
ESTUDIO DE LAS MATERIAS PRIMAS MINERALES CONTENIDAS EN LOS MATERIALES MIOCÉNICOS LACUSTRES DE LA PROVINCIA DE ALBACETE

Por Domingo GIMENO TORRENTE

RESUMEN

El proyecto de investigación presentado en su día al Instituto de Estudios Albacetenses, pretendía estudiar y caracterizar, con criterios petrográficos y geoquímicos, las rocas silíceas y volcánicas presentes en las cuencas lacustres miocenas de la provincia de Albacete, compararlas con otros casos semejantes bien conocidos y realizar una evaluación de la posible relación de estas rocas con las mineralizaciones de azufre (origen de este elemento, mecanismos de acumulación en la cuenca) presentes en los sedimentos.

Naturalmente, dada la antigua importancia de las explotaciones de azufre de Las Minas de Hellín, buena parte del trabajo debía radicar en conocer que tipo de mineralización fue beneficiada, cual es su ubicación en el seno de la columna litoestratigráfica del Mioceno, cuales son las litofacies asociadas al azufre y cual pudo ser su relación espacio-temporal (y genética) con los sedimentos y las rocas volcánicas antes citadas.

El estudio de los afloramientos existentes hoy en día y el análisis de la abundante información geológica y cartográfica recientemente publicada, ha permitido cubrir este objetivo. El hallazgo a lo largo del estudio de abundante información inédita, concerniente a la explotación de la mina a lo largo de todo el siglo XX, ha permitido además recuperar información muy valiosa sobre el desarrollo de las labores subterráneas, abandonadas desde el 1960 y hoy en día inaccesibles.

En conjunto hemos podido reconstruir aceptablemente la morfología tridimensional del yacimiento minero, factor de gran importancia para la interpretación genética del yacimiento. Las características más notables de éste son su marcado carácter estratoligado y/o estratiforme (con diferentes texturas: nodular, estratiforme, macrocristalina, etc.), su preferente asociación a rocas sedimentarias evaporíticas (sulfatadas) y su buena preservación textural. Además, es interesante resaltar que las mineralizaciones de azufre aparecen en el seno de diferentes horizontes estratiformes a lo largo de más de 200 m de secuencia estratigráfica vertical en el sector de Las Minas.

Con respecto a la importancia del yacimiento y su eventual explotabilidad en el futuro, se trató del yacimiento de azufre nativo más importante del Sud-

oeste europeo y existen aún reservas, pero las condiciones de mercado actuales hacen totalmente imposible su explotación competitiva. El declive económico del yacimiento comenzó al sufrir la directa competencia de otros yacimientos de azufre nativo más ricos y se concretó definitivamente en el momento en que se generalizó la recuperación del azufre presente en otras sustancias (como subproducto), principalmente a partir de los sulfuros masivos de la Faja Pirítica Sudibérica y de hidrocarburos. Hacia 1950 los principales productores de azufre eran el azufre Frasch de los cap rocks del sur de los U.S.A. y el procedente de la tostación de piritas en Europa (en gran medida Riotinto); el descubrimiento y desarrollo en la década de los 50 de los depósitos de azufre nativo de Méjico, Polonia, Irak y el W de Texas, en U.S.A. hizo bajar drásticamente los precios del mineral y supuso el fin anticipado de la mina de azufre del Coto Menor de Hellín.

Las rocas volcánicas presentes en el sector en estudio corresponden a lamproítas. Se trata de rocas que por su rareza han llamado la atención de numerosos investigadores desde finales del siglo pasado, y recientemente han sido objeto de diferentes estudios de tipo petrográfico, geoquímico y petrogenético. Esta información ha sido recopilada, analizada y complementada con nuevas aportaciones petrográficas y analíticas. A pesar de su interés, los estudios disponibles en la bibliografía no resuelven el problema que nos ocupa con respecto al azufre y el silicio, es decir, la posible relación genética entre lamproítas y rocas sedimentarias.

El estudio llevado a cabo en las mineralizaciones de azufre no ha mostrado ninguna relación espacial directa entre éstas y las rocas volcánicas, excepción hecha del hallazgo casual de una impregnación sin importancia en la base de una colada de lamproítas. El estudio volcanológico desarrollado demuestra que las lamproítas se emplazaron pro-parte como coladas, y que éstas coladas han interactuado (formación de peperitas macro- y microglobulares) con los sedimentos lacustres que contienen las mineralizaciones de azufre y diatomitas, en su tramo superior. Este hecho implica que los sedimentos lacustres implicados en la interacción no estaban litificados, es decir, fueron coetáneos con el volcanismo; y por lo tanto, ligeramente posteriores a la mineralización de azufre (o aproximadamente contemporáneos, si ésta es diagenética). Otra consecuencia del estudio es un mejor conocimiento de la estructura del aparato volcánico del Cerro del Monagrillo.

Los estudios geoquímicos desarrollados sobre las mineralizaciones silíceas (diatomitas) no han dado resultados positivos, por comparación a la bibliografía existente, y por lo tanto no han ofrecido novedades respecto a una posible relación genética entre diatomitas y volcanismo. Por lo que se refiere a la relación diatomitas-azufre, se ha confirmado la coexistencia espacio-temporal de estas mineralizaciones en algunos puntos (por ej. en el Cenajo), pero como ya había sido indicado en algunos estudios estratigráficos precedentes los niveles ricos en azufre aparecen por debajo de los niveles económicamente explotables de diato-

mitas; en el caso de las mineralizaciones claramente diagenéticas de azufre esto implica igualmente una contemporaneidad entre ambas mineralizaciones, pero no necesariamente una relación directa. Dada su importancia actual, se han estudiado las diferentes explotaciones de diatomita actualmente en actividad, y se ha realizado igualmente una estimación de su potencial futuro.

En definitiva, el estudio desarrollado ha permitido constatar la existencia de una serie de factores geológicos de índole regional que han causado la coexistencia espacio-temporal de volcanismo, diatomitas y mineralizaciones de azufre: existencia de una tectónica *local* distensiva relacionada con la existencia de una zona de cizalla dextra de dirección NO-SE, desarrollada durante el intervalo Tortonense medio-Messiniense en el seno de un contexto geotectónico regional compresivo: rápida subsidencia local con generación de ambientes lacustres (y/o de transición); moderada influencia terrígena en el momento de generación de las mineralizaciones.

Por otra parte, aunque no se ha resuelto de una manera unívoca la posible relación genética volcanismo-mineralizaciones sí se han resuelto las premisas básicas (descriptiva de las mineralizaciones, geoquímica, paragénesis mineral) para poderla afrontar con rigor por otros métodos, por ej., mediante la realización de estudios de geoquímica isotópica en un perfil completo de la columna litoestratigráfica en los sectores mineralizados.

1. INTRODUCCIÓN

Los materiales lacustres de edad miocena de la provincia de Albacete se conocen desde finales del siglo pasado. Buena parte del interés suscitado por estos materiales se debió a la presencia de mineralizaciones de azufre, intensamente explotadas a lo largo de casi un siglo, desde mediados del 1870 hasta 1960. Este hecho propició la redacción de detallados informes geológico-mineros, como el de Meseguer (1924). Ya en tiempos más modernos estos materiales han sido estudiados en diferente detalle desde la década de los 70 en varias tesis doctorales y ha sido publicada la cartografía geológica del IGME en su nueva edición.

En conjunto podemos resumir que se dispone de una buena base geológica que permite afrontar una investigación detallada sobre tres tipos de materiales conocidos desde los tiempos de Meseguer, pero cuya relación (claramente intuida por la mayoría de los autores) no ha sido sistemáticamente estudiada: las intercalaciones volcánicas en los sedimentos, las mineralizaciones de azufre y los depósitos silíceos. Estos últimos también han sido explotados desde antiguo y hoy en día constituyen más del 80% de la producción española de diatomitas.

2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El sector a estudiar está situado en el SE de la provincia de Albacete, en los alrededores de las poblaciones de Hellín, Las Minas, Elche de la Sierra, el embalse de Cenajo, llegando hasta el confín con la provincia de Murcia. Los materiales a estudiar están situados en general a cotas topográficas comprendidas entre los 300-600 m sobre el nivel del mar. Estos materiales están comprendidos en las hojas 867 (Elche de la Sierra), 868 (Isso) y 890 (Calasparra) del mapa geológico a escala 1:50.000 del IGME.

Desde el punto de vista geológico el sector comprendido está situado en la Zona Prebética, es decir el sector más externo de las Cordilleras Béticas. Desde el punto de vista estructural se trata del arco Alcaraz-Hellín-Almansa, en el que se produce una importante y abrupta flexión en las directrices tectónicas alpinas estructuradas en las fases principales del orógeno. La citada flexión está originada por el desarrollo de una zona de cizalla asociada a una o varias fracturas de zócalo de dirección NO-SE.

Desde el punto de vista litológico, el sector a estudiar está constituido por materiales triásicos (arcillas y yesos de las facies Keuper), jurásicos (dolomías, calizas y margas), cretácicos (conglomerados, areniscas y arcillas rojas, calizas, dolomías y margas) y terciarios (arcillas, calizas y margas continentales atribuidas al Oligoceno; conglomerados, calcarenitas, margas y calizas marinas del Mioceno inferior y medio; facies lacustres del Mioceno Superior-Plioceno); sobre todos estos materiales reposan los materiales continentales pliocuaternarios y cuaternarios. Todos los materiales citados pre-Mioceno Superior muestran en mayor o menor grado los efectos de una estructuración alpina ligada al desarrollo del orógeno bético, que en los materiales citados se manifiesta principalmente en forma de pliegues, pliegues falla y escamas (en general desarrolladas a partir de los niveles evaporíticos triásicos). Se trata en conjunto de una tectónica propia de un nivel estructural muy superficial, en el dominio más externo (autóctono y/o paraauctóctono) de una cordillera de plegamiento.

Las facies lacustres del Mioceno Superior contienen los sedimentos y rocas volcánicas cuyo estudio afrontamos. Litológicamente se trata de principalmente de conglomerados y areniscas, margas con yesos, niveles y nódulos de sílex y azufre, calizas, margas diatomíticas y diatomitas. Los materiales volcánicos conocidos son de tipo lamproítico y aparecen tanto en forma de cuerpos intrusivos como intercalados (coladas, fragmentos detríticos y/o piroclastos) en el seno de los sedimentos. Como quiera que el estudio propuesto no es de índole regional sino específico, y que los materiales a estudiar tienen un carácter que podemos denominar post-orogénico en sentido amplio, omitiremos en lo posible descripciones referidas a los materiales premiocenos y nos concentraremos en los temas concretos objeto de nuestro estudio, remitiendo al lector interesado en más detalles a la abundante bibliografía citada, así como a las hojas 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional de la serie MAGNA.

Las primeras noticias geológicas detalladas de la zona que nos ocupa aparecen probablemente en el trabajo de Meseguer (1924), y están directamente orientadas a ilustrar la geología de las minas de azufre, entonces en pleno desarrollo. A pesar de este interés precoz y de la intensa actividad minera desarrollada hasta 1960, hay que esperar hasta la década de los 70 hasta comenzar a disponer de estudios modernos (tesis doctorales, cartografías de la serie MAGNA, etc.), con dataciones bioestratigráficas precisas, cartografías detalladas e interpretaciones paleogeográficas.

Calvo (1978) se ocupó de describir detalladamente los materiales miocenos marinos del mioceno inferior y medio (principalmente margas, calcarenitas, areniscas, etc.) que constituyen el substrato de las cuencas lacustres citadas. Estos materiales son el producto de una transgresión miocena (Langhiense), desarrollada sobre un paleorrelieve plegado y fracturado, en el que resaltan los anti-formes carbonatados secundarios, con un avance en progresión desde el sur hacia el norte. Los materiales marinos tienen un espesor variable y unas litofacies diversificadas que indican un control estructural con zonas de subsidencia local mantenida. La distribución regional de estos materiales aparece controlada por estructuras tectónicas correspondientes a las fases finales alpinas, y en particular por la estructura del arco Cazorla-Hellín-Alcaraz que debía comenzar a conformarse en esos momentos. Hay igualmente indicios de una actividad diapírica por parte de los materiales triásicos (distorsiones en la paleogeografía local de la cuenca, aportes detríticos). Estos materiales marinos aparecen plegados por una fase de tectónica tangencial compresiva atribuida al Serravalliense superior-Tortonense basal, que iría acompañada de una regresión marina generalizada (los materiales marinos más modernos serían aproximadamente de la misma edad).

Calvo et al. (1978) estudiaron una serie de columnas litoestratigráficas detalladas en los materiales continentales, describiendo en detalle una serie de depósitos lacustres y fluviales y datando los primeros mediante el empleo de faunas de roedores en el intervalo Vallesiense Superior-Turolense Superior (por ej., en la cuenca del Cenajo). Estos autores indican igualmente que los materiales lacustres no están afectados ni por la fase compresiva cuaternaria antigua descrita por los autores en la zona más interna de las Cordilleras Béticas, ni obviamente por la fase precedente atribuida al Serravalliense superior-Tortonense basal. Estos autores citan textualmente que la actividad tectónica desciende a medida que ascendemos por la secuencia lacustre, no estando prácticamente afectados los niveles diatomíticos que aparecen a techo de ella. Finalmente indican que la citada fase compresiva del tránsito Mioceno medio-superior coincidiría con el cierre del estrecho nordbético.

En el trabajo de Bellon et al. (1981) se indica que las margas marinas de Cortijo de las Hoyas serían Tortonense inferior (base de la zona con *Globorotalia acostensis*). En las diatomitas aflorantes más hacia el oeste, cerca de Cortijo de Baeza, hallaron restos de peces correspondientes a los *Carcharhinidae*, hecho

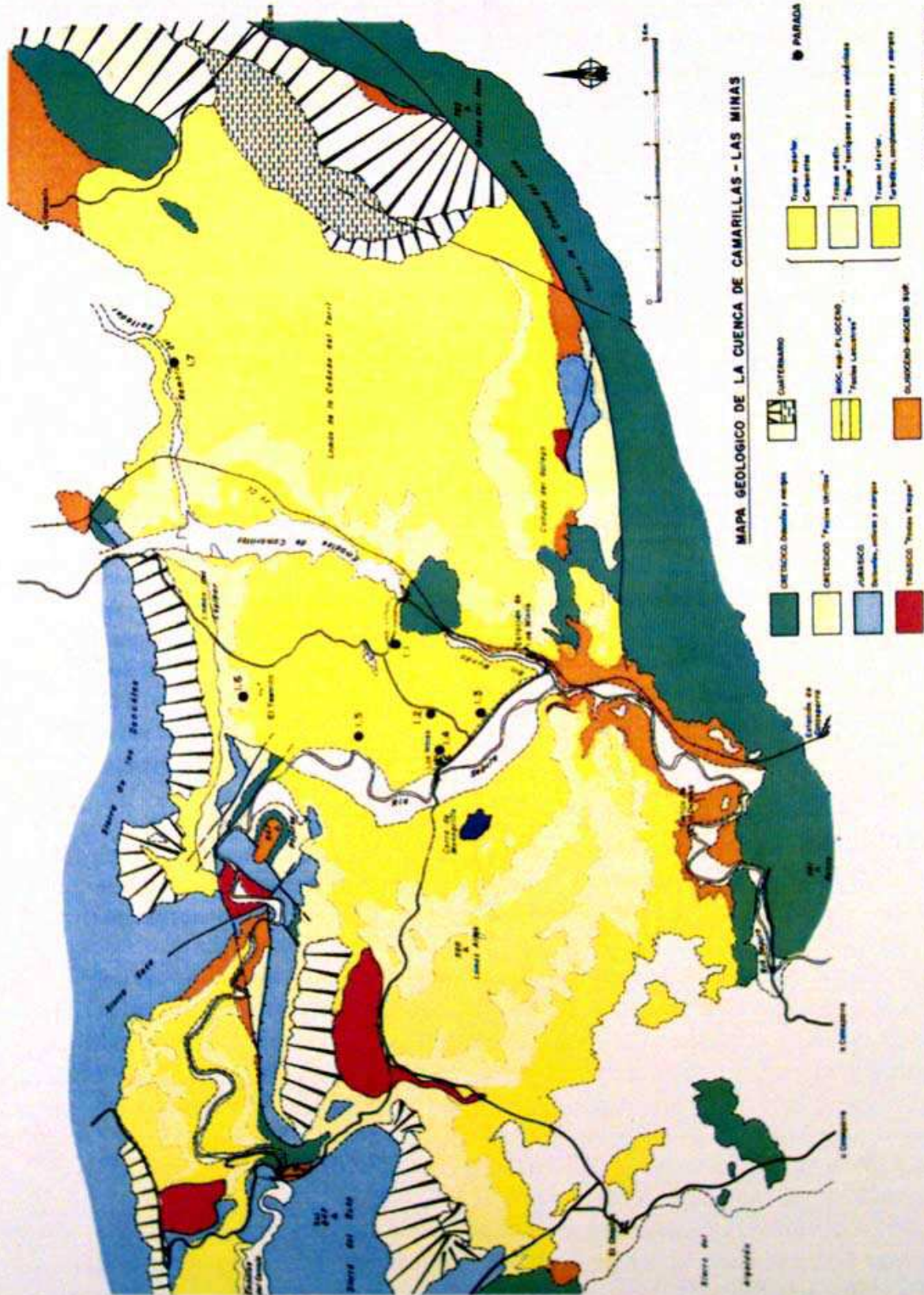


Fig. 1: Situación geográfico-geológica de la zona estudiada (según Calvo y Elizaga, 1990).

CALVO Y ELIZAGA - 1989

que sugeriría la existencia de relaciones directas entre el mar y la cuenca sedimentaria, en el citado sector. Las margas infrayacentes a las diatomitas suministraron restos de roedores y lagomorfos que corresponderían al Turolense inferior. La colada lávica del Cerro del Monagrillo, intercalada en la secuencia lacustre de la cuenca de Las Minas-Camarillas, muestra una edad radiométrica (K/Ar) de $5.7 \text{ M.a.} \pm 0.3$ (Messiniense medio-superior), lo que unido a las dataciones bioestratigráficas disponibles permitiría precisar que la edad de las cuencas sería Mioceno superior, y que el vulcanismo de Cerro del Monagrillo podría ser contemporáneo a la formación de las diatomitas.

