replicación se representa el valor máximo de varianza obtenido, para cada elemento, de entre las cuatro muestras ensayadas. De su comparación con las determinadas teóricamente se observa que la aproximación puede considerarse aceptable salvo en el caso del Cr, Cu, Ni, V, Zn. No obstante, si se compara el valor teórico con la media de las varianzas obtenidas para cada una de las cuatro muestras replicadas, la aproximación mejora sensiblemente.

La explicación podría hallarse en el hecho de que los valores máximos de varianza corresponden en todos los casos a la muestra más conta-

minada por el factor «circulación de vehículos», que de una manera u otra puede dar origen a partículas de los metales arriba mencionados. La presencia o no de una sola de estas partículas en la muestra final de análisis puede ser origen de las varianzas tan altas observadas, quedando este efecto diluido al considerar los valores medios, en lugar de los valores máximos. No debe olvidarse, además, que la varianza teórica calculada es la correspondiente a la muestra media de la cuadrícula, por lo que parece lógico que deba enfrentarse a la media de los valores resultantes del proceso de replicación.

ESTUDIO ECONÓMICO Y DE LA VARIANZA

La planificación económica de una campaña de Geoquímica MedioAmbiental ha de responder a una pregunta básica e imprescindible si se pretende ser honestos en el trabajo y conscientes, en cada momento, de lo que se está llevando a cabo. Tal pregunta puede formularse así: ¿Cuánto cuesta alcanzar determinada precisión en mis resultados? O, dicho de otra manera: Con el presupuesto de que se dispone, ¿qué utilidad real puedo esperar de los resultados obtenidos y a partir de qué momento corro el riesgo de que la asunción de los mismos como verdaderos conduzca a exponer o realizar disparates?

La contestación a estos interrogantes ha intentado expresarse en forma de ábaco. Este ábaco no pretende ofrecer una cantidad exacta de dinero para cada estudio determinado, pero sí constituye una herramienta potente para el cálculo del coste de toma de muestras, preparación y análisis, en función de la precisión deseada y de otros condicionantes establecidos en el proyecto, tales como tamaño de cuadrícula base, método físico de toma de muestras, modo de desplazamiento del operario de una estación de muestreo a otra, etc...

El estudio económico consiste en analizar por separado los costes fijos y variables de la investigación, y definir claramente los parámetros sobre los que se puede actuar para modificar el coste final, los precios de cada concepto y las eficiencias estimadas de las personas que intervienen en el proceso. De este modo se llega a la elaboración de una «fórmula de presupuesto», del tipo:

$$\text{COSTE} = A + Bx + Cy + Dz$$

donde:

A: costes fijos del proyecto.

B, C y D: constantes que han de ser fijadas en cada estudio, y que se obtienen a partir del valor numérico que se concede a los precios de cada capítulo y las eficiencias de los operarios.

x: número de cuadrículas estudiadas (para una zona de estudio fija, su valor es inversamente proporcional al área de la cuadrícula de muestreo elegida).

y: número de incrementos muestrales que compondrán la muestra total, representativa de cada cuadrícula.

z: número de fracciones de tamaño que se desea estudiar de cada una de las muestras.

La ventaja de este enfoque radica en la sencillez del cálculo de un presupuesto, sin más que determinar de antemano los valores de las constantes A, B, C y D, y decidiendo la persona responsable de la investigación, qué valores deben adquirir las variables x, y, z.

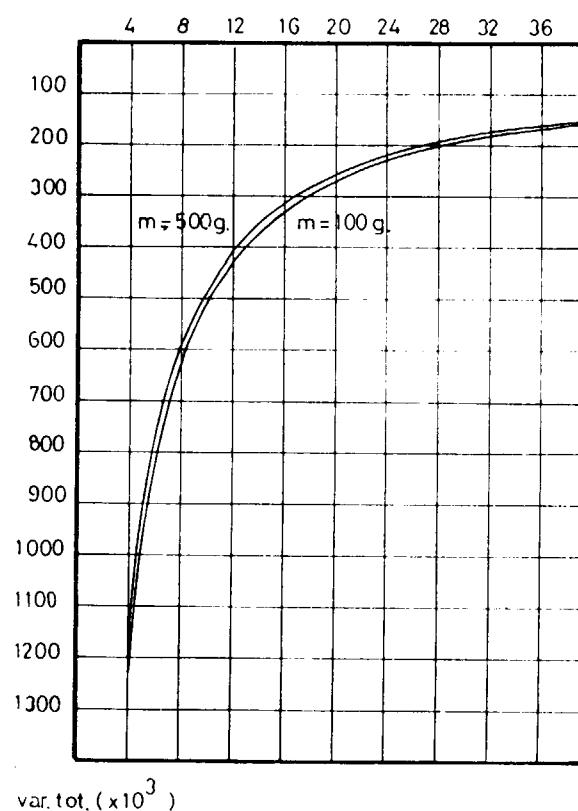
Este modo de proceder permite, además, ligar el presupuesto a la precisión de los resultados finales que se van a obtener, ya que las variables de la fórmula que acaba de ser descrita son variables, a su vez, del cálculo de la varianza total (DE MIGUEL, Proyecto Fin de Carrera, no publicado).

En efecto, el programa GEOSAMP presenta la posibilidad de estudiar cómo se modifican los valores de varianza total, para los resultados de cada elemento, al variar la masa de los incrementos muestrales o el número de incrementos por cuadrícula de muestreo. Con esta información podemos resolver la incógnita de la precisión de los resultados obtenidos y abordar, de manera rigurosa, el estudio económico de un proyecto de investigación de estas características.

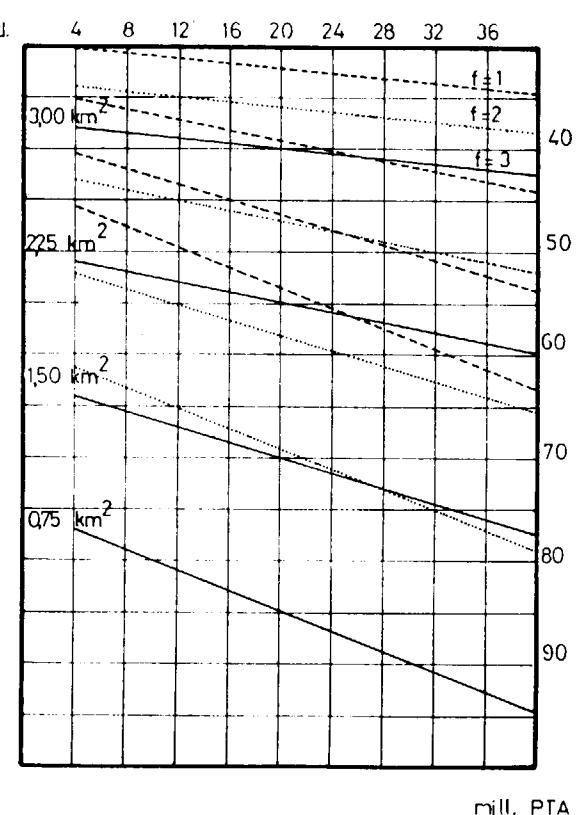
De este modo se puede elaborar el ábaco a que antes se ha hecho mención y que, para el ejemplo concreto que ahora nos ocupa, resulta ser del siguiente modo:

TABLA III

	Varianza teórica calculada	Varianza por replicación Valor máximo	Varianza por replicación Valor medio
Al	0,0153	0,0107	0,0775
Co	—	0,0885	0,0652
Cr	—	29,143	15,777
Cu	43,05	376,69	160,17
Fe	0,0037	0,0100	0,0042
Mn	152,71	70,214	58,42
Ni	—	38,55	14,41
Pb	31.285	31.410	10.835
Ti	0,00007	0,00013	0,00005
V	0,28	2,5	1,11
Zn	577,89	1.491,98	622,79



ABACO



CONCLUSIONES

1. Una primera conclusión general es la demostración de la aplicabilidad de la teoría de muestreo de Visman al diseño de la toma de muestras en estudios de Geoquímica Medio-Ambiental y la posibilidad de elaborar áboacos que relacionen, «a priori», el coste del proyecto con la precisión de los resultados y las condiciones de muestreo.
2. Otro resultado genérico importante de este trabajo ha sido la elaboración del programa GEOSAMP como una ayuda en el proceso de diseño de una campaña de toma de muestras; dicho programa está a disposición de las personas interesadas en el Departamento de Ingeniería Química y Combustibles de la E. T. S. I. de Minas de Madrid.
3. Por último, la aplicación de una metodología como la expuesta permite al investigador alcanzar conclusiones particulares de gran in-

terés. Como muestra de ello, del ábaco preparado para el caso concreto del estudio de metales aerotransportados en la atmósfera de Madrid, puede deducirse lo siguiente:

- a) El aumento de masa de los incrementos muestrales disminuye tan sólo ligeramente la varianza total del estudio, pero tampoco influye en el precio del mismo. Esto lleva a elegir, en principio, el incremento muestral mayor que sea cómodo de manejar.
- b) El aumento del número de incrementos muestrales por cuadrícula hace disminuir de manera importante, hasta un momento dado, la varianza total del valor medio de concentración que se asigna a cada cuadrícula, sin que ello suponga un incremento significativo en el presupuesto total de la investigación. Por ello parece recomendable diseñar la campaña con el máximo número de incrementos

muestrales por cuadrícula, siempre que sea operativo y represente una disminución significativa de la varianza total respecto al número de incrementos inmediato inferior.

- c) El aumento del número de cuadrículas en la zona de estudio, o lo que es lo mismo, la disminución del área de cada una de dichas cuadrículas, se traduce en un mejor conocimiento de la distribución de concentraciones de elementos en el espacio estudiado, pero supone un incremento muy fuerte del precio total del proyecto. La decisión deberá ser tomada, en cada caso concreto, según los objetivos perseguidos y los fondos de que se disponga.

Estas conclusiones reflejan, únicamente, la realidad del caso particular que se ha presentado como ejemplo, pero muestran el camino a seguir al aplicar la metodología expuesta, y la po-

tencia de la misma en el proceso de toma de decisiones.

REFERENCIAS

- GY, P. M. (1979): *Sampling of particulate materials. Theory and Practice*. Developments in Geomathematics, 4. Elsevier.
- INGAMELLS, C. D., y PITARD, F. F. (1986): *Applied Geochemical Analysis*. Wiley-Interscience.
- LLAMAS, J. F., et al. (1989): *Método de etiquetado aleatorio para el control de calidad en la toma de muestras para Geoquímica*. III Congreso de Geoquímica de España. Tomo I.
- MERKS, J. W. (1985): *Sampling and Weighing of Bulk Solids. Series on Bulk Materials Handling*, vol. 4. Trans. Tech. Publications.
- DE MIGUEL, E. (1990): *Estudio geoquímico de un área urbana*. E. T. S. I. Minas de Madrid (no publicado).
- RIPLEY, B. D. (1981): *Spatial Statistics*. John Wiley and Sons.
- YOUND, W. J. (1967): *The Role of Statistics in Regulatory Work*. J. A. O. A. C., 50.

Original recibido: Julio de 1990.
Original aceptado: Julio de 1990.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Secuencias ópalo-arcillosas en zonas de borde de lago (Vicálvaro, cuenca del Tajo).

Por M.ª A. BUSTILLO (*) y J. CAPITAN (**)

RESUMEN

El estudio petrográfico y sedimentológico de las rocas opalinas de la Unidad Intermedia (Aragonense Medio-Superior) en los alrededores de Vicálvaro ha determinado la existencia de dos tipos diferentes de manifestaciones silíceas: niveles opalinos a techo de secuencias de somerización (silcretas de playa-lake) y formaciones nodulares en facies distales de abanicos aluviales.

Las secuencias de somerización son definidas por dos términos generales (A y B), con sus pasos intermedios o de transición. El término A, de naturaleza arcillosa, está constituido fundamentalmente por esmectitas dioctaédricas. El término B, mayormente silíceo (ópalo C-T y cuarzo) presenta proporciones variables de sepiolita que pueden llegar al 40 por 100. El tránsito entre A y B presenta facies laminadas, comenzándose a neoformar sepiolita y ópalo, originándose términos intermedios de composición muy variable.

El término A corresponde a una sedimentación terrígena fina y rápida, que se origina bajo lámina de agua como paso lateral de las partes distales de los abanicos aluviales. El término B es un encostamiento silíceo que se emplaza sobre arcillas sepiolíticas y que se termina de formar en ambiente vadoso. Estas secuencias arcillo-opalinas de borde de lago pasan lateralmente a facies de lago, donde precipita la sepiolita. Diatomas, quistes de crisofitas y phitolithos encontrados en los diferentes niveles opalinos, demuestran la existencia de una fuente orgánica de sílice, además de las fuentes inorgánicas ya reconocidas en las silcretas de la Cuenca del Tajo.

Palabras clave: Silcretas, Secuencias de somerización, Neoformaciones, Sepiolita, Opalo C-T.

ABSTRACT

A petrologic and sedimentologic study of the opaline rocks and related sediments in the Intermediate Unit of the Miocene of Madrid Basin (Vicálvaro) reveals the presence of two types of siliceous rocks: opaline beds at the top of the regressive sequences and opal nodules in distal alluvial fan sediments.

The regressive sequences are composed by two units (A and B), separated by transitional facies. The A unit is a mudstone formed mainly by dioctahedral smectites. The B unit is constituted principally by opal C-T and quartz with variable amounts of sepiolite (<40%). The transitional facies between A and B have got a laminated structure and the dioctahedral smectite coexists with neoformed opal C-T and sepiolite.

The detrital A unit was deposited, during pluvial periods, near the border of the shallow lakes. The B unit is a silcrete formed by silification of the mudflat during the lake low stand. The regressive sequences (A → B) are formed on the shoreline and these sediments present lateral variation to shallow lacustrine sepiolite. The diatoms, cysts of cryophyceae and phytoliths found in different opaline beds, show the existence of an organic source of silica, moreover other inorganic sources already known in the silcretas of the Tajo Basin.

Key words: Silcretes, Regressive sequences, Neoformed C-T opal and sepiolite.

(*) Dpto. de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. José Gutiérrez Abascal, 2. CSIC. Madrid.
(**) TOLSA, S. A. Núñez de Balboa, 51. Madrid.

1. INTRODUCCION

El objetivo del presente trabajo es el estudio de los niveles silíceos y arcillosos que aparecen intercalados entre las series arcósicas de la Unidad Intermedia (Aragonense Medio-Superior, ALBERDI et al., 1984) en la zona de Vallecas-Vicálvaro (fig. 1). Han sido interpretados como sedimentos neoformados y depósitos finos de decantación correspondientes a la orla distal de los abanicos aluviales, situados más hacia el norte, o bien como sedimentos de lagos efímeros junto a estos abanicos (GALAN y CASTILLO, 1984; DOVAL et al., 1985; CALVO et al., 1986). Estratigráficamente, estos niveles formarían parte del techo de la unidad de arcillas pardas, arcosas y carbonatos del Conjunto Inferior definido por ALONSO et al. (1986), en la zona de Paracuellos.

A través de un estudio mineralógico y de microfacies se caracterizan y definen las diferentes secuencias silico-arcillosas. Se intenta conocer su génesis y determinar su significado dentro del ámbito paleogeográfico general de facies marginales de lago (CALVO et al., 1989) (fig. 1).

2. SITUACION Y CARACTERISTICAS GENERALES

La zona estudiada se encuentra al SE de Madrid capital, entre Vicálvaro y Ciudad Pegaso, donde los niveles opalinos son numerosos (hasta cinco episodios silíceos) y presentan cierta continuidad (fig. 2).

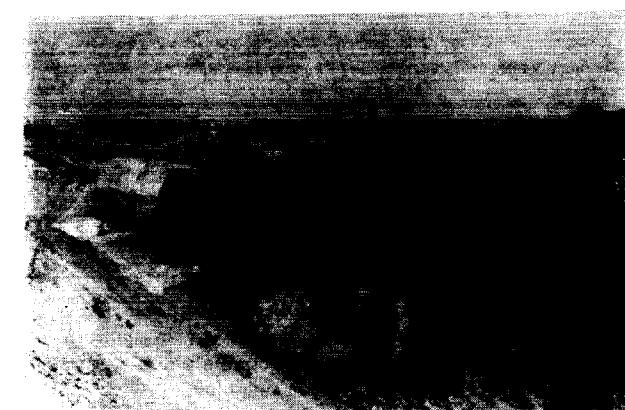
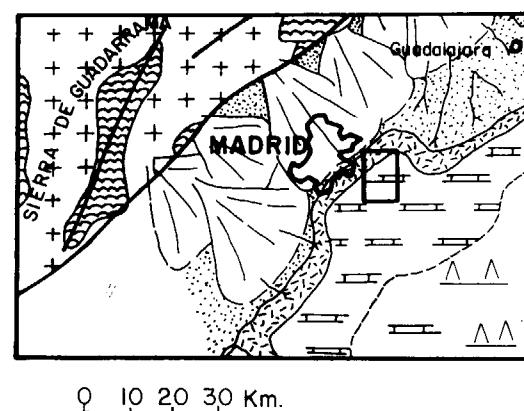


Figura 2.—Obsérvese la continuidad lateral de los diferentes niveles opalinos.



LEYENDA

- [■] Terrígenos asociados a llanuras de inundación.
- [▨] Área lacustre durante el Aragoniense.
- [▨] Rocas metamórficas.
- [✚] Rocas plutónicas.
- [▨] Margen del lago.

Figura 1.—Situación de la zona estudiada dentro de los sistemas deposicionales del Aragoniense Medio y Superior (CALVO et al., 1989).

La columna tipo ha sido elaborada a partir de los muestreos realizados en varias canteras de las explotaciones de Tolsa (fig. 3), que han permitido un análisis detallado tanto de las rocas silíceas como de los sedimentos intercalados.

En la figura 4 se ha representado la columna levantada, con su composición litológica y estructuras. En líneas generales se trata de secuencias rítmicas cuya base está formada por niveles arcillosos (término A) y el techo por niveles opalinos (término B). Los términos arcillosos (A) en su parte media son muy homogéneos en estructura y color, presentándose masivos y con tonos marrones. A techo y muro, sin embargo, presentan estructuras laminadas. En este caso su composición es más compleja, observándose intercalaciones de láminas, niveles lenticulares o nódulos de arcillas silíceas blancas (fig. 5, 1 y 2). Aparecen, además, clastos arcillosos, micronódulos silíceos y clastos de silcretas según los casos, todos ellos de tamaño milimétrico.

1. INTRODUCCION

El objetivo del presente trabajo es el estudio de los niveles silíceos y arcillosos que aparecen intercalados entre las series arcósicas de la Unidad Intermedia (Aragoniente Medio-Superior, ALBERDI et al., 1984) en la zona de Vallecas-Vicálvaro (fig. 1). Han sido interpretados como sedimentos neoformados y depósitos finos de decantación correspondientes a la orla distal de los abanicos aluviales, situados más hacia el norte, o bien como sedimentos de lagos efímeros junto a estos abanicos (GALAN y CASTILLO, 1984; DOVAL et al., 1985; CALVO et al., 1986). Estratigráficamente, estos niveles formarían parte del techo de la unidad de arcillas pardas, arcosas y carbonatos del Conjunto Inferior definido por ALONSO et al. (1986), en la zona de Paracuellos.

A través de un estudio mineralógico y de microfacies se caracterizan y definen las diferentes secuencias silico-arcillosas. Se intenta conocer su génesis y determinar su significado dentro del ámbito paleogeográfico general de facies marginales de lago (CALVO et al., 1989) (fig. 1).

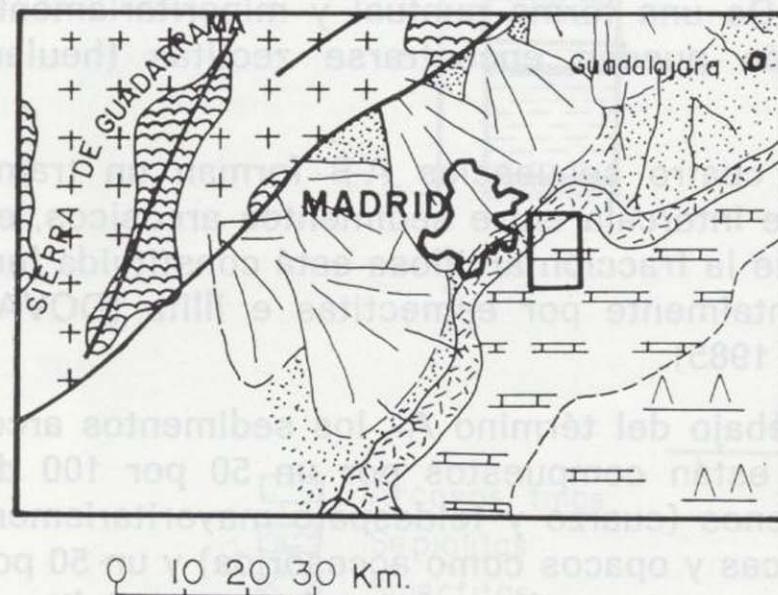


Figura 1.—Situación de la zona estudiada dentro de los sistemas deposicionales del Aragoniente Medio y Superior (CALVO et al., 1989).

2. SITUACION Y CARACTERISTICAS GENERALES

La zona estudiada se encuentra al SE de Madrid capital, entre Vicálvaro y Ciudad Pegaso, donde los niveles opalininos son numerosos (hasta cinco episodios silíceos) y presentan cierta continuidad (fig. 2).

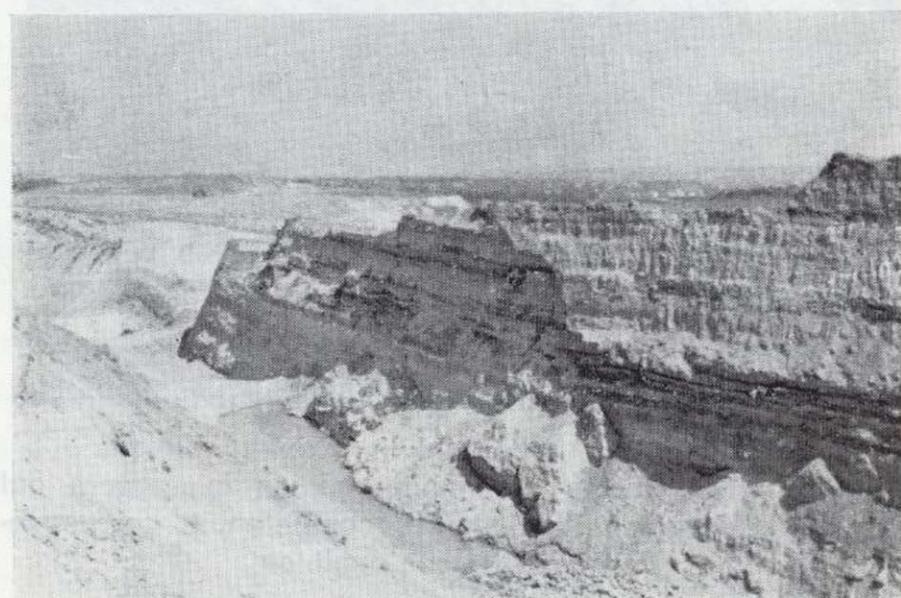


Figura 2.—Obsérvese la continuidad lateral de los diferentes niveles opalininos.

La columna tipo ha sido elaborada a partir de los muestreos realizados en varias canteras de las explotaciones de Tolsa (fig. 3), que han permitido un análisis detallado tanto de las rocas silíceas como de los sedimentos intercalados.

En la figura 4 se ha representado la columna levantada, con su composición litológica y estructuras. En líneas generales se trata de secuencias rítmicas cuya base está formada por niveles arcillosos (término A) y el techo por niveles opalininos (término B). Los términos arcillosos (A) en su parte media son muy homogéneos en estructura y color, presentándose masivos y con tonos marrones. A techo y muro, sin embargo, presentan estructuras laminadas. En este caso su composición es más compleja, observándose intercalaciones de láminas, niveles lenticulares o nódulos de arcillas silíceas blancas (fig. 5, 1 y 2). Aparecen, además, clastos arcillosos, micronódulos silíceos y clastos de silcretas según los casos, todos ellos de tamaño milimétrico.

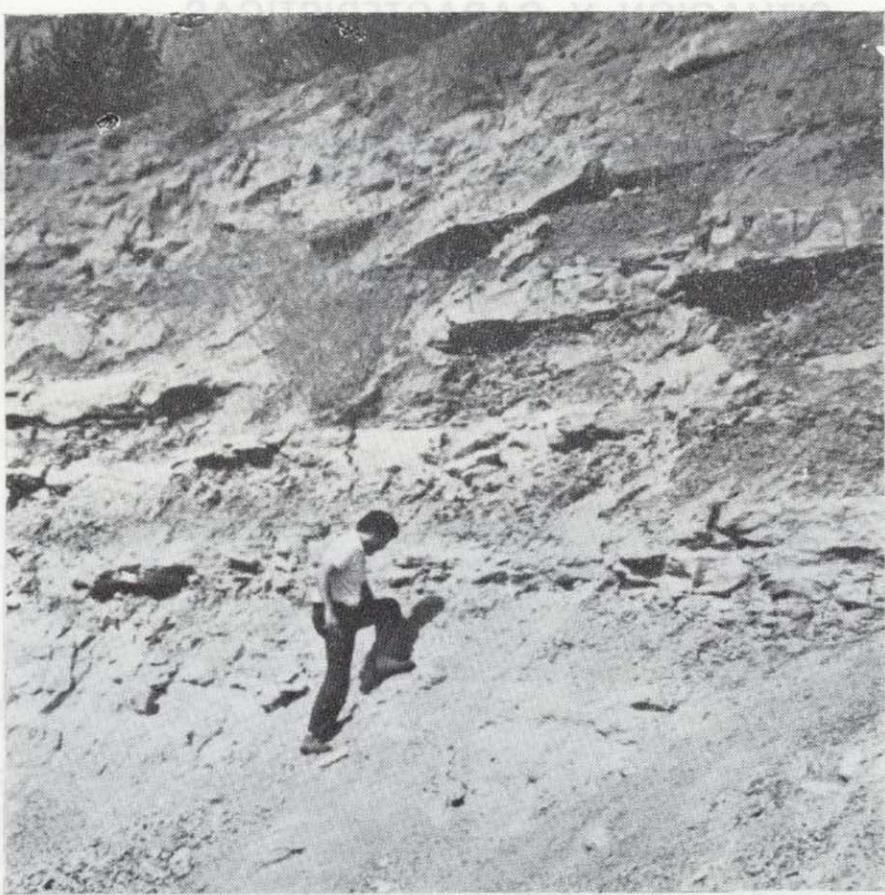


Figura 3.—Secuencias arcillo-opalinas en la cantera del Cortijo de Farnesio. Los niveles competentes corresponden a los tramos opalinos.

El último término arcilloso (Ao) ya no es seguido por el término silíceo, y pasa gradualmente a las facies arcósicas.

Los niveles opalinos (términos B) tienen una micromorfología y composición muy variable, presentando tonos marrones, cremas y blancos. A simple vista se diferencian estructuras globulares (fig. 5, 3), micronódulos más silíceos, bioturbaciones y niveles lenticulares blancos, a veces con morfología algar (fig. 5, 4). Su composición es muy variable, incluyendo dentro de un mismo nivel, y por zonas, cantidades variables de arcillas.

También se pueden encontrar en los términos B facies laminadas que tienen una apariencia bastante semejante a las facies laminadas de A, diferenciándose principalmente por tener mayor proporción de sílice (fig. 5, 5).

Este conjunto de secuencias rítmicas se implanta sobre arcosas finas arcillosas. Dichas arcosas se caracterizan en su techo por tener abundante matriz sepiolítica y por presentar a unos 50 cm. del contacto con el tramo de las secuencias rítmicas una franja de unos 30 cm. de espesor en

la que se distribuyen pequeños (<5 cm. de diámetro), pero numerosos nódulos silíceos (fig. 5, 6).

3. CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS

El análisis mineralógico de las diferentes litologías determina la existencia de una secuencia única que se repite cuatro veces. En ella el término A, de naturaleza arcillosa, está constituido fundamentalmente por esmectitas dioctaédricas, existiendo en pequeñas proporciones illitas y terrígenos de tamaño fino (cuarzo, feldespatos y micas). Esta mineralogía sólo corresponde a la parte media del tramo masivo; cuando el techo y muro está laminado (lám. I, fig. 5, 1 y 2) presenta nódulos u ovoides milimétricos apareciendo en su mineralogía la asociación ópalo C-T-sepiolita, que puede llegar a constituir la mayor parte de la roca.