La breve nota de Calvo & Elizaga (1985) es de gran importancia ya que en ella ofrecen una sección completa de los materiales lacustres de la cuenca del Cenajo, subdividiéndolos en cinco facies superpuestas estratigráficamente que desde ese momento constituyen el punto de referencia estratigráfico para las cuencas lacustres del sector de Hellín. Estas facies son:

—Facies A: Secuencia granodecreciente conglomerático-arenosa, con niveles de conglomerado granocrecientes en la base que pasan a una alternancia conglomerático-arenosa (estratos de 0.6-2 m de espesor) separados por lutitas finamente laminadas. Espesor total 43 m. Interpretación: abanico aluvial.

—Facies B: Areniscas canalizadas y lutitas. Niveles delgados de arenisca, con base erosiva ligeramente acanalada incluidos en lutitas, localmente con niveles conglomeráticos de hasta 20 cm de espesor. Hacia el techo aumento de las lutitas silíceas finamente laminadas, con niveles ricos en materia orgánica y cherts. espesor total 34 m. Interpretación: facies lacustres marginales, con menor influjo clástico, perennemente expuestas.

—Facies C: Calizas con niveles de arenisca y yeso. Se trata de calizas micríticas y arcillosas, con niveles finamente laminados y deformación «convolute» de pequeña escala, así como niveles de yeso finamente laminados. Citan igualmente la presencia de nódulos de azufre epidigenéticos tanto en las calizas como en los yesos. Espesor total 229 m. Interpretación: lago somero ligeramente salino, con alta productividad de carbonato y escaso aporte detrítico.

—Facies D: depósito detrítico-calcáreo en facies de slump. Los depósitos inferiores de este evento corresponderían a una secuencia turbidítica. Espesor total: sobre unos 50 m. La interpretación de las facies es que corresponde a un episodio sísmico, presente en el resto de las cuencas lacustres. Este evento estaría asociado a la formación de fallas internas en el lago, que implicarían una bajada del nivel de base, con la consecuente progradación de clásticos groseros hacia el lago y deslizamientos en las facies lacustres marginales y de offshore.

—Facies E: carbonatos y diatomitas laminados, en una secuencia monótona de más de 100 m de alternancias de margas silíceas, calizas silicificadas, etc., todas ellas finamente laminadas. Interpretación: secuencia monótona de facies lacustres de offshore transgresivas, pudiendo relacionarse la gran cantidad de diatomeas con el vulcanismo lamproítico próximo, ya activo durante el depósito de la facies D.

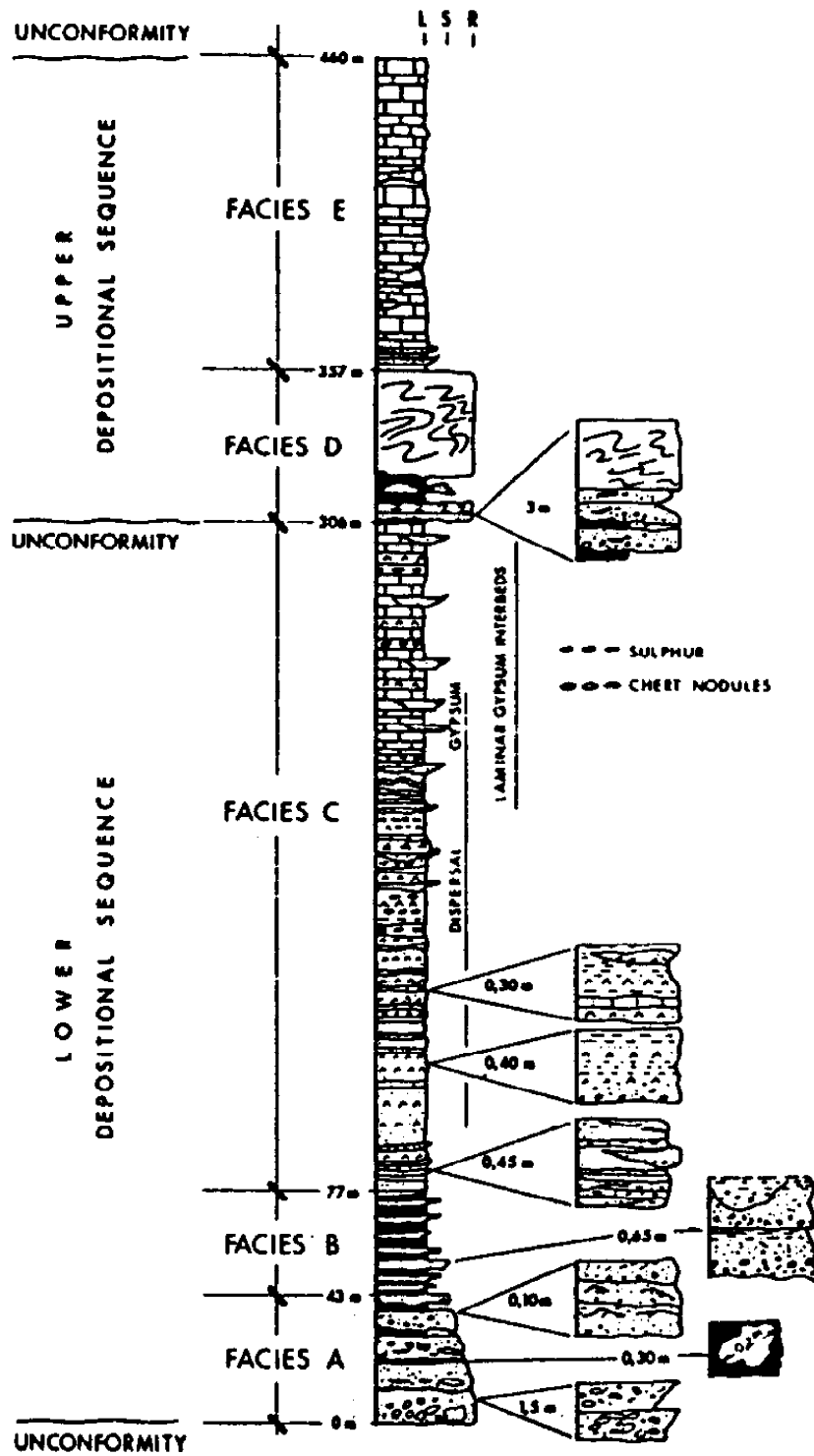


Fig. 2: Esquema litoestratigráfico de las cuencas lacustres del Mioceno Superior del sector en estudio (según Calvo y Elizaga, 1985).

Es interesante señalar que una secuencia semejante había sido ya descrita en detalle por Peláez (1969) en un trabajo inédito realizado en la misma cuenca del Cenajo.

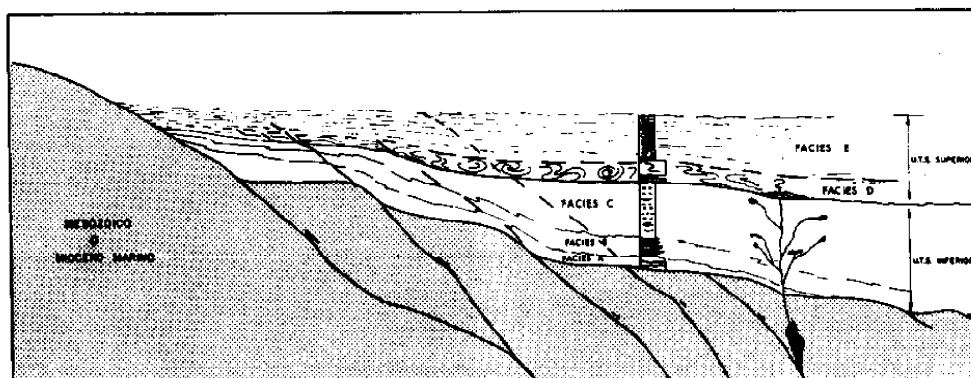


Fig. 3: Resumen de la interpretación de la evolución de las cuencas lacustres de Calvo & Elizaga 1987 y Elizaga & Calvo 1988).

El trabajo de Foucault et al. (1987) ofrece una secuencia litoestratigráfica de los materiales lacustres que modifica ligeramente la de Calvo & Elizaga (1985):

—1: Conglomerados y areniscas del Cenajo, 50 m, facies A y B de Calvo & Elizaga (1985).

—2: Margocalizas de Casa Nueva: algunas decenas de m de margocalizas claras en bancos, en ocasiones con estructuras slumpadas, acompañadas de areniscas y lentejones conglomeráticos (visibles entre el pueblo y la estación de Las Minas).

—3: Yesos y margas de Las Minas de Hellín (max. 80 m). alternancias de margas y de lechos de yesos, azufre. (mitad inferior de la facies C de Calvo & Elizaga 1985). Pequeños niveles diatomíticos contienen esencialmente diatomeas marinas asociadas, en la base de la formación, a formas lacustres.

—4: Calizas y Margas del Tesorico. (mitad superior fac. C + fac. D de Calvo & Elizaga 1985). Aprox. 200 m, los últimos 30 el megaslump (facies D). Alternancias de margocalizas con lechos diatomíticos con *Cyclotella* sp lacustre.

—5: Diatomitas de Rambla Sorda. 40 m. Incluyen también las de Casa o Cortijo del Campillo (4 Km al ENE de Elche de la Sierra). Pequeñas intercalaciones detríticas, carbonatos, acumulaciones de *Cyclotella*. El color blanco sería por decoloración tardía, ya que los niveles inferiores en la cantera de CEKESA son muy oscuros y ricos en mat. orgánica (princ. vegetales). La asociación de mamíferos procedente de la cantera de CEKESA es Turolense superior.

—6: Calizas «en dalles» de Carrasquilla. (Rambla de Carrasquilla, 8 Km al SW de Issa). Presencia de estructuras algales en coliflor y muy abundante presencia de mud cracks de desecación: medio casi emergido.

Como puede deducirse fácilmente, las modificaciones más significativas son la presencia de una nueva facies entre los materiales detríticos basales y la serie margoso-yesífera con azufre, en las proximidades de Las Minas, posiblemente un tránsito lateral de facies correspondiente a un borde de cuenca; y la presencia de una nueva unidad carbonatada a techo de la secuencia, que la completa señalando el fin de la sedimentación lacustre. Por otra parte es igualmente significativa la presencia de intercalaciones marinas en la unidad C de Calvo & Elizaga (1985), en el sector de Las Minas y no precisamente en la parte más baja de la unidad. La secuencia continua siendo predominantemente lacustre, y la sedimentación marina de la cuenca de Calasparra estaría terminada o casi cuando comienza la de las Minas, siendo entre ambas las relaciones paleogeográficas inexistentes salvo quizás en el momento de depositarse la Fm de Las Minas (3). Por otra parte se señala que la incursión de agua marina pudo tener lugar por otras vías aparte de la cuenca de Calasparra, quizás por Caravaca.

Por lo que se refiere al volcanismo, se señalan por primera vez la existencia de proyecciones volcánicas intercaladas en las calizas y margas del Tesorico y las diatomitas de Rambla Sorda, cuyo origen estaría en el aparato volcánico del Cerro del Monagrillo.

Otra contribución especialmente notable de este trabajo es la delimitación por primera vez de manera esquemática de las principales cuencas lacustres del sector de Hellín-Elche de la Sierra, y los esfuerzos en distinguir las diatomitas lacustres de otras preexistentes marinas (por ej. las diatomitas marinas de Casa de Portaña situadas entre la cuenca del Cenajo y la de la Rambla de la Carrasquilla, situada inmediatamente al norte).

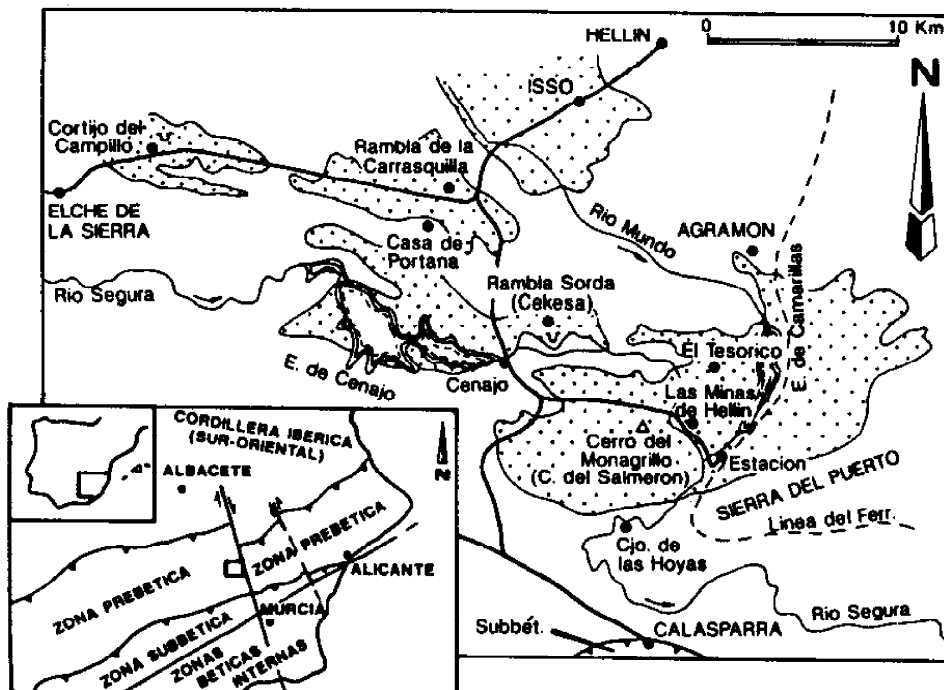


Fig. 4: Delimitación de las cuencas lacustres comprendidas en el estudio (según Foucault et al., 1987).

Elizaga & Calvo (1988) refinan ulteriormente desde un punto de vista sedimentológico su modelo de evolución de las cuencas lacustres señalando que la sección tipo del Cenajo estaría formada por dos unidades tectosedimentarias (constituidas por las facies A + B + C y E, respectivamente) separadas por una discontinuidad (facies D) que estaría relacionada con un evento sísmico importante, con manifestaciones volcánicas asociadas que se reconocen de manera directa en la cuenca de las Minas (cerro del Monagrillo).

Por lo que se refiere a la génesis de las cuencas, se matiza que tras el cierre del Estrecho nordbético durante el Tortoniense inf.-medio, debido a las últimas fases de compresión alpinas en la zona, se habrían producido dos etapas importantes de distensión. La primera, inmediatamente después o incluso durante los últimos esfuerzos de compresión, según las zonas (Tortoniense medio o Vallesiense Superior), con la formación de fracturas normales y grabens. A continuación se habría producido el relleno de las cuencas, interrumpido durante el Turoliense Superior (Messiniense) por una nueva fase distensiva. Durante esta fase se habrían producido las erupciones de tipo lamproítico y el episodio de megaslump (facies D) como respuesta a la actividad sísmica.

Bellanca et al. (1989) realizaron un estudio de geoquímica isotópica en la secuencia lacustre de la margen izquierda del río Segura, en la cuenca del Cenajo. Este estudio queda recogido en el espacio físico de las concesiones mineras de CEKESA. En el citado estudio se analizaron las relaciones isotópicas de O y C de los carbonatos contenidos en 39 muestras, llegando a las siguientes conclusiones:

—La dolomita presente en el sector inferior de la secuencia, frecuentemente asociada a sulfatos, denota una precipitación en un ambiente deposicional restringido con aguas muy concentradas por evaporación (valores $\delta^{18}\text{O}$ isotópicamente pesados, entre +7.79 y +9.77) e importante contribución biogénica de CO_2 (C isotópicamente ligeros, $\delta^{13}\text{C}$ entre -2.97 y -8.55). El aragonito coexistente en algunas muestras (sector bajo-medio de la sección lacustre) podría haber precipitado antes de la dolomita, a partir de aguas menos concentradas en sales.

—Los contenidos isotópicos de las asociaciones de carbonatos (dominadas por la presencia de aragonito) del sector medio-superior de la sección (en calizas, diatomitas y porcelanitas) sugieren que el aragonito podría haber precipitado a partir de aguas continentales ligeramente evaporadas, más o menos en equilibrio con el CO_2 atmosférico. La calcita podría proceder de aguas intersticiales al sedimento, denotando igualmente un origen continental. Las pequeñas cantidades de dolomita anhedral tardía, límpida, procederían de aguas hiposalinas intersticiales.

En su interpretación estos autores indican que el progresivo decrecimiento de la relación evaporación/aporte de agua continental es debido a una progresiva profundización de la cuenca, con la precipitación primero de aragonito y después de calcita. La existencia de láminas alternantes de calcita y aragonito en

la parte superior de la secuencia correspondería probablemente a variaciones estacionales del volumen del cuerpo de agua existente en el lago, correspondiendo las láminas compuestas de calcita a un incremento en el aporte de aguas meteóricas que diluirían las del lago y habrían circulado entre los poros de los sedimentos (precipitación intersticial de la calcita). Como se ve este estudio no hace sino complementar las interpretaciones previas.

El estudio de Servant Sildary et al. (1990) aporta algunas novedades interesantes, al combinar un estudio isotópico (no sólo en carbonatos, sino también en sulfatos), un estudio sedimentológico y petrográfico específico sobre un tramo de las facies evaporíticas de la litofacies C de Calvo & Elizaga (1985), y un estudio paleoecológico sobre las intercalaciones diatomíticas presentes entre las facies evaporíticas. Este estudio se llevó a cabo en la cuenca de Las Minas.

El estudio petrográfico de los yesos denota la coexistencia de litofacies primarias (agregados seleníticos, yeso finamente laminado, etc.) con otras diagenéticas precoces (crecimiento de cristales lenticulares que crecen en el mudstone dolomítico inconsolidado, desplazándolo) y con otras diagenéticas relativamente tardías (sustitución de nódulos de azufre, etc.).