El término B es fundamentalmente silíceo, estando constituido por ópalo C-T, con un desorden medio (4.07 a 4.09 Å para el pico de la cristobalita), y algo de cuarzo (<10 por 100). Casi siempre encierra pequeñas cantidades de sepiolita (<15 por 100), aunque puntualmente ésta puede llegar al 40 por 100. Como indicios se advierte illita. De una forma puntual y minoritariamente también pueden encontrarse zeolitas (heulandita).

Estas cuatro secuencias A-B forman un tramo que se intercala entre sedimentos arcósicos, en los que la fracción arcillosa está constituida fundamentalmente por esmectitas e illita (DOVAL et al., 1985).

Por debajo del término A₄, los sedimentos arcósicos están compuestos por un 50 por 100 de terrígenos (cuarzo y feldespato mayoritariamente, micas y opacos como accesorios) y un 50 por 100 de matriz arcillosa formada por sepiolita, y algo de illita. En los nódulos blancos que se localizan en una banda preferente de este nivel terrígeno (fig. 5, 6) aparecen, además, minerales silíceos (cuarzo y ópalo).

Las zonas de tránsito entre A y B, que suelen ser facies laminadas, tienen características mineralógicas de ambos, y así, una composición media de estas facies es un 50 por 100 de minerales de la arcilla (esmectita, sepiolita e indicios de illita),

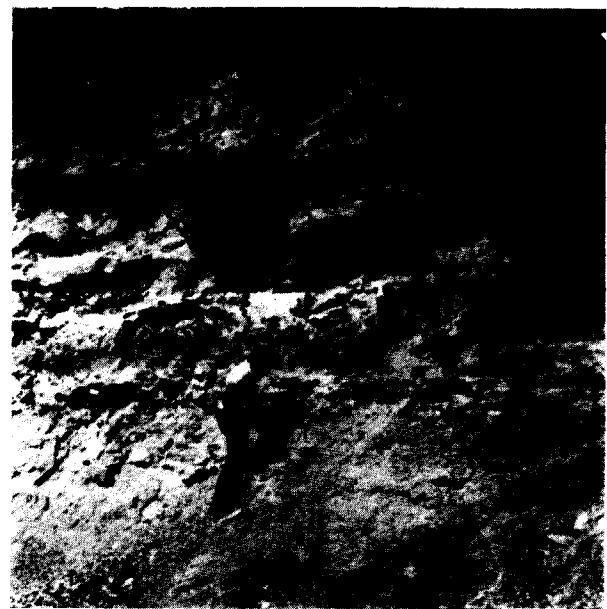


Figura 3.—Secuencias arcillo-opalinas en la cantera del Cortijo de Farnesio. Los niveles competentes corresponden a los tramos opalinos.

El último término arcilloso (Ao) ya no es seguido por el término silíceo, y pasa gradualmente a las facies arcósicas.

Los niveles opalinos (terminos B) tienen una micromorfología y composición muy variable, presentando tonos marrones, cremas y blancos. A simple vista se diferencian estructuras globulares (fig. 5, 3), micronódulos más silíceos, bioturbaciones y niveles lenticulares blancos, a veces con morfología algar (fig. 5, 4). Su composición es muy variable, incluyendo dentro de un mismo nivel, y por zonas, cantidades variables de arcillas.

También se pueden encontrar en los términos B facies laminadas que tienen una apariencia bastante semejante a las facies laminadas de A, diferenciándose principalmente por tener mayor proporción de sílice (fig. 5, 5).

Este conjunto de secuencias rítmicas se implanta sobre arcosas finas arcillosas. Dichas arcosas se caracterizan en su techo por tener abundante matriz sepiolítica y por presentar a unos 50 cm. del contacto con el tramo de las secuencias rítmicas una franja de unos 30 cm. de espesor en

la que se distribuyen pequeños (<5 cm. de diámetro), pero numerosos nódulos silíceos (fig. 5, 6).

3. CARACTERISTICAS MINERALOGICAS

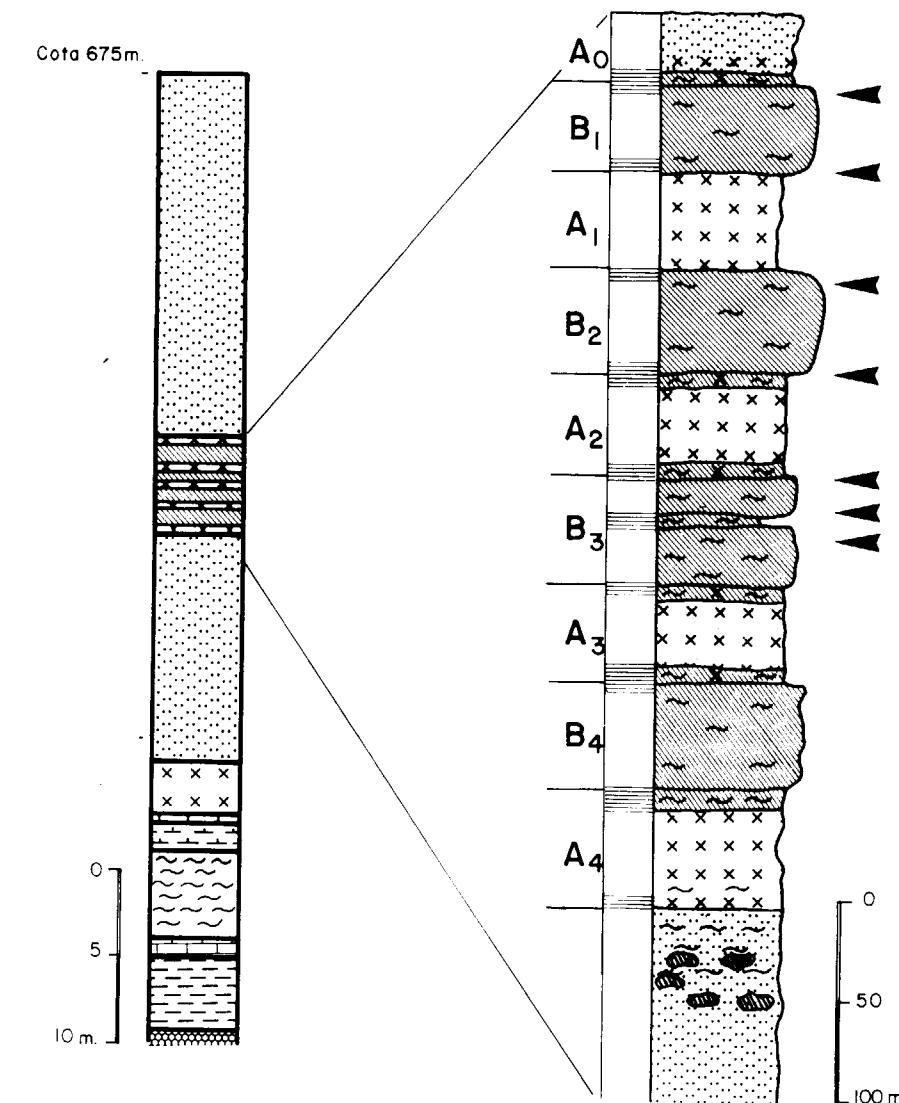
El análisis mineralógico de las diferentes litologías determina la existencia de una secuencia única que se repite cuatro veces. En ella el término A, de naturaleza arcillosa, está constituido fundamentalmente por esmectitas dioctaédricas, existiendo en pequeñas proporciones illitas y terrígenos de tamaño fino (cuarzo, feldespatos y micas). Esta mineralogía sólo corresponde a la parte media del tramo masivo; cuando el techo y muro estás laminado (lám. I, fig. 5, 1 y 2) presenta nódulos u ovoides milimétricos apareciendo en su mineralogía la asociación ópalo C-T-sepiolita, que puede llegar a constituir la mayor parte de la roca.

El término B es fundamentalmente silíceo, estando constituido por ópalo C-T, con un desorden medio (4.07 a 4.09 Å para el pico de la cristobalita), y algo de cuarzo (<10 por 100). Casi siempre encierra pequeñas cantidades de sepiolita (<15 por 100), aunque puntualmente ésta puede llegar al 40 por 100. Como indicios se advierte illita. De una forma puntual y minoritariamente también pueden encontrarse zeolitas (heulandita).

Estas cuatro secuencias A-B forman un tramo que se intercala entre sedimentos arcósicos, en los que la fracción arcillosa está constituida fundamentalmente por esmectitas e illita (DOVAL et al., 1985).

Por debajo del término A₄, los sedimentos arcósicos están compuestos por un 50 por 100 de terrígenos (cuarzo y feldespato mayoritariamente, micas y opacos como accesorios) y un 50 por 100 de matriz arcillosa formada por sepiolita, y algo de illita. En los nódulos blancos que se localizan en una banda preferente de este nivel terrígeno (fig. 5, 6) aparecen, además, minerales silíceos (cuarzo y ópalo).

Las zonas de tránsito entre A y B, que suelen ser facies laminadas, tienen características mineralógicas de ambos, y así, una composición media de estas facies es un 50 por 100 de minerales de la arcilla (esmectita, sepiolita e indicios de illita),



LEYENDA

[Symbol: dotted pattern]	Arcosas finas.
[Symbol: wavy lines]	Sepiolitas.
[Symbol: cross-hatch]	Smectitas.
[Symbol: solid gray]	Opalos.
[Symbol: diagonal lines]	Smectita y sepiolita con ópalo.
[Symbol: horizontal lines]	Ópalo con sepiolita.
[Symbol: small dots]	Arcosas con sepiolita.
[Symbol: horizontal lines]	Calizas y margocalizas.
[Symbol: diagonal lines]	Margas con sepiolita.
[Symbol: green dots]	Arcilla verde.
[Symbol: black dots]	Arcilla negra.
[Symbol: arrow pointing left]	Restos orgánicos silíceos. (Diatomeas, crisofitas, phytolitos)
[Symbol: horizontal lines]	Estructura laminada.
[Symbol: solid gray]	Estructura masiva.

Figura 4.—Columna general y serie litológica del tramo arcillo-silíceo en la cantera del Cortijo Farnesio.

un 45 por 100 de ópalo C-T y un 5 por 100 de terrígenos (cuarzo y feldespatos).

4. ASPECTOS PETROGRAFICOS

Estas secuencias presentan gran complejidad por la variedad de componentes que participan y su significado en la interpretación genética. Hemos diferenciado la silicificación en nódulos de las arcosas arcillosas inferiores y los niveles opalininos propiamente dichos (términos B) por presentar características diferentes.

4.1. Nódulos silíceos en arcosas arcillosas

En lámina delgada se observa que tienen forma irregular, y que sus límites se interrumpen en los terrígenos, por lo que se deduce que se forman posteriormente por silicificación de la arcilla sepiolítica muy terrígena (fig. 6, 1). Además de ópalo (isótropo), en estos nódulos se observa cuarzo criptocristalino y formas fibrosas (quartzina), lo cual es fácilmente explicable por ser el medio de silicificación rico en Mg (KASTER, 1980). En estos nódulos aparecen también microgránulos de minerales opacos, que pueden ser las impurezas (óxidos de Fe, materia orgánica...), que, existiendo en la sepiolita, no son capaces de ser incorporados a las fases silíceas por silicificación.

Se advierte que la matriz arcillosa presenta birefringencia estriada en su contacto con los nódulos silíceos (fig. 6, 1), por lo que sería equivalente a la fábrica de skelsepic de suelos (BREWER, 1964). En nuestro caso indicaría orientación

de sepiolita en relación a los nódulos silíceos. Estos procesos de orientación de arcillas han sido descritos en suelos y son atribuidos a los ciclos humedad-sequedad (MEYER, 1987). En el caso estudiado, además de señalarnos la posibilidad de que estas rocas hayan estado sometidas a estos ciclos, indicaría que la silicificación es temprana, porque las manchas silíceas se comportan como competentes, al igual que los terrígenos sobre los que también se produce orientación de arcillas. Se observan estructuras de bioturbación pero no se advierten fragmentos orgánicos silíceos.

4.2. Niveles opalininos (B_1 , B_2 , B_3 , B_4)

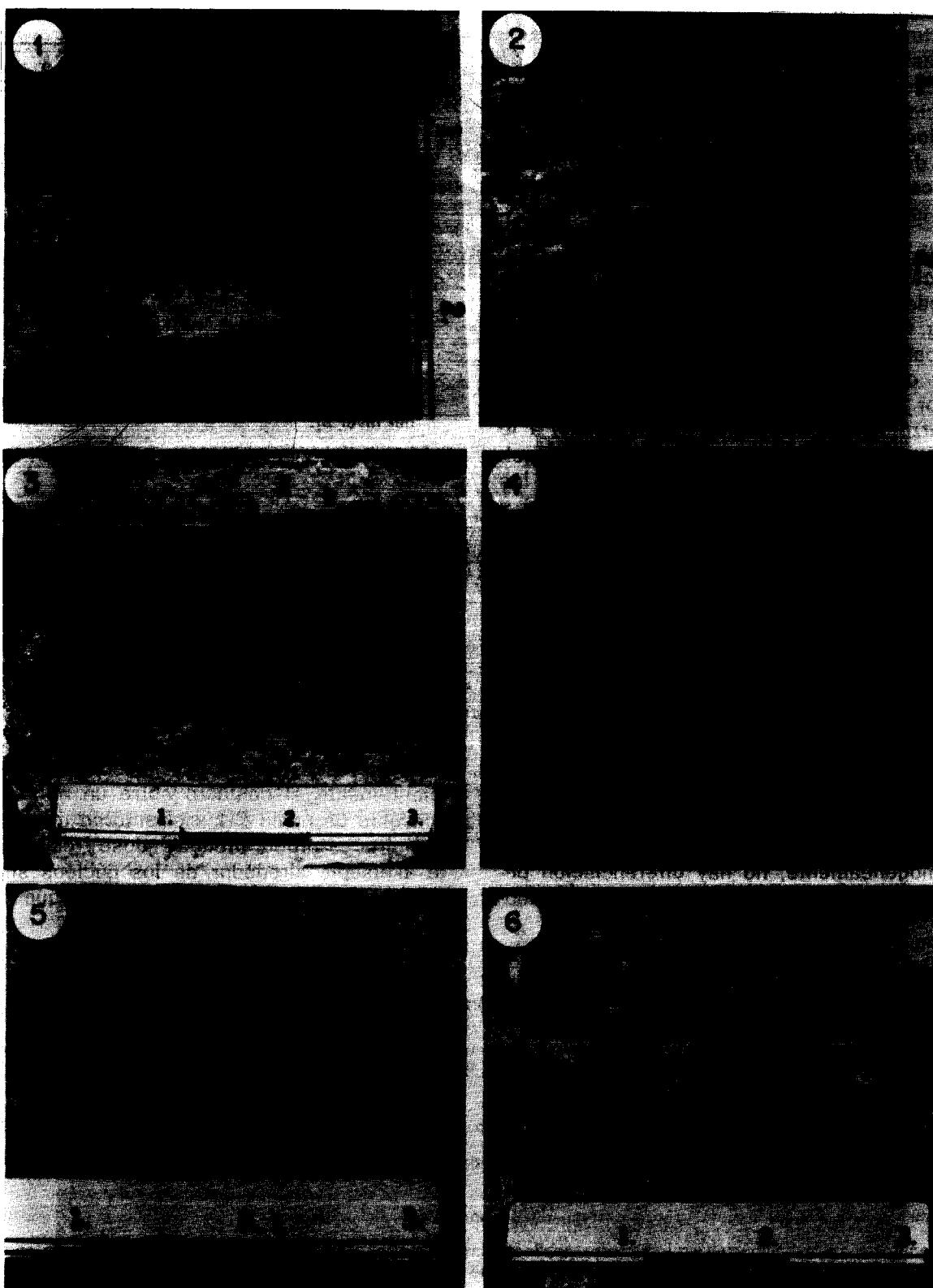
Presentan grandes variaciones, tanto en micromorfologías como mineralogía, y así se puede pasar de niveles opalininos puros a rocas más complejas, formadas, principalmente, por ópalo y sepiolita. Las características a señalar son las siguientes:

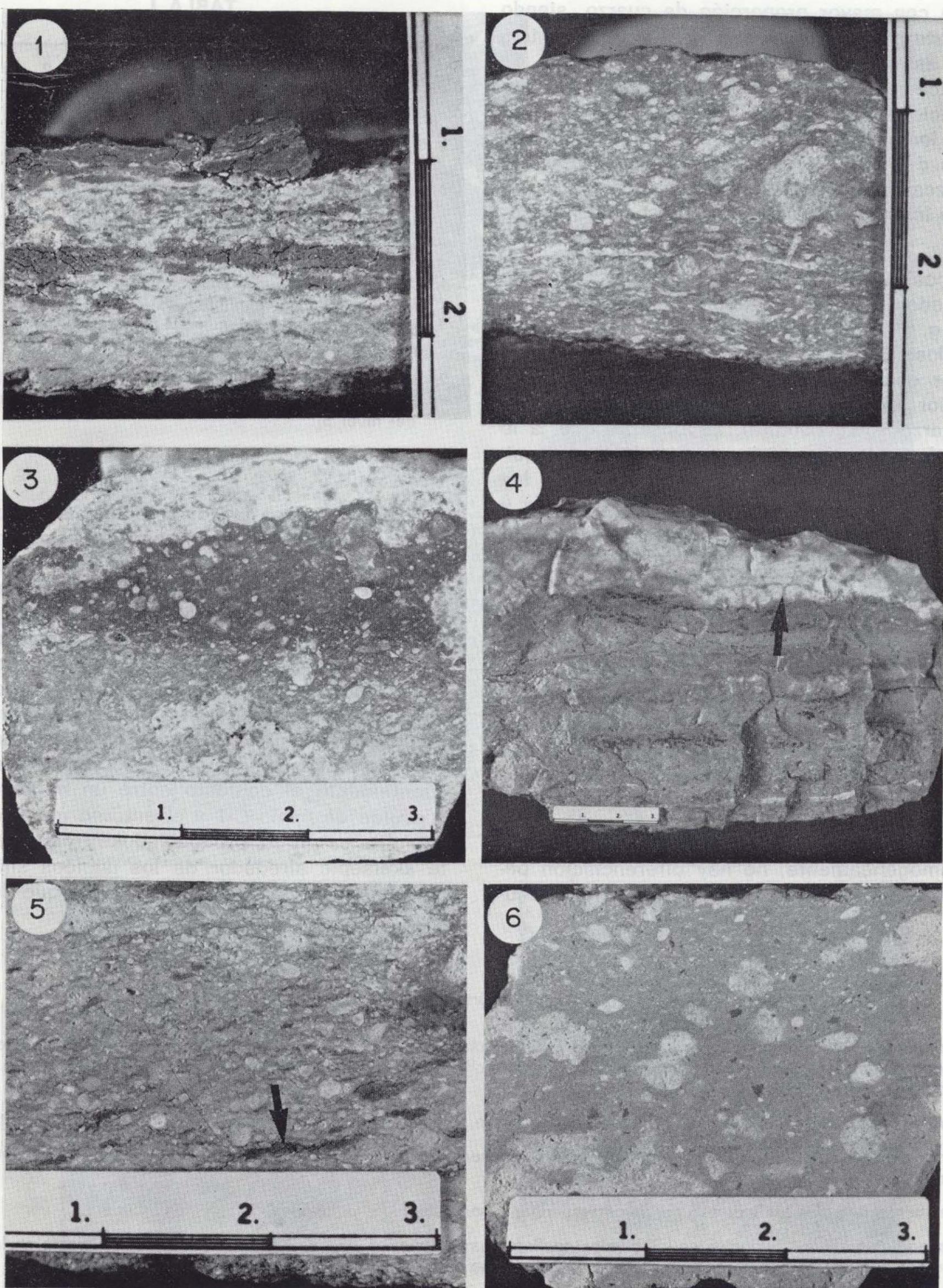
- 1) Las zonas de ópalo C-T puro (bandas o niveles lenticulares) presentan frecuentemente estructuras en ovoides (ópalo globular) típico de las silcretas en clima húmedo (SUMMERFIELD, 1983), o de rocas opalininas que posteriormente a su formación sufren diagénesis en ambiente vadoso (BUSTILLO, 1976; BUSTILLO y BUSTILLO, 1987). Incluyen siempre, aunque sólo sea como indicios, sepiolita y terrígenos. Puntualmente pueden encontrarse transformaciones de ópalo a cuarzo, pero son escasas.

En los niveles B_4 y B_2 se observan minerales de la sílice cementando canales de bioturbación (figura 6, 2). En estos canales el ópalo globular co-

Figura 5.

1. Parte laminada del término A_2 . Las láminas oscuras corresponden a arcillas esmectíticas dioctaédricas. Los nódulos y niveles lenticulares blancos son de sepiolita y ópalo C-T.
2. Otro aspecto de facies laminadas con numerosos nódulos de sepiolita y ópalo C-T. Término A_4 .
3. Microestructura globular en la silcreta. Término B_4 .
4. Nivel lenticular blanco incluido en el término B_3 . Está constituido por ópalo C-T y cuarzo, presenta zonas con micromorfología «estromatolítica» (flecha).
5. Facies laminada en la base del término B_2 . Se observa algún resto de arcillas esmectíticas (flecha).
6. Arcosas sepiolíticas con numerosos micronódulos silíceos.





existe con mayor proporción de cuarzo, siendo las texturas fibrosas de tipo quartzina. Tales texturas estarían de acuerdo con un proceso de silicificación de sepiolita o simplemente con cementaciones en silcretas de clima árido. En general, los canales de bioturbación son vías de difusión de sílice y es frecuente que en ellos se produzcan acumulaciones selectivas de sílice debido a los microambientes orgánicos (CLAYTON, 1986).

2) Localmente, en las acumulaciones opalinas se pueden advertir cementaciones gravitacionales (fig. 6, 5 y 6), que son frecuentes en ambiente vadoso. La parte inferior opaca está constituida por compuestos silico-orgánicos, y la parte superior sólo por minerales silíceos (mosaicos de cuarzo y calcedonita). Se observa que, a lo largo de la diagénesis, hay un cambio en el químico de los fluidos silíceos, ya que en los procesos iniciales y tempranos (silicificación y comienzo del envejecimiento) se produce quartzina, y en las cementaciones tardías se origina calcedonita.

3) Los niveles opalinos, constituidos fundamentalmente por ópalo y sepiolita, son complejos, y muy variables, porque la sílice unas veces se difunde homogéneamente por toda la roca y otras se localiza en zonas preferentes, originando pequeños nódulos y ovoides. Una composición química media, obtenida por microsonda electrónica, da idea de estas variaciones (tabla I).

En el primer caso, cuando la sílice se distribuye homogéneamente, no hay diferenciación petrográfica, pero en el segundo es posible deducir

TABLA I

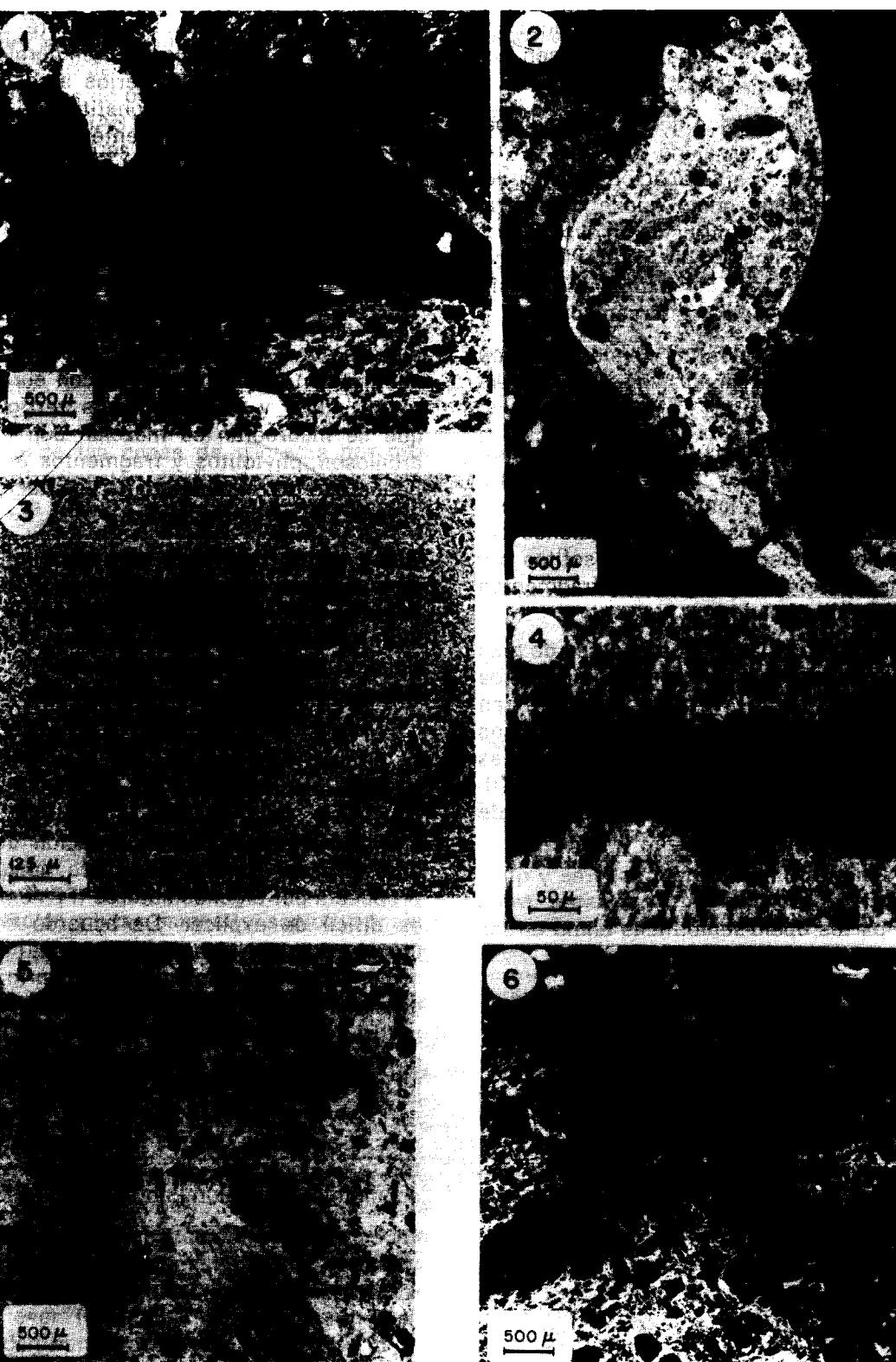
	1	2
SiO ₂	84.94	95.52
MgO	8.55	0.76
Al ₂ O ₃	2.28	0.64
K ₂ O	0.37	—
CaO	0.51	0.28
H ₂ O	4.00	2.80

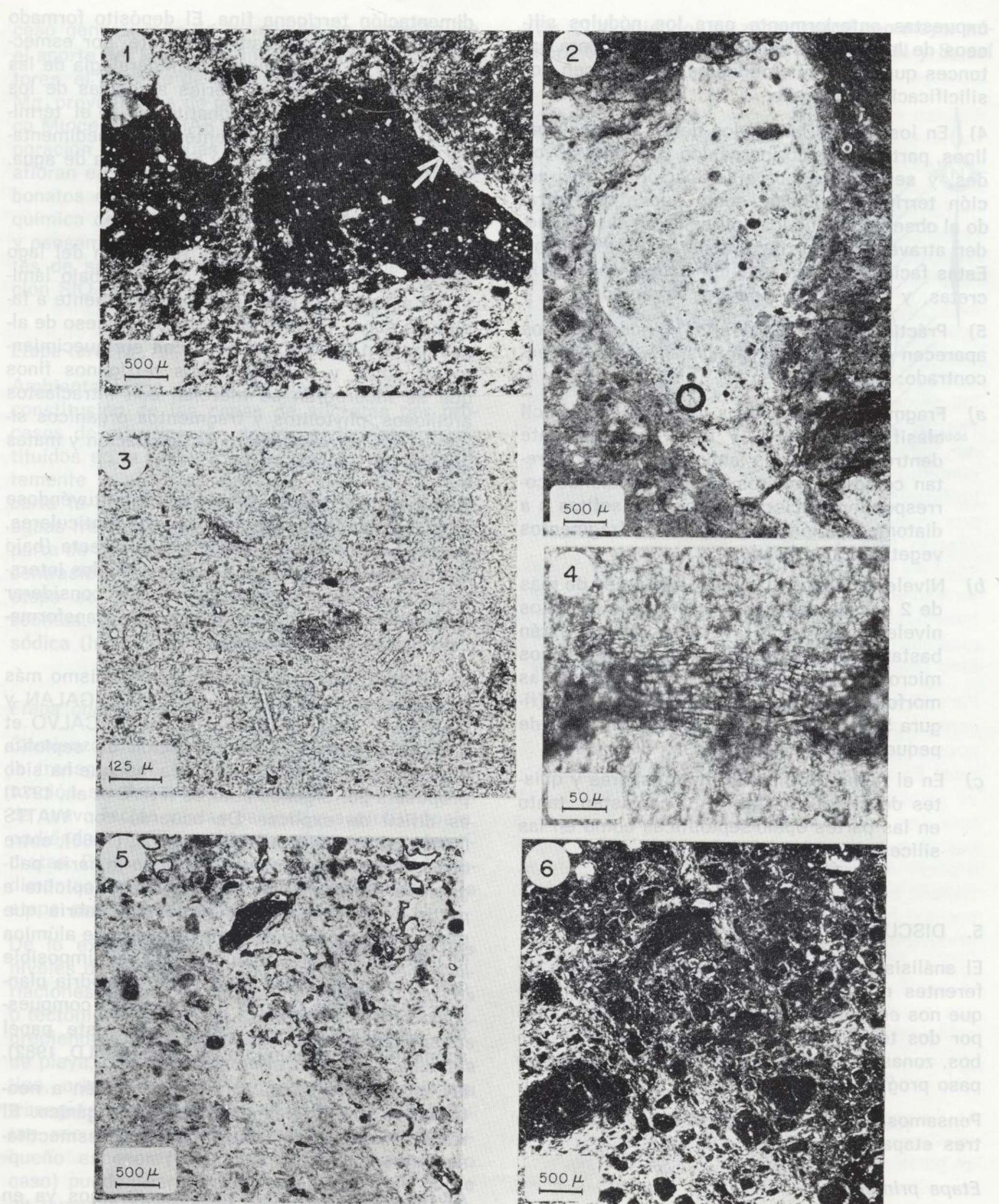
1. Composición química media calculada a partir del análisis de diferentes puntos del nivel B₁ en las partes en que el ópalo se mezcla homogéneamente con la sepiolita.
2. Composición química media obtenida por el análisis de diversos puntos de los ovoides y micronódulos silíceos del nivel B₁.

cir características petrogenéticas. Así se observa en ocasiones como el paso entre la parte silícea y la parte silico-sepiolítica es difusa, presentando ambas partes la misma microestructura (fig. 6, 5 y 6). En otras ocasiones se deduce que los micronódulos de sílice se forman por un proceso de reemplazamiento del sedimento silico-sepiolítico al observarse que las partes exclusivamente opalinas incluyen los mismos restos orgánicos (phitolitos y quistes de crisofitas) que las partes constituidas por ópalo y sepiolita. Frecuentemente el contacto entre un micronódulo u'ovode de ópalo C-T y el entorno más rico en sepiolita es nítido, produciéndose frecuentemente skelsepic alrededor de los núcleos silíceos. Aplicando las mismas deducciones que fueron

Figura 6.