El estudio isotópico muestra que los valores del $\delta^{18}\text{O}$ y el $\delta^{34}\text{S}$ del azufre se alejan claramente de los correspondientes a un aporte por agua marina miocena, pudiéndose explicar como un reciclaje de sulfatos triásicos. Esto implica el proceso siguiente: disolución de yeso triásico disponible en afloramiento, reducción parcial de las soluciones sulfatadas recogidas en la cuenca, y evaporación y cristalización. El yeso secundario presenta valores típicos de oxidación de azufre reducido por parte de aguas continentales.

Los valores isotópicos de los carbonatos muestran una amplia variación de $\delta^{18}\text{O}$, que a su vez sería un reflejo de la variación en las aguas cuando cristalizaron las dolomitas. Esta variación puede ser explicada por variables niveles de evaporación de una mezcla de aguas marinas y continentales, o bien únicamente continentales (no se podría discriminar más). La profundidad de la cuenca sería en todo caso somera, lo que permitiría las rápidas variaciones (por ej., de salinidad).

El estudio de la flora de diatomeas indica que los niveles más superiores de la columna estudiada están constituidos por diatomeas francamente marinas. El resto de diatomeas indica condiciones fluctuantes entre aguas realmente marinas y aguas (continentales) diluidas o concentradas, por lo que el área no debía estar lejos del mar abierto. En fin, en sí mismos los niveles de diatomeas indican episodios de estancamiento de aguas de corta duración que interrumpieron el depósito del yeso.

La cuenca de Hellín fue por lo tanto un área parálisis restringida, ocasionalmente invadida por incursiones marinas. El episodio compresivo del final del Tortoniense medio-Tortoniense superior separó la cuenca de Hellín de la de Calasparra y redujo la comunicación con el mar abierto. Esto condujo al depósito de la sedimentación de yeso y carbonatos, con intercalaciones de diatomitas.

Durante periodos áridos de tipo evaporítico este área evolucionó con un drenaje continental bajo condiciones altamente salinas y magnesianas. Además ocasionalmente se desarrollaron episodios de condiciones anóxicas en los sedimentos del fondo. Una nueva reorganización paleogeográfica (representada por los 40 m de megaslump) conduce al cambio hacia condiciones de agua dulce estables, representadas por diatomitas masivas que pasan lateralmente a calizas continentales estratificadas.

Calvo & Elizaga (1990a) ponen al día los datos disponibles sobre las cuencas lacustres. En primer lugar ofrecen mapas detallados de las cuencas principales con distinción del nivel de megaslump, y consiguientemente de los afloramientos correspondientes a los dos grupos de secuencias deposicionales por ellos separados, previamente definidos en Elizaga & Calvo (1988), y denominadas aquí Unidad Inferior Cenajo y Unidad Superior Camarillas.

Por otra parte, se analiza la evolución de las cuencas en base al desarrollo de 6 etapas sucesivas, que serán brevemente comentadas con respecto a las facies definidas en Calvo & Elizaga (1985). La primera corresponde a las facies A + B, la segunda a la mitad inferior de la C, la tercera a la mitad superior de la C, la cuarta a la D, la quinta a la E, y la sexta a una nueva facies definida únicamente en el sector este de la cuenca de Las Minas-Camarillas; la citada numeración se expresa en cifras romanas.

La etapa I correspondería a materiales extracuencales siliciclásticos heredados de los materiales del Tortoniense marino, depositados fundamentalmente como facies turbidíticas que alternan con sedimentos finos de origen intracuencales. Se interpreta que estos materiales proceden de la erosión de abanicos aluviales situados alrededor de las cuencas lacustres iniciales.

La etapa II estaría caracterizada por la sedimentación de al menos dos grandes ciclos evaporíticos (al menos en las cuencas mayores de Las Minas-Camarillas y el Cenajo), de los que el techo del último se habría depositado durante el final del Tortoniense y el principio del Messiniense. Los ciclos están constituidos de margas con hiladas de areniscas (turbiditas), algunos niveles de carbonatos, niveles decimétricos de yeso a techo de cada ciclo, y presencia de hard grounds enrojecidos. Esta etapa sería hipersalina y se supone Messiniense ya que se sospecha que se llegó casi a la total desecación de los lagos.

La etapa III se caracteriza por la sedimentación carbonatada, y por el incremento de los niveles de diatomeas a techo. La sedimentación carbonatada se desarrolla en forma de ciclos de carbonatos y margas de 4 a 6 m de potencia. Los ciclos comienzan con margas masivas y laminadas, a las que se van intercalando a techo niveles cada vez más frecuentes y más potentes de carbonatos, con evidencias de somerización a techo (ciclos carbonatados de retracción). Sin embargo, el espesor creciente de los ciclos indicaría que la columna de agua sería cada vez mayor. El incremento de diatomitas indicaría la influencia directa del vulcanismo lamproítico.

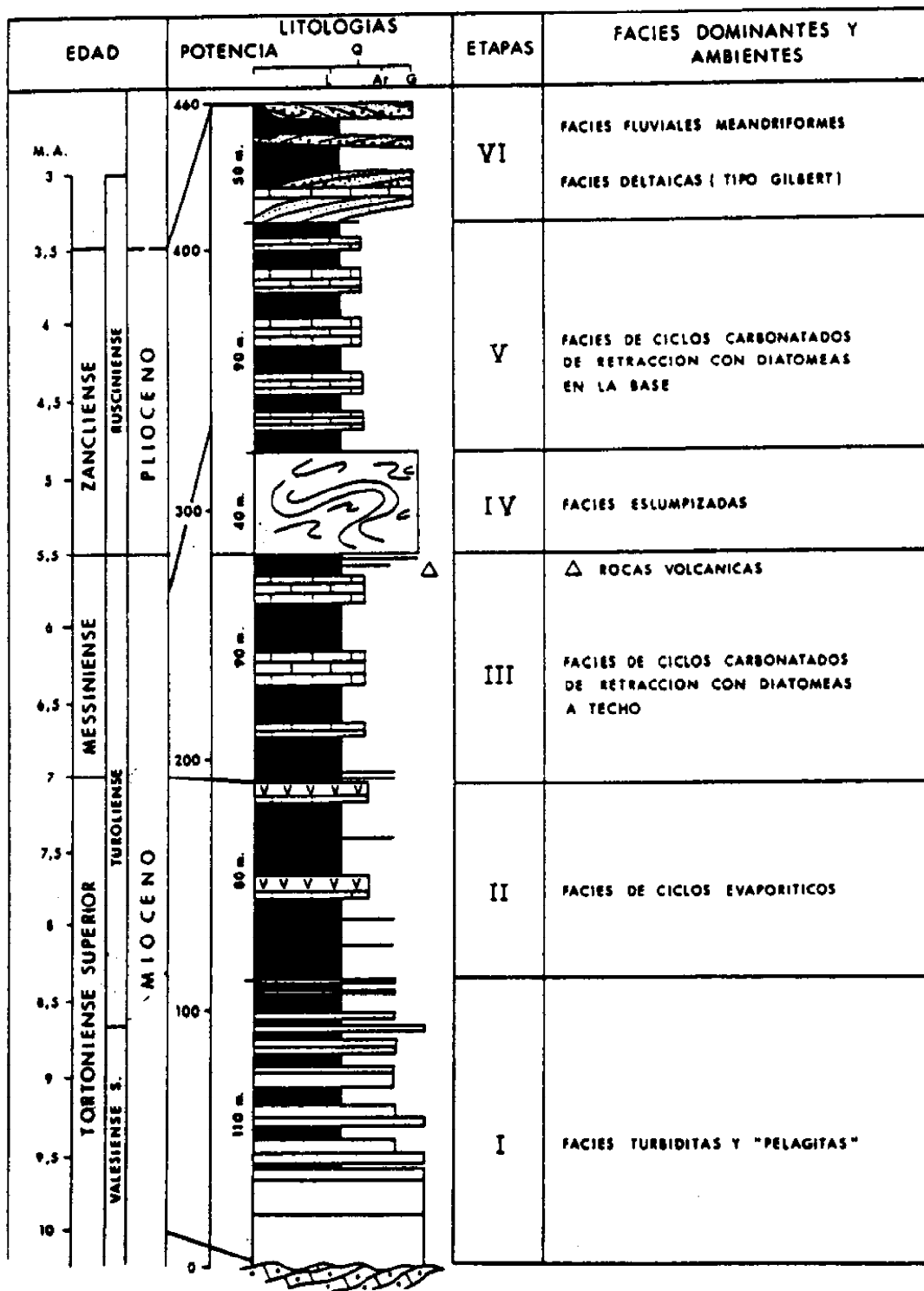


Fig. 5: Interpretación sedimentológica de las columnas litoestratigráficas de las cuencas lacustres (según Calvo y Elizaga, 1990).

La etapa IV correspondería al episodio sísmico, que comenzaría por un episodio de 2-5 m de espesor de turbiditas con secuencias Bouma completas, para proseguir con el megaslump propiamente dicho que incluye tanto intraclastos como elementos detríticos extracuencales groseros. Dado que el espesor del slump es menor en el sector sur de las cuencas que en el norte (observaciones referidas principalmente a la cuenca de Las Minas-Camarillas) se deduce un movimiento de norte hacia el sur para el megaslump.

La etapa V sería comparable a la III, con ciclos de mayor espesor, niveles de diatomitas con abundancia del tipo continental *Cyclotella*, y evolución hacia el techo a una disminución en el carácter margoso y un incremento del carbonato, así como a la aparición de evidencias claras de somerización (disrupciones por raíces, etc.) al tiempo que se incrementan notablemente los niveles de arcilla.

La etapa VI correspondería a la entrada de terrígenos extracuencales que conduciría a la colmatación de las cuencas. Estos terrígenos forman complejos deltaicos del tipo Gilbert y canales fluviales de alta sinuosidad.

Finalmente, estos autores indican que aunque la evolución de cada una de las cuencas fue diferente, se apuntan como características comunes: la discordancia angular entre los materiales lacustres y sus infrayacentes; bordes de cuenca comúnmente limitados por fracturas normales; clara influencia de la halocinesis de las facies Keuper, que llegan a verticalizar los sedimentos de los tramos inferiores de la secuencia lacustre.

Finalmente Calvo & Elizaga (1990 b) ofrecen un resumen de todos los datos precedentes, y Calvo & Elizaga (1990 c) ofrecen datos sobre los niveles evaporíticos de la facies C, en general plenamente coincidentes con los expuestos previamente por Servant Sildary et al. (1990).

Por lo que se refiere al clima reinante durante todo el desarrollo de la historia geológica de las cuencas lacustres, López Martínez et al. (1987) citan en su trabajo de síntesis que el clima en la Península Ibérica evolucionó desde cálido y seco en el límite Langhiense-Serravalliense a frío y húmedo hacia el final del Serravalliense (Vallesiense inferior), y posteriormente a cálido y seco hacia el Tortoniense medio (límite Vallesiense-Turolense), manteniéndose hasta el fin del Messiniense (Turolense superior).

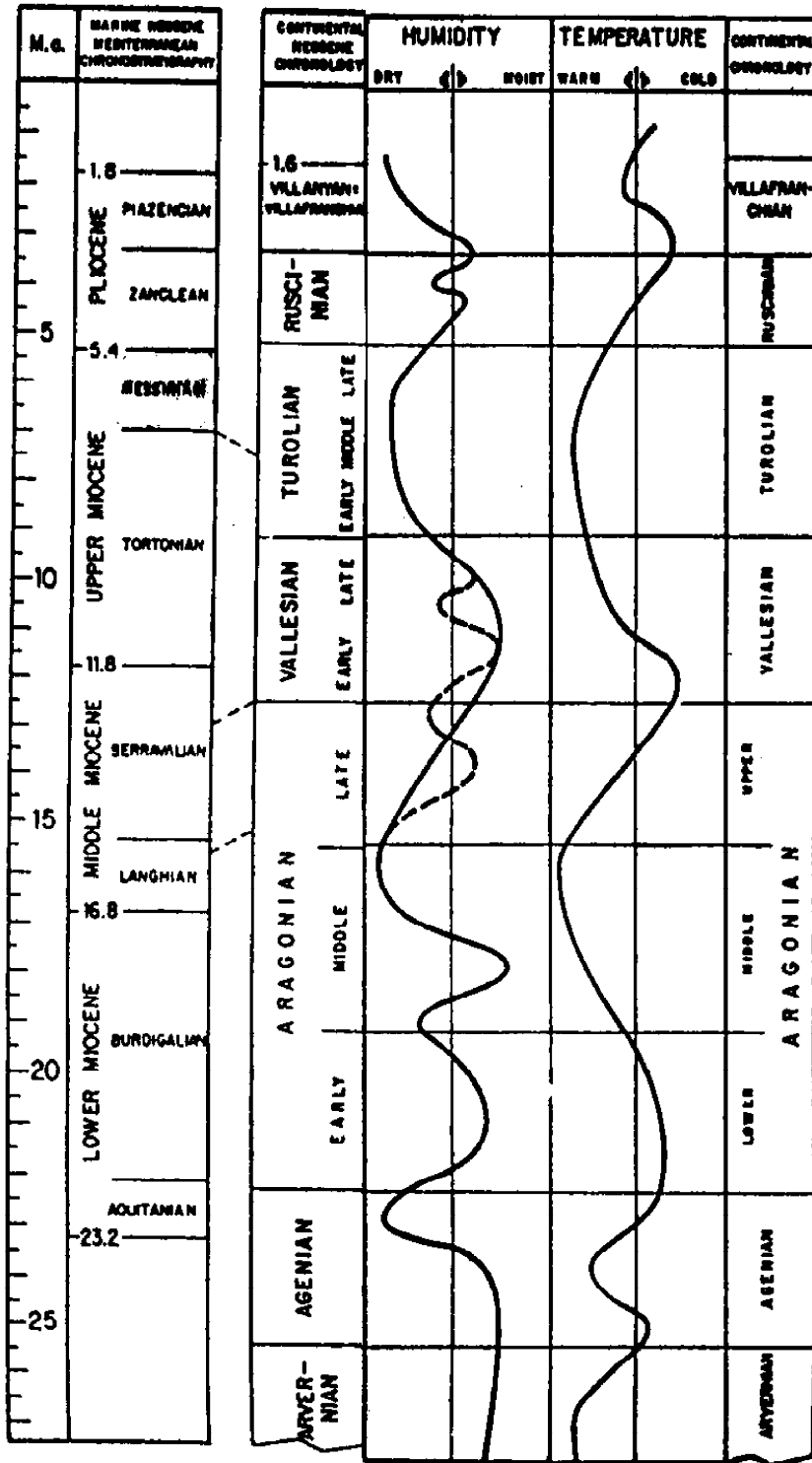


Fig. 6: Tabla cronológica y correlaciones climáticas de la Península Ibérica durante el Mioceno citadas en este trabajo (según López Martínez et al. 1987).

3. MINERALIZACIONES DE AZUFRE

3.1. MINERALIZACIONES DE AZUFRE DEL SE PENINSULAR: SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GENERALES

La existencia de mineralizaciones de azufre nativo en el seno de materiales miocenos del Este y Sur de la Península Ibérica es conocida desde antiguo, y estos materiales fueron objeto de explotación, especialmente desde mediados del siglo XIX y mediados del XX. El interés de estos yacimientos de azufre radicaba inicialmente en su empleo en la fabricación de pólvora (motivo por el que algunos de ellos, como los de Hellín en la provincia de Albacete, eran directamente gestionados por la Corona), viendo posteriormente en el período antes citado su mayor esplendor con el desarrollo de la industria química europea.

Entre los diferentes procesos que contribuyeron a la decadencia de estas explotaciones mineras podemos citar en orden cronológico la explotación del azufre siciliano, y posteriormente el descubrimiento y explotación de los ricos yacimientos norteamericanos por el método Frasch. Por otra parte, dentro de la misma Península Ibérica tenían igualmente un importante adversario comercial dentro de la producción de ácido sulfúrico en los centros mineros de la Faja Piritífera Sudibérica (producción a partir de la tostación de piritas).

Con todo, tal como se indicó en algunos de los distritos azufreros del este de España se mantuvieron en producción hasta tiempos relativamente recientes; tal sería el caso del de Las Minas de Hellín, que cerró definitivamente la actividad extractiva en 1960. En los otros casos, la actividad fue importante pero concluyó entre finales de siglo y la Guerra Civil o los inmediatos años de la postguerra (referencias en De Launay, 1913; Meseguer Pardo, 1924; Kindelán, 1923; Anadón et al. 1989; etc.).

La mayor parte de estos yacimientos y mineralizaciones de azufre aparecen concentrados en el triángulo Almería-Albacete-Murcia (Las Minas de Hellín, Azufreras del Cenajo, Socovos, Balneario de la Pestosa, Lorca, Fortuna, Las Balsas de Gádor, Benahadux; véase la fig. 7), existiendo otras antiguas explotaciones fuera de esos sectores (Libros en Teruel; Benamaurel en Granada; Arcos de la Frontera en Cádiz).

En su conjunto, los yacimientos de azufre elemental españoles presentan una serie de características generales comunes:

—Se trata de mineralizaciones estratoligadas (nódulos, sustituciones diagenéticas, rellenos en cavidades de litofacies estratiformes determinadas, etc.) cuando no francamente estratiformes.

—Se trata de mineralizaciones contenidas en el seno de secuencias lacustres del Mioceno Superior, si bien en algunas localidades (Lorca, quizás localmente Hellín) existen depósitos con facies propias de medios restringidos de transición, o bien francamente marinas.

—Se trata de secuencias en las que existe un importante stock de azufre en forma de sulfatos, en general previos y/o contemporáneos al mismo depósito de azufre nativo. Estas referencias cronológicas han de entenderse no tanto en sentido estricto como por lo que se refiere a la sucesión estratigráfica en la que aparecen cada una de estas mineralizaciones.

—En la mayor parte de los distritos la anterior secuencia litoestratigráfica se completa verticalmente con carbonatos (frecuentemente también mineralizados con azufre) y/o diatomitas y margas diatomíticas.

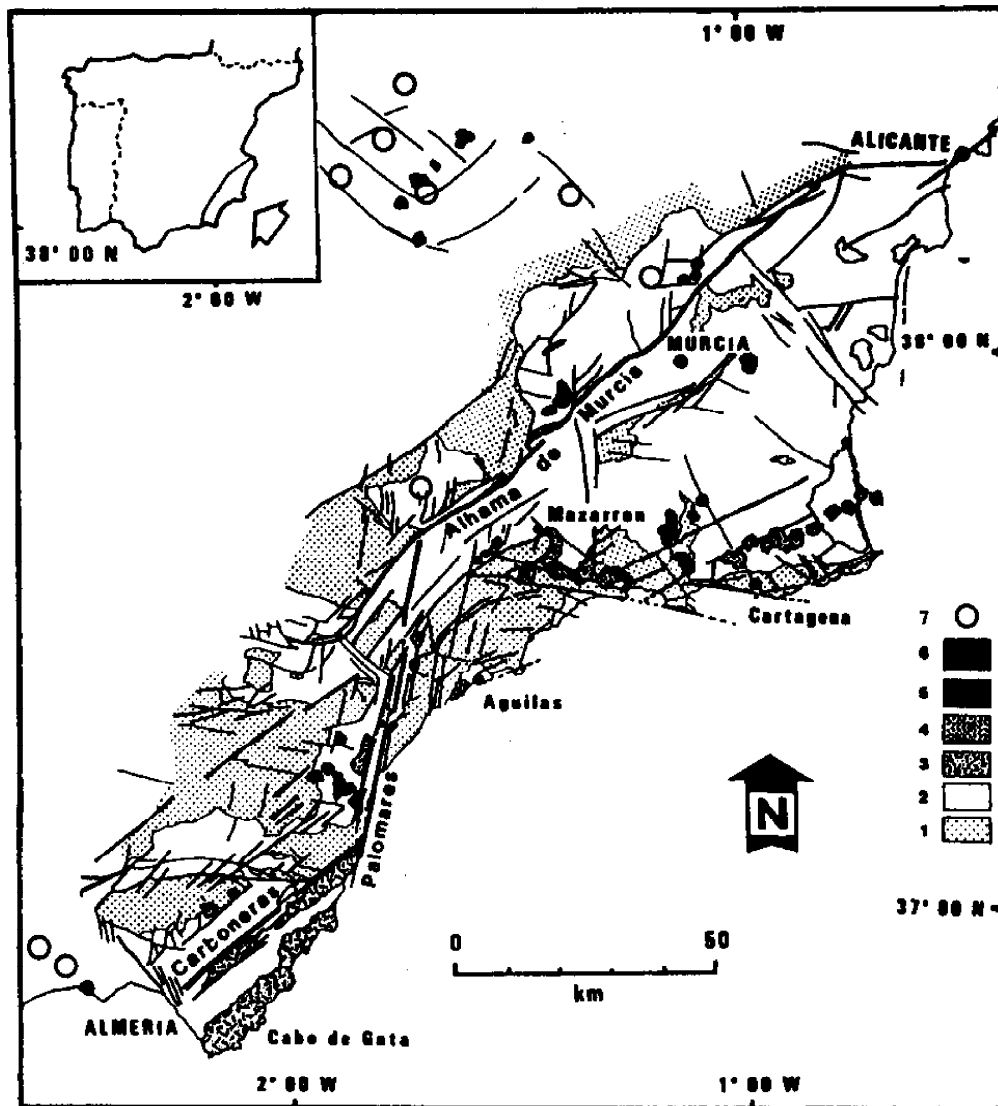


Fig. 7: Esquema de la situación de los yacimientos de azufre del SE español. Esquema geológico según Hernández et al. (1987), ligeramente modificado. Leyenda: 1/ Dominios Bético Externo e Interno. 2/ Neógeno y Cuaternario. 3/ Volcanismo calcoalcalino. 4/ Lavas anatócticas. 5/ Lamproítas. 6/ Basaltos alcalinos. 7/ Yacimientos de azufre.

—Los carbonatos asociados a mineralizaciones de azufre en general aparecen asociados a impregnaciones de materia bituminosa, y presentan texturas atribuibles a profundas modificaciones diagenéticas.

—En algunos de los casos existen rocas volcánicas efusivas y/o hipoabisales de tipo lamproítico en directa coexistencia espacial con las mineralizaciones de azufre nativo (Hellín), o regionalmente próximas a ellas (Fortuna), hecho que ha sido señalado por algunos autores como una posible fuente (indirecta) de azufre para la formación de las mineralizaciones.

—En general se acepta desde antiguo (ref. por ej. en Meseguer Pardo, 1924) que el origen de las mineralizaciones de azufre estaría directamente relacionado con la reducción sulfobacteriana de los sulfatos presentes en las mismas cuencas; esta reducción habría tenido lugar durante la diagénesis de los sedimentos, y estaría relacionada igualmente con la generación de sustancias bituminosas e hidrocarburos.

3.2. PROCESOS GENERADORES DE MINERALIZACIONES DE AZUFRE

La génesis de yacimientos minerales en la naturaleza es un fenómeno que puede ser comparado a un proceso de concentración de un elemento o de un mineral en el laboratorio. En el caso de yacimientos constituidos por minerales monoelementales como el del azufre nativo que nos ocupa, esta comparación es aún más simple; se trata de la concentración del elemento en cuestión por métodos físicos o químicos, a lo largo del desarrollo de los procesos geológicos endógenos y/o exógenos.

Dado que el azufre nativo es un mineral blando, ligero, relativamente soluble y sublimable a bajas temperaturas, no existen procesos de generación de yacimientos naturales por procesos de tipo mecánico o físico (tales como por ej., la formación de placeres aluviales en el caso del oro nativo), por lo que podemos comparar directamente el proceso de generación de yacimientos de azufre nativo con una concentración química en el laboratorio.

La condición necesaria para que se formen yacimientos minerales de interés económico en la naturaleza es que en primer lugar exista una cantidad suficiente en el medio geológico del elemento o elementos en cuestión, y a continuación se de un conjunto de procesos y situaciones geológicas adecuadas para su separación selectiva y concentración. Mientras que en la segunda de las premisas mencionadas manejamos únicamente parámetros geológicos, en la primera es evidente que la condición primordial es la económica. Esto es así ya que para elementos valiosos como el oro (por ej.) pequeñas cantidades presentes justifican la realización de proyectos mineros, mientras que para otros de bajo valor mercantil como el azufre es precisa la presencia de concentraciones muy importantes para que podamos considerar la presencia de un yacimiento.

Por otra parte, en el citado caso de elementos de bajo valor mercantil, es fundamental la presencia del elemento o mineral deseado en el yacimiento en un modo que consienta una fácil extracción, tanto por lo que se refiere a la puramente mecánica como a la fase mineral o el estado químico en el que aparezca el elemento deseado.

Expuestas estas consideraciones previas, podemos resumir que en el caso de las mineralizaciones de azufre que nos ocupan este elemento no sólo debe aparecer en cantidades y concentraciones suficientes, sino que además no es económicamente explotable (como azufre elemental) cuando aparece combinado con otros elementos en forma de sulfatos. Además, sin ser un elemento particularmente escaso, el azufre no es uno de los elementos más frecuentes en la naturaleza, y existen pocos ambientes geológicos en la superficie terrestre en los que pueda precipitar directamente en forma reducida como azufre nativo. Es obvio que al sublimar a bajas temperaturas no podemos considerar la formación y/o la preservación de yacimientos de azufre nativo fuera de la corteza más superficial.

En la naturaleza existen unos pocos ambientes geológicos en los que el azufre aparece preconcentrado de tal manera que pueda depositarse en concentraciones económicamente significativas. En substancia estos ambientes son:

—algunas fumarolas volcánicas, en las que el azufre procede de gases volcánicos enriquecidos en él, de modo que al alcanzar la superficie sublima directamente en las surgencias de gas, sean éstas subacuáticas o subaéreas. En este caso, el volumen del depósito depende de la tasa de emisión de los gases, de la riqueza de éstos, y de la naturaleza química del medio sedimentario receptor de la mineralización (preservación en los medios reductores).

—las cuencas evaporíticas sulfatadas. En este caso la precipitación del azufre está interferida/controlada por el grado de saturación en sales de la salmuera, por la tasa de gradual concentración de la salmuera (relacionada a su vez con la evaporación y el eventual aporte de soluciones diluidas), por el tipo de sales presentes en solución, etc. En general los medios de precipitación y sedimentación son oxidantes, y el azufre precipita como sulfato, hecho que impide a priori la formación de yacimientos de azufre nativo.

—medios sedimentarios anóxicos (cuencas restringidas) en las que se acumulen cantidades notables de restos orgánicos antes de su total oxidación. Los organismos vivos, y en particular los vegetales contienen cantidades notables de azufre, elemento que es necesario en su ciclo vital. De este modo, los vegetales actúan como agente preconcentrador al recogerlo en sus tejidos orgánicos, y luego el medio sedimentario reconcentra ulteriormente el azufre al acumular selectivamente por transporte mecánico los restos orgánicos en el fondo de cuencas restringidas anóxicas.

—el medio diagenético superficial, en el que pueden migrar soluciones que contienen cantidades notables de azufre en solución, procedentes de la desintegración de restos orgánicos, materia orgánica en diferentes estados de

maduración, hidrocarburos, etc.; estas sustancias pueden mantener el azufre en estado reductor, y/o reducir cantidades notables de azufre presentes en forma oxidada (sulfatos) en los sedimentos que son atravesados por las soluciones.

—los hidrocarburos. Es un hecho bien conocido que la mayor parte de los hidrocarburos naturales contienen cantidades variables de azufre, en ocasiones tan elevadas que han dado a su explotación (por ej. en Laq, en el sur de Francia) en el curso de los procesos de extracción y cracking. Igualmente, algunos de los yacimientos más importantes de azufre del mundo corresponden a «cap rocks» evaporíticos asociados a yacimientos de petróleo y/o gas. El azufre en estos casos parece proceder de la misma materia orgánica precursora del petróleo, y se conserva perfectamente en el medio reductor de los hidrocarburos.

Dadas estas premisas, y teniendo en cuenta que los yacimientos de azufre elemental una vez formados pueden ser destruidos por oxidación, o transformados en cuerpos de sulfuros, por combinación con salmueras ricas en metales, se entiende que la mayor parte de los yacimientos económicos de azufre se concentren en las cuencas evaporíticas neógenas y en los distritos volcánicos de la misma edad.

Partiendo de este planteamiento general del problema, se pretende describir en detalle las características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas de las mineralizaciones de azufre del sector de Las Minas de Hellín y finalmente llegar a establecer algunas conclusiones sobre su proceso genético.

3.3. CUERPO DE DOCTRINA DISPONIBLE SOBRE LA GÉNESIS DE YACIMIENTOS DE AZUFRE ELEMENTAL

En líneas generales, los diferentes autores admiten la existencia de tres tipos principales de yacimientos de azufre elemental:

- Yacimientos de tipo vulcanogénico.
- Yacimientos de tipo bioepigenético.
- Yacimientos de tipo biosingenético.

El azufre nativo vulcanogénico corresponde aproximadamente al 1% de la producción total mundial, siendo por otra parte más del 50% recuperado (como subproducto) a partir de los hidrocarburos líquidos y gaseosos. Por lo que se refiere al resto de la producción, no hemos encontrado datos que indique el porcentaje relativo entre yacimientos de tipo bioepigenético y yacimientos de tipo biosingenético, pero parece evidente que es mucho mayor la procedente del primer tipo.

YACIMIENTOS DE TIPO VULCANOGÉNICO

Los yacimientos de azufre de tipo vulcanológico corresponden en la mayor parte de los casos a precipitados de tipo directo en zonas de surgencia de gases volcánicos (solfataras), se pueden formar tanto en medio subaéreo como subacuático, y la condición necesaria para su preservación en los medios geológicos es una rápida tasa de acumulación del azufre, un medio geoquímico adecuado (por ej., un medio reductor en el caso de las solfataras subacuáticas), un rápido recubrimiento por materiales impermeables, y en general la no interacción con salmueras ricas en metales que puedan reaccionar con el azufre elemental. Si a estos condicionantes añadimos la necesidad de que la actividad volcánica posterior a la formación del depósito no lo destruya, se entenderá que los yacimientos vulcanogénicos sean más bien escasos (en relación con el volcanismo potencialmente generador), y en general de reducidas dimensiones. En líneas generales se observa que en estos yacimientos la mineralización tiene un claro control estructural (en general fracturas relacionadas directamente con la actividad volcánica e hidrotermal), presenta texturas epigenéticas y suele encajar en formaciones piroclásticas porosas; son frecuentes las asociaciones con sulfuros de metales de base, metales nativos, etc. Como ejemplo de estos yacimientos podemos citar los de la Cordillera Andina en el norte de Chile (Ferraris & Vila, 1990).

Un caso particularmente raro de yacimientos de azufre elemental vulcanogénico consiste en la efusión de coladas de azufre (Naranjo, 1985); aunque por otra parte fuera de la Tierra es relativamente bien conocida la existencia de volcanes de azufre en Ios.

Las estimaciones sobre el aporte de azufre de origen volcánico demuestran que aproximadamente se cumple la relación 20:1 en el aporte de por parte de fumarolas (durante fases de tranquilidad de la actividad volcánica) respecto al azufre directamente emitido por las erupciones volcánicas (Nielsen et al., 1991). Si consideramos que hay poca información sobre las fumarolas subacuáticas, es muy posible que esta desproporción sea aún mayor. Por otra parte, es obvio que por la misma naturaleza de las erupciones éstas producen una importante dispersión regional del azufre emitido, mientras que en general el azufre emitido por las fumarolas se acumula en sus proximidades, al sublimar. En definitiva podemos concluir que la formación de yacimientos de azufre vulcanogénico raramente está asociada directamente a actividad eruptiva.

YACIMIENTOS DE TIPO BIOEPIGENÉTICO (yacimientos producidos por la diagénesis tardía de los sedimentos)

Esta denominación es harto engañosa, ya que como veremos no es infrecuente la aparición de texturas epigenéticas en el tipo normalmente denominado biosingenético. Una denominación probablemente más correcta sería la de yacimientos producidos durante la diagénesis tardía del sedimento.

Se incluyen en este grupo los yacimientos formados por transformación de sulfatos preexistentes, ya diagenizados. Podemos distinguir dos tipos principales de yacimientos, en función de las características de la acumulación de sulfatos que constituye la precencentración de azufre necesaria:

—yacimientos ligados al techo de domos salinos (ej. típico, los yacimientos del tipo «cap rock», situados a techo de los domos; aparecen concentrados preferentemente en Méjico y los U.S.A. en torno al Golfo de Méjico).

—yacimientos ligados a formaciones evaporíticas estratiformes no diapirizadas. Los ejemplos serían variados, pudiendo citar en función de la literatura los yacimientos del Bademiense (Tortonense) marino de Polonia (Pawlowski, 1968; Pawlowski et al., 1979) y los de la Castille Fm (Davis & Kirkland 1970) del oeste de Texas (U.S.A.).

En general se acepta que existe un acuerdo tácito desde el simposium de Denver de febrero de 1978 (Bodenlos & Nelson, 1979) en que los depósitos bioepigenéticos típicos (Polonia, Irak, el oeste de Texas, etc.) resultan de la actividad metabólica de la bacteria anaeróbica *Desulfovibrio desulfuricans*, que en presencia de hidrocarburos oxida el material orgánico, reduce los iones de sulfato y emite CO_2 y sulfídrico.

Ruckmick et al. (1979) indica que los procesos geológicos considerados para la génesis de este tipo de yacimientos formados principalmente a expensas de reducción de sulfatos por actividad bacteriana, sin contribución de azufre de origen volcánico, son:

—presencia de un flujo acuoso que podríamos definir de tipo «artésiano», en el sentido de que se trataría de agua meteórica que se infiltra hasta niveles profundos en la secuencia sedimentaria, para luego retornar hacia la superficie de la cuenca, en general a través de zonas de fractura u otros accidentes tectónicos.

—captación de hidrocarburos por parte del flujo acuoso en la base de la secuencia sedimentaria. Los hidrocarburos de tipo parafínico son los requeridos para el desarrollo de las reacciones de reducción bacteriana de los sulfatos. Los balances de masas teóricos indican que escasas cantidades de hidrocarburos son requeridas para el desarrollo de las reacciones que producen el sulfuro (dos barriles de petróleo bastarían para formar una tonelada de azufre).

—captación (y desarrollo en medio acuoso propicio) de las bacterias que reducirán los niveles sulfatados.

—el flujo acuoso con hidrocarburos parafínicos debe atravesar en su recorrido de retorno hacia la superficie terrestre los niveles sulfatados que suministrarán el azufre. La actividad sulfobacteriana generará H_2S que es arrastrado hacia niveles superficiales por el fluido acuoso.

—el proceso final que conduce a la formación de mineralizaciones de azufre nativo es la oxidación del sulfhídrico en los medios diagenéticos más superficiales. Para la formación de un yacimiento de dimensiones económicas es preciso la existencia de un medio oxidante confinado bajo un nivel impermeable, que

impide la dispersión del fluido hacia medios superficiales. Si este nivel impermeable que sella el yacimiento no existe, el resultado obtenido es la formación de extensas diseminaciones de azufre de muy baja ley, en general en el seno de rocas carbonatadas (ej. típico las «castiles» de la famosa Castile Fm del oeste de la cuenca de Delaware, en los U.S.A.).

Las características texturales más notables de las mineralizaciones de este tipo bioepigenético son la superposición de dos generaciones de azufre: una inicial coloidal o microcristalina, consistente en un intercrecimiento de azufre con calcita gris, dando una roca densa; y una segunda constituida por cristales de azufre y calcita blanca de tamaño milimétrico o centimétrico, desarrollada en las cavidades de la litofacies mineralizada inicial. La calcita sería una mineralización igualmente epigenética, procediendo el CO_2 de los hidrocarburos, y el Ca de los sulfatos. Las acumulaciones de esta calcita diagenética pueden llegar a ser enormes, como en el citado caso de los cerros de tipo «Castile» de la formación homónima.