1. Micronódulos isótropos (ópalo) se forman por silicificación de sepiolitas arcósicas. Los límites de los nódulos atraviesan terrenos de cuarzo y feldespato. La matriz arcillosa presenta orientación de arcillas en su contacto con el nódulo de sílice (flecha).
2. Canales de bioturbación llenos por ópalo C-T y cuarzo. La roca general está formada por ópalo C-T y sepiolita.
3. Parte superior del término B₂, donde se advierten innumerables partículas silíceas (phitolitos, quistes de crisofitas, esporas, etc.).
4. Fragmento reticular opalino, que podría corresponder a una colonia de diatomeas.
5. Cementaciones gravitacionales en los niveles opalinos (parte superior, derecha). La composición de silcreta en la parte izquierda de la foto es de sepiolita y sílice, mientras que en la parte derecha es exclusivamente silícea.
6. Idem NX. Se observa que la microestructura de ambas partes es similar, presenta birrefringencia estriada.





expuestas anteriormente para los nódulos silíceos de las arcosas arcillosas, se considera entonces que estos micronódulos se producen por silicificación temprana.

4) En los tramos laminados de los niveles opalininos, parte del ópalo inorgánico constituye ovoides, y se produce por silicificación de la fracción terrígeno-arcillosa, como queda demostrado al observarse que los límites de un ovoide pueden atravesar un terrígeno (cuarzo o feldespato). Estas facies incluyen también fragmentos de silcretas, y fragmentos opalininos orgánicos.

5) Prácticamente en todos los niveles opalininos aparecen estructuras orgánicas, y así se han encontrado:

- a) Fragmentos reticulados opalininos de difícil clasificación (B_1 , B_2 y B_3 , y especialmente dentro de las facies laminadas). Se interpretan como fragmentos algares (pudiendo corresponder en ciertos casos a crisofitas o a diatomeas coloniales) (fig. 6, 4) y fragmentos vegetales silicificados.
- b) Niveles opalininos blancos lenticulares de más de 2 cm. de espesor o fragmentos de estos niveles (base de B_3). A pesar de que están bastante transformados a cuarzo (mosaicos micro y mesocristalinos y calcedonita), las morfologías exteriores que se observan (figura 5, 4) hacen pensar en la posibilidad de pequeños edificios de algas.
- c) En el techo de B_1 , phitolitos, esporas y quisites de crisofitas (fig. 6, 3) coexisten, tanto en las partes opalo-sepiolíticas como en las silíceas.

5. DISCUSIÓN Y RESULTADOS

El análisis mineralógico y petrológico de los diferentes niveles de la columna nos manifiesta que nos encontramos en secuencias constituidas por dos términos (A y B), existiendo entre ambos, zonas transicionales mixtas, que indican un paso progresivo.

Pensamos que la secuencia A-B se formaría en tres etapas.

Etapa primera

Etapa húmeda. Llegada al lago somero de una se-

dimentación terrígena fina. El depósito formado está constituido, fundamentalmente, por esmectita y algo de illita, que es la mineralogía de las fracciones finas de las series arcósicas de los abanicos aluviales. Se constituye así el término A masivo correspondiente a una sedimentación relativamente rápida y bajo lámina de agua.

Etapa segunda

Etapa seca. Comienzo de la retracción del lago somero. De la secuencia A, formada bajo lámina de agua, se va pasando progresivamente a facies de playa. En este paso hay un proceso de alcalinización general del agua con enriquecimiento en sílice y magnesio. Los terrígenos finos que se incorporan se mezclan con intraclastos arcillosos, phitolitos y fragmentos orgánicos silíceos que corresponden a la vegetación y matas algares de borde de lago.

Comienza a formarse sepiolita, constituyéndose pequeñas láminas, nódulos o niveles lenticulares. Su génesis sería por precipitación directa (bajo la delgada lámina de agua o en los fluidos intersticiales), aunque también habría que considerar la posibilidad de que se origine por transformación de las arcillas esmectíticas.

La primera hipótesis ha sido el mecanismo más frecuentemente citado en esta zona (GALAN y CASTILLO, 1984; DOVAL et al., 1985; CALVO et al., 1986), porque la neoformación de sepiolita a partir de la esmectita detrítica, aunque ha sido propuesta por algunos autores (FRYE et al., 1974) es difícil de explicar. De acuerdo con WATTS (1980) y MARTIN DE VIDALES et al. (1988), entre otros, a partir de esmectita se originaría pali-gorskita. Para una neoformación de sepiolita a partir de la esmectita dioctaédrica habría que pensar en procesos de inmovilización de alúmina (JONES y GALAN, 1988), ya que es imposible que ésta migre entre pH 4 y 10. Se podría plantear la hipótesis de que determinados compuestos orgánicos pueden desempeñar este papel acomplejando el aluminio (SUMMERFIELD, 1982).

En esta misma etapa comienza también a neiformarse interstitialmente ópalo inorgánico. El resultado final son facies mixtas de esmectita-sepiolita-ópalo.

Al final de esta etapa nos encontramos ya en ambiente de playa, donde debe existir un pro-

ceso generalizado de formación de sepiolita. En el aporte del Mg podría influir, según algunos autores, el bombeo de aguas más salinas, ricas en Mg, provenientes de partes centrales de la cuenca Miocena (MEGIAS et al., 1982), o bien la evaporación de las aguas freáticas superficiales que afloran en la zona de playa con ausencia de carbonatos disueltos (KAUTZ y PORADA, 1976). La química de los fluidos intersticiales es variable, y pensamos que se dan precipitaciones alternantes de sepiolita y ópalo, en función de la relación SiO_2/MgO .

Etapa tercera

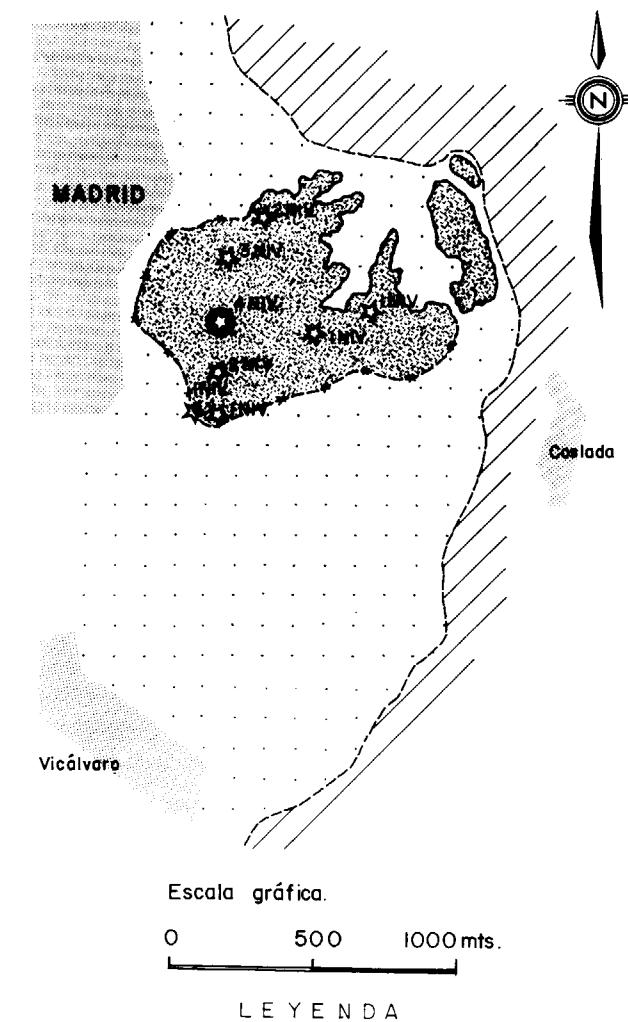
Ambiente aéreo, facies de playa. Tiene lugar la constitución de las capas de silcretas por procesos de silicificación de los sedimentos constituidos en la etapa 2, y que ahora son constantemente la playa arcillosa del lago. No se descarta la influencia en esta silicificación de las aguas freáticas superficiales, que resurgen en la parte de la playa, y que han adquirido mayor concentración en sílice por evaporación. En esta etapa se formarían también, minoritariamente, zeolitas, predominando aquellas de composición sódica (heulandita y analcima).

Etapa cuarta

Comienza una nueva etapa húmeda que ocasiona la transgresión del lago, produciéndose una situación similar a la de la etapa 2. Se obtienen de nuevo facies mixtas esmectita-sepiolita-ópalo, pudiéndose incorporar incluso fragmentos de silcretas. Progresivamente, se va llegando a la sedimentación terrígena fina masiva, similar a la etapa primera (término A).

De lo expuesto hasta aquí se deduce que los niveles del lago no son fijos, sino que tienen variaciones periódicas debido a cambios climáticos o tectónicos. El lago se expande y contrae, transgrediendo y retrocediendo sobre los sedimentos de playa, cuatro veces, en la zona de la columna tipo, originándose el término A en la máxima transgresión y el término B en la regresión. Estas secuencias transgresivas-regresivas de pequeño espesor (un metro máximo en nuestro caso) pueden ser frecuentes en zonas de borde en cuencas endorreicas someras (GORE, 1989). La distribución del número de niveles opalininos

(fig. 7) existiendo una zona central con mayor número (4) y una disminución hacia el N y S, así



Escala gráfica.
0 500 1000 mts.

LEYENDA

- [Cuadro vacío] Arcosas y arcillas beige.
- [Cuadro con líneas] Niveles opalininos.
- [Cuadro con cuadros] Arcillas verdes.

SÍMBOLOGIA

- Límite niveles opalininos.
- Límite niveles opalininos obtenido por datos de sondeos.
- Serie litológica (Cortijo de Farnesio)
- ★ I, 2, 3, 4 NIV Niveles opalininos, según datos de sondeos

Figura 7.—Distribución del número de niveles opalininos en la zona estudiada.

como la variación de cotas, se explica si consideramos un desplazamiento general del borde de lago.

Existen muchos modelos de playa-lago en carbonatos y evaporitas, pero son escasos en sedimentos de esta naturaleza sílico-arcillosa. En relación a las rocas síliceas se han citado procesos de formación de estas rocas en línea de costa de lagos efímeros continentales, bien en la zona de playa (NICKEL, 1982 SUMMERFIELD, 1983), o bien bajo lámina de agua, porque la sílice precipita como un gel (WHEELER y TEXTORIS, 1978), en ocasiones debido a la mezcla de las aguas del lago con las aguas freáticas (AMBROSE y FLINT, 1981). En general hay que afirmar que durante los procesos de regresión lacustre por evaporación se produce una alcalinización y salinización del agua que, cuando se da junto con un enriquecimiento en sílice, favorecen los procesos de silicificación de sedimentos producidos en las etapas transgresivas (BYRNE et al., 1989). En este sentido, BUSTILLO (1984) define para esta misma edad en la zona de Villaluenga procesos de neoformación conjunta de ópalos y sepiolita, justo inmediatamente antes de una desecación total marcada por una discontinuidad con innumerables grietas de retracción.

Para SUMMERFIELD (1982), las condiciones que controlan la silicificación de playas arcillosas son poco claras, ya que el Al sobrante necesita migrar. En nuestro caso, dado que las playas son ya principalmente de naturaleza sepiolítica, estaría implicada una migración de Mg. El proceso por el que se llega a crear un nivel de silcreta a partir de una roca de sepiolita no ha sido estudiado en profundidad. LEGUEY et al. (1989, en prensa) hablan simplemente de una pérdida progresiva del Mg en etapas de exposición; sin embargo, pensamos que el proceso debe implicar mecanismos de completa disolución, seguidos de una precipitación de la sílice, como sucede en cualquier proceso de silicificación de calizas o yesos, tan frecuentes en esta edad en la Cuenca del Tajo.

La fuente de sílice es múltiple. Por una parte nos encontramos en lagos someros alimentados en parte por aguas freáticas, que deben ser ricas en sílice; por otra, lateralmente, en las zonas medias y distales de los abanicos aluviales se constituyen calcretas (ALONSO et al., 1986), que

durante su génesis liberan sílice; y, por último, se ha encontrado también una fuente orgánica (phytolitos, diatomeas y quistes de crisofitas...). SUMMERFIELD (1982) comenta la influencia de phytolitos y diatomeas en la construcción de silcretas sobre playas. Para este autor estos elementos orgánicos son importantes, porque son el mecanismo de concentración de sílice. Y así, en este sentido y siguiendo las ideas apuntadas por STARKE y BLACKMON (1984), una prolongada sequía que conlleve el aumento de la alcalinidad del agua puede matar una población de diatomeas de agua más dulce, originándose una fuente local de sílice que servirá para la formación de sepiolita o de ópalo inorgánico.

Posteriormente a la formación de la silcreta no aparecen grandes transformaciones diagenéticas de ópalo a cuarzo, y las cementaciones son escasas. De acuerdo con BUSTILLO (1980) y THIRY y MILLOT (1987), esto es indicativo de que la silcreta se encuentra en una zona de baja percolación. En nuestro caso hay que considerar, además, que inmediatamente después de su constitución, la silcreta vuelve a estar bajo lámina de agua, dejando de operar los mecanismos de humedad-sequedad del ambiente vadoso que facilitan estas transformaciones.

Por último, hay que señalar que en esta zona de secuencias rítmicas no aparecen nunca episodios de calcretas. De acuerdo con el modelo de SUMMERFIELD (1982) para las playas de Heuningulei, las calcretas ocuparían el exterior de la playa, y las silcretas las zonas más cercanas al borde del lago efímero, encontrándose facies intermedias de calcretas silicificadas entre unas y otras. En este sentido las calcretas del exterior serían las formadas en la zona de Paracuellos.

6. CONCLUSIONES

1) El análisis de los términos A y B de la secuencia tipo indica que nos encontramos en una zona de borde de lago. El término A corresponde a una sedimentación terrígena fina rápida que se origina bajo lámina de agua, como paso lateral de las partes distales de los abanicos aluviales. El término B es un encostamiento sílico que se emplaza sobre arcillas sepiolíticas y que se termina de for-

mar en ambiente vadoso (facies de playa). Estas secuencias arcillo-silíceas pasan lateralmente a facies de lago, donde precipita sepiolita.

- 2) El paso del término A al B es, normalmente, transicional, y consecuencia del cambio de una etapa húmeda a una seca, y viceversa. En la evolución a la etapa seca tiene lugar el proceso general de alcalinización del agua con enriquecimiento en sílice y magnesio, que favorece la precipitación de sepiolita y ópalo inorgánico, formándose en la etapa final silcretas de playa (niveles opalinos).
- 3) Las secuencias cíclicas son el reflejo de las variaciones del nivel del lago como consecuencia de las etapas climáticas. En la zona estudiada el lago se expande y contrae cuatro veces, transgrediendo y retrocediendo sobre los sedimentos de playa. Además de estas pequeñas secuencias transgresivas-regresivas, hay una tendencia general a la regresión marcada por la distribución de los niveles opalinos.
- 4) Diatomeas, quistes de crisofitas y phytolitos encontrados en las diferentes capas opalinas demuestran la existencia de una fuente orgánica de sílice, además de las fuentes inorgánicas anteriormente comentadas y reconocidas en otras silcretas de la Cuenca del Tajo.
- 5) La evolución diagenética de los niveles opalinos (silcretas) se frena y no se produce casi su transformación a cuarzo. Esto es debido a que tempranamente vuelven a estar bajo lámina de agua y dejan de operar los mecanismos de humedad-sequedad del ambiente vadoso, que lo favorecen.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB87-0264 (DGICYT). Agradecemos a la compañía Tolsa las facilidades durante la realización de este trabajo, y en especial a D. Antonio Castillo, por su participación en el mismo. Nuestro reconocimiento a J. Arroyo, M. Castillejo, C. Sandra y A. Viloria por su asistencia técnica. J. de la Puente realizó los análisis químicos por Microsonda, y R. García las determinaciones por difracción de Rayos X.

REFERENCIAS

- ALBERDI, M. T.; HOYOS, M.; JUNCO, F.; LOPEZ MARTINEZ, N.; MORALES, J.; SESE, C., y SORIA, M. D. (1984): *Bioestratigraphy and sedimentary evolution of continental Neogene in the Madrid area*. Paleobiologie Continentale, Montpellier, XIV, 2, 47-68.
- ALONSO, A. M.; CALVO, J. P., y GARCIA DEL CURA, M. A. (1986): *Sedimentología y Petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Paracuellos*. Estudios Geol., 42, 79-101.
- AMBROSE, G. J., y FLINT, R. B. (1981): *A regressive Miocene lake system and silicified strandlines in Northern South Australia: implications for regional stratigraphy and silcrete genesis*. Jour. Geol. Soc. Australia, 28, 81-94.
- BIRNEY, C. C.; DE WETT, y HUBERT, J. F. (1989): *The Scots Bay formation, Nova Scotia, Canada, a Jurassic carbonate lake with silica-rich hydrothermal springs*. Sedimentology, 36, 857-873.
- BUSTILLO, M. A. (1976): *Texturas de las rocas síliceas inorgánicas en ambiente continental y significado genético*. Estudios Geol., 32, 371-383.
- BUSTILLO, M. A. (1980): *Diagénesis de sílex*. Rev. Dip. Prov. Barcelona, 34: 237-249.
- BUSTILLO, M. A. (1984): *Sedimentación lacustre-palustre, formación de ópalos y otras silicificaciones en el Mioceno Medio, al sur de Villaluenga (Toledo)*. Estudios Geol., 40, 137-151.
- BUSTILLO, M. A. (1987): *Contribución al conocimiento petrológico y geoquímico de silcretas formadas por silicificación (Mioceno, Cuenca del Tajo)*. Bol. Geol. y Min., 98, 238-255.
- CALVO, J. P.; ALONSO, A. M., y GARCIA DEL CURA, M. A. (1986): *Depositional sedimentary controls on sepiolite occurrence in Paracuellos de Jarama, Madrid Basin*. Geogaceta, 1, 25-28.
- CALVO, J. P.; ALONSO, A. M., y GARCIA DEL CURA, M. A. (1989): *Models of Miocene marginal lacustrine sedimentation in response to varied depositional regimes and source areas on the Madrid Basin (Central Spain)*. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 70, 199-214.
- CLAYTON, C. J. (1983): *The chemical environment of flint formation in Upper Cretaceous chalks*. En: *The scientific study of flint and chert* (G. de C. Sieveking y M. B. Hart, Eds.), 43-55.
- DOVAL, M.; DOMINGUEZ DIAZ, M. C.; BRELL, J. M., y GARCIA ROMERO, E. (1985): *Mineralogía y sedimentología de las facies distales del borde Norte de la Cuenca del Tajo*. Bol. Soc. Esp., Min., 257-269.
- FRYE, J. C.; GLASS, H.; LEONARD, A. B., y COLEMAN, D. D. (1974): *Caliche and clay mineral zonation of Ogallala Formation, Central Eastern New Mexico*. New Mexico Bur of Mines and Min. Res. Circular., 144, 16.
- GALAN, E., y CASTILLO (1984): *Sepiolite-palygorskite in Spanish Tertiary Basins: genetical patterns in continental*

- environments. In: *Developments in Sedimentology*, 37, 87-125 (A. Singer y E. Galán, Eds.).
- GORE, P. J. W. (1989): *Toward a model for open and closed-basin deposition in ancient lacustrine sequences: the Newark Supergroup (Triassic-Jurassic) Eastern North America*. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 70, 29-51.
- JONES, B. F., y GALAN, E. (1988): *Sepiolite and Paligorskite*. En: *Hydrous Phyllosilicates* (S. W. Bailey, ed.). Reviews in Mineralogy, 19, 631-674.
- KASTNER, M. (1980): *Length-slow chalcedony: the end of the new testament*. Trans. Am. Geophys., 61, 399.
- KAUTZ, K., y PORADA, H. (1976): *Sepiolite formation in a pan of the Kalahari, South West Africa*. N. Jb. Minera. M., 12, 545-559.
- MARTIN DE VIDALES, J. L.; POZO, M.; MEDINA, J. A., y LEGUEY, S. (1988): *Formation de Sepiolita-Paligorskita en Litofacies lutítico-carbonáticas en el Sector de Borox-Esquinas (Cuenca de Madrid)*. Estudios Geol., 44, 7-18.
- NICKEL, E. (1982): *Alluvial-fan carbonate facies with evaporites, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain*. Sedimentology, 29, 6, 761-796.
- STARKEY, H. C., y BLACKMON, P. D. (1984): *Sepiolite in Pleistocene Lake Tecopa, Inyo County, California*. En: *Paligorskita-Sepiolita: Occurrences, Genesis and Uses*. Dev. in Sedimentology, 37, 137-147.
- SUMMERFIELD, M. A. (1982): *Distribution, nature and probable genesis of silcrete in arid and semi-arid Southern Africa*. In: *Aridid Soils and Geomorphic Processes* (D. H. Yaalon, Ed.). Catena Supplement, 1, 37-65. Braunschweig.
- SUMMERFIELD, M. A. (1983): *Silcrete as a palaeoclimatic indicator: Evidence from Southern Africa*. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 41, 65-81.
- SUMMERFIELD, M. A. (1983): *Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari Basin and cape coastal zone Southern Africa*. Jour. Sed. Petrol., 53, 895-909.
- THIRY, M., y MILLOT, G. (1987): *Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silcretes*. Jour. Sed. Petrol., 57, 3, 343-353.
- WATTS, N. L. (1980): *Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (Southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis*. Sedimentology, 27, 661-686.
- WHEELER, W. H., y TEXTORIS, D. A. (1978): *Triassic limestone and chert of playa origin in North Carolina*. Jour. Sed. Petrol., 48, 765-776.

Original recibido: Mayo de 1990.
Original aceptado: Octubre de 1990.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Caracterización mineralógica y estratigráfica de las formaciones neógenas del borde sur de la cuenca del Tajo (Comarca de la Sagra). ⁽¹⁾

Por E. GARCIA (*), J. M. BRELL (**), M. DOVAL (*) y J. V. NAVARRO (***)

RESUMEN

El estudio mineralógico y químico de los materiales neógenos del borde sur de la cuenca del Tajo ha permitido establecer cinco unidades litoestratigráficas, a las que se ha atribuido el rango de formación. Estas unidades se han formado bajo la acción de diferentes procesos genéticos.

Las formaciones con carácter más terrígeno («Formación de Arenas Gruesas Rojas», «Formación de Arenas Gruesas Pardas» y «Formación de Arenas Finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos») presentan una composición mineralógica resultado de los procesos de herencia de los productos de alteración del área fuente, a excepción de los niveles de sepiolita y ópalo que aparecen en la «Formación de Arenas Finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos», los cuales han de ser considerados como depósitos autigénicos.

Las formaciones detríticas más finas («Formación de Arcillas Rojas de la Sagra» y «Formación de Arcillas Verdes») presentan una composición debida a fenómenos de transformación y neoformación.

Palabras clave: Filosilicatos, Neógeno, Cuenca del Tajo.

RESUME

L'étude minéralogique et chimique des sédiments néogènes de la bordure sud du bassin du Tajo a permis distinguer cinq unités lithostratigraphiques, considérées comme des formations. Les unités se sont formées sous l'action de différents phénomènes sédimentaires.

Les formations les plus détritiques («Formación de Arenas Gruesas Rojas», «Formación de Arenas Gruesas Pardas» et «Formación de Arenas Finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos») ont une composition minéralogique essentiellement issue de l'héritage de produits d'altération de la roche mère, mais l'on y trouve aussi des niveaux à sépiolite et opale, considérées comme authigéniques.

Les formations les plus argileuses («Formación de Arcillas Rojas de la Sagra» et «Formación de Arcillas Verdes») présentent une composition minéralogique résultant surtout de processus de transformation et néoformation des sédiments dans le bassin.

Mots clef: Philosilicates, Néogène, Bassin du Tajo.

(1) Este trabajo forma parte del Proyecto de Investigación PBO264, subvencionado por la Dirección General de Investigación Científica y Técnica.

* Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de C.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

** Departamento de Estratigrafía. Facultad de C.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

*** Aplicaciones Geológicas, S. A. (AGESA).

INTRODUCCION

En el borde sur de la cuenca del Tajo los sedimentos neógenos se presentan con facies de características muy heterogéneas, que evolucionan rápidamente tanto en el espacio como a lo largo del tiempo.

En estudios anteriores (GARCIA ROMERO et al., 1988a y 1988b) ya se indicaba la gran complejidad que presentan las facies de esta zona. A grandes rasgos, y como en el resto de la Cuenca del Tajo, los sedimentos se presentan desde los bordes hacia el interior con unas facies terrígenas, de origen principalmente heredado, a unas facies lutíticas en las que las transformaciones y neoformaciones minerales imprimen un carácter muy específico en cada una de ellas.

Con el fin de poder caracterizar las distintas unidades que forman el Neógeno de esta región, se ha llevado a cabo un estudio detallado, dentro del cual se ha realizado una cartografía (fig. 1) a escala 1:50.000 de un área de unos 600 kilómetros cuadrados correspondiente a parte de las Hojas del M. T. N. números 629 (Toledo), 630 (Yepes), 604 (Villaluenga) y 605 (Aranjuez), seguido de un levantamiento de columnas estratigráficas y de un estudio mineralógico de los distintos niveles.

Debido a la naturaleza fundamentalmente arcillosa de los materiales que nos ocupan, la definición de unidades estratigráficas y la correlación de las mismas se ha realizado en base a la mineralogía de arcillas.