YACIMIENTOS DE TIPO BIOSINGENÉTICO (yacimientos producidos por precipitación directa de azufre o por diagénesis precoz de los sedimentos sulfatados)

Los yacimientos mejor conocidos dentro de este tipo son los del Messiniense siciliano (referencias en Dessau et al. 1962), que aparecen en un medio de transición en facies de lagoon. Se incluye dentro de este grupo aquellos yacimientos que presentan evidencias estratigráficas y sedimentológicas de una precipitación directa de azufre en el medio acuoso o en la interfase agua-sedimento, y su acumulación en condiciones anóxicas, o bien de la rápida reducción del sulfato previa a la completa litificación del sedimento que lo contiene.

Algunos autores como Ivanov (1968) (ref. en Davis & Kirkland, 1979) citan ejemplos de acumulación actual singenética de azufre: los sedimentos costeros del golfo de Bengala contienen entre un 15-20% de azufre elemental. Se trata de zonas inundadas durante 6 meses al año, durante la estación de los monzones; los sulfatos del agua marina son reducidos por bacterias sulfatoreductoras a sulfídrico. Cuando el mar retrocede, el sulfídrico es oxidado a sulfuro, probablemente con la participación de bacterias sulfato-oxidantes.

Los lagos continentales son también lugares de formación de depósitos de azufre elemental, que es entonces de tipo criptocristalino y libre de calcita. Por ej., el lago africano Cyrenaica, es sometido a un influjo de aguas ricas en sulfídrico, que es oxidado precipitando azufre con la participación de dos bacterias anaeróbicas fotosintéticas (*Chlorobium* sp, *Chromatium* sp) y la aeróbica *Thiobacillus* sp. (Butlin & Postgate, 1954, en Davis & Kirkland, 1979).

Podemos por lo tanto resumir que la formación de yacimientos de azufre singenéticos se da en medios subacuáticos, tanto lacustres como marinos y/o de transición. El aporte de azufre a la cuenca puede proceder tanto del agua marina como de aguas continentales, se da en general en forma de ión sulfato disuelto, y debe alcanzar concentraciones notables en el medio lacustre para dar lugar a

yacimientos. Esto se puede producir tanto en medios evaporíticos como a partir de disolución de sulfatos aflorantes que enriquecen en este anión el medio acuoso. Una condición necesaria es la existencia de un medio deposicional relativamente cerrado y alejado de influjos detríticos que diluyan el volumen total de azufre presente.

Por lo que se refiere a la reducción del sulfato y la formación del azufre elemental, se admite teóricamente que se puede dar por procesos inorgánicos, pero la experiencia ha demostrado que caso de suceder este proceso es volumétricamente insignificante respecto a la actividad bioinducida, en especial a la producción de sulfhídrico por bacterias del tipo *Desulfovibrio*. El sulfhídrico a su vez debe ser oxidado a azufre elemental, y posteriormente éste debe acumularse en un medio reductor. Si la cuenca sedimentaria en la que se generan las mineralizaciones está sometida a un proceso evaporítico, llega un momento en el que la salinidad del agua es tal que impide la vida de los microorganismos, con lo que cesa la precipitación de azufre y comienza la de yeso. Una posterior dilución de las aguas de la cuenca permite la repetición de todo el proceso. Las líneas principales de este mecanismo genético fueron ya descritas en el caso de los yacimientos sicilianos por Hunt (1915).

El resultado práctico de la predominancia de la actividad bacteriana sobre la inorgánica es que los yacimientos sinsedimentarios pueden ser clasificados como biosedimentarios, que los medios de acumulación (reductores) suelen contener materia orgánica (en general en forma de hidrocarburos), y que en resumen existe una cierta convergencia entre los procesos biogeoquímicos que originan los yacimientos biosingénéticos y bioepigenéticos.

Las paragénesis comunes en los yacimientos contienen azufre elemental, calcita, celestina y baritina. La única diferencia notable que podemos destacar es que mientras en los yacimientos biosingénéticos de Sicilia la celestina es un accesorio muy importante y extremadamente escasa la baritina, en Polonia ésta es más abundante y la celestina posiblemente es porcentualmente menos significativa. Los yacimientos de todos los tipos pueden contener cantidades variables de materia orgánica, en general en forma de bitúmenes, pero en general ésta es mucho más escasa en los yacimientos biosingénéticos.

Por lo que se refiere a las litofacies acompañantes, en Sicilia es particularmente interesante la exclusión entre las facies sulfurosas y las facies salinas cloruradas.

El espesor y ley de los yacimientos es muy variable, y de hecho hay que tener en cuenta que ambos aspectos (volumen y contenido de mineral) están sometidos a criterios económicos que pueden variar localmente. Por ej., el espesor en las mineralizaciones no explotables de la Fm Castile es de unos 20 m (Davis & Kirkland, 1970), y la ley en general muy pobre. En Polonia, el espesor máximo del episodio evaporítico que contienen la mineralización es de unos 60 m, siendo los sectores explotados en general algo menos potentes y presentando leyes medias variables en torno al 25-35%. La ley media de los yacimientos sicilianos

estaría alrededor del 24%, siendo los espesores muy variables, en parte por la existencia de duplicaciones tectónicas en algunos casos, pero podemos indicar una cifra de 25 m en algunos yacimientos como significativa, con indicios de mineralización a lo largo de unos 200 m de perfil vertical (Dessau et al. 1962).

Las litofacies en las que aparece la mineralización no son muy significativas si las consideramos aisladamente. Así, las calizas oscuras, densas, microcristalinas y con azufre igualmente microcristalino finamente diseminado pueden aparecer prácticamente en todos los tipos de yacimiento, y presentan en general cavidades tapizadas de macrocristales de calcita y azufre. Sin embargo, podemos considerar que apareciendo de una manera casi exclusiva, y con la calcita substituyendo de una manera generalizada litofacies evaporíticas características (por ej. grandes cristales decimétricos de yesos seleníticos) constituyen evidencias claras de depósitos bioepigenéticos. Además podemos resaltar que en el tal caso las litofacies no son estrictamente estratiformes sino estratoligadas. Por lo demás, en el detalle las texturas de la mineralización son variadas: parches irregulares, pseudopisolitos, amígdalas, mosaicos, etc.

Por el contrario, en el caso de los depósitos biosingenéticos, el carácter estratiforme de la mineralización es muy evidente, pudiendo existir tránsitos laterales a yeso, por ej., pero no litofacies «mixtas» con el yeso a medio alterar. En Sicilia es característica una litofacies denominada «soriata», formada por un bandeo groseramente paralelo a la estratificación constituido por alternancias de caliza y calcita, esta última con cavidades centrales.

En todos los yacimientos, independientemente de su génesis, son frecuentes las transformaciones diagenéticas tardías de azufre a yeso, en las zonas superficiales o en aquellas intensamente expuestas al influjo de aguas meteóricas (zonas de fracturación tardía, etc.).

CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DE LOS YACIMIENTOS DE AZUFRE

(Nielsen et al. 1991) ofrecen una recopilación de datos de numerosos autores, en el que se observa que el S nativo de origen volcánico presenta valores de $\delta^{34}\text{S}$ alrededor de 0 ó + 1 por mil, o negativos. El azufre procedente de solfataras de baja temperatura (actividad hidrotermal) puede ser localmente positivo, llegando incluso a valores de hasta cerca de + 10 $\delta^{34}\text{S}$.

El azufre sedimentario singenético presenta valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre + 6 y + 16 (aprox.) y el azufre sedimentario epigenético valores alrededor de + 7 (datos de Ruckmick et al. 1979). En algunos grandes yacimientos el azufre nativo es isotópicamente similar al sulfato evaporítico asociado; este hecho es atribuido a intensa actividad bacteriana de reducción de los sulfatos, con pequeña selectividad isotópica.

Como se ve, la convergencia en los procesos biogeoquímicos que originan los yacimientos bioepigenéticos y biosingenéticos hace que la «firma» isotópica de ambos sea en general comparable.

Por lo tanto, como corolario podemos indicar que el estudio isotópico del azufre elemental es útil solamente para caracterizar los yacimientos puramente volcánicos, mientras que dado que su composición isotópica es semejante, los yacimientos biosingénéticos y bioepigenéticos deben distinguirse en base a la reconstrucción de la historia geológica de sus rocas encajantes.

En contrapartida, el estudio isotópico de los carbonatos que eventualmente pueden acompañar a una mineralización sí que podrían ofrecer mayores interpretaciones genéticas, en especial en los casos en los que la $\delta^{13}\text{C}$ de las calizas claramente sedimentarias presentes en la sucesión estratigráfica es marcadamente diferente del de las calcitas asociadas a la mineralización. De todos modos, éste no es tampoco un criterio excluyente, ya que Dessau et al. (1962) han demostrado que los carbonatos asociados a una mineralización biosingénética muestran evidencias de intenso fraccionamiento isotópico debido a microorganismos (es decir, algo semejante a las calcitas diagenéticas de los yacimientos bioepigenéticos).

IDEAS SOBRE LA GÉNESIS DE LOS YACIMIENTOS DE AZUFRE DEL SE DE ESPAÑA

El azufre de Benahadux y las Balsas de Gádor (Almería) correspondería según Alonso et al. (1990) con toda probabilidad a un yacimiento de tipo epigenético, entendiéndose por tal una génesis ligada a la diagénesis tardía y/o metasomatismo de rocas preexistentes; en todo caso, la otra opción apuntada por los autores se trataría de un aporte de tipo volcánico.

Reyes et al. (1992) hacen una revisión de los indicios de azufre existentes en las cuencas de Baza, Alhama-Fortuna y Almería. Tras una breve descripción de los diferentes tipos de yacimientos, consideran que los correspondientes a Baza serían singénéticos producidos en medio lagoonal, los de Almería serían marcadamente epigenéticos y por lo que se refiere a la cuenca de Alhama-Fortuna se exponen criterios tanto a favor de una formación de tipo bioepigenético como biosingénético.

Por lo que se refiere a los yacimientos de Lorca, Las Minas de Hellín, El Cenajo, Socovos y Abarán, Meseguer (1924) los adscribe a un modelo que podemos incluir dentro del tipo bioepigenético en sentido amplio, por substitución de los yesos preexistentes por acción de bacterias anaeróbicas. Por el contrario, en el caso específico de Las Minas de Hellín excluye taxativamente un origen vulcanogénico, ya que atribuye el volcán del Cerro del Monagrillo al Plioceno; este mismo razonamiento indica que para ese entonces Meseguer considera ya totalmente formadas las mineralizaciones. Dado que Meseguer no ofrece descripciones detalladas de las mineralizaciones en su estudio no podemos valorar hasta qué punto consideraba precoz la transformación diagenética de los yesos.

Según Calvo & Elizaga (1985, 1990 a) los yacimientos de Las Minas y El Cenajo serían epidiagenéticos (tardíos). Por el contrario, el trabajo de Servant Sildary (1990) aún sin ocuparse específicamente del tema razona un proceso de génesis singénético para las mineralizaciones.

3.4. MINERALIZACIONES DE AZUFRE DEL SECTOR DE LAS MINAS DE HELLÍN

HISTORIA DE LAS MINAS DE HELLÍN: ASPECTOS EMPRESARIALES Y ECONÓMICOS LIGADOS A LA VIDA DEL YACIMIENTO

Meseguer (1924) prácticamente nos ofrece todos los datos publicados sobre las minas de azufre de Hellín. Este autor indicaba que Las Minas de Hellín habían sido explotadas en época romana, ya que en antiguas galerías se habían encontrado tanto herramientas como restos humanos y entibado de madera, cacharrería, etc., de la citada época. Las labores estaban emplazadas en niveles muy superficiales, mediante pozos y galerías, siguiendo una mineralización nodular muy pura.

Con posterioridad las minas debieron caer en el olvido, no existiendo referencias hasta el 2 de julio de 1562, fecha en la que consta en el Registro general de minas de la Corona de Castilla la provisión otorgada para que Alonso de Monreal y Juan Sánchez de Buendía pudiesen beneficiar ciertas minas de alcrebite en los términos de Hellín y Moratalla. Hay constancia de la incorporación el 6 de mayo de 1589 a la Corona de las minas y las fábricas de azufre que en Hellín poseía Francisco de Monreal, siguiendo posteriormente las explotaciones de manera irregular con el objeto de dedicar el azufre a la producción de pólvora. El laboreo de las minas se realizaba entonces a cielo abierto, efectuando una excavación anual del orden de 21-25 m de profundidad y unos 1400 m² de superficie (un «hoyo»), que debía realizarse en el plazo de 140 días como máximo; como el sistema de acumulación de escombros consistía en ocupar el hoyo recién excavado con los escombros del que estaba en curso de excavación, si en el plazo indicado no se habían alcanzado los niveles con azufre, todo el trabajo se perdía. El mineral era estriado a mano y fundido en crisoles de barro (hoyas) calentados por leña procedente de los pinares que ocupaban por aquel entonces la concesión.

Este sistema tan costoso de extracción llevó al estado a arrendar las minas en 1818; posteriormente en septiembre de 1870 las vendió a Carlos Ross Fell, que constituyó la «Hellín Sulphur Company» con sede en Londres. Esta Sociedad llegó a desembolsar más de un millón de francos, llegando casi a la quiebra que fue salvada por un pequeño grupo de sus accionistas, constituyendo la «The Coto Menor Sulphur Company Limited», que gastó más de 80.000 libras en la explotación del negocio sin resultados mucho mejores. A su vez esta Sociedad vendió a D. Manuel Salvador López, quien constituyó la «Sociedad Minero Industrial del Coto de Hellín», que fue vendida nuevamente el 28 de diciembre de 1901 a la «Azufrera del Coto de Hellín», domiciliada en Bilbao y trasladada el año siguiente a Madrid. La documentación disponible indica que en el momento de la constitución de esta nueva Sociedad las labores estaban totalmente abandonadas, de modo que fue necesario el desescombro de las galerías y pozos. De todos modos, el mineral disponible en los frentes de explotación era de calidad, y sin

labores de exploración en apenas medio año se puso en plena producción la mina, apoyándose en la favorable coyuntura de mercado nacional e internacional.

En 1903 existían 15 pozos en funcionamiento, aunque de la inspección de la Jefatura de minas se deduce que la explotación era bastante improvisada ya que no había plano de labores. En 1906 esta deficiencia ya había sido subsanada, y se explotaban activamente las tres capas mineralizadas superiores, denominadas «Concha», «Gatuna» y «Jaspeada». En ese momento la producción acumulada desde la constitución de la Sociedad en 1901 era de unas 32.000 t de azufre refinado, lo que constituye una cifra verdaderamente notable; en ese mismo año de 1906 comienzan a hacerse notar los problemas de competencia con los productores extranjeros a la hora de colocar los productos en el mercado nacional, lo que será una constante a lo largo de toda la vida del yacimiento.

Además de estos factores exteriores, los principales condicionantes de la explotación del yacimiento de Las Minas consistieron en el aislamiento de éste, y en la escasez de energía. En vista de ello, la Sociedad explotadora remedió estos problemas en la primera década del siglo construyendo un ferrocarril minero de vía estrecha de 6 Km, hasta la línea de ferrocarril Cartagena-Madrid, un salto de agua con central hidroeléctrica en el río Mundo (1908), una línea de alta tensión desde éste al yacimiento (1914) y un poblado minero para la residencia fija de los empleados en el mismo yacimiento. La construcción de este último, sin embargo, no logró evitar que la escasez de personal especializado fuera especialmente grave en algunas épocas.

Aunque no podemos afirmarlo con precisión, probablemente hacia 1910-1912 los pozos ya habían sido profundizados hasta hallar el siguiente nivel estratiforme explotable, la llamada «capa cuarta», e inmediatamente después se localizó la «capa quinta». Esta serie de reconocimientos en profundidad del yacimiento culminaron en 1917 con el hallazgo de la llamada «capa octava», de una gran riqueza, que continuó siendo el objeto de principal interés hasta el cierre de las minas en 1960.

El 30 de diciembre de 1916 se produjo la constitución del Coto Minero de Hellín, S. A. en Madrid. Aunque Meseguer (1924) indica que las minas fueron vendidas en pública subasta al Banco de Cartagena y algunos particulares, entre los principales propietarios ya figuran algunos de los miembros de la familia O'Shea, que controlará la Sociedad hasta 1976. En el momento de la constitución de la sociedad anónima se realizó una importante emisión de obligaciones. Es interesante resaltar este hecho, ya que el pago del cupón anual y de la gradual amortización de las obligaciones condicionó enormemente la viabilidad económica de las explotaciones. La otra singularidad de la Sociedad que operaba en Las Minas de Hellín es que, a diferencia de otros productores de mineral, el Coto Minero de Hellín dispuso desde el primer momento de fábrica de fundición y refinado del mineral, lo que permitió la supervivencia del negocio incluso en los momentos más difíciles desde el punto de vista minero, gracias a la compra y tratamiento de minerales ajenos.



Fig. 8: Vista panorámica sobre Las Minas de Hellín (nótese la presencia de escombreras), y el Cerro del Monagrillo, edificio volcánico lamproítico que intruye la secuencia lacustre miocena evaporítico-diatomítica. En primer término aparece un antiguo pozo.



Fig. 9: Vista panorámica sobre el poblado de Las Minas desde la vertiente derecha del río Segura. En el centro de la imagen aparece una gran escombrera.



Fig. 10: Grupo de hornos Claret de primera fusión del azufre, en las antiguas explotaciones del Cenajo.

El tipo de explotación primitivo consistía en la explotación a partir de pozos de profundidad en general moderada, a partir de los cuales se explotaban las capas mineralizadas en un radio no superior a los 60-70 m. Una vez concluidos estos trabajos, se procedía a la excavación de otro pozo en las proximidades; todos estos pozos estaban servidos por tornos o malacates de mula. Al avanzar la explotación en el sentido del buzamiento de las capas hacia niveles inferiores se alcanzó el nivel freático, con lo que las labores se volvieron difíciles y antieconómicas. En consecuencia se pasó a un sistema de explotación a partir de pozos maestros intercomunicados, con sistemas de extracción de agua en los niveles más bajos de la explotación. Además se dotó a los pozos, ya mucho mayores, de sistemas de jaulas guiadas que permitían la extracción del mineral por vagonetas. Consecuentemente, la explotación se desarrolló en galerías mayores que permitían el paso de las citadas vagonetas, llevándose los frentes de explotación paralelamente a las direcciones de las capas y rellenando rápidamente las labores explotadas con los escombros del frente inmediato. Este sistema permitía economizar y reciclar el entibado, y el mineral era fácilmente extraído por las galerías dispuestas perpendicularmente a los frentes de avance. El tajo era preparado por rozadura a pico de los niveles de margas más blandas del techo o capa de cada nivel, y posteriormente era derribado con dinamita.

El mineral extraído una vez estriado era tratado en hornos de tipo Claret, consistentes en un hogar central con una chimenea central situada a una cierta altura de la bóveda. En este tipo de horno los humos producidos se introducen entre el mineral, y su alta temperatura hace fundir el mineral (el azufre funde a 114°) y ya fundido se deposita en una solera inferior y ahí es recogido en moldes de madera («gavetas») con forma de troncos piramidales cuadrangulares de unos 50 Kgr de capacidad. La carga de un horno de este tipo era de 45-50 t de mineral, con un rendimiento de azufre de 8 a 10 t, según la riqueza del azufre que en 1924 oscilaba entre un 15-20%. Este azufre de primera fusión era posteriormente refinado en retortas y cámaras de sublimación. A mediados de los años veinte los hornos Claret fueron gradualmente sustituidos por el método italiano de los hornos Calcaroni, mucho más eficaces en especial por lo que se refiere al rendimiento energético del proceso. En los años posteriores los técnicos de la sociedad realizaron continuas innovaciones y mejoras en la técnica de obtención del mineral, y muy en particular en lo que se refiere a las cámaras de refino del azufre de primera fusión.

Las capas superficiales (Concha, Jaspeada y Gatuna) del yacimiento continuaron siendo explotadas con niveles destacables de extracción aproximadamente hacia finales de la segunda década del siglo. Además durante el período 1916-17 hay evidencias de actividad en las azufreras del Cenajo, cuya producción era totalmente adquirida y refinada en las instalaciones de Las Minas. En conjunto, se puede indicar que esa década fue buena para la minería del azufre: durante el período 1912-21 se explotaron unas 65-70.000 t de azufre, y a pesar de algunos problemas notables, como el originado por la falta de abastecimientos

regulares del carbón necesario en los procesos de fusión durante la 1.^a Guerra Mundial, los ejercicios se cerraron en líneas generales con beneficios.

Los años de 1920 y 1921 se cerraron con pérdidas por el pago de cupones de los obligacionistas y la competencia de mineral americano e italiano. El cuatrienio siguiente fue algo mejor, aunque las labores reconocidas se estaban agotando por acercarse los frentes de extracción hacia las zonas superficiales, en las que el azufre aparecía ampliamente sustituido por yeso secundario. Durante el periodo 1922-1925 se extrajeron y refinaron unas 20-25.000 t de azufre, mientras que durante el periodo 1926-1935 se produjeron unas 55.000 t de azufre refinado a partir del mineral extraído en la mina. Por otra parte, durante la década de los veinte se produjeron diferentes conferencias entre los extractores y refinadores de mineral, que condujeron en 1927-28 a pactos concretos de creación de cuotas fijas de mercado y mantenimiento de precios comunes. Por este motivo, el balance de la Sociedad cerró en activo en 1928 por primera vez desde 1919. Aunque hay que reconocer que la contabilidad de la empresa fue llevada en aquellos años de un modo un tanto peculiar, podemos considerar este hecho como indicativo de la escasa vitalidad de la minería de azufre durante la década de los años veinte.

A partir del 1929 y prácticamente hasta el comienzo de la Guerra Civil comienzan a producirse problemas sociales en las minas, con algunas huelgas (1929, 1930, 1932, 1934) e incluso algún cierre patronal (1932). Además en los años 1930-32 las ventas de azufre sufrieron una merma de consideración, tanto por la propia coyuntura de mercado como por la presencia de abundante azufre italiano favorecido internacionalmente por el gobierno autárquico fascista con precios de dumping; la situación llegó a ser tan seria que la Sociedad del Coto Minero de Hellín consiguió una prohibición de importación por parte del gobierno español en 1934. Con todo, por esos años en el volumen de negocio de la Sociedad ya comenzaba a tener una importancia porcentual creciente el refino de azufres procedentes de otros yacimientos, de modo que la competencia del azufre italiano sólo era temida por el hecho de que se trataba de producto elaborado. Hacia 1933 ya había sido firmemente establecido un sistema de cupos entre los diferentes refinadores de azufre nacionales, en los que la materia prima procedía principalmente de las piritas tostadas de Riotinto.

Los problemas económicos de la Sociedad se acrecentaron en 1934, primer año en el que se tuvo que pagar el seguro obrero obligatorio. A partir de ese momento se evidencia con claridad que el coste salarial de la plantilla de mineros convertía prácticamente la extracción de mineral en un negocio ruinoso. Esta situación se trató de corregir a partir de 1931 con un nuevo método de extracción en galería utilizando barrenos móviles. Este hecho consentía importantes ahorros en personal, y permitió explotar antiguas reservas de baja ley (capa cuarta), pero a pesar de estos esfuerzos el año 1934 cerró con pérdidas, ya que se tuvo que vender azufre por debajo del precio de coste, con el fin de mantener cuotas de mercado. La infraestructura de comunicaciones mejoró notablemente en

1933 con la construcción de las carreteras de Las Minas a Agramón, y de Minas a la Estación.

La llegada de la Guerra Civil creó los lógicos problemas de desabastecimiento, escasez de personal e incluso escasez de mercados. A estos hechos hay que añadir la desconexión del equipo dirigente con el laboreo de las minas durante el periodo bélico; en realidad las explotaciones se limitaron a los niveles superficiales (principalmente la capa cuarta, ya que el resto estaba ya muy agotado), quedando abandonadas y mal desaguadas las labores en la capa octava. Dentro de los problemas de explotación, los abundantes partes de accidentes con explosivos durante la Guerra Civil demuestran que el respeto a las medidas de seguridad y la calidad de los materiales empleados dejaban mucho que desear en esos tiempos. Después de la guerra se restableció rápidamente el sistema de cupos para el tratamiento del material procedente de la faja piritífera, y la Sociedad valoró en unas 70.000 ptas. las pérdidas de explotación generadas en dicho periodo.

La dureza de la postguerra no fue inferior que en el resto del país, de modo que el restablecimiento de una actividad normal no fue posible debido a la escasez de energía, penuria de medios de comunicación y de suministros, etc. A partir de 1941 se registró una continua emigración de mineros hacia las minas de lignito catalanas, donde recibían mejores salarios; en parte la escasez de personal fue cubierta en esos años con el trabajo de penados políticos. Los años 1942-44 fueron particularmente malos, la sociedad buscó intensamente ingresos atípicos, como la explotación de las esparteras de sus montes o la venta de antigua maquinaria en desuso para el desguace. Durante 1945 se registró una gran sequía, que impidió la producción de energía eléctrica en la central del río Mundo; paradójicamente la falta de agua provocó la inundación de las labores preparadas en los niveles octavo y noveno, debido a que por falta de energía no se pudieron utilizar las bombas de educación de las aguas infiltradas desde el acuífero.

Durante el periodo 1936-1946 la producción de azufre a partir de minerales propios alcanzó unas 15-18.000 t, mientras que en el periodo 1947-1957 se llegó a unas 25.000 t de azufre. Por otra parte, desde el final de la guerra los precios del azufre estaban intervenidos, y hasta el 1948-49 no se consigue que las primas estatales permitan un margen aceptable de beneficio al negocio. A partir de 1950 esta situación cambia, y se puede decir que desde entonces la actividad minera (y en buena medida también la de refino) depende directamente de las subvenciones estatales.

En 1951 se procede a una ampliación de capital con eliminación de las obligaciones circulantes; muy posiblemente si esta medida se hubiera llevado a cabo 25 años antes la vida económica de la mina hubiera sido muy diferente. Tras esta operación, el control de la familia O'Shea sobre la sociedad es prácticamente absoluto, y se acometen nuevos trabajos de exploración en el sector oriental del yacimiento. Al final de la década de los cincuenta el país abandona la política autárquica, y la llegada del Plan de Estabilización coincide con una

situación internacional totalmente desfavorable, con gran cantidad de azufre de procedencia polaca, mejicana y norteamericana disponible a bajo precio.

Llegado a este punto, en los primeros meses de 1960 la carga salarial de las labores mineras se hace insostenible para la sociedad, que decide en consecuencia cerrar la mina y mantener la fábrica de refino de azufre para trabajar con productos de origen externo. En ese momento se trabajaba intensamente la capa octava en el sector oriental del yacimiento sin que se vislumbrara el agotamiento de éste, motivo por el que se entiende la nostalgia de los antiguos mineros que aún hoy en día recuerdan quejosos que la mina se cerró disponiendo de abundantes reservas de mineral. La fábrica de azufre funcionó hasta que el 8 de abril de 1976 la familia O'Shea vendió la sociedad a un consorcio constituido por AFERMOSA, Felipe Fuster, S. A., La Industrial Química de Zaragoza, S. A., Juan Pallarés y Cía., Romero Hermanos, S. A., SERGASA y Unión Azufrera, S. A. En la actualidad la sociedad mercantil Coto Minero de Hellín, S. A. pertenece a los Sres. Nicolás José López Reverte, Tomás Sánchez Pérez y Miguel López Ortiz y permanece inactiva, tanto en el campo minero como en el de la producción de azufre.

Es difícil estimar cuál ha podido ser la cifra total de azufre producido con el mineral del yacimiento de Las Minas de Hellín, pero si tenemos en cuenta las cifras parciales antes expresadas y que según Baedeker (en Calderón 1910) en 1903 la producción total de azufre en España se podía estimar en unas 50.000 t, de las que más de la mitad del total procederían de Hellín, no parece exagerada una cifra total de unas 275.000 t.

Si se analizan las producciones anuales a lo largo del periodo 1901-1960, se observa que existen dos etapas bien marcadas, en cada una de las cuales la producción se mantiene relativamente constante, independientemente de las vicisitudes por las que pasara la mina: hasta la guerra civil, la producción se mantiene en unas 5-6.000 t de azufre por año, mientras que con posterioridad a la guerra en cuanto se puede restablecer una cierta normalidad en la producción ésta se estabiliza en unas 2.000-2.500 t de azufre por año.

Los datos disponibles sobre la ley del mineral explotado en cada momento aún siendo fragmentarios no muestran una variación notable en ésta entre las dos etapas citadas; la diferencia en la producción parece corresponder principalmente al tipo de minería desarrollada en cada momento. Así, mientras se pudo emplear a un número elevado de mineros que realizan una explotación muy selectiva con un estrío relativamente artesanal en el mismo tajo las producciones son elevadas, mientras que en el momento en que las cargas salariales (y más específicamente, la cobertura social de éstas en forma de seguros) adquieren más importancia el yacimiento se vuelve totalmente antieconómico en un contexto de economía de mercado, de forma que la misma empresa desplaza su campo de interés sobre la fábrica de azufre, que ofrece beneficios con una plantilla mucho más reducida.

MORFOLOGÍA DE LA MINERALIZACIÓN EXPLOTADA, Y SECUENCIA ESQUEMÁTICA DE EXPLOTACIÓN

No existiendo información alguna en el trabajo de Meseguer (1924) sobre la traza de las labores subterráneas la reconstrucción de la morfología y tipo de mineralización explotada sería imposible, dada la inaccesibilidad actual de ésta; de hecho sólo se podría, como en tantos otros casos de antiguas minas abandonadas, obtener una información cualitativa del tipo de mineralización explotada haciendo una estratigrafía de las escombreras. Sin embargo, tal como se puede deducir de la tipología de yacimientos precedentemente expuesta la morfología de la mineralización y la naturaleza de su encajante es muy importante para poder comprender la génesis de ésta.

Por fortuna, durante el desarrollo del estudio hemos podido localizar mapas de labores correspondientes a todo el periodo de explotación de Las Minas en el siglo XX. Estos mapas de labores proceden de cartografías inéditas de la Sociedad, de algunas memorias anuales de ésta, y finalmente de los Planes de Labores que en los últimos años de la explotación debían ser consignados anualmente a la Dirección General de Minas y Combustibles. La reconstrucción de la morfología de la mineralización se ha visto favorecida por el carácter marcadamente estratiforme de la mineralización, por el hecho de aparecer en una secuencia monoclinial de dirección 160/20 W (buzamiento de hecho variable entre 15-25°) escasa o nulamente tectonizada, y por la misma naturaleza del relieve del terreno ocupado por la mina, una llanura levemente inclinada en dirección hacia el río Segura, disectada por unas pocas torrenteras poco profundas que vierten sus aguas al Segura.

Por otra parte, Meseguer (1924) sí que ofrece una sucinta estratigrafía de los niveles estratificados conocidos en la mina en el momento de redactar su trabajo. De este modo, consigna de techo a base:

- Grupo 1 (mineralizado; capas: 1 arpillera, 2 pata de gallina, 3 guijarro rico y 4 florido de la concha), potencia 1.5 metros.
 - 0.7 a 2 m de estéril.
- Grupo 2 (mineralizado; capas: 5 guijarro, materias bituminosas, 6 Concha), potencia 0.9-1.4 m.
 - 3 m de estéril.
- Grupo 3 (mineralizado; capas: 7 florido jaspeado, 8 venilla, 9 bastarda, 10 jaspeada). Potencia 0.9-1.2 m.
 - 3 m de estéril.
- Grupo 4 (mineralizado; capas: 11 florido gatuna, 12 tabletas, 13 andresa, 14 gatuna). Potencia 0.9-1.25 m.
 - 22 de estéril.
- Cuarta (capa cuarta): potencia 0.6-0.7 m.
 - 7 m de estéril.
- Quinta (capa quinta): potencia 1.5 m.

—3 m de estéril (en Meseguer 1924 aparecen 13 m, posiblemente por error tipográfico).

—Sexta. Potencia 0.7 m.

—Séptima. Potencia 0.5 m. Casi en estéril.

—8 m de estéril.

—Octava (capa octava), Potencia 0.55 m.

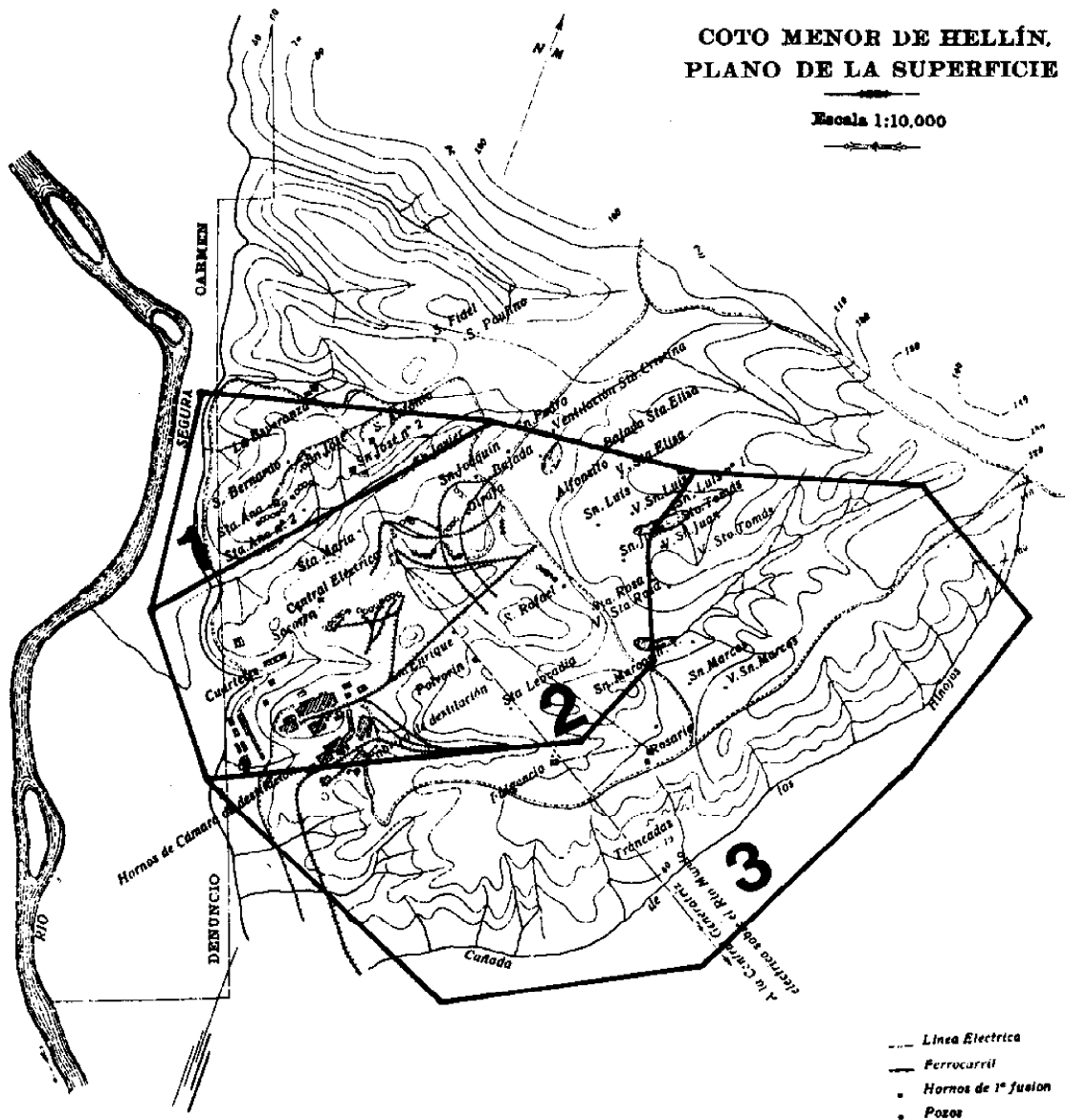


Fig. 11: Distribución de los diferentes sectores explotados en profundidad en el yacimiento de Las Minas de Hellín.