Dada la topografía llana de la región y la ausencia de buenos cortes naturales, así como, también, a la presencia de muchas zonas de cultivo, se ha recurrido, preferentemente, para el levantamiento de columnas estratigráficas, a los cortes efectuados por las industrias que explotan intensivamente las arcillas de esta zona (sepiolita, bentonitas, arcillas cerámicas).

El total de muestras estudiadas ha sido superior a las 250, distribuidas en 13 columnas que representan 205 metros de sucesión, y dos sondeos con testigo continuo, cedidos por ENUSA, con una potencia total de 675 metros.

DESCRIPCION DE LAS FORMACIONES

Las observaciones de campo, junto a los resultados de los análisis mineralógicos y químicos de las diferentes series estudiadas, nos han permitido diferenciar cinco unidades litoestratigráficas a las que se ha atribuido, provisionalmente, el rango de formación. En la figura 1 se indica la situación de las series estudiadas y la distribución cartográfica de las unidades definidas.

Un esquema de la disposición de estas unidades se indica en la figura 2. A continuación se describen las principales características de las mismas.

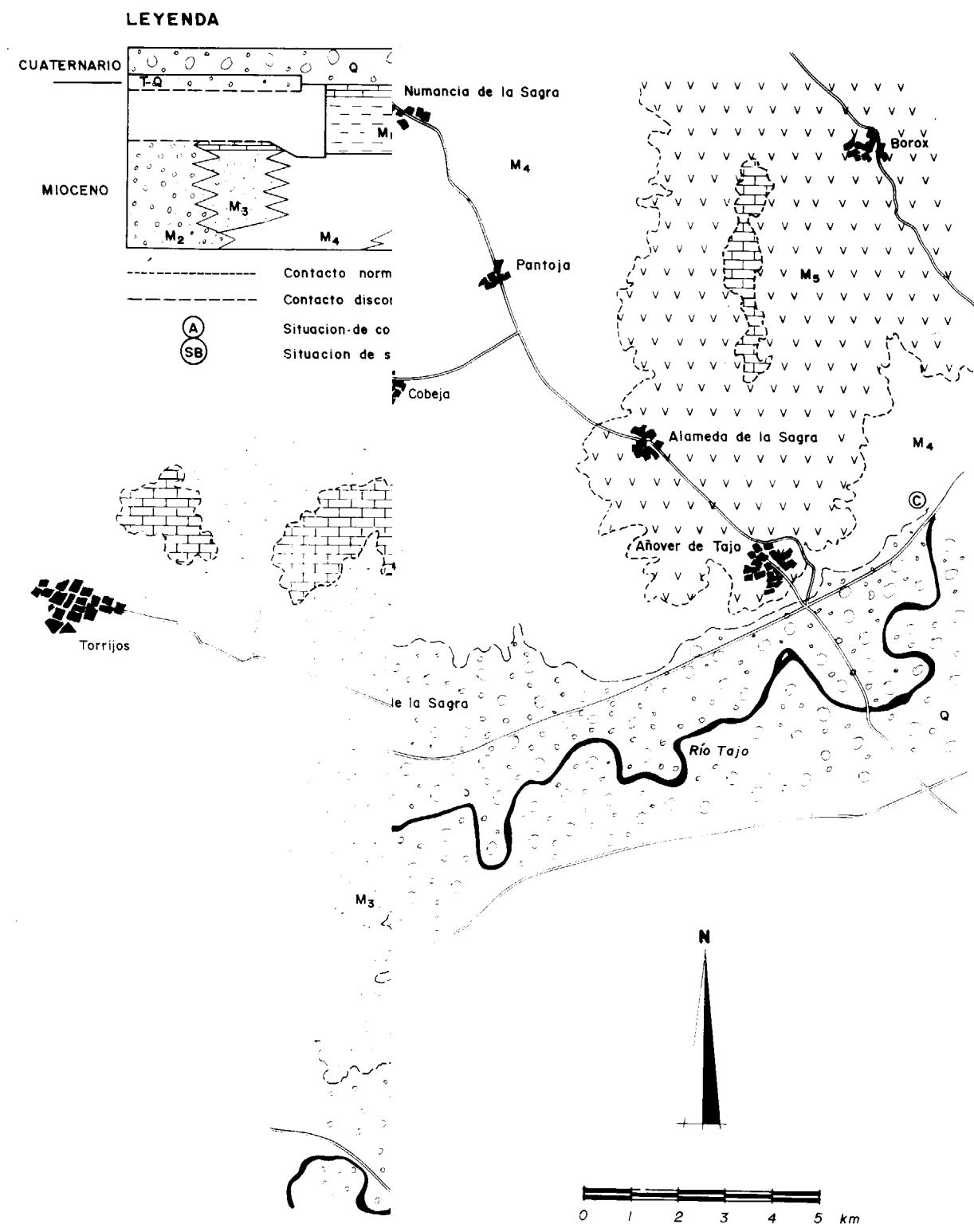
«Formación de Arenas Gruesas Rojas de La Sagra»

Es la unidad más meridional de las estudiadas. Aflora en las proximidades del borde sur de la cuenca, cerca de la ciudad de Toledo, siguiéndose en una franja de varios kilómetros, paralela a la margen izquierda del río Guadarrama, desde el paralelo de Bargas hasta su desembocadura en el río Tajo, y desde este punto, siguiendo la margen derecha del río Tajo, hasta la localidad de Mocejón.

Hacia el Norte esta formación pasa lateralmente a la «Formación de Arcillas Rojas de la Sagra». En superficie se encuentra parcialmente cubierta por otra unidad terrígena de características diferentes que ha sido denominada como «Formación de Arenas Gruesas Pardas».

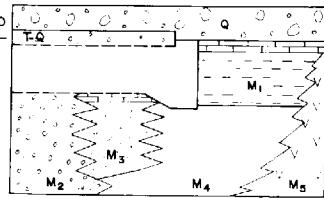
Se ha estudiado una columna estratigráfica (serie E) y un sondeo (SB) pertenecientes a esta unidad. La columna se sitúa en las coordenadas Lambert $x=571,6$ e $y=605,16$. Su muro se encuentra en la cota de 480 metros y alcanza una potencia de 10 metros. El sondeo se localiza entre las localidades de Bargas y Olías del Rey, sobre las coordenadas $x=572,4$ e $y=593,35$. El techo del sondeo se encuentra a una altitud de 585 metros y alcanza una profundidad de 400 metros, correspondiendo los 45 metros superiores a la «Formación de Arenas Gruesas Pardas».

La unidad está constituida por una alternancia de limos y arenas rojas, muy heterométricas y angulosas, que contienen cantos dispersos de rocas metamórficas. Los contenidos en matriz arcillosa son muy variables según los distintos tramos de la sucesión. La formación es fácilmente identificable en el campo por el color rojizo que presenta. Un corte de su parte superior se puede observar en los taludes producidos por el trazado de la carretera N-401, entre los kilómetros 62 y 67, en las proximidades de Toledo. Su potencia, en base a los datos de sondeos, se estima superior a los 400 metros. Una sucesión estratigráfica detallada de esta unidad ha sido descrita por GARCIA ROMERO (1988).



LEYENDA

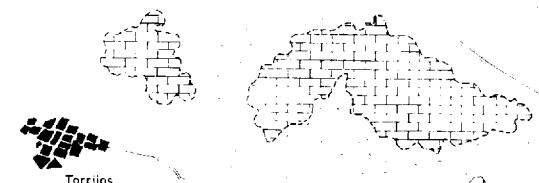
CUATERNARIO



- Q Terrazas, Gravas y arenas
- T-Q Formación "Arenas Gresosas Pardas"
- M₁ Formación "Arcillas Verdes"
- M₂ Formación "Arenas Gresosas Rojas"
- M₃ Formación "Arenas Finas con Sepiolita, Silex y Carbonatos"
- M₄ Formación "Arcillas Rojas de La Sagra"
- M₅ Yesos

MIOCENO

- Contacto normal
- - - Contacto discordante
- Situación de columnas
- Situación de sondeos



Torrijos

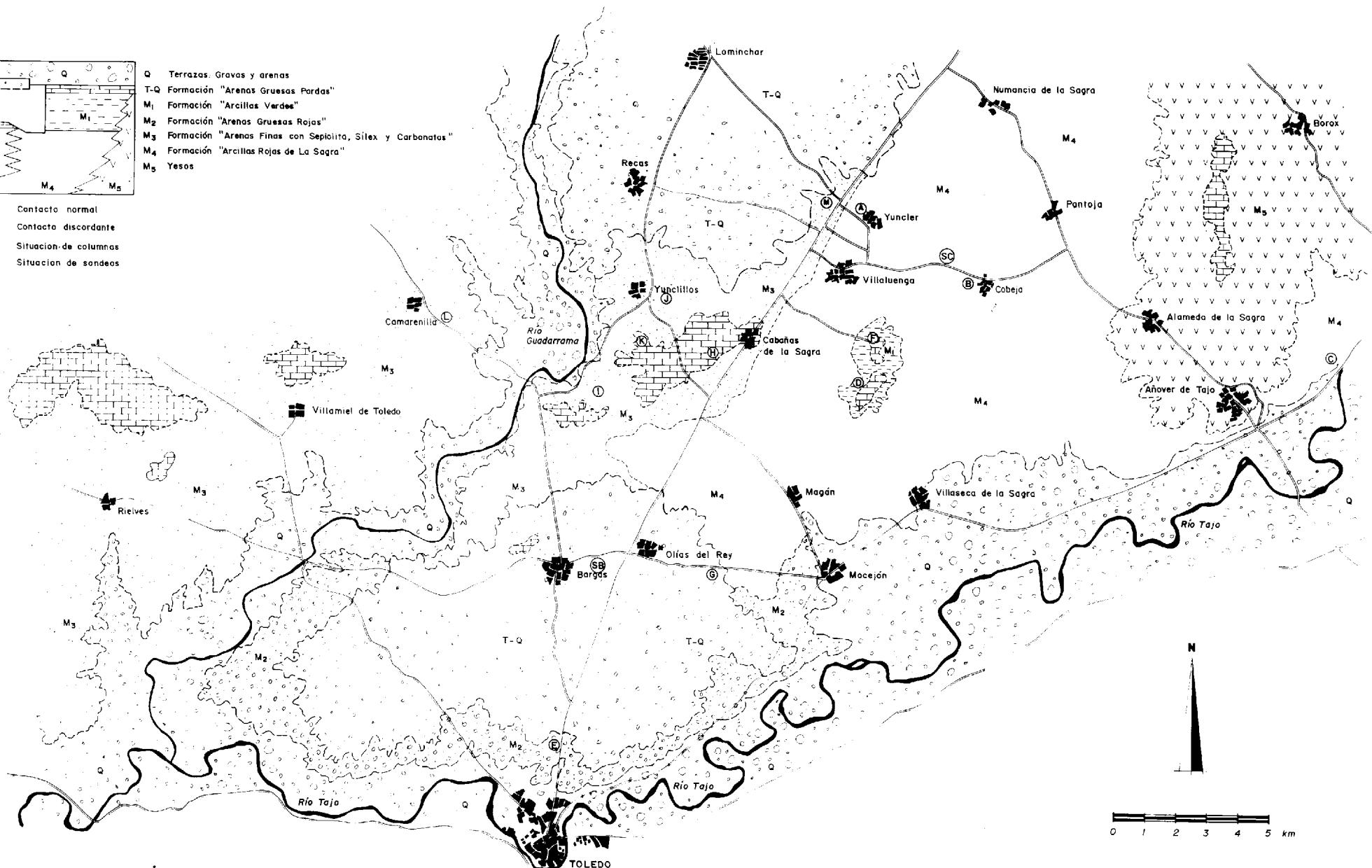


Figura 1.—Mapa litológico y de situación de columnas.

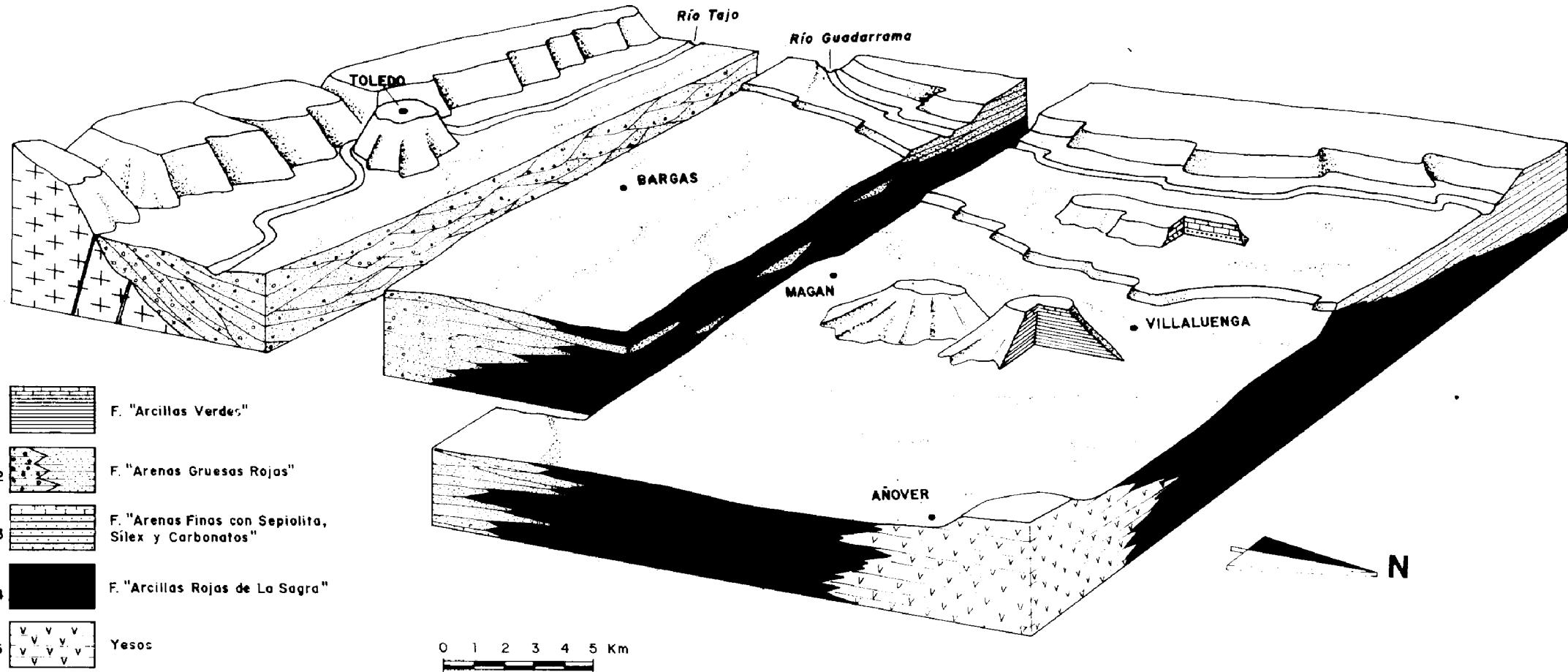


Figura 2.

La composición mineralógica global de esta unidad es muy variable (tabla I), estando constituida por cuarzo (5-40 por 100), feldespatos (indicios-35 por 100) y filosilicatos (25-85 por 100).

Los filosilicatos que forman la matriz arcillosa se distribuyen también entre márgenes muy amplios: esmectita dioctaédrica (40-80 por 100), ilita (15-45 por 100), paligorskita (indicios-15 por 100) y caolinita (indicios-10 por 100). La composición química de la fracción < 2 micras muestra unos contenidos elevados en SiO_2 (45.95-49.55 por 100) y Al_2O_3 (17.98-22.32 por 100), así como menores cantidades de óxidos de hierro (5.03-4.51 por 100), magnesio (2.42-4.51 por 100) y potasio (1.7-3.52 por 100). Es interesante señalar que esta formación es la que presenta los contenidos más altos en alúmina de todas las estudiadas. Asimismo, cabe destacar la gran homogeneidad en su composición química, observándose únicamente un ligero aumento de los porcentajes de óxidos de aluminio y hierro en las muestras más profundas del sondeo.

«Formación de Arcillas Rojas de la Sagra»

Esta formación pasa lateralmente hacia el Sur a la unidad anteriormente descrita. Hacia el Este evoluciona, gradualmente, a los yesos del centro de la cuenca y hacia el Oeste a la «Formación de Arenas Finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos». En el extremo Sur de la zona se encuentra recubierta por la «Formación de Arenas Gruesas Pardas», mientras que en el sector noreste yace concordante sobre ella la «Formación de Arcillas Verdes».

En toda la región aflora por debajo de la cota 520-540 m., y se distingue en el campo por su carácter arcilloso y sus tonalidades rojizas. Un corte tipo de esta formación se puede observar en cualquiera de las canteras abiertas para la explotación de estas arcillas situadas próximas a las localidades de Yuncler, Cobeja o Pantoja. Su potencia visible es de unos 40 m., aunque su potencia estimada, en base a los datos de sondeos, excede de los 300 metros.

Se han estudiado tres columnas litológicas y un sondeo pertenecientes a esta unidad. La situación de los mismos se indica en la figura 1. Su techo se encuentra situado en la cota de 540 m. (serie de Yuncler [A]), 512 m. (serie de Cobeja

[B]), 548 m. (serie de Añover de Tajo [C]) y 521 m. en el sondeo (SC). Las columnas presentan una potencia de 15, 11 y 38 m., respectivamente, mientras que el sondeo ha cortado 300 m. de sedimentos correspondientes a esta formación.

En conjunto, la unidad se encuentra constituida por una sucesión de lutitas de aspecto masivo, homogéneas, con bioturbación y tonalidades, en la mayoría de los casos, rojizas. En ella aparecen, ocasionalmente, intercalaciones de arenas micáceas finas, arcillas arenosas de color gris o niveles de yeso, que han permitido individualizar varias secuencias dentro de la formación (GARCIA ROMERO et al., 1988b). Estos sedimentos son la base de la industria cerámica de la región de La Sagra.

Los porcentajes de filosilicatos, en la muestra total, frecuentemente alcanzan el 90 por 100, y sólo en ocasiones descienden hasta el 60 por 100, frente a contenidos en cuarzo y feldespatos que raramente alcanzan el 15 por 100 del total. En las intercalaciones arenosas los porcentajes de filosilicatos descienden hasta el 40 por 100, aumentando los de cuarzo (10-50 por 100) y feldespatos (5-50 por 100). Asimismo, hay indicios de carbonatos en algunos de los niveles más arenosos. En las zonas más próximas al centro de cuenca, así como a partir de 165 metros de profundidad aparecen intercalaciones de yesos y anhidrita, con los que las arcillas de la Sagra se indentan. En las zonas más profundas del sondeo aparece de forma ocasional magnesita y celestina.

La ilita es el filosilicato predominante (40-85 por 100) en las muestras de esta formación, acompañada de menores cantidades de esmectita (0-45 por 100), caolinita (5-25 por 100), paligorskita (indicios-15 por 100) y clorita (0-15 por 100) (tabla I). Asimismo, se encuentra un efecto a 13,38 Å, que pasa a 16,99 Å tras haber sido solvulado con etilenglicol y permanecer a 12,28 Å después de sufrir calentamiento a 550°C durante dos horas, en la mayoría de las muestras estudiadas, este efecto ha sido interpretado como un intergrado en el sentido descrito por JACKSON (1963).

Se observa una acusada variación en la mineralogía de los filosilicatos de Este a Oeste, y también, aunque algo menos marcada, en la vertical.

TABLA I
Composición mineralógica cuantitativa

	Máximo	Mínimo	Media	Fl			Ft			Q			C			D			Y			I			Sm			K			Pgk			Sp			Cl		
				Fl	Ft	Q	C	D	Y	I	Sm	K	Pgk	Sp	Cl																								
Formación de Arenas Gruyesas Rojas	85	35	40	.5	.70	—	—	45	80	10	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
	25	1	5	—	—	*	*	—	15	40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
	55	15	25	—	—	*	*	—	30	55	5	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
Formación de Arcillas Rojas de La Sagra	95	50	50	10	5	95	85	45	25	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
	40	1	1	—	—	*	*	—	40	—	5	15	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
	80	5	10	—	—	*	*	—	65	15	5	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Formación de Arenas Finales con Sepiolita, Sílex y Carbonatos	100	20	20	100	65	—	—	—	70	100	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
	65	—	—	85	5	5	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
	60	55	35	—	—	*	*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Tramos Arcillosos	10	15	25	—	—	*	*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
	35	35	30	—	—	*	*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Tramos Arenosos	100	25	15	100	95	—	—	—	65	80	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
	60	—	—	85	5	5	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Formación de Arcillas Verdes	65	60	50	—	—	*	*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
	10	20	15	—	—	*	*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
	35	30	30	—	—	*	*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Formación de Arenas Gruesas Pardas	85	25	35	5	65	—	—	—	55	75	10	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
	40	15	20	—	—	*	*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
	55	15	20	—	—	*	*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				

Media = Media aritmética obtenida a partir de todas las muestras. Fl = Filosilicatos. Ft = Feldespatos. Q = Cuarzo. C = Calcita. D = Dolomita. I = Ilita. Sm = Esmectita. Y = Yeso. Pgk = Caolinita. Sp = Sepiolita. Cl = Clorita. Formación de Arcillas Verdes con Sepiolita, Sílex y Carbonatos. * El mineral aparece únicamente en algunos niveles de la formación.

Estas variaciones consisten en una progresiva disminución de la esmectita hacia el centro de la cuenca, así como en profundidad, llegando a desaparecer casi totalmente en las proximidades de los yesos. Por el contrario, la ilita aumenta su contenido hacia las zonas más próximas a las evaporitas. La clorita, que no aparece en la serie más occidental (serie de Yuncler), se encuentra en porcentajes reducidos en la serie de Cobeja y en el sondeo, aumentando en la serie más oriental, próxima a los yesos (serie de Añover de Tajo) y también en las zonas profundas del sondeo. La caolinita y la paligorskita no muestran variaciones significativas en toda la zona.

En todos los casos la reflexión (060) presenta dos efectos bien definidos en torno a 1,50 y 1,53 Å, indicando la coexistencia de minerales di- y trioctaédricos en la misma muestra.

Los análisis químicos realizados sobre la fracción arcillosa de las muestras de esta unidad indican que los elementos más abundantes son silicio, aluminio, hierro y magnesio. Cabe destacar que los porcentajes de SiO_2 (39.49-48.67) y MgO (4.07-16.17) se encuentran entre los más bajos encontrados en toda la zona; por el contrario, los de Al_2O_3 (15.05-21.44) se sitúan entre los más altos. También son destacables los contenidos en óxidos de hierro, con valores comprendidos entre 6.63 y 10.72.

«Formación de Arenas Finas, con Sepiolita, Sílex y Carbonatos»

Es la formación más occidental de las estudiadas. Limita con la «Formación de Arenas Gruesas Rojas» por el Sureste y con la «Formación de Arcillas Rojas de la Sagra» por el Este. En el extremo Norte de la zona se encuentra cubierta, en parte, por la «Formación de Arenas Gruesas Pardas», no siendo posible observar el tránsito entre ambas por encontrarse recubierto por los sedimentos cuaternarios del río Guadarrama.

Se han estudiado seis columnas litológicas de esta unidad. Su localización se indica en la figura 1. La cota topográfica de sus techos es serie H=556 m., serie I=547 m., serie J=540 m., serie K=543 m., serie L=536 m., y serie M=567 m., respectivamente, y la potencia que alcanzan, 4, 11, 4, 8, 22 y 17 m., respectivamente.

En conjunto la unidad está constituida por una alternancia de niveles arcillosos y limo-arenosos de tonalidades pardas. Los niveles lutíticos presentan un mayor desarrollo en las zonas más próximas al centro de la cuenca, mientras que hacia los bordes las facies dominantes son las limo-arenosas. La sucesión tipo se puede obtener en las canteras abiertas para la explotación de sepiolita situadas entre Cabañas de la Sagra y Yunclillos, con coordenadas Lambert x=576,4, y=605,1 y z=556 m. En esta zona presenta una potencia visible próxima a los 50 metros.

Muchos niveles arcillosos están constituidos exclusivamente por sepiolita y esmectitas trioctaédricas. Las proporciones de ambas varían considerablemente (tabla I), tanto de unos tramos a otros como dentro de un mismo tramo. La sepiolita frecuentemente forma paquetes de elevada pureza de varios metros de potencia, si bien también hay niveles esmectíticos puros. Asociados a la sepiolita aparecen, generalmente, niveles carbonáticos, principalmente de dolomita y también silíceos, los cuales constituyen en muchos sectores el techo de la sucesión.

Los minerales que forman los tramos limo-arenosos son filosilicatos (30-85 por 100), cuarzo (5-40 por 100) y feldespato (5-35 por 100), siendo la plagioclasa, fundamentalmente, el feldespato dominante. En algunos casos se encuentran indicios de carbonatos. Los minerales de la arcilla están constituidos por esmectitas (20-70 por 100), ilita (30-80 por 100) y caolinita (indicios-10 por 100). Se observa que las mayores proporciones de esmectita se asocian a los tramos más arcillosos y las mayores de ilita a los más arenosos, en los que también se encuentra caolinita. La reflexión (060) presenta dos efectos bien definidos en torno a 1,50 y 1,53 Å, mostrando la coexistencia de minerales di- y trioctaédricos.

Químicamente esta formación refleja una gran variabilidad composicional, marcada, principalmente, por los contenidos en óxidos de aluminio (1.7-21.23 por 100), hierro (0.9-6.8 por 100) y magnesio (4.69-25.4 por 100). Las mayores proporciones de óxidos de aluminio y hierro, así como las menores de magnesio corresponden a las arcillas de los tramos arenosos, donde la ilita y las esmectitas di- y trioctaédricas son los minerales dominantes. Por el contrario, los mayores contenidos en óxidos de magnesio y menores en aluminio y hierro corresponde a los niveles arcillo-

sos, donde dominan la sepiolita y las esmectitas trioctaédricas.

«Formación de Arcillas Verdes»

Esta formación se encuentra ampliamente representada en la parte norte de la cuenca, sin embargo en la zona estudiada su presencia se reduce a los cerros testigos del Aguila y del Monte, próximos a las localidades de Cabañas de la Sagra y Villaluenga.

Su muro descansa sobre la cota de 540 m., alcanzando la formación una potencia de 60 m. La sucesión tipo, en este sector de la cuenca, se puede obtener en las canteras que la fábrica de cemento ASLAND tiene en explotación en el cerro del Aguila.

Se han estudiado dos columnas litológicas, levantadas en los mencionados cerros testigo (figura 1). La columna situada en el cerro del Aguila (serie F) tiene una potencia de 56 m.; su muro se sitúa en la cota de 586 m. En el cerro del Monte (serie D) se han estudiado 11 m. de columna, encontrándose su muro a 580 m.

La parte basal de la formación (serie del cerro del Monte y 25 m. inferiores del Cerro del Aguila) está constituida por una sucesión de niveles arcillosos de gran pureza, en los que generalmente los porcentajes de filosilicatos son siempre superiores al 90 por 100. Estos tramos están constituidos por esmectitas trioctaédricas y pequeñas proporciones de ilita. Entre ellos se encuentran algunas intercalaciones de arenas micáceas de grano fino de potencia inferior a los 50 centímetros.

Los niveles arcillosos contienen frecuentemente nódulos blancos, más abundantes en las zonas próximas a su muro, constituidos por sepiolita. También se encuentran en algunas ocasiones niveles centimétricos irregulares de arcillas rosadas. Mineralógicamente, estos niveles rosados están formados, casi exclusivamente, por estevenita. Asimismo, en estos tramos aparecen indicios de clinoptilolita.

En los niveles con elevados contenidos en esmectitas las reflexión (060) se resuelve en forma de una ancha banda comprendida entre 1,50 y 1,53 Å. La presencia de reflexiones de este tipo es inter-

pretada por DESPRAIRES (1983) como debida a una población mineral de composición variable, pero ligada a un ambiente genético único. Lo que cabría interpretarse como el resultado de procesos de transformación entre minerales di- y trioctaédricos. La Microscopía Electrónica de Transmisión ha puesto de manifiesto en estos niveles la presencia de texturas «floc» y formas «latées», como las descritas por HOLTZAPFFEL y CHAMLEY (1986).

Las intercalaciones arenosas se hacen más potentes, y de mayor tamaño de grano, en los 22 m. superiores de columna, en donde la proporción de filosilicatos desciende, siendo, lógicamente, mayores los contenidos en cuarzo y feldespato (15-50 por 100 y 20-60 por 100, respectivamente). A veces se encuentran indicios de carbonatos (tanto calcita como dolomita). Los filosilicatos de las intercalaciones arenosas son cualitativamente los mismos que constituyen los tramos arcillosos, si bien se observa un aumento en los porcentajes de ilita y la aparición de pequeñas cantidades de caolinita (5 por 100). También se observa que las esmectitas adquieren un mayor carácter dioctaédrico.