Choca el hecho de que existiendo 4 grupos mineralizados en el techo del yacimiento, la siguiente capa que es denominada como tal sea llamada capa cuarta en lugar de capa quinta. Ello es debido a que en el periodo de explotación comprendido entre 1901 y 1960 el grupo 1 prácticamente no es tomado en consideración, y los grupos 2, 3 y 4 son denominados respectivamente (capas) Concha, Jaspeada y Gatuna; por lo tanto la siguiente capa explotada es denominada cuarta. En conjunto toda esta columna litológica abarca unos 60 m; sin embargo los datos en nuestro poder indican unos 120 m de secuencia litoestratigráfica por debajo de la anterior con presencia más o menos importante de mineralizaciones de azufre; se trata en general de nódulos más o menos aislados de azufre, pero a partir de unos 45 m por debajo de la octava existe un tramo de unos 30 m en los que aparecen diferentes niveles de azufre cada uno de los cuales tiene un espesor de varios cm. Estas mineralizaciones fueron llamadas «capa novena» y exploradas en varios pozos del sector suroriental y central del yacimiento, sin que exista constancia de que hayan llegado a ser explotadas.

Podemos distinguir tres sectores en el yacimiento (véase la fig. 11): el sector nordoccidental del yacimiento (antiguos pozos de Santa Ana, San Javier, San Antonio, Esperanza, etc.) en el que fueron intensamente explotadas las capas superiores a la cuarta en los dos primeros decenios del siglo, y en el que igualmente se prosiguió la explotación de la cuarta, quinta y octava a medida a comienzos de los años 30. Las labores en este sector quedaron limitadas por el agotamiento de las capas superiores y su empobrecimiento hacia el oeste, así como por la presencia de infiltraciones procedentes del acuífero del Segura al sobrepasar la vertical de la acequia situada al este del cauce principal (capas cuarta y, principalmente, la octava).

Durante la década de los cuarenta las labores se desplazan gradualmente hacia el este, hacia el sector central del yacimiento (pozos Gitana, Socorro, San Rafael, San Enrique, etc.), así como hacia el norte (pozos Alfonsino, San Luis, San Joaquín). Esta extensión del sector explotado se produce principalmente en la capa octava, mientras que la cuarta y la quinta, mucho más pobres, sólo fueron objeto de explotación en la medida de que el mineral obtenido en ellas, en cada uno de los pozos, pudiera ser mezclado con el de la octava en los diferentes grupos de hornos situados a pie de pozo. Finalmente, a finales de los cuarenta y durante los cincuenta se procede a explotar intensamente la capa octava en el sector más oriental y nordoriental del yacimiento (pozos San Eduardo, Fulgencio, Rosario, San Enrique 2, Hinojos, Rafaela, Purísima, y sectores al este de ellos), así como las capas cuarta y quinta (igualmente supeditadas a la mezcla con minerales de la octava) en los sectores alrededor de los pozos San Rafael, Rosario, Purísima, etc.

Los límites de cada uno de los niveles explotados, y por consecuencia los límites del yacimiento, son en líneas generales mal conocidos. En general, la mayor parte de los niveles parecen extinguirse hacia el NO, ya sea por erosión en el caso de los niveles más superficiales, ya sea por paso gradual a niveles yesíferos

(capa octava, niveles aislados de la novena, incluso hasta cierto punto la cuarta). Por el contrario, hacia el oeste y suroeste la continuidad y riqueza de las capas era notable, tanto por lo que se conoce por las labores interrumpidas por infiltraciones de agua (pozos Socorro, Juanito) como por los sondeos efectuados; el hecho de que no se prosiguiera la explotación en ese sentido es únicamente debido a los problemas técnicos generados por la presencia del acuífero del Segura, y de hecho se conocen pozos aislados con algunos hornos de fusión en la margen derecha de este río, aunque no se sabe a ciencia cierta el nivel explotado en cada uno de ellos. Los indicios en superficie son frecuentes y de tipologías variadas.

Hacia el este la capa quinta parecía empobrecerse gradualmente y pasar a yesos en los alrededores del pozo Rosario, pero se desconoce si los yesos eran primarios o secundarios generados a partir de oxidación local del azufre (cosa probable, ya que la capa era subaflorante). En el sector sureste y este la continuidad y riqueza de la capa octava era notable en el momento de cierre de la mina, si bien en el sector sur (al oeste del pozo de ventilación de S. Eduardo) presentaba un golfo de discontinuidad. De todos modos, en la prolongación hacia el este del sector explotado del yacimiento la capa octava era prácticamente subaflorante y, dado su buzamiento, ha sido en buena medida erosionada. Sorprende de todas maneras la ausencia de exploraciones en el sector este, por lo que se refiere a la capa novena y/u otras subyacentes.

LITOFACIES, TEXTURAS Y MICROTERTURAS DE LA MINERALIZACIÓN. IMPLICACIONES GENÉTICAS

La ya citada inaccesibilidad a las antiguas labores desarrolladas en profundidad hace que la atribución de litofacies de azufre a los diferentes niveles explotados sea meramente interpretativa.

La mayor parte de las descripciones antiguas en nuestro poder indican que los niveles correspondientes a los cuatro grupos superiores citados por Mesguer (1924) anteriormente enumerados indican que la mineralización en ellos explotada era de naturaleza prevalentemente nodular. Los fragmentarios afloramientos dispersos en los alrededores de Las Minas (algunos de ellos ya descritos por Calvo y Elizaga 1990 c, y Servant Sildary et al. 1990) muestran nódulos de azufre de unos pocos cm de diámetro, de morfología discoidal (en general con el eje mayor subhorizontal) o esferoidal, que han crecido desplazando láminas no litificadas de yeso primario y/o diatomitas y/o carbonato. Se trata por lo tanto de una mineralización de características diagenéticas extraordinariamente precoces, o quizás incluso en algunos casos de mineralizaciones sinsedimentarias, entendiendo bajo este concepto una simultaneidad entre el desarrollo del nódulo y la sedimentación de alguna de las láminas del yeso primario suprayacente.

Los nódulos de azufre aflorantes han sido frecuentemente oxidados a yeso secundario en un proceso diagenético muy tardío, tal como se puede deducir de las características texturales del yeso formado (reemplaza irregularmente todas

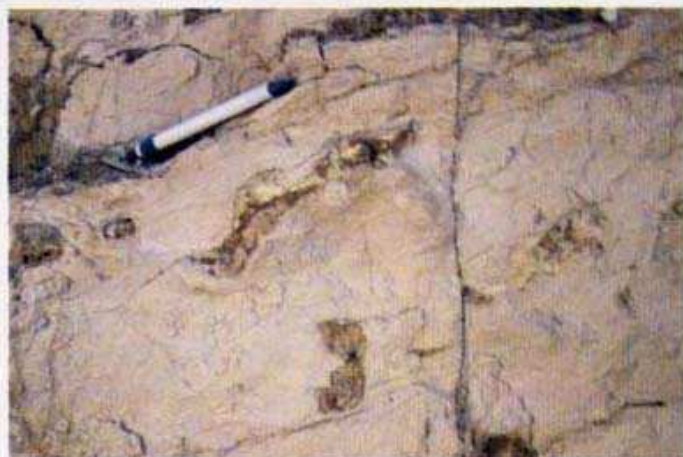


Fig. 12: Nódulos diagenéticos de azufre de morfologías irregulares, y dimensiones que llegan al decímetro. Antiguas explotaciones del Cenajo.



Fig. 13: Mineralización diagenética nodular de azufre en el seno de los sedimentos margoso-evaporíticos. Antiguas explotaciones del Cenajo.



Fig. 14: Bocamina de las antiguas explotaciones del Cenajo. Presencia de niveles centimétricos estratoligados de azufre macrocristalino (ángulo superior izquierdo de la imagen) asociados a yeso fibroso secundario, igualmente estratoligado, en el seno de una secuencia carbonatado-diatomítica.

las litologías antes citadas, destruyendo en general todas las texturas preexistentes) y de la geoquímica isotópica (Servant Sildary et al., 1990). Además de las litofacies nodulares, hemos localizado niveles de azufre más o menos estratiformes, asociados en general a yeso fibroso secundario.

La inaccesibilidad a las labores antiguas en Las Minas puede ser parcialmente suplida por el reconocimiento de las antiguas azufreras del Cenajo, que ocupan una posición semejante a la de los citados grupos superiores, si tenemos en cuenta la disposición estratigráfica en ambas cuencas. Efectivamente, los niveles explotados en el Cenajo están constituidos tanto por niveles nodulares como nodulares coalescentes (figs. 12, 13, 15) y estratiformes, asociados a yeso fibroso secundario (fig. 14). En el afloramiento se puede reconocer la gradual transformación de los nódulos a yeso secundario (fig. 15, 16), que progresa en general desde el borde externo del nódulo hacia el interior.

La diferencia más notable con los niveles accesibles en Las Minas es la presencia, unos 33 metros por debajo de las azufreras explotadas, de niveles carbonatados más o menos vacuolares, con una mineralización pobre en azufre extensamente diseminada, tanto en forma coloidal en calcita oscura más o menos bituminosa, como en forma macrocristalina en las cavidades.

Por el contrario, las capas cuarta, quinta, octava, y lo que se conoce como novena, consistían en niveles claramente estratiformes, de una gran continuidad. En los casos mejor documentados (quinta y octava) lo que denominamos como una capa unitaria estaba constituida por varios niveles claramente estratiformes pluricentimétricos asociados, separados por niveles igualmente estratiformes de yeso primario, tanto groseramente detrítico como balatino y/o crecido en empalizada. Hay documentos que sugieren que al menos en parte algo parecido también fue explotado en los cuatro grupos superiores.

A título de ejemplo, de las capas explotadas en el año 1950 en el sector oriental del yacimiento, la octava constaba de cuatro niveles de azufre estratiforme, que citados de muro a techo tenían una potencia media de 7-9, 5-7, 4-6 y 21-29 cm, respectivamente, repartidos en un espesor total de unos 60 cm, en los que el resto del material era casi exclusivamente yeso; la ley media de esta capa octava era entonces de un 18%. Por su parte, la quinta presentaba una ley media de un 13% en azufre, estando también constituida por cuatro niveles estratiformes de potencia media (de muro a techo) de 5, 5, 3 y 6 cm, repartidos en un espesor total de unos 60 cm. Este material era estriado directamente en el tajo, dejándose para rellenos un 50% aproximado del volumen extraído, de modo que el mineral que hallamos en escombreras corresponde a los intervalos ricos escapados a un doble (en profundidad y a pie de pozo) estrío a mano.

Al observar estas muestras procedentes de las escombreras se pueden hallar tanto finas alternancias milimétricas perfectamente estratiformes de yeso y azufre microcristalino (fig. 17), en ocasiones afectadas de pliegues sinsedimentarias implicando tanto las láminas de azufre como las de yeso (fig. 18), como niveles estratiformes compactos de azufre macrocristalino en textura que podemos



Fig. 15: Mineralización nodular de azufre tapizada de yeso secundario. Antiguas explotaciones del Cenajo.



Fig. 16: Yeso secundario (pseudocrystals del desierto) sustituyendo la mineralización diagenética nodular de azufre. Antiguas explotaciones del Cenajo.

definir como granoblástica (fig. 19). En estos casos podemos hallar tanto tránsitos netos hacia el muro del nivel centimétrico de azufre, como intercrecimientos groseros de yeso, azufre, y más localmente celestina, y digitaciones hacia los niveles infrayacentes en forma de rellenos de venillas y/o parches totalmente aislados en el seno del yeso. La superficie superior del nivel de azufre frecuentemente parece tapizada de cristales milimétricos euhedrales de azufre, que localmente pueden aparecer asociados a yeso y más raramente a celestina. La presencia de carbonatos en las muestras estudiadas es en general extremadamente rara, siendo ésta una característica distintiva del yacimiento de Las Minas respecto a la mayoría de los yacimientos bioepigenéticos y biosingenéticos conocidos (véase apartado de clasificación de yacimientos de azufre).

Una litofacies mucho más rara es la constituida por pseudomorfos de agregados de yeso pluricentimétricos (fig. 20). Estos agregados de yeso atraviesan, y en ocasiones preservan, la laminación primaria de niveles de yeso primario microcristalino, y es en general considerada como una litofacies yesífera diagenética extremadamente precoz (Ortí, 1992, com. personal). En esta litofacies el azufre sustituye perfectamente al yeso, y muy frecuentemente las cavidades interticiales entre los pseudomorfos hojosos de azufre aparecen rellenas de celestina, igualmente macrocristalina.

Otra litofacies yesífera (no explotada) en la que el azufre aparece involucrado es la de megacristales lenticulares, en los que el azufre aparece preservado como inclusiones centimétricas en el interior de las lentículas (figs. 21 y 22).

Dado el tamaño generalmente microcristalino de las especies cristalinas implicadas en la mineralización, ha sido especialmente útil el estudio de las microtexturas con el microscopio electrónico de barrido con microanalizador incorporado. La primera conclusión de este estudio es la presencia de numerosos minerales magnésicos (sulfato cálcico-magnésico, sulfato potásico-magnésico) no detectados ni ópticamente ni en los difractogramas estudiados; la mineralización es en esta escala microscópica sensiblemente más compleja de la paragénesis azufre-yeso-dolomita-celestina.

Por lo que se refiere estrictamente al azufre, en los niveles finamente laminados, raramente aparece en cristales idiomórficos, contrariamente a lo que suele suceder en las variedades macrocristalinas de los mismos niveles estratiformes. Las paragénesis y las relaciones texturales son comparables en los niveles finamente laminados y en los niveles centimétricos que hemos denominado anteriormente granoblásticos. El azufre constituye una matriz o cemento en la que se pueden reconocer los hábitos cristalinos por las superficies de exfoliación y/o de crecimiento de los cristales (figs. 23 y 24), y completamente cementados por él y/o en el interior de cavidades en su seno prácticamente totalmente obliteradas aparecen vistosos cristales idiomórficos de celestina (figs. 25, 27 y 28). Tanto el azufre como la celestina aparecen tapizados por cristales de dolomita, con texturas propias de cocrystalización (o en todo caso, de cristalización de la dolomita en los últimos estadios de cristalización de la celestina) (figs. 23, 24, 25 y



Fig. 17: Mineralización milimétrica de azufre, finamente intercalada en yeso con laminaciones perfectamente estratiformes. Las Minas.



Fig. 18: Alternancia de láminas de yeso y azufre, de espesor milimétrico, afectadas de pliegues e intercaladas entre niveles análogos no plegados. Las Minas.



Fig. 19: Mineralización estratiforme macrocristalina de azufre, en el seno de sulfatos. Nótese la potencia pluricentimétrica de los niveles de azufre (color amarillo, sector superior de la muestra). Las Minas.

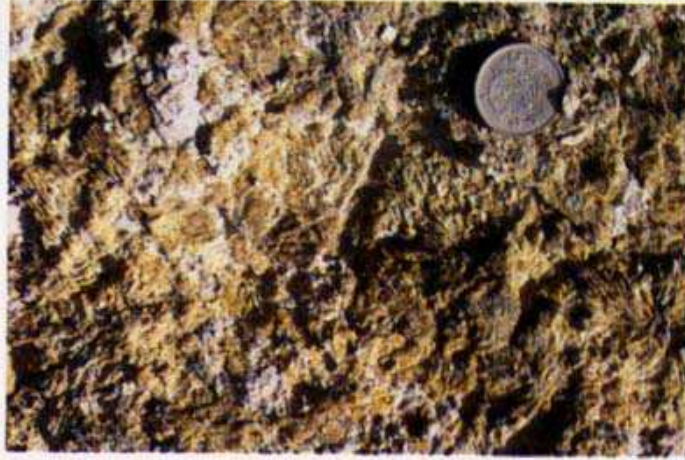


Fig. 20: Pseudomorfos de yeso constituidos por azufre nativo. Las Minas.



Fig. 21: Yeso macrolenticular conteniendo azufre (aparentemente antiguos cristales idiomórficos). Materiales lacustres de la vertiente derecha del río Segura.



Fig. 22: Detalle de la mineralización de azufre de la fig. 21.

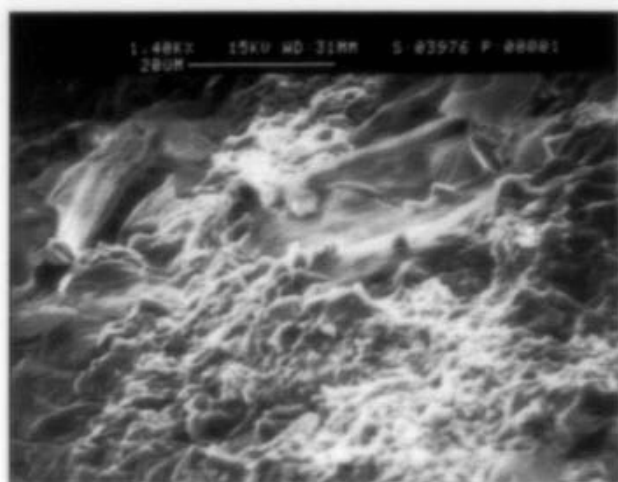


Fig. 23: Mineralización de azufre (cuerpos finamente rallados del sector superior de la foto) cocristalizando con dolomita subidiomórfica (sector inferior de la foto). Niveles estratiformes de azufre, escombreras de Las Minas de Hellín.