Hacia el techo de la columna los niveles arenosos son sustituidos por niveles carbonáticos, quedando ésta constituida por una alternancia de niveles arcillosos y calcíticos en los tramos inferiores, y dolomíticos en la parte superior. Los filosilicatos dominantes, al igual que en el resto de la sucesión, son esmectitas, junto con menores cantidades de ilita y pequeñas proporciones de caolinita, nunca superiores al 5 por 100.

Por último, los 18 metros superiores de la formación están constituidos por carbonatos silicificados, con finas intercalaciones arcillosas. Las silicificaciones son de naturaleza opalina (Opalo CT), con pequeñas cantidades de sílice amorfita (Opalo A). Las intercalaciones arcillosas están constituidas principalmente por sepiolita.

Los análisis químicos de la fracción <2 micras de las muestras de esta formación indican que los elementos más abundantes son silicio, con contenidos de SiO_2 entre 47.15 y 52.48 por 100, óxidos de aluminio con porcentajes entre 10.81 y 18.28 por 100 y porcentajes de óxidos de hierro comprendidos entre 4.28 y 9.52 por 100. Los contenidos en MgO varían entre 5.04 y 18.05 por 100. Hay que señalar que, en conjunto, esta formación

es la que presenta los contenidos más altos en sílice. Cabe destacar, asimismo, la acusada variación que se observa en los porcentajes de este óxido en los diferentes tramos de la columna. Los más elevados coinciden con las zonas más próximas al muro de la formación, donde las esmectitas son fundamentalmente trioctaedríticas, y hacen acto de presencia sepiolita y estevensita, disminuyendo en los tramos más arenosos y presentando los porcentajes más bajos en el techo de la formación.

«Formación de Arenas Gruesas Pardas»

Esta formación se encuentra recubriendo parcialmente las formaciones anteriormente descritas, a excepción de las Arcillas Verdes. Aparece por encima de las cotas de 520-540 m., en forma de extenso manto que recubre, mediante una discordancia erosiva, las unidades neógenas que forman su muro. Un corte tipo de esta formación puede observarse en los taludes producidos por el trazado de la carretera N-401, entre los kilómetros 58 y 61, en sus proximidades a Olías del Rey. Su potencia se estima en unos 90 m.

Se ha estudiado esta formación en los 45 metros superiores del sondeo que atraviesa la «Formación de Arenas Gruesas Rojas» (sondeo SB), en la parte superior de la serie más occidental de la «Formación de Arenas Finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos» (serie M), en una columna próxima a Olías del Rey (serie G), y en muestras recogidas a lo largo del trazado de la carretera N-401.

Se trata de una formación terrígena con tamaño de grano grueso y con tonalidades pardas claras. «De visu» se diferencia de la «Formación de Arenas Gruesas Rojas», además de por el color, por la mejor clasificación y mayor esfericidad de sus granos, una descripción más detallada de las características de esta unidad ha sido realizada por GARCIA ROMERO (1988). Está constituida por filosilicatos (40-85 por 100), cuarzo (15-35 por 100) y feldespato (15-25 por 100), acompañados de menores proporciones de carbonatos, tanto calcita como dolomita, en algunos niveles. Los filosilicatos están representados por esmectita (35-75 por 100), ilita (30-35 por 100), caolinita (5-10 por 100), y en algunas muestras también se encuentran pequeñas proporciones de paligorskita,

que nunca superan el 5 por 100 (tabla I). La reflexión (060) muestra la coexistencia de minerales di- y trioctaedríticos.

Los porcentajes en óxidos de los elementos más abundantes de esta formación, determinados a partir de los análisis químicos de la fracción < 2 micras se distribuyen entre los valores siguientes: $\text{SiO}_2=44.59-47.7$ por 100; $\text{Al}_2\text{O}_3=15.22-18.66$ por 100; óxidos de hierro = 4.25-5.92 por 100, y $\text{MgO}=6.45-12.57$ por 100.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Los resultados expuestos en el apartado anterior muestran la existencia de notables diferencias mineralógicas entre las formaciones neógenas situadas en el borde sur de la cuenca. Teniendo en cuenta el carácter intramontañoso de la Cuenca del Tajo, estas diferencias deben considerarse como el resultado de los distintos factores que han intervenido durante la sedimentación de estas unidades.

Clásicamente se considera que los minerales de la arcilla pueden tener distinto origen como respuesta a las diferentes condiciones del medio sedimentario, de la alteración del área fuente o durante la etapa diagenética (EBERL, 1984). Esta variabilidad en su génesis determina que la distinción entre arcillas detríticas, transformadas o autigénicas sea frecuentemente discutible. En líneas generales puede decirse que las condiciones climáticas áridas o semiáridas conducen a la formación de minerales de la arcilla constituidos principalmente por elementos solubles, como es el caso de las esmectitas, sepiolita o paligorskita; mientras que en condiciones de lixiviación intensa se favorece la formación de minerales constituidos por elementos poco móviles, como la caolinita o la gibbsita.

Los materiales de la «Formación de Arenas Gruesas Rojas» proceden directamente de la erosión de los Montes de Toledo, lo que queda puesto de manifiesto por la presencia de abundantes cantos de rocas metamórficas incluidos en ellos. Son sedimentos que han sufrido un transporte corto, puesto en evidencia por la angulosidad de sus granos de cuarzo y feldespato, así como por la mala clasificación que presentan. Sus características permiten considerarlos como sedimentos

kita en medios similares ha sido descrito en muchas regiones (CALLEN, 1984).

Hacia el Oeste de la zona estudiada, y en continuidad con las «Arcillas Rojas de la Sagra», se encuentra la «Formación de Arenas Finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos». Esta unidad, constituida principalmente por sedimentos terrígenos de origen ígneo, puede seguirse hasta zonas muy próximas al borde noroccidental de la cuenca, en donde debía situarse su área fuente.

El medio de sedimentación de estos materiales, en la zona estudiada, corresponden a las partes más distales de un sistema de abanicos aluviales que se desarrolló en dicho borde. La zona debía constituir una amplia llanura detrítica que, a modo de «sand-flats», tenía una sedimentación bajo una lámina de agua poco profunda que podía llegar a desaparecer temporalmente.

La composición litológica de esta facies es comparable a la que presenta en la zona norte de la cuenca la denominada «Unidad de Arcosas» descrita por DOVAL et al. (1985b) y BRELL et al. (1985), resultado de la alteración, en un clima semiárido, de los materiales hercínicos del Sistema Central, según el modelo descrito por THOMPSON et al. (1982) y por VELDE y MEUNIER (1987). Al igual que en la «Unidad de Arcosas» en las zonas más distales se encuentran intercaladas entre los sedimentos terrígenos niveles lenticulares de sepiolita que son explotados en algunos puntos, los cuales se encuentran asociados a esmectitas magnesianas, rocas carbonáticas o rocas silíceas, según los sectores. Los niveles de sepiolita, asociados a las facies detríticas feldespáticas, son el resultado de un proceso de precipitación química en surcos desarrollados sobre el «sand-flat», en donde, ya sea por la permeabilidad de las arenas, o por la interrupción temporal de los aportes detríticos, la neoformación podía realizarse preservada de las avalanchas terrígenas.

Las diferencias mineralógicas de esta unidad con respecto a la anterior, y en concreto su mayor contenido en ilita, ha sido interpretada por GARCIA ROMERO et al. (1988b) como debido a procesos diagenéticos que han transformado parte de la esmectita en ilita y clorita.

La posición de esta unidad en una zona más interna de la cuenca, con respecto a la «Formación de Arenas Gruesas Rojas», y sus características de sedimentos de «mud-flat» periférico a un núcleo salino (GARCIA ROMERO et al., 1988a), permiten clasificar estas transformaciones por efecto de la interacción sedimento/fase acuosa, tal como han descrito para otras cuencas SINGER y STOFFERS (1980).

Estas transformaciones se observan de forma mucho más acusada cuando se compara la composición mineralógica de estas unidades, con las que presentan las arcillas de las facies evaporíticas, descrita por DOVAL et al. (1985a), en las que los contenidos de ilita alcanzan porcentajes superiores al 90 por 100 en muchos casos.

No obstante, algunas semejanzas mineralógicas de los sedimentos de esta unidad, tales como la presencia de paligorskita, con los materiales paleógenos que actualmente afloran en algunos sectores del borde de la cuenca, no excluyen la posibilidad de que parte de los aportes provengan del desmantelamiento de materiales de esta edad; aunque el origen diagenético de la paligorskita en medios similares ha sido descrito en muchas regiones (CALLEN, 1984).

La sepiolita es un mineral cuya formación está frecuentemente relacionada con medios lacustres básicos de zonas áridas (PAPKE, 1972; TRAUTH, 1977; CALLEN, 1984, etc.), aunque, a diferencia de las esmectitas magnesianas, no se requieren concentraciones iónicas muy elevadas, sino una alta relación Si/Mg. Las condiciones climáticas para su génesis son, pues, prácticamente las mismas que las que reflejan las fa-

cies terrígenas asociadas en las que se encuentran.

Sobre la «Formación de Arcillas Rojas de la Sagra», y en total continuidad, se encuentra la «Formación de Arcillas Verdes». Esta unidad, de naturaleza principalmente lutítica, tiene como filosilicatos mayoritarios esmectitas magnesianas de composición saponítica. Sus características sedimentológicas son las propias de una facies de «mud-flat» depositada en los márgenes del núcleo evaporítico de la cuenca; ocupando la misma situación que las «Arcillas Rojas de la Sagra», pero en posición estratigráfica superior. Sus características deposicionales reflejan unas condiciones de baja energía, con aportes detríticos muy finos, debido, probablemente, a un aumento temporal de las condiciones de aridez, ya que su formación coincide con una etapa de expansión de las facies evaporíticas hacia los bordes de la cuenca.

Estos cambios climáticos debieron influir en las condiciones químicas de la cuenca, reflejándose en la mineralogía de los sedimentos lutíticos en los que se observa un considerable aumento en los contenidos en magnesio.

En estas condiciones, el origen de las esmectitas magnesianas puede ser debido tanto a un proceso de neoformación como a partir de la transformación de partículas muy finas de esmectitas alumínicas por interacción con el magnesio del medio como ha descrito DYNI (1976).

Las investigaciones realizadas en sedimentos lacustres de zonas áridas de edad más reciente, como los realizados en el lago Abert (Oregón) por JONES y WEIR (1983) o en el Great Salt Lake (Utah) por SPENCER (1982), confirman el carácter más magnésico de las arcillas hacia el centro de la cuenca, a medida que aumentan las condiciones de salinidad.

Por otra parte, la formación de esmectitas magnesianas en facies evaporíticas ha sido también descrita por HAY et al. (1986), en el desierto de Amargosa (Nevada). A partir de los estudios realizados en medios salinos, JONES (1986) considera que la autigénesis de minerales de la arcilla en ambientes lacustres se produce, fundamentalmente, por transformación diagenética de fases preexistentes, en lugar de formarse por procesos de precipitación química directa.

La Microscopía Electrónica de Transmisión ha puesto de manifiesto en las esmectitas de la base de esta unidad la existencia de texturas «floc» y formas «latées». HOLTZAPFFELL y CHAMLEY (1985) atribuyen a estas formas un origen por recristalización diagenética de arcillas detríticas; considerando estas transformaciones como debidas a la interacción de las aguas intersticiales con los sedimentos arcillosos con textura porosa y poco permeable, depositados principalmente por procesos de floculación.

Esta interpretación aporta un dato más a favor de la hipótesis del origen por transformación diagenética de las esmectitas de esta unidad. La sepiolita que aparece en forma de pequeños nódulos, en algunos niveles de la base de esta formación, debe ser, a nuestro juicio, considerada como secundaria, y formada por disolución-precipitación de las esmectitas magnesianas preexistentes.

El techo de la «Formación de Arcillas Verdes» está formado por una alternancia de lutitas, arenas y carbonatos, que ocupan la posición estratigráfica más alta de la zona estudiada. El aumento de terrígenos, así como la disminución de esmectita y aumento de ilita en estos sedimentos indican un nuevo cambio en las condiciones de sedimentación debido a una disminución de la aridez. Las condiciones de mayor humedad determinan una disminución de la salinidad, interrumpeándose las condiciones químicas que favorecían la formación de arcillas magnesianas, a la vez que se favorece la formación de los niveles carbonatados.

Por último, la «Formación de Arenas Gruesas Pardas», tanto por su posición estratigráfica como por recubrir una importante cicatriz erosiva, representa una unidad depositada en una etapa posterior a las demás. Sus características sedimentológicas, de depósitos detríticos no canalizados y bastante heterométricos, permiten compararla a algunas facies de edad fini-terciaria que se encuentran frecuentemente en muchas áreas del Macizo Ibérico.

Su composición mineralógica parece indicar que esta unidad se ha originado principalmente a expensas de otras formaciones neógenas de la Cuenca, junto con materiales provenientes de las áreas fuente de sus bordes.

CONCLUSIONES

Las unidades neógenas reconocidas en la región de La Sagra pueden ser caracterizadas por la distinta composición mineralógica que presenta su fracción arcillosa. Teniendo en cuenta el carácter endorreico que clásicamente se le asigna a la cuenca del Tajo, las variaciones observadas deben ser atribuidas a las diferencias petrológicas de las respectivas áreas fuente, así como a los distintos procesos de transformación y neoformación que han tenido lugar en el medio de depósito de las distintas formaciones.

Las formaciones de carácter más terrígeno, como la «Formación de Arenas Gruesas Rojas» y la «Formación de Arenas Gruesas Pardas», presentan una composición mineralógica debida principalmente a los procesos de herencia de los productos de alteración del área fuente.

La «Formación de Arcillas Finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos» presenta también, en conjunto, una composición mineralógica debida a los procesos de herencia; hay que exceptuar los niveles de sepiolita y ópalo que deben ser considerados como depósitos autigénicos.

Por último, las dos unidades detríticas más finas, la «Formación de Arcillas Rojas de La Sagra» y la «Formación de Arcillas Verdes», que ocupan una posición más interna en la cuenca, presentan una composición mineralógica debida principalmente a los procesos de transformación y neoformación.

En la primera de ellas, clorita, paligorskita y parte de los contenidos en ilita deben ser considerados como originados por transformación de esmectitas durante las primeras etapas diagenéticas. Los porcentajes de estos minerales presentan un aumento hacia el centro de la cuenca, en detrimento de los contenidos en esmectitas, mostrando una mayor intensidad de las transformaciones hacia las partes más internas.

En la génesis de los sedimentos que constituyen la «Formación de Arcillas Verdes» los procesos de transformación adquieren un papel primordial. Su importancia queda reflejada por las altas proporciones de esmectitas magnesianas que aparecen en ella. Este filosilicato, que no se encuentra en los materiales que forman el área fuente de la cuenca, debe tener su origen en la transformación de esmectitas alumínicas por interac-

ción con el magnesio del medio. Aunque este mineral puede tener un origen por neoformación, la presencia de contenidos elevados de esmectitas alumínicas en las demás formaciones apoya la hipótesis de su origen por transformación de fases esmectíticas preexistentes.

Los procesos de autigénesis quedan probablemente limitados en esta unidad a la formación de pequeños nódulos de sepiolita por disolución-precipitación de esmectitas magnesianas, durante una etapa muy posterior.

La distribución espacial de las distintas fases minerales, con altos contenidos en magnesio, encontradas en esta región, confirman la hipótesis propuesta por JONES (1986) y STOESSEL (1988). Según estos autores en los medios salinos con elevada alcalinidad las arcillas magnesianas con estructura laminar son más estables que las arcillas con estructura fibrosa, requiriendo estas últimas para su neoformación ambientes menos alcalinos y concentraciones relativamente más bajas en magnesio. Por este motivo, y de la misma forma que ocurre en la zona norte de la cuenca del Tajo, los niveles de sepiolita se encuentran en facies más detríticas y más próximas a los bordes, a diferencia de las facies con esmectitas magnesianas que ocupan posiciones más centrales.

REFERENCIAS

- BRELL, J. M.; DOVAL, M., and CARMES, M. (1985): *Clay Minerals Distribution in the evaporitic Miocene Sediments of the Tajo Basin, Spain*. Miner. Petrog. Acta, 29-A, 267-276.
- CALLEN, R. A. (1984): *Clays of the palygorskite-sepiolite group: depositional environment, age and distribution*. In: *Sepiolite-palygorskite: Occurrences, Genesis and Uses*. Elsevier, 1-36.
- DOVAL, M.; GARCIA SANTIAGO, P.; DOMINGUEZ DIAZ, M. C., y BRELL, J. M. (1985a): *Mineralogía de las arcillas de las facies evaporíticas de la Cuenca del Tajo*. Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo, 15, 267-274.
- DOVAL, M.; DOMINGUEZ DIAZ, M. C.; BRELL, J. M., y GARCIA ROMERO, E. (1985b): *Mineralogía y sedimentología de las facies distales del borde norte de la cuenca del Tajo*. Bol. Soc. Española de Mineralogía, 8, 257-269.
- DYNI, J. R. (1976): *Trioctahedral smectite in the Green River Formation. Duchesne County, Utah*, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 967, 1-14.

- EBERL, D. D. (1984): *Clay mineral formation and transformation in rock and soils*. In: *Clay Minerals: Their structure behaviour and use*. Philosophical Transactions of the Royal Society, 21-25.
- GARCIA ROMERO, E. (1988): *Estudio mineralógico y estratigráfico de las arcillas de las facies centrales del Neógeno del borde sur de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense Madrid.
- GARCIA ROMERO, E.; BRELL, J. M.; DOVAL, M., y PERRUCHOT, A. (1988a): *Características y evolución de la sedimentación neógena en la región de La Sagra (Cuenca del Tajo)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 84 (1-2) 85-99.
- GARCIA ROMERO, E.; DOVAL, M.; BRELL, J. M., y PERRUCHOT, A. (1988b): *Procesos diagenéticos en las arcillas de la región de La Sagra (Cuenca del Tajo)*. Boletín Geológico y Minero, t. XCIX-VI, 958-974.
- HAY, R. L.; PEXTON, R. E.; TEAGUE, T. T., and KYSER, T. K. (1986): *Spring-related carbonate rocks, Mg-clays and associated minerals in Pliocene deposits of the Amargosa Desert, Nevada and California*. Geol. Sol. Amer. Bull., 97, 1488-1503.
- HOLTZAPFFEL, T., et CHAMLEY, H. (1986): *Les smectites latees du domaine atlantique depuis le Jurásique Supérieur: Gisement et Signification*. Clay Minerals, 21, 133-148.
- JACKSON, M. L. (1963): *Interlayering of expandable layer silicates in soils by chemical weathering*. Clays and Clay Minerals, 11, 29-46.
- JONES, B. F. (1986): *Clay minerals diagenesis in lacustrine sediments*. Proc. Diagenesis Workshop. U.S. Geol. Survey Bulletin.
- JONES, B. F., and WEIR, A. (1983): *Clay minerals of Lake Abert, an alkaline, saline lake*. Clays and Clay minerals, 31, 161-172.
- PAPKE, K. (1972): *A sepiolite rich playa deposit in southern Nevada*. Clay and Clay Minerals, 20, 211-215.
- SINGER, A., and STOFFERS, P. (1980): *Clay minerals diagenesis in two east african lake sediments*. Clay Minerals, 15, 303-326.
- SPENCER, R. J. (1982): *The geochemical evolution of Great Salt Lake*. Ph. D. Thesis. Univ. Johns Hopkins. Baltimore, USA, 308 pp.
- THOMSON, G. R.; FIELDS, R. W., and ALT, D. (1982): *Land-based evidence for Tertiary climatic variations: Northern Rockies*. Geology, 10, 413-417.
- TRAUTH, N. (1977): *Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire*. Sci. Geol. Mem., 49, 189 pp.
- VELDE, G., and MEUNIER, A. (1987): *Petrologic phase equilibria in natural clay system*. In: *Chemistry of clays and clay minerals*. Mineralogical Soc. Monograph G, 423-429.

Original recibido: Enero de 1990.

Original aceptado: Septiembre de 1990.

INFORMACION

Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVI Campamento para Prácticas de Geología

«Pirineo Central 1990»

Por L. M. RIOS ARAGÜES, J. M. CHARLET, J. M. GALERA FERNANDEZ, D. BARETTINO FRAILE y F. BODEGA BARAHONA

desean concurrir a título personal o a través de organizaciones como la I. A. E. S. T. E. u otras.

Este año el Campamento se organizó en tres bases: Hecho, Morillo de Tou y Pont de Suert, con alojamiento en sendas instalaciones hoteleras, aparte de tres noches de campamento en tiendas de campaña, de las cuales sólo dos tuvieron lugar efectivamente.

Este año, como el pasado, fue el mismo equipo docente, constituido por los firmantes de esta nota, el que se responsabilizó de los aspectos referentes a este Campamento, sin olvidar a Julián Vega, que, una vez más, cumplió su labor de secretario.

Jean Marie Charlet, Jefe del Departamento de Geología-Minas de la Facultad Politécnica de Mons (Bélgica), tuvo este año también la amabilidad de dedicarnos unos días para mostrarnos la geología del macizo de La Maladeta-Bohi y su aureola metamórfica de contacto, cuyos parajes le son familiares desde que en los años setenta realizó su Tesis Doctoral sobre las facies graníticas.

Daniel Baretino colaboró como instructor en el tercio último del Campamento. Agradecemos vivamente al ITGE su cesión, así como la prestación de un vehículo todo terreno, y su conductor, Fernando Llorente, imprescindible para ciertos aspectos logísticos.

Agradecemos también, calurosamente, a las Empresas y Organismos con cuya ayuda económica estos Campamentos pueden venir realizándose.

En los últimos quince años la organización de Campamentos ha sido codirigida por Fernando Bodega y Luis

M.^a Ríos. El primero de los dos, aunque su presencia en el campo le resulta cada vez más difícil, mantiene su apoyo para cuestiones generales y de administración.

Este año la cuota de inscripción se fijó en 40.000 pesetas, la cual da derecho a cada alumno participante a alojamiento, manutención y transporte en el área del Campamento. Dicha cuota, una vez cerradas las cuentas, no ha representado más que el 26 por 100 del coste real repartido entre los alumnos asistentes.

Este año hubo 17 alumnos participantes: dos de la Escuela de Linares, dos del último curso de la Facultad de Geología de Granada y trece de la Escuela de Madrid, de los cuales sólo dos de cuarto curso, uno de quinto curso, y el resto no había cursado más que las materias del primer ciclo (comunes de tercer curso).

Además del vehículo del ITGE, hubo que alquilar otros dos todo terreno.

Dispusimos de un tomavistas de vídeo, adquirido con los fondos del Campamento, con el que hicimos nuestros primeros ensayos como productores de tal medio audiovisual sobre el campo. Desafortunadamente, la cámara sufrió algunos desperfectos, por lo que no pudo ser utilizada en los últimos días. Tenemos, no obstante, unas dos horas y media de grabación, de las cuales se ha seleccionado y montado un resumen de poco más de una hora que, como recuerdo, narra algunos aspectos geológicos y anecdóticos de este Campamento.

2. DESARROLLO DEL CAMPAMENTO

Este año seguimos a grandes líneas el programa del año pasado, aunque con algunas variantes.

A continuación, de modo telegráfico, describimos el transcurso de este Campamento.

Día 4: Recepción en Hecho. Secretario, Julián Vega. Instructores, Luis M.^a Ríos y José Miguel Galera.

Día 5: Recorrido Norte-Sur del valle de Hecho (río Aragón Subordán), desde su cabecera hasta San Pedro de Siresa.

Día 6: Corte desde el Cretácico Superior del macizo del Aspe, por la pista de Borau, al Oligoceno de San Juan de la Peña.

Día 7: Estancia en la base. Recomendaciones, instrucciones, objetivos del Campamento. Planteamiento de los problemas y ejercicios de los días siguientes.

Día 8: Ejercicio de cartografía sobre fotogramas aéreos de las faldas sur de Agüerri y Bernera.

Día 9: Levantamiento de la estructura tectónica del flysch eoceno en 1,6 km al N de Aragués del Puerto.

Día 10: Traslado a Morillo de Tou en el río Cinca.

Día 11: Recorrido desde el valle de Pineta (La Larri) hasta Laspuña. Toma de contacto con los manto de Gavarnie, de Monte Perdido-Boltaña y del Cotiella. Por la tarde, charla sobre la tectónica alpina del Pirineo sur-central.

Día 12: Estudio de las miniestructuras internas a la unidad de Monte Perdido. Carretera desde Bielsa a Puertolas.

Día 13: Continuación del ejercicio del día anterior en Cuello Vlceto, al sur de las Tres Marías. Relaciones entre la fase Monte Perdido y la fase Gavarnie.

Día 14: Día de descanso.

Día 15: Se incorpora Daniel Baretino y se efectúa el traslado a Pont de Suert, pasando por el Eoceno de Ainsa y el Cretáceo de Campo.

Día 16: Ejercicio. Corte tectónico por la cresta al norte del collado de Gelada.

Día 17: Recorrido por el Cretáceo y Eoceno del río Noguera Ribagorzana. Por la tarde, charla sobre el ciclo hercínico en el Pirineo; planteamiento del ejercicio del día siguiente.

Día 18: Recorrido y análisis estructural del Devoniano del río Isábena.

Día 19: Descanso. Por la tarde, llega el profesor Charlet; conferencia sobre la geología de los granitos del Macizo de la Maladeta-Bohí y metamorfismo de su aureola.

Día 20: Metamorfismo de contacto al N de Benasque, entre el puente de San Jaime y Baños de Benasque.

Día 21: Facies graníticas del Macizo de La Maladeta por el circo de Llosas y vuelta por los lagos de Vallibierna.

Día 22: Recogida del material. Comida final de despedida. Noche en Pont de Suert optativa.

3. RESULTADOS

En los ejercicios personales se constata una buena participación activa. Bien es verdad que se procura constituir los equipos de dos personas, con un participante experimentado y otro novel.

En las otras actividades, de tipo explicación ante las panorámicas y afloramientos, algunos alumnos noveles no parecen obtener todo el provecho de lo que se les ofrece en algunos temas geológicos concretos.

En Campamentos sucesivos nos proponemos dar preferencia a la admisión de los alumnos más experimentados.

Noticias

VISITA DE SU MAJESTAD LA REINA DOÑA SOFIA AL ITGE

información y conocimiento que hoy se tiene en el importante campo de los minerales.

Finalizada la presentación del libro Su Majestad inauguró una exposición, a la que habían concurrido los Museos a los que el libro hace referencia, con ejemplares de gran valor y belleza. Acompañada por las autoridades presentes en el acto, Su Majestad la Reina hizo un recorrido por la exposición y por el Museo GeoMinero del ITGE, mostrando en todo momento un gran interés y sensibilidad por las variadas formas de minerales que se encontraban expuestos, fruto de la necesaria conservación del Medio Ambiente, pero, sobre todo, por la gran espectacularidad de la Sala que fue inaugurada por Su Majestad el Rey Alfonso XIII en 1926 y que hoy, como Museo GeoMinero, inauguró el pasado año Su Majestad el Rey Juan Carlos I.

CURSO DE GEOFISICA Y PROSPECCION DEL SUBSUELO

Organizado por la Fundación Gómez-Pardo, con la colaboración del ITGE y de la ETSIMM.

A celebrar en Madrid, del 15 de enero al 7 de junio de 1991.

Introducción

Las técnicas Geofísicas y de prospección del subsuelo están experimentando en los últimos años una notable evolución y desarrollo, creciendo al mismo tiempo sus campos de aplicación, debiendo considerarse, hoy en día, de uso obligado no sólo en todo trabajo de exploración de hidrocarburos, minerales, carbón y aguas subterráneas, sino en todo tipo de utilización de los recursos económicos del subsuelo, así como en geotecnia, almacenamientos subterráneos de residuos e Ingeniería ambiental.

Conscientes de esta realidad, y de la necesidad que ello implica de brindar a los profesionales de las Ciencias de la Tierra la oportunidad de acrecentar y actualizar sus co-

nocimientos en estas materias, es por lo que el Departamento de Ingeniería Geológica de la Universidad Politécnica de Madrid y el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, organizan este Curso por tercer año consecutivo, con la colaboración de la Fundación Gómez-Pardo.

Objetivos

El curso está dirigido a postgraduados de Facultades y Escuelas Técnicas Superiores.

Su contenido tiene una intencionalidad eminentemente práctica, con ejemplos y aplicaciones a casos concretos, apoyados principalmente por prospecciones petrolíferas, hidrogeológicas y mineras.

Se pretende difundir las técnicas de estudio y prospección del subsuelo, mediante la integración de datos de geología de superficie, geofísica y sondeos, suministrando las imprescindibles bases teóricas necesarias para su comprensión y utilización.

Programa

Módulos de Sondeos y Diagrafías (70 horas).

Coordinador: D. Ramón Querol Müller.

Contenido: Perforación, Control geológico de sondeos. Diagrafías. Aplicaciones al análisis de Cuencas. Prácticas de campo y visita a un sondeo.

Fecha: 15 de enero-8 de febrero.

Módulo de Sísmica (70 horas).

Coordinador: D. José Luis Pelacho.

Contenido: Fundamento de los métodos sísmicos. Sísmica de reflexión. Adquisición de datos. Procesado. Interpretación. Refracción. Sísmica de alta resolución. Sísmica en capas de carbón. Visita a una central de proceso y a un equipo sísmico.

Fecha: 18 de febrero-15 de marzo.

Módulo de Gravimetría-Magnetometría (50 horas).

Coordinador: D. Juan Lluís Plata Torres.

Contenido: Fundamentos teóricos. Adquisición de datos. Interpretación. Ejemplos. Visita a un centro de proceso de datos.

Fecha: 3 al 19 de abril.

PRIMER CURSO DE GEOLOGÍA APLICADA A LA INGENIERIA Y A LA EDIFICACION

Organizado por la Universidad Politécnica de Madrid (ETS de Arquitectura, Ingenieros de Caminos e Ingenieros de Minas), el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Área de Ingeniería GeoAmbiental y la Fundación Gómez-Pardo.

A celebrar en Madrid del 28 de enero al 1 de febrero de 1991.

Introducción

La Ingeniería Geotécnica de Obras Civiles y Edificación necesita como entrada básica el Modelo Geológico proporcionado por la Geología Aplicada a la Ingeniería (la Engineering Geology de los países anglosajones), denominada a veces en nuestro país Ingeniería Geológica. La bondad de un Diseño Geotécnico está limitado por la del Modelo Geológico, y de ahí la importancia fundamental de la

Módulo de Métodos eléctricos (40 horas).

Coordinador: D. Alonso Maldonado.

Contenido: Sondeos eléctricos verticales. Calicatoe eléctrico y de polarización inducida. Métodos electromagnéticos en el dominio del tiempo y de la frecuencia. Ejemplos.

Fecha: 29 de abril-13 de mayo.

Módulo de aplicaciones a la prospección (50 horas).

Coordinador: D. Ramón Querol Müller.

Contenido: Aplicaciones a la prospección de hidrocarburos, aguas subterráneas, carbón, uranio, minerales metálicos y otras sustancias. Recursos Geotérmicos. Almacenamiento subterráneo de residuos tóxicos o radiactivos. Teledeteción. Aplicaciones a la geotecnia y la Ingeniería Ambiental. Emisión acústica. Microsismicidad.

Fecha: 20 de mayo-7 de junio.

Secretaría del Curso

Fundación Gómez-Pardo.

Departamento de Formación Permanente.

Alenza, núm. 1 - 28003 MADRID.

Teléfonos: (91) 441 79 21 - 442 26 56.

Fax: (91) 442 95 29.

— Geomorfología aplicada.

— Macizos rocosos.

— Hidrogeología y drenajes.

TECNICAS

— Sondeos y ensayos «in situ».

— Geofísica aplicada a Obras Civiles.

CARTOGRAFIA

— Geotécnica.

— De peligrosidad y riesgos.

APLICACIONES

— Materiales (áridos, préstamos, escolleras).

— Cimentaciones.

— Diseño antisísmico.

— Taludes naturales, taludes excavados en viales, carreteras, FF. CC. y canales.

— Erosión.

— Túneles y espacio subterráneo urbano e infraestructural.

— Presas.

— Ríos.

— Costas y puertos.

— Centrales nucleares.

— Almacenamiento de residuos radioactivos.

— Protección y conservación de monumentos.

DIRECCION DEL CURSO

F. J. Ayala Carcedo.

Dr. Ingeniero de Minas. ITGE.

C. Olivier Díaz de Monasterio.

Dr. Ingeniero de Minas. ETS de Ingenieros de Minas. UPM.

J. M. Rodríguez Ortiz.

Dr. Ingeniero de Caminos. ETS de Arquitectura. UPM.

C. Saenz Ridruejo.

Dr. Ingeniero de Caminos. ETS de Ingenieros de Caminos. UPM.

CUARTO CURSO DE GEOLOGIA APLICADA AL MEDIO AMBIENTE Y A LA ORDENACION DEL TERRITORIO

Organizado por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, a través del Área de Ingeniería GeoAmbiental y la colaboración de la Fundación Gómez-Pardo.

A celebrar en Madrid, del 18 al 22 de marzo de 1991.

Introducción

La demanda de aplicaciones de las Ciencias e Ingenierías Ambientales ha crecido extraordinariamente en España en los últimos años. En consecuencia, se han producido numerosas aplicaciones de la Geología Ambiental y de la Ingeniería GeoAmbiental, directamente implicadas en problemas tan importantes para la sociedad actual como los Riesgos Geológicos, la Erosión, la Contaminación de Aguas y Suelos, la Gestión y el Abastecimiento de Recursos Minerales y Geológicos, la Ordenación del Territorio, la Evaluación y Corrección de los Impactos Ambientales, etc.

Objetivos

La complejidad de los problemas ambientales, de naturaleza generalmente interdisciplinar, precisa de aproximaciones globales y estructuradas. Este es el objetivo que pretende cumplir el Curso, que, por otra parte, subraya es-

pecialmente las aplicaciones a la Ordenación del Territorio y la Protección del Medio Ambiente. En este sentido puede resultar útil para una amplia gama de profesionales, científicos e ingenieros, principalmente, tanto de las Administraciones Públicas como de la Empresa Privada, implicados en esa problemática.

Contenido

- Conceptos básicos de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio.
- Gestión de Recursos Geológicos y Mineros.
- Riesgos Geológicos y Naturales.
- Evaluación y corrección de Impactos Ambientales.
- Cartografía GeoAmbiental.

DIRECCION DEL CURSO

Francisco Javier Ayala Carcedo.

Dr. Ingeniero de Minas.

Jefe del Área de Ingeniería GeoAmbiental del ITGE.

CURSO SOBRE ALTERACIONES Y PALEOALTERACIONES EN LA MORFOLOGÍA DEL OESTE PENINSULAR
(Zócalo hercínico y cuencas terciarias)

A celebrar en Salamanca, del 25 al 27 de junio de 1991.

Organizado por el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca y el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, dentro del programa de actividades de la Sociedad Española de Geomorfología.

Objetivos

El objetivo del curso es, por una parte, repasar y discutir los mecanismos de génesis de formas ligadas a procesos de alteración (calcretas, silcretas, dolocretas, gypcretas, palicretas, mantos caoliníticos, mantos montmorilloníticos, corazas ferruginosas, aplanamientos, líneas de cumbres, superficies grabadas, rubefacciones, karstificaciones, berrocales...), y, por otra parte, mostrar tanto teóricamente como en el campo su influencia en la morfología regional.

Organización y profesorado

La organización corre a cargo de José A. Blanco, Eloy Molina (Universidad de Salamanca) y Ángel Martín Serrano (ITGE). Además de los citados, el curso contará con la participación de especialistas en el campo de la geomorfología climática de las Universidades de Madrid (Complutense), Santiago de Compostela, Lieja (Bélgica) y Lisboa y Braga (Portugal).

Documentación

Los participantes recibirán una Monografía SEG con un resumen de las conferencias magistrales y la guía de las dos excursiones de campo.

**SIMPOSIO INTERNACIONAL SOBRE PRESERVACION Y CONSERVACION
DE COLECCIONES DE HISTORIA NATURAL**

Organizado por el Museo Nacional de Ciencias Naturales, el Real Jardín Botánico de Madrid y la colaboración del ITGE.

A celebrar en Madrid, del 10 al 15 de mayo de 1992.

El Simposio tratará sobre la problemática de las colecciones de Antropología, Biología y Geología en el mundo. Las

Precio del Curso

12.000 pesetas. Este precio incluye los derechos de inscripción en el curso, la documentación completa, el transporte durante los dos días de excursión, la pernocta del día 26 y el desayuno y la comida del día 27.

Información

José Antonio Blanco, Departamento de Geología (Área de Geodinámica), Facultad de Ciencias, 37008 Salamanca. Teléfono: (923) 29 44 96.

Segunda Circular

Contendrá el programa exacto de las sesiones científicas, del profesorado y de las excursiones; solamente se enviará a aquellos que hayan respondido a la primera.

Programa aproximado

Día 25.—Reunión en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca, entrega de la documentación a los participantes, sesión científica matutina, lunch en la propia Facultad, sesión científica vespertina y coloquio final.

Día 26.—Excursión de campo sobre «alteraciones y paleoalteraciones en el Zócalo Hercínico y en los sedimentos de la Cuenca terciaria del Duero» (alrededores de la ciudad de Salamanca). Pernocta en albergue del sur de Salamanca o norte de Extremadura.

Día 27.—Excursión de campo sobre «las paleoalteraciones en la morfología de una pequeña depresión terciaria intracrótónica: la de Torrejón el Rubio-Talaván (provincia de Cáceres)». Retorno a Salamanca.

personas interesadas en recibir más información pueden solicitarla en la siguiente dirección:

Julio Gisbert & Fernando Palacios
Museo Nacional de Ciencias Naturales
José Gutiérrez Abascal, 2
28006 Madrid - ESPAÑA
Teléf. 411 13 28 - Fax 1/564 50 78

**CONCURSO CIENTIFICO PARA 1991
DE LA REAL ACADEMIA DE DOCTORES**

PREMIO SOCIEDAD HULLERA VASCO-LEONESA - I (1991)

Tema: Defensa del medio ambiente en explotaciones mineras a cielo abierto.
Dotación: Doscientas mil pesetas.

PREMIO JUAN ABELLO PASCUAL (1991)

Tema: Libre de Bioquímica.
Dotación: Doscientas mil pesetas.

PREMIO SOCIEDAD HULLERA VASCO-LEONESA - II (1990)

Tema: Sistemas de control para la prevención de accidentes en la minería.
Dotación: Doscientas cincuenta mil pesetas.

PREMIO FUNDACION GOMEZ PARDO (1991)

Tema: Libre en las áreas de Ciencias de la Tierra, Minería, Metalurgia y Energía, preferentemente con una orientación industrial.
Dotación: Doscientas mil pesetas.

PREMIO FERTILIZANTES ESPAÑOLES (FESA) (1989)

Tema: Posible eliminación del mercurio durante el proceso de fabricación del ácido sulfúrico a partir de las piritas de Huelva.
Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO JUAN ABELLO PASCUAL (1989)

Tema: Métodos analíticos para alcaloides.
Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

PREMIO CLUB ESPAÑOL DE LA MINERIA (1987)

Tema: Aplicación de las técnicas de teledetección a la exploración minera.
Dotación: Cien mil pesetas.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

900648. Técnicas de representación gráfica axonométrica: los croquis y bloques diagramas. PELLICER, F. *Geographicalia* (1989), vol. 26, 209-221, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Representación gráfica, Maqueta, Bloque diagrama, Ordenador.

GEOLOGIA REGIONAL

900705. Estructura de las Sierra Tejeda y de Cómporta (Conjunto Alpujarride, Cordilleras Béticas). SANZ DE GALDEANO, C. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 1-2, 77-84, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Corte geológico, Anisiense, Noriense, Anticlinal, Falla, Cabalgamiento, Pliegue isoclinal, Geometría, Zona Bética, Alpujarras, Provincia Granada.

ESTRATIGRAFIA

900542. Estratigrafía del Urgoniano entre San Pedro de Galdames y Talla, Aptiense-Albiense Medio, Bizkaia, Euskal Herría. ROSALES, I.; ARAMBURU, A., y GARCIA MONDEJAR, J. *Kobie* (1989), núm. 18, 87-96, 9 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Urgoniano, Barremiense, Aptiense, Albiense, Sedimentación marina, Plataforma carbonatada, Medio talud marino, Ciclo sedimentario, Remoción sedimentaria, Caliza, Marga, Arenisca, Región Cantábrica, Provincia Alava.

900544. Materiales de edad Maestrichtiense en la serie

eocénica del flanco SO del Sinclorio de Bizkaia, Arrionaga, N de Bilbao. RODRIGUEZ LAZARO, J.; ELORZA, J.; ORJE ETXABARRIA, X., y AGUIRRE, J. *Kobie* (1989), núm. 18, 105-114, 27 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Biostratigrafía, Maestrichtiense, Eocene Inf., Eocene Medio, Fauna específica, Fauna foraminífero, Fauna ostráco-dio, Región Cantábrica, Provincia Vizcaya.

900605. El Cámbrico Inferior de Terrades, Gerona. Estratigrafía, facies y paleontología. ABAD, A. *Batalleria* (1988), núm. 2, 47-56, 32 ref., esp., res. fr., ing., rus., bibl. ITGE.

* Biostratigrafía, Cámbrico Inf., Flora algas, Archaeocyatha, Diagénesis, Corte geológico, Provincia Gerona, Pirineos españoles.

900615. Petrografía de arenas: Una revisión. MORENO, C., y SAEZ, R. *Bol. geol. min.* (1990), vol. 101, núm. 1, 153-167, 69 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Síntesis bibliográfica, Petrografía, Arenisca, Arenita.

900641. Los materiales ordovícicos en el área de Retuerta del Bullaque, Sinclinal de Navas de Estera (Ciudad Real). MONTERO, A. *Estud. geol. Madrid* (1989), vol. 45, núm. 5-6, 399-407, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Corte geológico, Anisiense, Noriense, Anticlinal, Falla, Cabalgamiento, Pliegue isoclinal, Geometría, Zona Bética, Alpujarras, Provincia Ciudad Real.

900706. Diques neptúnicos de edad cretácica en la Sierra de Quipar (Subbético externo, provincia Murcia). GARCIA HERNANDEZ, M.; REY, J., y VERA, J. A. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 1-2, 85-93, 26 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Aptiense, Albiense, Berriasiense, Dique, Neptunita, Escarpe de falla, Sedimentación pelágica, Discordancia angular, Fauna foraminíferos, Zona Subbética, Zona Bética, Provincia Murcia.

GEOMORFOLOGIA

900619. Xecmorfolología granítica. LABORATORIO XEOLÓGICO DE LAXE.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 13, 166 pp., ref. disem., esp., ing., bibl. ITGE.

* Reunión, Morfología erosión, Granito.

900620. La antigüedad del paisaje australiano: pruebas e implicaciones. TWIDALE, C. R.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 13, 7-30, 78 ref., esp., ing., bibl. ITGE.

* Síntesis bibliográfica, Paisaje, Superficie erosión, Península, Paleorelieve, Datación, Australia.

900621. La morfogénesis del Sistema Central y su relación con la morfología granítica. PEDRAZA, J.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 13, 31-46, 18 ref., esp., ing., bibl. ITGE.

* Síntesis bibliográfica, Morfología erosión, Piedemonte, Superficie erosión, Acción climática, Granito, Sierra de Gredos, Sierra de Guadarrama, Hercínico Centro.

900622. Papel de las paleoalteraciones en la geomorfología del zócalo Hercínico Ibérico. MOLINA, E.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 13, 47-48, esp., ing., bibl. ITGE.

* Morfología erosión, Alteración, Granito, Zócalo, Hercínico Centro.

900623. La iniciación subsuperficial de las formas graníticas y sus implicaciones en las teorías generales de evolución del paisaje. TWIDALE, C. R.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 13, 49-67, 53 ref., esp., ing., bibl. ITGE.

* Morfología erosión, Granito, Alteración química, Corrosión, Alteración diferencial, Alteración meteórica.

900624. Las formas del modelado granítico ligadas a la estructura en lajas (Sheet structure). SANZ HERRAIZ, C.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 13, 69-77, 2 ref., esp., ing., bibl. ITGE.

* Morfología erosión, Paisaje, Granito, Diaclasa, Laja tectónica, Sierra de Guadarrama, Hercínico Centro.

900625. Evolución cuaternaria del relieve en la vertiente sur del Sistema Central Español. Las formas residuales como indicadoras morfológicas. CENTENO, J. D.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 13, 79-88, 18 ref., esp., ing., bibl. ITGE.

* Morfología erosión, Relieve, Tafonomía, Ladera, Terraza, Regolito, Cuaternario, Río Tajo.

900626. Geomorfología granítica en Galicia, NO España. VIDAL, J. R.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 13, 89-163, 35 ref., esp., ing., bibl. ITGE.

* Morfología erosión, Granito, Cavidad disolución, Modelo 2 dimensiones, Modelo 3 dimensiones, Galicia.

900644. Características de los glaciares rocosos del área meridional del batolito de Panticosa, Pirineo oscense. CHUECA, J.

Geographicalia (1989), vol. 26, 61-74, 48 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Síntesis bibliográfica, Glaciar rocas, Clasificación, Morfología glaciar, Distribución espacial, Wurm, Pleistoceno Sup., Pirineos españoles, Provincia Huesca.

900645. Notas geomorfológicas acerca del foco endorreico

en la margen izquierda del río Duero aguas abajo de Soria. ECHEVARRIA, M. T.

Geographicalia (1989), vol. 26, 75-81, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Red hidrográfica, Drenaje terreno, Río, Lago, Relieve estructural, Cuenca Duero, Pleistoceno, Provincia Soria.

CUATERNARIO

900649. La evolución paleogeográfica de los llanos leridanos, sector oriental de la Depresión del Ebro, durante el Cuaternario. PEÑA, J. L.

Geographicalia (1989), vol. 26, 223-232, 25 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Paleogeografía, Plioceno, Holoceno, Llanura fluvial, Terra-rraza, Abanico fluvial, Cuenca Ebro, Provincia Lérida.

900673. ¿Qué mecanismo gobierna los ciclos glaciares? BROECKER, W. S., y DENTON, G. H.

Invest. cienc. (1990), núm. 162, 48-57, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Periodicidad, Glaciación, Deglaciación, Paleoatmósfera, Paleoclima, Paleosalinidad, Corriente marina.

900682. El Paleolítico Inferior y Medio en el País Vasco. Una aproximación en 1990. BALDEON, A.

Munibe (Antropol.-Arkeol.) (1990), vol. 42, 11-22, 43 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Investigación científica, Investigación en curso, Paleoítico, Mousierense, Wurm, Riss, Pleistoceno Sup., Pleistoceno Medio, Yacimiento arqueológico, Provincias vascas.

900683. El Complejo Auriñaco-Perigordiense en el País Vasco. RUIZ IDARRAGA, R.

Munibe (Antropol.-Arkeol.) (1990), vol. 42, 23-32, 28 ref., esp., res. baq., ing., bibl. ITGE.

* Paleolítico, Caverna, Util prehistórico, Provincias vascas.

900684. Human occupation of Euskalherria during the Last Glacial Maximum: the Basque Solustrean. STRAUSS, L. G.

Munibe (Antropol.-Arkeol.) (1990), vol. 42, 33-40, 50 ref., ing., res. esp., fr., bibl. ITGE.

* Pleistoceno Sup., Glaciación, Yacimiento arqueológico, Caverna, Paleoambiente, Datación, C14, Provincias vascas, Pirineos Atlánticos.

900685. El Magdaleniense Superior. Final en el País Vasco. ARRIBAS, J. L.

Munibe (Antropol.-Arkeol.) (1990), vol. 42, 55-63, 31 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Magdaleniense, Plataforma Sup., Yacimiento arqueológico, Caverna, Datación, C14, Provincias vascas.

900686. El Epipaleolítico en el País Vasco. BERGANZA, E.

Munibe (Antropol.-Arkeol.) (1990), vol. 42, 81-89, 37 ref., esp., res. baq., ing., bibl. ITGE.

* Paleolítico, Yacimiento arqueológico, Caverna, Datación, C14, Cronología, Provincias vascas.

900687. **El Neolítico en el País Vasco.** CAVA, A. *Munibe (Antropol.-Arkeol.)* (1990), vol. 42, 97-106, 55 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Cronología, Neolítico, Provincias vascas.

900688. **El Bronce Final y la Edad del Hierro en Guipúzcoa y Vizcaya.** OLAETXEA, C.; PEÑALVER, X., y VALDES, L. *Munibe (Antropol.-Arkeol.)* (1990), vol. 42, 161-165, 10 ref., esp., res. baq., ing., bibl. ITGE.

* Edad bronce, Edad hierro, Cronología, Datación, C14, Provincias Vizcaya y Guipúzcoa.

900689. **Los estudios de Paleoantropología en el País Vasco.** DE LA RUA, C. *Munibe (Antropol.-Arkeol.)* (1990), vol. 42, 199-219, 126 ref., esp., res. baq., ing., bibl. ITGE.

* Síntesis bibliográfica, Antropología, Revisión, Teoría, Provincias vascas.

GEOLOGIA EXTRATERRESTRE

SOL CAMBIANTE

900674. **Sol cambiante.** FOUKAL, V. P. *Invest. cienc.* (1990), núm. 163, 20-29, 6 ref., esp., bibl. ITGE.

* Sol, Mancha solar, Variación secular, Campo magnético, Comparación Tierra.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

900656. **Empuje hidrostático en taludes con baja permeabilidad.** DAZA SANCHEZ, A. *Hidrogeología y recursos hidráulicos* (1989), vol. 14, 113-123, 9 ref., esp., bibl. ITGE.

* Mecánica suelo, Estabilidad talud, Propiedad geotécnica, Presión hidrostática, Permeabilidad, Ecuación matemática.

900696. **Alternativas a los vertederos incontrolados.** LANDERO, M. A. *Rev. MOPU* (1990), núm. 375, 67-72, esp., bibl. ITGE.

* Planificación, Política estatal, Residuo doméstico, Vertedero controlado, España.

900698. **Mejora de un relleno de vertidos de residuos urbanos.** CASANOVAS, J. S. *Rev. Obras Públicas* (1989), núm. 3286, 909-916, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Mecánica suelo, Urbanización, Estabilización, Vertedero, Residuo doméstico, Asiento, Ensayo carga, Provincia Madrid.

PALEONTOLOGIA: GENERALIDADES

900672. **Fósiles de las calizas litográficas del Montsec.** INST. DE EST. ILERDENSES. *Invest. cienc.* (1990), núm. 162, 34-37, esp., bibl. ITGE.

* Yacimiento fosilífero, Caliza, Fauna vertebrado, Fauna invertebrado, Flora, Berriasiense, Valanginiense, Montsec, Provincia Lérida.

PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

900609. **Nota sobre los peces Osteictios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec, Lérida.** GOMEZ PALLEROLA, J. E. *Bol. geol. min.* (1990), vol. 101, 28-72, 69 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Actinistii, Actinopterygii, Caliza, Medio lacustre, Cretácico Inf., Montsec, Provincia Lérida.

900642. «**Microstonyx** Major (artiodactyla) from the type area of the Nagri Formation, Siwalik Group, Pakistan. VAN DER MADE, J., y TASSER HUSSAIN, S. *Estud. geol. Madrid* (1989), vol. 45, núm. 5-6, 409-416, 13 ref., esp., res. esp., bibl. ITGE.

* Microstonyx major, Suliformes, Suidae, Biometría, Mandíbula, Vallesiense, Mioceno Sup., Sistema Siwalik, Pakistán.

900643. **Nuevo género de ave fósil del yacimiento neocomiense del Montsec (Provincia de Lérida, España).** LACASÀ, R. *Estud. geol. Madrid* (1989), vol. 45, núm. 5-6, 417-425, 39 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Nuevo taxón, Aves, Anatomía esqueleto, Montsec, Provincia Lérida.

900690. **Los estudios de paleontología en el País Vasco.** ETXEVERRIA, F. *Munibe (Antropol.-Arkeol.)* (1990), vol. 42, 221-227, 24 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Investigación científica, Investigación en curso, Paleontología, Provincias vascas.

900691. **Los carnívoros de los yacimientos prehistóricos vascos.** CASTAÑOS, P. *Munibe (Antropol.-Arkeol.)* (1990), vol. 42, 253-258, 22 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Canidae, Ursidae, Felidae, Mustelidae, Carnivora, Evolución biológica, Filogenia, Biogeografía, Pleistoceno Sup., Holoceno, Provincias vascas.

900692. **Los micromamíferos en el Pleistoceno Superior del País Vasco.** PEMAN, E. *Munibe (Antropol.-Arkeol.)* (1990), vol. 42, 259-262, 8 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Chiroptera, Insectívora, Rodentia, Pleistoceno Sup., Provincias vascas.

900693. **Restos de aves en los yacimientos prehistóricos vascos. Estudios realizados.** ELORZA, M. *Munibe (Antropol.-Arkeol.)* (1990), vol. 42, 263-267, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Síntesis bibliográfica, Aves, Caverna, Pleistoceno Sup., Wurm, Holoceno, Provincias vascas.

900700. **Estructuras de deformación por pisadas de cérvidos en la duna cementada de Gorliz, Vizcaya, N de España.** FLOR, G. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 1-2, 23-29, 28 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Ichnites, Ruminantia, Cervidae, Duna costera, Eolianita, Pleistoceno Sup., Región Cantábrica, Provincia Vizcaya.

PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

900602. **Gasterópodos del Aptiense Inferior de Forcall, Castellón, España.** CALZADA, S. *Batallería* (1988), núm. 2, 3-22, 38 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Archaeogastropoda, Mesogastropoda, Basommatophora, Entomotaeniata, Nuevo taxón, Aptiense, Provincia Castellón.

900603. **Crustacis Decápodes fossils dels Païses Catalans. Recopilació i actualització de dades des de 1855 a 1988.** SOLE, J., y VIA, L. *Batallería* (1988), núm. 2, 23-42, 123 ref., cat., res. esp., fr., ing., bibl. ITGE.

* Inventario, Taxonomía, Decapoda, Cataluña, Región Valenciana, Baleares.

900604. **Sobre una excepcional Tetragramma dubium, Equinido cretácico.** CALZADA, J.; GUERREA, I., y CASANOVA, J. *Batallería* (1988), núm. 2, 43-46, 9 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Echinoidea, Tetragramma dubium, Aptiense, Provincia Castellón.

900606. **Xanthilites pyrenaicus, Crustacea, Decapoda, nueva subespecie del Ilerdense Medio del Pirineo de Huesca.** ARTAL, P., y VIA, L. *Batallería* (1988), núm. 2, 57-61, 6 ref., esp., res. fr., ing., bibl. ITGE.

* Nuevo taxón, Decapoda, Eoceno Inf., Provincia Huesca, Pirineos españoles.

900608. **Trilobites del Museo GeoMinero. I. Platypeltoides magrebensis n. sp., Asaphina Nileidae, del Ordovícico Inferior del Anti-Atlas Central, Marruecos.** RABANO, I. *Bol. geol. min.* (1990), vol. 101, núm. 1, 21-27, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Nuevo taxón, Ptychopariida, Biometría, Pizarra, Tremadoc, Atlas, Colección, Museo GeoMinero del ITGE, Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

900640. **Paleontología y ambientes sedimentarios del Triásico Medio. Muschelkalk, de la Cordillera Ibérica. I: Cuenca y Valencia, España.** MARQUEZ ALIAGA, A., y LOPEZ GOMEZ, J. *Estud. geol. Madrid* (1989), vol. 45, núm. 5-6, 387-398, 40 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Plataforma carbonatada, Medio supramareal, Litofacies, Roca carbonatada, Muschelkalk, Ciclo sedimentario, Secuencia rítmica, Bivalvia, Taxón bentónico, Tafonomía, Diversidad especies, Macizo Ibérico, Provincias Cuenca, Valencia.

PALEOBOTANICA

900695. **Investigaciones palinológicas en la prehistoria vasca.** ISTURIZ, M. J., y SANCHEZ, M. F. *Munibe (Antropol.-Arkeol.)* (1990), vol. 42, 277-285, 32 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Análisis polínico, Palinodiagrama, Paleolítico, Neolítico, Edad de hierro, Paleoambiente, Provincias vascas.

TECTONICA

900637. **Lineament analysis on Landsat imagery in the Central Badajoz - Córdoba shear zone. Arguments for brittle stain partitioning and block rotation under transpression.** ABALOS, B.; RAMON LLUCH, R., y MARTINEZ TORRES, L. M. *Estud. geol. Madrid* (1989), vol. 45, núm. 5-6, 361-367, 29 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Teledetección, LANDSAT, Lineamiento, Geometría, Cinemática, Falla horizontal, Deformación, Transpresión, Zona cizalla, Provincias Córdoba, Badajoz.

900638. **Miocene extensional deformations in the region of Aguilas - Mazarrón (Eastern Betic Cordilleras).** ALVAREZ, F.; ALDAYA, F., y NAVARRO VILA, F. *Estud. geol. Madrid* (1989), vol. 45, núm. 5-6, 369-374, 30 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Extensión tectónica, Cinemática, Falla normal, Deformación dúctil, Manto, Mioceno, Zona Bética, Provincia Murcia.

HIDROLOGIA - HIDROGEOLOGIA

900612. **Determinación experimental de la infiltración en**

el Vallés Occidental, prov. de Barcelona. SANZ, M.; MONT-SERRAT, F. X., y PEDRA, M.
Bol. geol. min. (1990), vol. 101, núm. 1, 113-121, 3 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Hidrograma, Infiltración, Lisímetro, Balance agua suelo, Recarga acuífero, Drenaje terreno, Agua disponible, Provincia Barcelona.

900617. Las aguas subterráneas en la mina de Neves-Corvo, Portugal. Problemas y soluciones. FERNANDEZ RUBIO, R.; CARVALHO, P., y REAL, F.
Cant. explot. (1990), núm. 277, 59-70, 7 ref., esp., bibl. ITGE.

* Desagüe mina, Infiltración, Red fractura, Agua subterránea, Hidrodinámica, Trazador radiactivo, Bajo Alentejo, Portugal.

900618. Mapa hidrogeológico del País Vasco y del Condado de Treviño, Burgos. INST. GEOL. Y MIN. DE ESPAÑA.
Colecc. Inf. ITGE (1984), 44 pp., 74 ref., esp., bibl. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa hidrogeológico, Acuífero, Roca carbonatada, Roca volcánica, Roca clástica, Calidad agua, Análisis químico, Secundario, Terciario, Cuaternario, Pliegue, Provincias vascas, Provincia Burgos.

900646. Balance hídrico e hidrológico de la cuenca alta del río Gállego. MARIN, J. M.
Geographicalia (1989), vol. 26, 175-181, esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Río, Balance agua suelo, Caudal río, Cuenca Ebro, Pirineos españoles, Aragón.

900647. Los estudios de dinámica fluvial en cauces meandriformes: estado de la cuestión. OLLERO, A.
Geographicalia (1989), vol. 26, 193-207, 262 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Síntesis bibliográfica, Histórico, Meandro, Morfología fluvial, Modelo, Investigación en curso.

900651. Incidencia de los vertidos de residuos tóxicos y peligrosos en la calidad de las aguas subterráneas. PORRAS MARTIN, J.
Hidrogeología y recursos hidráulicos (1989), vol. 14, 13-35, 8 ref., esp., bibl. ITGE.

* Agua subterránea, Contaminación, Contaminante, Calidad agua, Acción preventiva, Protección medio ambiente, Vertedero, Legislación, España.

900652. Calidad y contaminación de aguas. Aplicación a la Vega de Granada. JUAREZ GARCIA, J.
Hidrogeología y recursos hidráulicos (1989), vol. 14, 37-49, 10 ref., esp., bibl. ITGE.

* Acuífero, Contaminación, Calidad agua, Residuo industrial, Residuo doméstico, Residuo agrícola, Provincia Granada.

900653. Contaminación de las aguas subterráneas en España. LOPEZ GETA, J. A.
Hidrogeología y recursos hidráulicos (1989), vol. 14, 51-86, 24 ref., esp., bibl. ITGE.

* Inventario, Agua subterránea, Calidad agua, Contaminación, Residuo doméstico, Residuo sólido, Residuo industrial, Residuo agrícola, Nitrato, Intrusión agua salada, Acción preventiva, Protección medio ambiente, España.

MINERALOGIA: GENERALIDADES

900628. Phase equilibria and P-T-X (Fe-Mg) relations involving Gt-St-Cd-Als-Bi-Mn-Qz-Kfs-H₂O in medium-high Grade metapelites (Kfash, Kmash and Kfmash systems). SEBASTIAN, A., y MARTINEZ, F. J.
Estud. geol. Madrid (1989), vol. 45, núm. 5-6, 251-265, 83 ref., esp., res. esp., bibl. ITGE.

* Metapelita, Diagrama equilibrio, Composición máfica, Análisis químico, Fugacidad, Oxígeno, Estabilidad, Península Ibérica.

MINERALOGIA: SILICATOS

900627. Variación de la energía libre de Gibbs de la caolinita en función de la cristalinidad y tamaño de partícula. LA IGLESIA, A.
Estud. geol. Madrid (1989), vol. 45, núm. 5-6, 241-249, 27 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Ecuación matemática, Energía libre, Caolinita, Grupo arcilla mineral, Análisis químico, Cristalinidad, Dimensión grano, Solubilidad, Índice de Hinckley, Molienda.

900629. Diagramas de estabilidad de zeolitas. I. Zeolitas en ambientes confinados alcalinos. LA IGLESIA, A.
Estud. geol. Madrid (1989), vol. 45, núm. 5-6, 267-277, 21 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Diagrama equilibrio, Estabilidad, Grupo zeolita, Zeolita, Chabazita, Analcima, Erionita, Mordenita, Filipsita, Clinoptilolita, Energía libre, Solubilidad.

900631. Zeolitización de rocas andesíticas. QUERALT, I.; MARTI, J.; SOLE, A., y PLANA, F.
Estud. geol. Madrid (1989), vol. 45, núm. 5-6, 293-298, 16 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Andesita, Textura porfírica, Alteración hidrotermal, Zeolitización, Grupo zeolita, Laumontita, Mordenita, Dato microsonda electrónica, Dato MEB, Dato RX, Análisis químico, Asociación mineral, Shetland Sur, Antártico.

MINERALOGIA: NO SILICATOS

900675. Transiciones de fase en las perovskitas. SAN-JOAQUIN, J. B., y NAVARRO, R.
Invest. cienc. (1990), núm. 163, 76-85, 2 ref., esp., bibl. ITGE.

* Fase transición, Perovskita, Oxido, Estructura cristalina, Propiedad eléctrica.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

900494. Depósitos mareales y de tormenta en la Formación Cuevas Labradas, Jurásico Inferior, al SO de Berlanga de Duero, Soria. VALLADARES, I., y LENDINEZ, A.
Geogaceta (1990), núm. 7, 22-25, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Plataforma carbonatada, Medio submareal, Medio lagunar, Medio alta energía, Barra, Tempestad, Bioturbación, Ciclo sedimentario, Corte geológico, Jurásico Inf., Macizo Ibérico, Provincia Soria.

900495. Las formaciones espongiolíticas del Dogger de la región Vasco-Cántabra: características y posibilidades petrolíferas. QUESADA, S.; PUJALTE, V.; ROBLES, S., y VICENTE, J. C.
Geogaceta (1990), núm. 7, 26-27, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Caliza bioclástica, Biostroma, Fauna espongiaria, Roca almacén, Hidrocarburo, Trampa estructural, Bajociense, Región Cantábrica.

900501. Precisiones sobre el Cretácico Superior del subsuelo urbano de Oviedo. GUTIERREZ CLAVEROL, M., y TORRES, M.
Geogaceta (1990), núm. 7, 40-42, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Roca carbonatada, Plataforma carbonatada, Microfacies, Fauna foraminíferos, Santonense, Asturias.

900510. Rellenos pelágicos Jurásicos en el interior del Permotriás de la Unidad de Montecorto; Cordillera Bética, provincias de Cádiz y Málaga. MARTIN ALGARRA, A., y CHECA, A.
Geogaceta (1990), núm. 7, 64-65, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Sedimentación pelágica, Capa roja, Brecha, Caliza, Hardground, Fauna ammonites, Titónico, Pérmico, Trías, Zona Bética, Provincia Cádiz, Málaga.

900512. Arrecifes Messinienses de Almería. Tipologías de crecimiento, posición estratigráfica y relación con las evaporitas. MARTIN, J. M., y BRAGA, J. C.
Geogaceta (1990), núm. 7, 66-67, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Sedimentación arrecifal, Barrera arrecifal, Fauna coralífera, Evaporitas, Diatomita, Messiniense, Mioceno Sup., Sierra de Gádor, Zona Bética, Provincia Almería.

900524. Margen de plataforma carbonática del Jurásico Superior, en el sur de la Cuenca Neuquina, Argentina. MATHEOS, S. D.
Geogaceta (1990), núm. 7, 99-100, 1 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Caliza, Plataforma carbonatada, Litofacies, Medio agua poco profundo, Ciclo sedimentario, Variación nivel, Oxfordense, Cuenca Neuquén, Andes Argentinos.

900538. Arrecifes. FERNANDEZ MENDIOLA, P. A.
Kobie (1989), núm. 18, 7-34, 88 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Arrecife, Medio arrecifal, Sedimentación arrecifal, Constructor arrecife, Caliza bioclástica.

900540. Diagenetic process in the Ibarretx member; Lower Cretaceous, Bilbao, Northern Spain. GARCIA GARMILLA, F., y CARRACEDO, M.
Kobie (1989), núm. 18, 51-62, 25 ref., ing., res. esp., baq., bibl. ITGE.

* Diagenesis, Calcificación, Alteración hidrotermal, Alteración meteórica, Estructura diagenética, Roca volcánica, Evaporita, Sedimentación lacustre, Medio baja energía, Cretácico Inf., Provincia Vizcaya.

900541. La plataforma carbonatada de Llodio, Aptiense Inferior, Araba, Euskal Herria. LOPEZ HORGUE, M. A., y FERNANDEZ MENDIOLA, P. A.
Kobie (1989), núm. 18, 63-86, 9 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Plataforma carbonatada, Ciclo sedimentario, Calcarenita, Wackstone, Packstone, Grainstone, Roca carbonatada, Corte geológico, Aptiense, Región Cantábrica, Provincia Álava.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

900635. El volcanismo alcalino pre-hercínico del Sinclinal de Almadén. SAINZ DE BARANDA, B., y LUNAR HERNANDEZ, R.
Estud. geol. Madrid (1989), vol. 45, núm. 5-6, 337-348, 29 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Roca volcánica, Composición alcalina, Cristalización fraccionada, Alteración hidrotermal, Análisis elemento traza, Análisis mayores, Norma petrográfica, Tectónica intraplaca, Devónico, Provincia Ciudad Real.

900636. Geología y geoquímica del granito de Montánchez, Cáceres. REGUILON, R. M., y ARRIBAS, A.
Estud. geol. Madrid (1989), vol. 45, núm. 5-6, 349-360, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Granito, Leucogranito, Granito dos micas, Granito muscovita, Granito biotita, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Composición alcalina, Composición hiperaluminosa, Enclave roca, Diorita, Tonalita, Provincia Cáceres.

900699. El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). SANCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; EGUILUZ, L.; GARROTE, A., y OPALATEGUI, O.
Rev. Soc. Geol. Esp. (1989), vol. 2, núm. 1-2, 7-21, 33 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Riolita, Dacita, Andesita, Piroclástico, Granito, Composición calcoalcalina, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Metamorfismo débil, Margen continental activo, Proterozoico, Rifeense, Vendense, Hercínico Sur, Provincia Badajoz.

YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

900613. Estudio gravimétrico en Extremadura, Zona de La Codosera-Alburquerque y Albalá, y su aplicación a la exploración de yacimientos minerales. CAMPOS, R., y GU-MIEL, P.
Bol. geol. min. (1990), vol. 101, núm. 1, 122-134, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
 * Prospección minera, Control tectónico, Levantamiento gravimétrico, Anomalía Bouguer, Perfil geofísico, Granito, Batolito, Falla, Falla extensión, Modelo, Primario, Extremadura.

YACIMENTOLOGIA: METALES

900610. Mineralogía, paragénesis y sucesión de los sulfuros masivos de la Faja Pirítica en el suroeste de la Península Ibérica. GARCIA DE MIGUEL, J. M.
Bol. geol. min. (1990), vol. 101, núm. 1, 73-105, 34 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
 * Paragénesis, Pirita sustancia, Génesis yacimiento, Pirita, Esfalerita, Galena, Calcopirita, Mineral accesorio, Textura, Control geoquímico, Provincia Huelva.
 900611. Prospección geoquímica a la batea y estudio de las mineralizaciones del área de Guijuelo-Cespedosa, S de Salamanca. ALCALDE, C.; FONT, X., y VILADEVALL, M.
Bol. geol. min. (1990), vol. 101, núm. 1, 106-112, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
 * Prospección aluvionar, Oro, Tungsteno, Estaño, Roca metasedimentaria, Anomalía, Red drenaje, Análisis univariante, Distribución estadística, Ordovícico, Hercínico Centro, Provincia Salamanca.

YACIMENTOLOGIA: NO METALES

900614. Arcillas industriales en Aragón. GARCIA, E.; MUÑOZ DE LA NAVA, P.; NIÁVARRO, J. V., y PEREZ, P.
Bol. geol. min. (1990), vol. 101, núm. 1, 135-152, 28 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
 * Inventario, Arcilla industrial, Yacimiento potencial, Material construcción, Cerámica, Análisis químico, Cretácico, Terciario, Aragón.

SUELOS

900467. Mineralogía de suelos desarrollados sobre sedimentos fluvio-marinos recientes en la ría de Betanzos. BESCANSÀ, P., y BARRAGAN, E.
Anal. edafol. agrobiol. (1989), vol. 48, núm. 3-4, 365-376, 16 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
 * Suelo, Sulfuro hierro, Pirita, Greisita, Arcilla mineral, Dato mineral, Análisis químico, Provincia La Coruña.
 900468. Las reacciones lentes del fósforo en suelos gallegos. 3. Experiencia de incubación: A/Test de utilización de la técnica de electroultrafiltración para el estudio de la desorción del fósforo adsorbido. DE BLAS, E.; GIL, F., y GUITIAN, F.
An. edafol. agrobiol. (1989), vol. 48, núm. 3-4, 377-390, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
 * Metodología, Desorción, Fósforo, Fertilización, Suelo, Ranker, Podzol, Factor tiempo, Galicia.

900469. Estudio de la capacidad nutriente de dos Oxisoles desarrollados sobre bosque tropical de Amazonía. DIEZ, J. A.; POLO, A.; CERRI, C., y ANDREUX, F.
An. edafol. agrobiol. (1989), vol. 48, núm. 3-4, 391-402, 24 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
 * Metodología, Elemento nutritivo, Suelo, Oxisol, Propiedad físico-química, Cambio iónico, Bosque, Amazonas.

900470. Determinación de potasio en suelos mediante contador Geiger-Müller. BENEITEZ, P.; CALDERON, T., y JIMENEZ BALLESTA, R.
An. edafol. agrobiol. (1989), vol. 48, núm. 3-4, 403-411, 9 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
 * Metodología, Potasio, Suelo, Acrisol, Cambisol, Luvisol, Suelo mediterráneo, Suelo pardo, Suelo lavado, Análisis químico.

900526. El Hielo Antártico. Resultado de las investigaciones glaciológicas españolas. ERASO, A.
Geogaceta (1990), núm. 7, 109-111, esp., bibl. ITGE.
 * Antártida, Cooperación internacional, Programa, Geología glaciar.

GEOQUIMICA

900616. Determinación de estaño en matrices silicatas y sulfuradas por DCP y XRF. MARTIN RUBI, J. A., y DEL BARRIO, S.
Bol. geol. min. (1990), vol. 101, núm. 1, 168-173, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
 * Estaño, Matriz roca, Silicato, Sulfuro, Análisis elemento traza, Espectrometría emisión, Espectrometría fluorescencia.

900632. Fraccionamiento isotópico: efecto de la composición química. CABALLERO, E.

Estud. geol. Madrid (1989), vol. 45, núm. 5-6, 299-314, 26 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Fraccionamiento isotópico, Geotermometría, Isótopo estable, Presión, Estructura cristalina, Temperatura, Análisis químico.

900633. Autoorganización geoquímica: una alternativa sinergética en la modelización de sistemas geológicos. Revisión de principios básicos. GIMENO, M. J.; TENA, J. M.; AUQUE, L. F.; MANDADO, J., y FERNANDEZ, J.

Estud. geol. Madrid (1989), vol. 45, núm. 5-6, 315-324, 65 ref., esp., bibl. ITGE.

* Modelo, Geoquímica, Filosofía.

900634. Geochemistry and age relationships of metamorphosed mafic sills from Sierra de Enmedio and Sierra de Carrascoy (Eastern Betic Zone, Southeastern Spain). PUGA, E., y TORRES ROLDAN, R. L.

Estud. geol. Madrid (1989), vol. 45, núm. 5-6, 325-336, 35 ref., esp., res. esp., bibl. ITGE.

* Metabasita, Composición tolítica, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Norma petrográfica, Contaminación magmática, Sill, Facies esquistoso verde, Datación, K-Ar, Zona Bética, Provincia Murcia.

900671. Consideraciones geoquímicas sobre la presencia de ferricretas al SE de la provincia de Ciudad Real. JIMENEZ BALLESTA, R.; ALVAREZ GONZALEZ, A. M.; GUTIERREZ MAROTO, A., y REDONDO, E.

Ind. min. (1989), núm. 293, 33-36, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Corteza ferruginosa, Goetita, Hematite, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Dato RX, Inselberg, Provincia Ciudad Real.

GEOFISICA**900670. Sísmica en capas de carbón. SAVIRON, L.**

Ind. minera (1989), núm. 293, 16-24, esp., bibl. ITGE.

* Capa de carbón, Método sísmico, Sísmica de reflexión, Sismograma, Pendientometría.

FISICA DEL GLOBO**900601. Anuarios de Geomagnetismo. Observatorios de: San Pablo, Toledo, Almería, Santa Cruz de Tenerife. Año 1988. INST. GEOG. NAC.**

Ann. geomagn. (1990), 152 pp., esp., bibl. ITGE.

* Campo magnético, Declinación magnética, Intensidad magnética, Variación anual, Variación secular, Provincia Toledo, Provincia Almería, Isla Tenerife, Canarias.

MAPAS**900676. El Puente del Arzobispo. ITGE.**

MAGNA, 1:50.000, 1 mapa, 83 pp., 160 ref., esp., bibl. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Vendiente, Cármbico Inf., Ordovícico Inf., Paleógeno, Neógeno, Cuaternario, Provincia Toledo, Cáceres, Hercínico Centro, Cuenca Tajo.

900677. Espinoso del Rey. ITGE.

MAGNA, 1:50.000, 1 mapa, 51 pp., 62 ref., esp., bibl. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Vendiente, Cármbico Inf., Ordovícico Inf., Ordovícico Medio, Plioceno Sup., Cuaternario, Montes de Toledo, Hercínico Centro, Provincia Toledo.

900678. Anchuras. ITGE.

MAGNA, 1:50.000, 1 mapa, 68 pp., 72 ref., esp., bibl. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Cármbico Inf., Ordovícico, Silúrico, Terciario, Cuaternario, Provincias Ciudad Real, Toledo, Badajoz, Hercínico Centro.

900679. Retuerta de Bullaque. ITGE.

MAGNA, 1:50.000, 1 mapa, 39 pp., 90 ref., esp., bibl. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Cármbico, Ordovícico Inf., Ordovícico Medio, Ordovícico Sup., Cuaternario, Montes de Toledo, Provincia Ciudad Real, Hercínico Centro.

INDICE DE MATERIAS

Tomo 101

GEOLOGIA

	Páginas
R. MARFIL y D. GOMEZ: Relaciones entre el ambiente de sedimentación y los procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein del Umbral de Ateca (Cordillera Ibérica) ...	3
I. RABANO: Trilobites del Museo GeoMinero. I. Platypeltoides magrebiensis n. sp. (Asaphina, Nileidae), del Ordovícico Inferior del Anti-Atlas Central (Marruecos).	21
J. E. GOMEZ: Nota sobre los peces Osteictios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida) ...	28
F. BEA, I. IBARRA y M. PEREIRA: Migmatización y anatexia en la Formación Almohilla, Complejo Anatáctico de la Peña Negra, ...	187
D. GIL y G. M. BERNAL: El género Strenauaeva Richter y Richter (Trilobita), en el Cámbrico Inferior de las «Capas de Saukianda» en Sierra Morena Occidental (España) ...	210
J. M. SAMSO, J. TOSQUELLA y J. SERRA-KIEL: Los Géneros Alveolina y Nummulites (Macromamíferos) del Iberiense Medio-Cisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. I. Sistemática de Alveolina ...	219
J. TOSQUELLA, J. M. SAMSO y J. SERRA-KIEL: Los Géneros Alveolina y Nummulites (Macromamíferos) del Iberiense Medio-Cisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. II. Sistemática de Nummulites ...	351
A. V. MAZO, A. PEREZ-GONZALEZ y E. AGUIRRE: Las faunas pleistocenas de Fuentesa del Júcar y el Provencio y su significado en la evolución del Cuaternario de la Llanura manchega ...	404
J. A. SANTOS, D. NAVARRO y V. HORVATH: La cuenca Estefaniense de Canseco-Salamón (Norte de León, Cordillera Cantábrica). Un ejemplo de abanicos aluviales ligados a una zona de fractura ...	507
C. SANCHO: Algunas consideraciones sobre la neotectónica del sector oriental de las Sierras Exteriores oscenses ...	526
F. PEREZ-LORENTE: La deformación alpina entre el Moncayo y el río Isuela (NO de la Cordillera Ibérica. Provincias de Soria y Zaragoza. España) ...	536
J. MARTI y F. COLOMBO: Estratigrafía, sedimentología y mecanismos eruptivos del edificio hidromagnético de El Golfo (Lanzarote) ...	560
J. C. FERNANDEZ y M. L. GONZALEZ-REGALADO: Presencia de Foraminíferos en las pizarras carboníferas de Sotiel Coronada (Huelva). Nuevos datos sobre el Complejo Volcánico-Sedimentario de la faja Pirítica del SO de España ...	663
A. CRESPO-BLANC: Geología del extremo septentrional de la Zona Surportuguesa en la región de Aracena (Macizo Ibérico Meridional). Discusión y cuestiones abiertas.	669

Páginas

	Páginas
J. GONZALEZ DEL TANAGO y M. PEINADO: Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z. O. M., Córdoba, España) ...	678
V. GABALDON: Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte I: Procesos sedimentarios y facies.	701
V. GABALDON: Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte II: Análisis de cuencas ...	827
M. E. ARRIBAS, J. MARTINEZ-SALANOVA y M. DIAZ: Sedimentología de una unidad carbonatada lacustre del Mioceno Inferior. Sector nororiental de la Cuenca de Loranca (Provincia de Cuenca, España) ...	858
MINERIA	
J. M. GARCIA DE MIGUEL: Mineralogía, paragénesis y sucesión de los sulfuros masivos de la Faja Pirítica en el suroeste de la Península Ibérica ...	73
C. ALCALDE, X. FONT y M. VILADEVALL: Prospección geoquímica a la batea y estudio de las mineralizaciones del área de Guijuelo-Cespedosa (S de Salamanca) ...	106
L. A. DIAZ: Estudio general de los depósitos arcillosos en Cantabria (N de España): Su uso potencial ...	253
J. M. ALONSO, A. L. MOLINA y M. RUIZ: Geología de los yacimientos de azufre de Benahadux y Las Balsas de Gádor (Almería) ...	419
P. P. GIL, J. CRESPO, J. M. HERRERO, F. VELASCO y M. A. CASARES: Mineralizaciones de hierro asociadas a calcarenitas de edad Albienense: Mina de Dícidio (Cantabria) ...	580
J. C. MELGAREJO, J. PONTACA y J. TARRAGONA: Primeros datos sobre mineralización Sn-Nb-Ta-Be en el área pegmatítica del Cap de Creus (Catalunya) ...	761
J. BORRERO y P. HIGUERAS: Nuevos conocimientos sobre la geología y metalogénesis de los yacimientos de mercurio de Almadén (Ciudad Real) ...	872
AGUAS SUBTERRANEAS	
M. SANZ, F. X. MONTSERRAT y M. PEDRA: Determinación experimental de la infiltración en el Vallés Occidental (Provincia de Barcelona) ...	113
A. ERASO y M. TAYLOR: El Karst en Cuarcitas del Grupo Itacolomi, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil: Aplicación del Método de Predicción de Drenaje Subterráneo.	270
P. NIETO: Las redes de vigilancia de las aguas subterráneas: Características técnicas básicas ...	766
GEOESTADISTICA	
A. LOPEZ y B. CALVO: Aplicación de algunas técnicas estadísticas al estudio de la distribución de los elementos del grupo de las tierras raras en el macizo granítico de Lugo ...	430

	Páginas
GEOFISICA	
R. CAMPOS y P. GUMIEL: Estudio gravimétrico en Extremadura (Zona de La Codosera-Alburquerque y Albalá) y su aplicación a la exploración de yacimientos minerales ...	122
GEOQUIMICA	
R. J. BALLESTA, V. CALA, R. GARCIA y M. T. MARTIN: Diferenciación textural en suelos de la cuenca de Madrid. Alteración y génesis mineral ...	442
R. J. BALLESTA, R. VIGIL DE LA VILLA, M. FRIAS y M. P. LUXAN: Comparación del método granulométrico tradicional con la técnica por difracción de rayos láser ...	593
A. MORENO, M. POZO y J. A. MARTIN: Geoquímica de facies margoyesíferas en la Zona Central de la Cuenca del Duero ...	600
P. ALARCON, M. P. DE LA FUENTE, E. ALONSO, M. A. QUIJANO y A. BUSTOS: Aplicación de técnicas espectrofotométricas al análisis de agua y sedimento en el estudio de la calidad del agua del río Henares ...	775
S. DEL BARRIO y F. J. VALLE: Determinación multielemental simultánea de componentes mayoritarios en suelos y sedimentos por espectrometría de plasma de acoplamiento inductivo ...	891
M. BUSTILLO, R. FORT y S. ORDOÑEZ: Aplicación del coeficiente de acumulación de elementos traza a las bauxitas del noreste de España ...	899
INGENIERIA GEOAMBIENTAL	
E. GALLEGUO y D. BARETTINO: Sistema de evaluación cuantitativa de alternativas en la ubicación del nuevo Vertedero de Residuos Sólidos Urbanos de Málaga ...	282
M. J. TURRERO: El uso de la porosimetría de mercurio en la cuantificación de los parámetros físicos de los materiales graníticos de «El Berrocal». Sistema Central.	293
F. J. AYALA: Análisis de los conceptos fundamentales de riesgos y aplicación a la definición de tipos de mapas de riesgos geológicos ...	456
J. J. CAPEL: Riesgos climáticos: Desertificación y fluctuación climática actual ...	612
J. F. JORDA: El medio geológico y su explotación en el Castro de San Chuis (Allande, Asturias) ...	780
F. J. AYALA: Los Peligros Naturales en las Evaluaciones de Impacto Ambiental en Obras Civiles ...	905
J. F. LLAMAS, S. DEL BARRIO y E. DE MIGUEL: Toma de muestras en el estudio geoquímico de un área urbana. Aplicación al caso de metales pesados aerotransportados ...	919
ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES	
E. GARCIA, P. MUÑOZ, J. V. NAVARRO y P. PEREZ: Arcillas industriales en Aragón.	135

	Páginas
ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS	
C. MORENO y R. SAEZ: Petrografía de arenitas: Una revisión ...	135
J. A. MARTIN y S. DEL BARRIO: Determinación de estaño en matrices silicatadas y sulfuradas por DCP y XRF ...	168
J. CASAS, M. A. HOYOS, J. GUIJARRO y J. L. MARTIN DE VIDALES: Propiedades químicas y mineralogía de arcillas en los productos de alteración y suelos del volcán de Aldea (Ciudad Real) ...	305
J. D. DE LA ROSA y A. CASTRO: Estudio petrológico de una zona de interacción magmática al sur del Macizo de Gerena (Zona Surportuguesa. Sevilla): Modelo de mezcla ...	315
A. APARICIO, A. GRACHEV, E. DRUBETSKOY e I. NOVITSKI: Dataciones K/Ar en la unidad magmática de Toledo ...	468
F. TREVIÑO, N. AYALA, F. GARCIA y SIGUIN, D.: Determinación de especies presentes en un mineral de magnesita por diferentes técnicas analíticas ...	473
F. BELLIDO, J. GARCIA y J. REYES: Estudio petrológico y geocronológico (Rb-Sr) de los granitoides de Friol y Puebla de Parga (NO de Lugo) ...	621
G. B. FERSHTATER: Main types of granites and gabbros controlled by pressure ...	632
M. POZO y S. LEGUEY: Mineralogía de la Facies de las Cuestas en la zona de Tudela de Duero (Valladolid, Cuenca del Duero) ...	792
M. A. BUSTILLO y J. CAPITAN: Secuencias ópalo-arcillosas en zonas de borde de lago (Vicálvaro, cuenca del Tajo) ...	932
E. GARCIA, J. M. BRELL, M. DOVAL y J. V. NAVARRO: Caracterización mineralógica y estratigráfica de las formaciones neógenas del borde sur de la cuenca del Tajo (Comarca de la Sagra) ...	945
INFORMACION	
J. M. LOPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX: Ramón Bonifacio Teodoro Adán de Yarza y de la Torre Lequerico (1849-1917) ...	333
J. M. LOPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX: Luis Mariano Bolisario Ramón Vidal y Carrera (1842-1922) ...	483
J. M. LOPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX: Gabriel Ramón Manuel Puig y Larraz (1851-1917) ...	646
L. M. RIOS, J. M. CHARLET, J. M. GALERA, D. BARETTINO y F. BODEGA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVI Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1990» ...	957

INDICE DE AUTORES

Tomo 101

- AGUIRRE, E.; MAZO, A. V., y PEREZ-GONZALEZ, A.: Las faunas pleistocenas de Fuentesa del Júcar y El Provencio y su significado en la evolución del Cuaternario de la Llanura manchega 404
- ALARCON, P.; FUENTE, M. P. DE LA; ALONSO, E.; QUIJANO, M. A., y BUSTOS, A.: Aplicación de técnicas espectrofotométricas al análisis de agua y sedimento en el estudio de la calidad del agua del río Henares 775
- ALCALDE, C.; FONT, X., y VILADEVALL, M.: Prospección geoquímica a la batea y estudio de las mineralizaciones del área de Guijuelo-Cespedosa (S de Salamanca). 106
- ALONSO, E.; ALARCON, P.; FUENTE, M. P. DE LA; QUIJANO, M. A., y BUSTOS, A.: Aplicación de técnicas espectrofotométricas al análisis de agua y sedimento en el estudio de la calidad del agua del río Henares 775
- ALONSO, J. M.; MOLINA, A. L., y RUIZ, M.: Geología de los yacimientos de azufre de Benahadux y Las Balsas de Gádor (Almería) 419
- APARICIO, A.; GRACHEV, A.; DRUBETSKOY, E., y NOVITSKI, I.: Dataciones K/Ar en la unidad magmática de Toledo 468
- ARRIBAS, M. E.; MARTINEZ-SALANOVA, J., y DIAZ, M.: Sedimentología de una unidad carbonatada lacustre del Mioceno Inferior. Sector nororiental de la Cuenca de Loranca (Provincia de Cuenca, España) 858
- AYALA, F. J.: Análisis de los conceptos fundamentales de riesgos y aplicación a la definición de tipos de mapas de riesgos geológicos 456
- AYALA, F. J.: Los Peligros Naturales en las Evaluaciones de Impacto Ambiental en Obras Civiles 905
- AYALA, N.; TREVIÑO, F.; GARCIA, F., y SIGUIN, D.: Determinación de especies presentes en un mineral de magnesita por diferentes técnicas analíticas 473
- BALLESTA, R. J.; CALA, V.; GARCIA, R., y MARTIN, M. T.: Diferenciación textural en suelos de la cuenca de Madrid. Alteración y génesis mineral 442
- BALLESTA, R. J.; VIGIL DE LA VILLA, R.; FRIAS, M., y LUXAN, M. P.: Comparación del método granulométrico tradicional con la técnica por difracción de rayos láser 593
- BARETTINO, D., y GALLEGOS, E.: Sistema de evaluación cuantitativa de alternativas en la ubicación del nuevo Vertedero de Residuos Sólidos Urbanos de Málaga 282
- BARETTINO, D.; RIOS, L. M.; CHARLET, J. M.; GALERA, J. M.; y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVI Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1990» 957
- BARRIO, S. DEL, y MARTIN, J. A.: Determinación de estaño en matrices silicatadas y sulfuradas por DCP y XRF 168

Páginas

- BARRIO, S. DEL, y VALLE, F. J.: Determinación multielemental simultánea de componentes mayoritarios en suelos y sedimentos por espectrometría de plasma de acoplamiento inductivo 891
- BARRIO, S. DEL; LLAMAS, J. F., y DE MIGUEL, E.: Toma de muestras en el estudio geoquímico de un área urbana. Aplicación al caso de metales pesados aerotransportados 919
- BEA, F.; IBARRA, I., y PEREIRA, M.: Migmatización y anatexia en la Formación Almohalla, Complejo Anatéctico de la Peña Negra, batolito de Avila 187
- BELLIDO, F.; GARCIA, J., y REYES, J.: Estudio petrológico y geocronológico (Rb-Sr) de los granitoides de Friol y Puebla de Parga (NO de Lugo) 621
- BERNAL, G. M., y GIL, D.: El género *Strenuaeva Richter y Richter* (Trilobita), en el Cámbrico Inferior de las «Capas de Saukianda» en Sierra Morena Occidental (España) 210
- BODEGA, F.; RIOS, L. M.; CHARLET, J. M.; GALERA, J. M., y BARETTINO, D.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVI Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1990» 957
- BORRERO, J., y HIGUERAS, P.: Nuevos conocimientos sobre la geología y metalogénesis de los yacimientos de mercurio de Almadén (Ciudad Real) 872
- BUSTILLO, M.; FORT, R., y ORDOÑEZ, S.: Aplicación del coeficiente de acumulación de elementos traza a las bauxitas del noreste de España 899
- BUSTILLO, M. A., y CAPITAN, J.: Secuencias ópalo-arcillosas en zonas de borde de lago (Vicálvaro, cuenca del Tajo) 932
- BUSTOS, A.; QUIJANO, M. A.; FUENTE, M. P. DE LA; ALONSO, E., y ALARCON, P.: Aplicación de técnicas espectrofotométricas al análisis de agua y sedimento en el estudio de la calidad del agua del río Henares 775
- BRELL, J. M.; GARCIA, E.; DOVAL, M., y NAVARRO, J. V.: Caracterización mineralógica y estratigráfica de las formaciones neógenas del borde sur de la cuenca del Tajo (Comarca de la Sagra) 945
- CALA, V.; BALLESTA, R. J.; GARCIA, R., y MARTIN, M. T.: Diferenciación textural en suelos de la cuenca de Madrid. Alteración y génesis mineral 442
- CALVO, B., y LOPEZ, A.: Aplicación de algunas técnicas estadísticas al estudio de la distribución de los elementos del grupo de las tierras raras en el macizo granítico de Lugo 430
- CAMPOS, R., y GUMIEL, P.: Estudio gravimétrico en Extremadura (Zona de La Codosera-Alburquerque y Albalá) y su aplicación a la exploración de yacimientos minerales 122
- CAPEL, J. J.: Riesgos climáticos: Desertificación y fluctuación climática actual 612
- CAPITAN, J., y BUSTILLO, M. A.: Secuencias ópalo-arcillosas en zonas de borde de lago (Vicálvaro, cuenca del Tajo) 932

Páginas

Páginas	
CASARES, M. A.; GIL, P. P.; CRESPO, J.; HERRERO, J. M., y VELASCO, F.: Mineralizaciones de hierro asociadas a calcarenitas de edad Albienne: Mina de Dícidio (Cantabria)	580
CASAS, J.; HOYOS, M. A.; GUIJARRO, J., y MARTIN DE VIDALES, J. L.: Propiedades químicas y mineralogía de arcillas en los productos de alteración y suelos del volcán de Aldea (Ciudad Real)	305
CASTRO, A., y ROSA, J. D. DE LA: Estudio petrológico de una zona de interacción magmática al sur del Macizo de Gerena (Zona Surportuguesa. Sevilla): Modelo de mezcla	315
COLOMBO, F., y MARTI, J.: Estratigrafía, sedimentología y mecanismos eruptivos del edificio hidromagnético de El Golfo (Lanzarote)	560
CRESPO-BLANC, A.: Geología del extremo septentrional de la Zona Surportuguesa en la región de Aracena (Macizo Ibérico Meridional). Discusión y cuestiones abiertas.	669
CRESPO, J.; GIL, P. P.; HERRERO, J. M.; VELASCO, F., y CASARES, M. A.: Mineralizaciones de hierro asociadas a calcarenitas de edad Albienne: Mina de Dícidio (Cantabria) ...	580
CHARLET, J. M.; RIOS, L. M.; GALERA, J. M.; BARETTINO, D., y BODEGA, F: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVI Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1990» ...	957
DIAZ, L. A.: Estudio general de los depósitos arcillosos en Cantabria (N de España): Su uso potencial ...	253
DIAZ, M.; ARRIBAS, M. E., y MARTINEZ-SALANOVA, J.: Sedimentología de una unidad carbonatada lacustre del Mioceno Inferior. Sector nororiental de la Cuenca de Loranca (Provincia de Cuenca, España) ...	858
DOVAL, M.; GARCIA, E.; BRELL, J. M., y NAVARRO, J. V.: Caracterización mineralógica y estratigráfica de las formaciones neógenas del borde sur de la cuenca del Tajo (Comarca de la Sagra) ...	945
DRUBETSKOY, E.; GRACHEV, A.; APARICIO, A., y NOVITSKI, I.: Dataciones K/Ar en la unidad magmática de Toledo ...	468
ERASO, A., y TAYLOR, M.: El Karst en Cuarcitas del Grupo Itacolomi, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil: Aplicación del Método de Predicción de Drenaje Subterráneo.	270
FERNANDEZ, J. C., y GONZALEZ-REGALADO, M. L.: Presencia de Foraminíferos en las pizarras carboníferas de Sotiel Coronada (Huelva). Nuevos datos sobre el Complejo Volcánico-Sedimentario de la faja Pirítica del SO de España ...	663
FERSHTATER, G. B.: Main types of granites and gabbros controlled by pressure ...	632
FORT, R.; BUSTILLO, M., y ORDOÑEZ, S.: Aplicación del coeficiente de acumulación de elementos traza a las bauxitas del noreste de España ...	899
FRIAS, M.; BALLESTA, R. J.; VIGIL DE LA VILLA, R., y LUXAN, M. P.: Comparación del método granulométrico tradicional con la técnica por difracción de rayos láser.	593
FUENTE, M. P. DE LA; ALONSO, E.; ALARCON, P.; QUIJANO, M. A., y BUSTOS, A.: Aplicación de técnicas espectrofotométricas al análisis de agua y sedimento en el estudio de la calidad del agua del río Henares ...	775
GABALDON, V.: Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte I: Procesos sedimentarios y facies.	701
GABALDON, V. Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte II: Análisis de cuencas ...	827
GALERA, J. M.; RIOS, L. M.; CHARLET, J. M.; BARETTINO, D., y BODEGA, F: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVI Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1990» ...	957
GALLEGO, E., y BARETTINO, D.: Sistema de evaluación cuantitativa de alternativas en la ubicación del nuevo Vertedero de Residuos Sólidos Urbanos de Málaga ...	282
GARCIA DE MIGUEL, J. M.: Mineralogía, paragénesis y sucesión de los sulfuros masivos de la Faja Pirítica en el suroeste de la Península Ibérica ...	73
GARCIA, E.; MUÑOZ, P.; NAVARRO, J. V., y PEREZ, P.: Arcillas industriales en Aragón ...	135
GARCIA, E.; BRELL, J. M.; DOVAL, M., y NAVARRO, J. V.: Caracterización mineralógica y estratigráfica de las formaciones neógenas del borde sur de la cuenca del Tajo (Comarca de la Sagra) ...	945
GARCIA, F.; TREVIÑO, F.; AYALA, N., y SIGUIN, D.: Determinación de especies presentes en un mineral de magnesita por diferentes técnicas analíticas ...	473
GARCIA, J.; BELLIDO, F., y REYES, J.: Estudio petrológico y geocronológico (Rb-Sr) de los granitoides de Friol y Puebla de Parga (NO de Lugo) ...	621
GARCIA, R.; BALLESTA, R. J.; CALA, V., y MARTIN, M. T.: Diferenciación textural en suelos de la cuenca de Madrid. Alteración y génesis mineral ...	442
GIL, D., y BERNAL, G. M.: El género <i>Strenauaeva Richter y Richter</i> (Trilobita), en el Cámbrico Inferior de las «Capas de Saukianda» en Sierra Morena Occidental (España) ...	210
GIL, P. P.; CRESPO, J.; HERRERO, J. M.; VELASCO, F., y CASARES, M. A.: Mineralizaciones de hierro asociadas a calcarenitas de edad Albienne: Mina de Dícidio (Cantabria) ...	580
GOMEZ, D., y MARFIL, R.: Relaciones entre el ambiente de sedimentación y los procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein del Umbral de Ateca (Corredor Ibérico) ...	3
GOMEZ, J. E.: Nota sobre los peces Osteictios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida) ...	28
GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M.: Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z. O. M., Córdoba, España) ...	678
GONZALEZ-REGALADO, M. L., y FERNANDEZ, J. C.: Presencia de Foraminíferos en las pizarras carboníferas de Sotiel Coronada (Huelva). Nuevos datos sobre el Complejo Volcánico-Sedimentario de la faja Pirítica del SO de España ...	663
GRACHEV, A.; APARICIO, A.; DRUBETSKOY, E., y NOVITSKI, I.: Dataciones K/Ar en la unidad magmática de Toledo ...	468

	Páginas
GUIJARRO, J.; CASAS, J.; HOYOS, M. A., y MARTIN DE VIDALES, J. L.: Propiedades químicas y mineralogía de arcillas en los productos de alteración y suelos del volcán de Aldea (Ciudad Real)	305
GUMIEL, P., y CAMPOS, R.: Estudio gravimétrico en Extremadura (Zona de La Codosera-Alburquerque y Albalá) y su aplicación a la exploración de yacimientos minerales	122
HERRERO, J. M.; GIL, P. P.; CRESPO, J.; VELASCO, F., y CASARES, M. A.: Mineralizaciones de hierro asociadas a calcarenitas de edad Albienense: Mina de Dícidio (Cantabria)	580
HIGUERAS, P., y BORRERO, J.: Nuevos conocimientos sobre la geología y metalogenia de los yacimientos de mercurio de Almadén (Ciudad Real)	872
HORVATH, V.; SANTOS, J. A., y NAVARRO, D.: La cuenca Estefaniense de Canseco-Salamón (Norte de León, Cordillera Cantábrica). Un ejemplo de abanicos aluviales ligados a una zona de fractura	507
HOYOS, M. A.; CASAS, J.; GUIJARRO, J., y MARTIN DE VIDALES, J. L.: Propiedades químicas y mineralogía de arcillas en los productos de alteración y suelos del volcán de Aldea (Ciudad Real)	305
IBARRA, L.; BEA, F., y PEREIRA, M.: Migmatización y anatexia en la Formación Almohalla, Complejo Anatéctico de la Peña Negra, batolito de Avila	187
JORDA, J. F.: El medio geológico y su explotación en el Castro de San Chuis (Allende, Asturias)	780
LEGUEY, S., y POZO, M.: Mineralogía de la Facies de las Cuestas en la zona de Tudela de Duero (Valladolid, Cuenca del Duero)	792
LOPEZ, A., y CALVO, B.: Aplicación de algunas técnicas estadísticas al estudio de la distribución de los elementos del grupo de las tierras raras en el macizo granítico de Lugo	430
LOPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX: Ramón Bonifacio Teodoro Adán de Yarza y de la Torre Lequerico (1849-1917)	333
LOPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX: Luis Mariano Bolívar Ramón Vidal y Carreras (1842-1922)	483
LOPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX: Gabriel Ramón Manuel Puig y Larraz (1851-1917)	646
LUXAN, M. P.; BALLESTA, R. J.; VIGIL DE LA VILLA, R., y FRIAS, M.: Comparación del método granulométrico tradicional con la técnica por difracción de rayos láser.	593
LLAMAS, J. F.; BARRIO, S. DEL, y DE MIGUEL, E.: Toma de muestras en el estudio geoquímico de un área urbana. Aplicación al caso de metales pesados aerotransportados	919
MARFIL, R., y GOMEZ, D.: Relaciones entre el ambiente de sedimentación y los procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein del Umbral de Ateca (Cordillera Ibérica)	3
MARTI, J., y COLOMBO, F.: Estratigrafía, sedimentología y mecanismos eruptivos del edificio hidromagnético de El Golfo (Lanzarote)	560

	Páginas
MARTIN DE VIDALES, J. L.; CASAS, J.; HOYOS, M. A., y GUIJARRO, J.: Propiedades químicas y mineralogía de arcillas en los productos de alteración y suelos del volcán de Aldea (Ciudad Real)	305
MARTIN, J. A., y BARRIO, S. DEL: Determinación de estaño en matrices silicatadas y sulfuradas por DCP y XRF	168
MARTIN, J. A.; MORENO, A., y POZO, M.: Geoquímica de facies margoyesíferas en la Zona Central de la Cuenca del Duero	600
MARTIN, M. T.; BALLESTA, R. J.; CALA, V., y GARCIA, R.: Diferenciación textural en suelos de la cuenca de Madrid. Alteración y génesis mineral	442
MARTINEZ-SALANOVA, J.; ARRIBAS, M. E., y DIAZ, M.: Sedimentología de una unidad carbonatada lacustre del Mioceno Inferior. Sector nororiental de la Cuenca de Loranca (Provincia de Cuenca, España)	858
MAZO, A. V.; PEREZ-GONZALEZ, A., y AGUIRRE, E.: Las faunas pleistocenas de Fuentesa de Júcar y El Provencio y su significado en la evolución del Cuaternario de la Llanura manchega	404
MELGAREJO, J. C.; PONTACA, J., y TARGARONA, J.: Primeros datos sobre mineralización Sn-Nb-Ta-Be en el área pegmatítica del Cap de Creus (Catalunya)	761
MIGUEL, E. DE; LLAMAS, J. F., y BARRIO, S. DEL: Toma de muestras en el estudio geoquímico de un área urbana. Aplicación al caso de metales pesados aerotransportados	919
MOLINA, A. L.; ALONSO, J. M., y RUIZ, M.: Geología de los yacimientos de azufre de Benahadux y Las Balsas de Gádor (Almería)	419
MONTSERRAT, F. X.; SANZ, M., y PEDRA, M.: Determinación experimental de la infiltración en el Vallés Occidental (Provincia de Barcelona)	113
MORENO, A.; POZO, M., y MARTIN, J. A.: Geoquímica de facies margoyesíferas en la Zona Central de la Cuenca del Duero	600
MORENO, C., y SAEZ, R.: Petrografía de arenas: Una revisión	153
MUÑOZ, P.; GARCIA, E.; NAVARRO, J. V., y PEREZ, P.: Arcillas industriales en Aragón	135
NAVARRO, D.; SANTOS, J. A., y HORVATH, V.: La cuenca Estefaniense de Canseco-Salamón (Norte de León, Cordillera Cantábrica). Un ejemplo de abanicos aluviales ligados a una zona de fractura	507
NAVARRO, J. V.; GARCIA, E.; MUÑOZ, P., y PEREZ, P.: Arcillas industriales en Aragón	135
NAVARRO, J. V.; GARCIA, E.; BRELL, J. M., y DOVAL, M.: Caracterización mineralógica y estratigráfica de las formaciones neógenas del borde sur de la cuenca del Tajo (Comarca de la Sagra)	945
NIETO, P.: Las redes de vigilancia de las aguas subterráneas: Características técnicas básicas	766
NOVITSKI, I.; APARICIO, A.; GRACHEV, A., y DRUBETSKOY, E.: Dataciones K/Ar en la unidad magmática de Toledo	468

- ORDÓÑEZ, S.; BUSTILLO, M., y FORT, R.: Aplicación del coeficiente de acumulación de elementos traza a las bauxitas del noreste de España 899
- PEDRA, M.; SANZ, M., y MONTSERRAT, F. X.: Determinación experimental de la infiltración en el Vallés Occidental (Provincia de Barcelona) 113
- PEINADO, M., y GONZALEZ DEL TANAGO, J.: Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z. O. M., Córdoba, España) 678
- PEREIRA, M.; BEA, F., e IBARRA, I.: Migmatización y anatexia en la Formación Almohalla, Complejo Anatéctico de la Peña Negra, batolito de Ávila 187
- PEREZ-GONZALEZ, A.; MAZO, A. V., y AGUIRRE, E.: Las faunas pleistocenas de Fuentesa del Júcar y El Provencio y su significado en la evolución del Cuaternario en la Llanura manchega 404
- PEREZ-LORENTE, F.: La deformación alpina entre el Moncayo y el río Isuela (NO de la Cordillera Ibérica. Provincias de Soria y Zaragoza. España) 536
- PEREZ, P.; GARCIA, E.; MUÑOZ, P., y NAVARRO, J. V.: Arcillas industriales en Aragón 135
- PONTACA, J.; MELGAREJO, J. C., y TARGARONA, J.: Primeros datos sobre mineralización Sn-Nb-Ta-Be en el área pegmatítica del Cap de Creus (Catalunya) 761
- POZO, M., y LEGUEY, S.: Mineralogía de la Facies de las Cuestas en la Zona de Tudela de Duero (Valladolid, Cuenca del Duero) 792
- POZO, M.; MORENO, A., y MARTIN, J. A.: Geoquímica de facies margoyesíferas en la Zona Central de la Cuenca del Duero 600
- QUIJANO, M. A.; FUENTE, M. P. DE LA; ALONSO, E.; ALARCON, P., y BUSTOS, A.: Aplicación de técnicas espectrofotométricas al análisis de agua y sedimento en el estudio de la calidad del agua del río Henares 775
- RABANO, I.: Trilobites del Museo GeoMinero. I. Platypeloides magrebiensis n. sp. (Asaphina, Nileidae), del Ordovícico Inferior del Anti-Atlas Central (Marruecos). 21
- REYES, J.; BELLIDO, F., y GARCIA, J.: Estudio petrológico y geocronológico (Rb-Sr) de los granitoides de Friol y Puebla de Parga (NO de Lugo) 621
- RIOS, L. M.; CHARLET, J. M.; GALERA, J. M.; BARETTINO, D., y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVI Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1990» 957
- ROSA, J. D. DE LA, y CASTRO, A.: Estudio petrológico de una zona de interacción magnética al sur del Macizo de Gerena (Zona Surportuguesa. Sevilla): Modelo de mezcla 315
- RUIZ, M.; MOLINA, A. L., y ALONSO, J. M.: Geología de los yacimientos de azufre de Benahadux y Las Balsas de Gádor (Almería) 419
- SAEZ, R., y MORENO, C.: Petrografía de arenas: Una revisión 153
- SAMSO, J. M.; TOSQUELLA, J., y SERRA-KIEL, J.: Los Géneros Alveolina y Nummulites (Macromamíferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. I. Sistemática de Alveolina 219

Páginas

- SAMSO, J. M.; TOSQUELLA, J., y SERRA-KIEL, J.: Los Géneros Alveolina y Nummulites (Macromamíferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. II. Sistemática de Nummulites 351
- SANCHO, C.: Algunas consideraciones sobre la neotectónica del sector oriental de las Sierras Exteriores oscenses 526
- SANTOS, J. A.; NAVARRO, D., y HORVATH, V.: La cuenca Estefaniense de Canseco-Salamón (Norte de León, Cordillera Cantábrica). Un ejemplo de abanicos aluviales ligados a una zona de fractura 507
- SANZ, M.; MONTSERRAT, F. X., y PEDRA, M.: Determinación experimental de la infiltración en el Vallés Occidental (Provincia de Barcelona) 113
- SERRA-KIEL, J.; SAMSO, J. M., y TOSQUELLA, J.: Los Géneros Alveolina y Nummulites (Macromamíferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. I. Sistemática de Alveolina 219
- SERRA-KIEL, J.; SAMSO, J. M., y TOSQUELLA, J.: Los Géneros Alveolina y Nummulites (Macromamíferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. II. Sistemática de Nummulites 351
- SIGUIN, D.; TREVIÑO, F.; AYALA, N., y GARCIA, F.: Determinación de especies presentes en un mineral de magnesita por diferentes técnicas analíticas 473
- TARGARONA, J.; MELGAREJO, J. C., y PONTACA, J.: Primeros datos sobre mineralización Sn-Nb-Ta-Be en el área pegmatítica del Cap de Creus (Catalunya) 761
- TAYLOR, M., y ERASO, A.: El Karst en Cuarcitas del Grupo Itacolomi, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil: Aplicación del Método de Predicción de Drenaje Subterráneo. 270
- TOSQUELLA, J.; SAMSO, J. M., y SERRA-KIEL, J.: Los Géneros Alveolina y Nummulites (Macromamíferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. I. Sistemática de Alveolina 219
- TOSQUELLA, J.; SAMSO, J. M., y SERRA-KIEL, J.: Los Géneros Alveolina y Nummulites (Macromamíferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. II. Sistemática de Nummulites 351
- TREVIÑO, F.; AYALA, N.; GARCIA, F., y SIGUIN, D.: Determinación de especies presentes en un mineral de magnesita por diferentes técnicas analíticas 473
- TURRERO, M. J.: El uso de la porosimetría de mercurio en la cuantificación de los parámetros físicos de los materiales graníticos de «El Berrocal». Sistema Central. 293
- VALLE, F. J., y BARRIO, S. DEL: Determinación multielemental simultánea de componentes mayoritarios en suelos y sedimentos por espectrometría de plasma de acoplamiento inductivo 891
- VELASCO, F.; GIL, P. P.; CRESPO, J.; HERRERO, J. M., y CASARES, M. A.: Mineralizaciones de hierro asociadas a calcarenitas de edad Albienne: Mina de Dícidio (Cantabria) 580
- VIGIL DE LA VILLA, R.; BALLESTA, R. J.; FRIAS, M., y LUXAN, M. P.: Comparación del método granulométrico tradicional con la técnica por difracción de rayos láser. 593
- VILADEVALL, M.; FONT, X., y ALCALDE, C.: Prospección geoquímica a la batea y estudio de las mineralizaciones del área de Guijuelo-Cespedosa (S de Salamanca) 106

Páginas

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.

Se entregará paginado y mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. 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.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara. Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

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 evitara 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.

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.

TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

— Año 1991 —

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid. España

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía

Doctor Fleming, 7, 2.^o
Teléfono: 250 02 03 28036-Madrid, España

Suscripción anual (6 números): 4.800 ptas.

Nombre, Organismo o Empresa

Profesión

Dirección

Ciudad (provincia)

D. P.

País

FIRMA

Fecha

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS REÇU

NOS FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA FIRMA
DATE SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVA ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A
AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

Areas tecnológicas y sectores de actuación del ITGE

GEOLOGIA Y GEOFISICA: Cartografía geológica (Mapa Geológico Nacional), Cartografía temática.—Estudios geológicos específicos.—Investigación geofísica.—Cartografía marina y estudio de la plataforma continental.—Teledetección aplicada a la investigación geológico-minera.

RECURSOS MINERALES: Infraestructura metalogenética y minera.—Recursos energéticos y no energéticos.—Minerales y rocas industriales y ornamentales.—Desarrollo minero y mineralurgia.—Seguridad minera.

AGUAS SUBTERRANEAS Y GEOLOGIA AMBIENTAL: Infraestructura hidrogeológica.—Investigación, captación y protección de aguas subterráneas.—Vertidos y control de contaminación de acuíferos.—Recursos geotérmicos.—Geología ambiental: Riesgos geológicos, medio ambiente minero, etc.

CENTRO DE LABORATORIOS Y ENSAYOS: Análisis químicos y mineralógicos.—Mineralurgia y ensayos geotécnicos.—Sondeos de investigación hidrogeológica y minera.—Ensayos de bombeo y tratamientos especiales de sondeos.—Desarrollo de nuevas tecnologías para procesos metalúrgicos.

INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS: Banco de datos geológico-mineros y de Ciencias de la Tierra.—Ordenación del fondo documental y bibliográfico.—Desarrollo de aplicaciones geomatemáticas, cartografía automática, análisis multivariante, etc.—Catastro Minero Nacional.—Publicaciones e informes.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Sede Central: Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID. Tel.: 441 65 00.

Centro de Laboratorios: C/. La Calera, s/n. - Polígono de Tres Cantos
28770 COLMENAR VIEJO (MADRID) - Tel.: 803 22 00