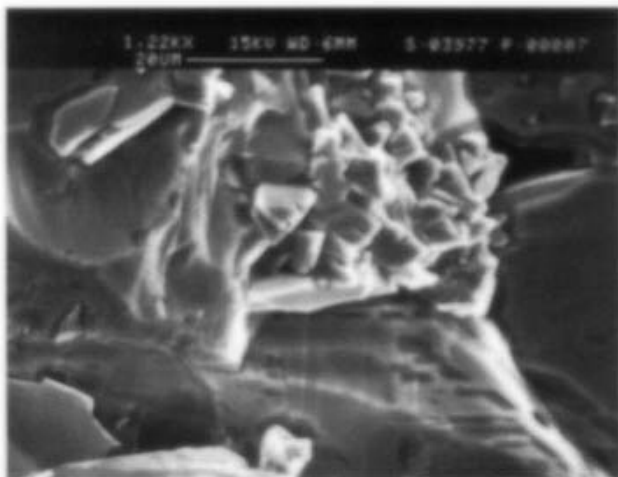


Fig. 24: Cristales idiomórficos de dolomita en el seno de azufre. Niveles estratiformes de azufre, escombreras de Las Minas de Hellín.

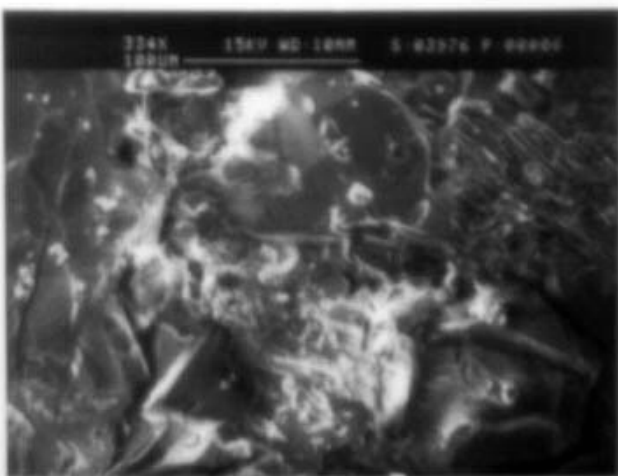


Fig. 25: Cristal idiomórfico de celestina (centro superior) asociado a dolomita (tapizando sectores de la celestina), sulfato magnésico-cálcico de hábito planar (superior derecha, y centro de la foto) englobado en azufre (izquierda e inferior derecha).

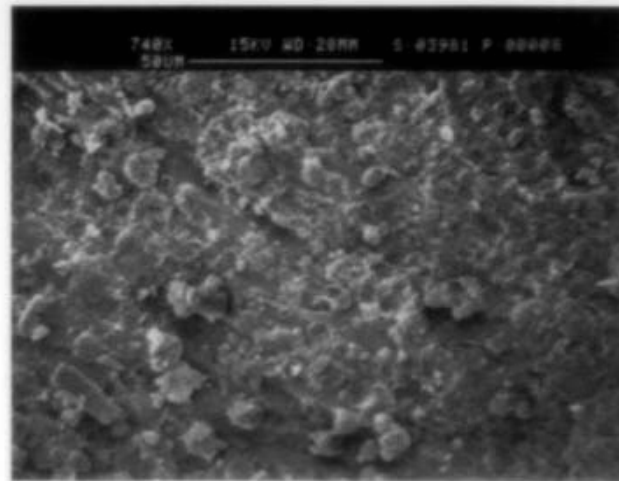


Fig. 26: Textura moderadamente porosa constituida preferentemente por placas de yeso (cristales de hábitos planares con marcada exfoliación) sobre los que reposan agregados microcristalinos irregulares de sulfato cálcico-magnésico. Borde yesífero de un nódulo de azufre microcristalino, azufrera del Cenajo.

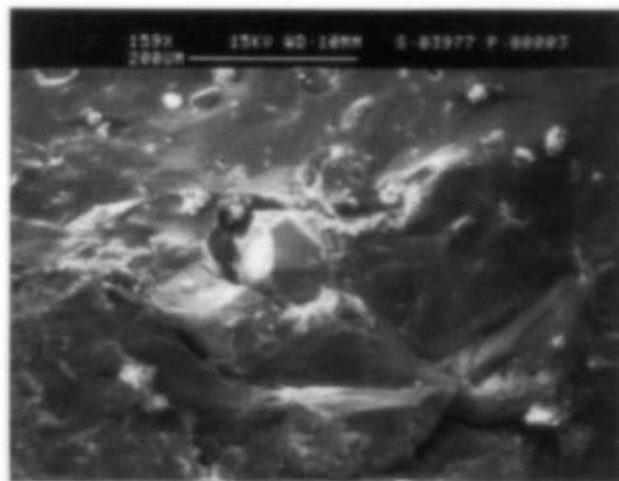


Fig. 27: Cristal idiomórfico de celestina (centro) englobado en el seno de azufre. Alternancias milimétricas de yeso y azufre, escombreras de Las Minas de Hellín.

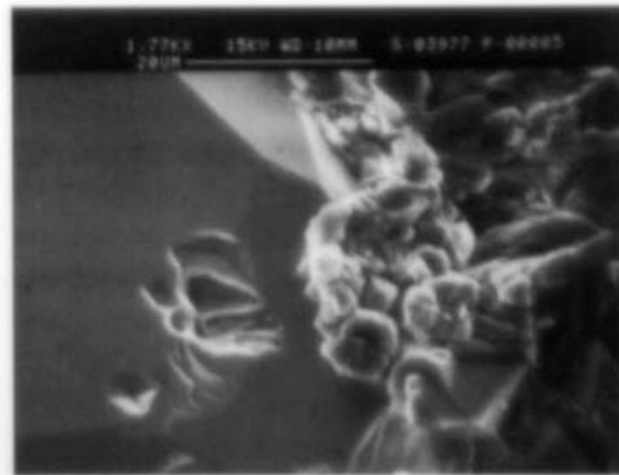


Fig. 28: Detalle de la fotografía de la fig. 24. Nótese la existencia de cristales de dolomita (dcha.) entre el cristal de celestina (izda.) y el azufre (inferior dcha.).

28). El sulfato cálcico-magnésico aparece igualmente englobado en el seno del azufre, y no es raro que también aparezca asociado a la celestina, en la misma relación textural que la dolomita (fig. 25). Las texturas en general son bastante masivas.

Por lo que se refiere a los nódulos de azufre microcristalino, la textura general es bastante más porosa, y el azufre aparece en general en agregados de cuerpos escamosos más o menos amalgamados. Es digna de mención la presencia de sulfato cálcico-magnésico en el núcleo de nódulos no oxidados exteriormente, en texturas que aparentemente representan cocrystalización. También se puede hallar dolomita, mucho más rara, pero no hemos podido identificar celestina. Los nódulos no oxidados pero que muestran una cubierta exterior de yeso aparecen constituidos en ese sector externo por una asociación de plaquitas de yeso, en una textura menos porosa que el interior del nódulo, sobre la que aparecen agregados microcristalinos irregulares de sulfato cálcico-magnésico. Hacia el interior del nódulo (fig. 26) comienza a aparecer azufre asociado al yeso (en ocasiones en texturas de clara sustitución por parte del yeso, en otras con apariencia de cocrystalización) hasta que desaparece éste prácticamente en su totalidad. En el sentido contrario, se observa el tránsito hacia yeso más o menos macrocristalino, que puede sustituir al sedimento que encaja los nódulos.

GÉNESIS DE LAS MINERALIZACIONES DE AZUFRE DE LAS CUENCAS LACUSTRES ESTUDIADAS

Las mineralizaciones principales explotadas en Las Minas de Hellín corresponden al tipo biosingénético, tanto por sus características texturales como por lo que se refiere al marcadísimo carácter estratiforme de la mineralización a lo largo de todo el yacimiento. Naturalmente, esta afirmación no pretende excluir la hipotética presencia de otras posibles mineralizaciones bioepigenéticas de importancia totalmente marginal.

El medio deposicional fue subacuático, de baja profundidad, continental (Calvo y Elizaga 1985, 1990, etc.) pero sometido a esporádicas influencias marinas, tal como indica la composición isotópica del azufre (Servant Sildary et al. 1990); sin embargo, hay que destacar que más de 150 m de la secuencia azufrosa no afloran y por lo tanto no sabemos si corresponden más marcadamente a un medio marino y/o parálico de transición; de hecho, no podemos excluir la presencia de aportes de azufre marino en los niveles inferiores de la secuencia sedimentaria, y quizás incluso en las mineralizaciones del primer y segundo ciclo (véase más adelante), pero su presencia no es en absoluto necesaria para la formación de éstas.

La procedencia del azufre del yeso, y razonablemente de las mineralizaciones de azufre nativo, en la secuencia aflorante corresponde a un reciclaje de evaporitas triásicas; la existencia de asomos diapíricos dentro (y en los bordes) de las cuencas azufrosas y activos durante la sedimentación (distorsiones locales en

la sedimentación) hace que podamos abogar por un origen extremadamente proximal de este azufre. De hecho, los asomos diapíricos probablemente iban siendo disueltos a medida que afloraban, quizás incluso directamente en el medio subacuático.

Las cuencas eran restringidas, y el clima cálido, lo que unido a la baja profundidad de la columna de agua permitió la concentración de sales en el agua hasta comenzar a formarse la precipitación del yeso, en un ambiente altamente magnesiano y sulfatado. La zona en la que este sedimento químico se comenzó a depositar estaba alejada de los márgenes de la cuenca lacustre, ya que no estaba sometida a la llegada de aportes detríticos (éstos sólo son manifiestos en el primero de los tres ciclos azufrosos que serán comentados más adelante).

La precipitación del sulfato acuoso en condiciones normales se haría como yeso; sin embargo la acción de las bacterias sulforeductoras puede provocar la episódica precipitación directa de azufre. La creciente salinidad en la cuenca inhibe la actividad orgánica, hasta llegar a un punto en el que cesa la acumulación de azufre y se reinstala de nuevo plenamente la del yeso. La alternancia de episodios de precipitación de azufre y yeso, en escala macroscópica, es atribuible a variaciones en la salinidad de las aguas. Así, el retorno a la precipitación del azufre (es decir, a la actividad biorreductora del sulfato) puede ser debida tanto al influjo de agua dulce como al de aguas marinas más diluidas que las de la cuenca. En este sentido, podemos postular un origen para las mineralizaciones de azufre de los alrededores de Hellín comparable al modelo postulado por Hunt (1915) y Dessau (1962) para los yacimientos sicilianos, en el que la existencia de precipitación de azufre está directamente relacionado con actividad bacteriana, estrechamente ligada a episódicas diluciones en la cuenca evaporítica.

Si se contempla globalmente la columna litoestratigráfica conocida en Las Minas se observa que existen tres grandes ciclos en los que se ha depositado azufre, que son, de techo a base:

—El ciclo de los cuatro grupos superiores (capa superior más concha, jaspeada y gatuna), de un espesor aproximado (en el estado actual de erosión) de unos 14 m.

—El ciclo correspondiente al intervalo de capas que va de la cuarta a la octava (ambas inclusive), con un espesor aproximado de 25 m.

—El ciclo inferior no explotado, conocido principalmente por sondeos, de un espesor aproximado de 30 m.

El primer ciclo y el segundo están separados por un paquete sedimentario de unos 22 m, y el segundo y el tercero por otro de unos 45 m de espesor. Fuera de los ciclos no se conocen niveles estratiformes y la presencia de azufre está restringida a la presencia esporádica y escasa de nódulos.

Por lo tanto, las muy especiales condiciones requeridas para el desarrollo de las bacterias sulforreductoras se alcanzaron (y desaparecieron) sucesivamente tres veces a lo largo de la historia del relleno de la cuenca. Sin disponer de series completas aflorantes, el empleo de sondeos es indispensable para poder

comprender exactamente cuáles fueron los factores que provocaron la interrupción y la llegada de cada uno de los episodios azufrosos. Es interesante señalar que, por lo que conocemos, el espesor de los ciclos azufrosos es inversamente proporcional a su ley.

La existencia de facies estratiformes muy continuas con finas laminaciones milimétricas de yeso y azufre alternantes indican a nuestro entender una situación de equilibrio inestable, con variaciones quizás estacionales, en la salinidad de las aguas; y son otra evidencia irrefutable de un origen sedimentario del yacimiento, ya que no se podría justificar una sustitución selectiva tan delicada y tan extensa de unas láminas de yeso, mientras las otras permanecían inalteradas. La preservación de estructuras de slump intraformacional afectando a láminas de yeso y azufre, fosilizadas por otras de las mismas características, es también muy ilustrativa sobre el origen sinsedimentario de las laminaciones de azufre.

Los niveles nodulares singenéticos evidencian que las condiciones necesarias para el desarrollo de las bacterias sulforeductoras se pudieron producir no sólo en la interfase agua-sedimento sino en el interior de éste. La existencia de nódulos de azufre menos marcadamente sinsedimentarios, y las mineralizaciones en carbonatos oquerosos de los niveles inferiores del Cenajo pueden corresponder a mineralizaciones diagenéticas tardías (bioepigenéticas), pero desarrolladas en todo caso en el medio diagenético superficial.

Este modelo genético, a la luz de los datos en nuestro poder, es de plena aplicación no sólo en el caso de las mineralizaciones de las cuencas de Las Minas y el Cenajo, sino además en las de Socovos y en el caso de los indicios del Balneario de la Pestosa, unos 3 Km al NW de Tobarra, en el sector norte de la hoja de Hellín (Dupuy De Lome & Gorostizaga, 1936).

Finalmente, no hemos podido relacionar directamente la presencia de las mineralizaciones de azufre nativo con la presencia de actividad volcánica en la cuenca.

4. YACIMIENTOS DE DIATOMITA

4.1. PROCESOS GENERADORES DE YACIMIENTOS DE DIATOMITAS

La existencia de rocas constituidas por más del 80% de SiO₂ (sílice) en la naturaleza es una anomalía geoquímica importante en la corteza terrestre, al igual que la presencia de concentraciones de azufre en estado elemental. De hecho, rocas tan ricas en sílice sólo son frecuentes en el caso de acumulaciones detríticas (es decir, de origen físico) de fragmentos de cristales de cuarzo; a título de comparación, las rocas volcánicas más ricas en sílice raramente exceden del 75% de SiO₂ en peso total de la roca.

Esta rareza se debe a varios hechos:

—por una parte el contenido en sílice presente en disolución en las aguas marinas y continentales es bajo.

—por otra parte, en los medios naturales de formación de salmueras (cuencas de evaporación) la presencia porcentual de la sílice es baja, si la comparamos a la de los sulfatos y cloruros.

Estos dos hechos hacen que la formación directa de rocas predominantemente silíceas por precipitación química sea muy rara.

—Finalmente, el medio sedimentario recibe aportes (tanto químicos como físicos) de otras sustancias, hecho que favorece enormemente la dilución de las posibles concentraciones de sílice.

Por todos estos motivos, la presencia de concentraciones importantes de sílice en los sedimentos suele relacionarse con la coexistencia de varios factores favorables, entre los cuales podemos señalar:

—la presencia de una cuenca sedimentaria alejada o protegida de aportes detríticos (físicos) de sedimentos de otras composiciones.

—la existencia de un aporte anómalo de sílice, (previamente concentrada) a la cuenca. Se considera que la llegada de rocas volcánicas muy vítreas (fácilmente alterables, de modo que pueden liberar la sílice) y/o de fluidos hidrotermales ricos en sílice a una cuenca subacuática son elementos altamente favorecedores de la formación de sedimentos ricos en sílice.

Los fluidos hidrotermales suelen ser originados por el calor aportado por los magmas existentes en los niveles superficiales de la corteza terrestre, de modo que ambos elementos suelen ir asociados. Por otra parte, si un fluido acuoso caliente circula a través de una roca volcánica rica en vidrio, ésta libera aún más fácilmente la sílice que contiene.

—Un tercer factor favorable a la acumulación de sílice en determinados sedimentos es la proliferación de organismos que sintetizan un exoesqueleto opalino (el ópalo es una forma inestable de sílice dotada de baja cristalinidad); sin embargo hay que señalar que estos organismos sólo adquieren gran desarrollo bajo condiciones geológicas muy determinadas, y que entre éstas hay que destacar la existencia de importantes cantidades de sílice en el agua.

Los sedimentos formados por la casi exclusiva acumulación de caparzones opalinos sufren importantes modificaciones durante el proceso de diagénesis que acompaña al enterramiento por parte de nuevos sedimentos. El ópalo pasa gradualmente a cristobalita, tridimita y finalmente a cuarzo si el proceso se completa; todos estos minerales son diferentes fases minerales (polimorfos) de la sílice de creciente estabilidad.

El estudio petrográfico (microscopía óptica) y microestructural (microscopio electrónico de barrido) de los sedimentos silíceos permite reconstruir los diferentes procesos geológicos que han dado lugar al sedimento silíceo. Estos estudios pueden proporcionar también información sobre las rocas volcánicas, y su posible relación genética con los sedimentos silíceos.

Los estudios geoquímicos permiten establecer cuál es el origen geológico de la roca silíceo, mediante el estudio de elementos característicos de los diferentes ambientes geológicos. Estos elementos son muy poco abundantes en la roca y aparecen únicamente como minoritarios en ésta, o sólo en forma de trazas.

Finalmente, la presencia de otras mineralizaciones (fosfatos, azufre, etc.) no muy frecuentes en sedimentos normales, pero presentes en los silíceos o en los que les acompañan puede contribuir a conocer el origen de todos estos sedimentos.

4.2. LOS YACIMIENTOS DE DIATOMITAS DEL SUR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: SITUACIÓN E IMPORTANCIA RELATIVA DE LAS DIATOMITAS DE LAS CUENCAS LACUSTRES DEL SECTOR DE HELLÍN-ELCHE DE LA SIERRA

Calvo (1981) en su trabajo general de revisión de los yacimientos de diatomitas españoles cita las concesiones y explotaciones existentes en la zona de estudio, ofreciendo además indicaciones sobre el tipo de productos obtenidos y los usos comerciales de éstos. Los yacimientos de diatomitas españoles aparecen concentrados en los materiales neógenos del sector sur de la península, en concreto en el valle del Guadalquivir, en las diferentes cuencas neógenas del SE (provincias de Alicante, Murcia y Almería) y en las cuencas lacustres de la provincia de Albacete. Los dos primeros grupos de yacimientos corresponden principalmente a depósitos marinos, y podemos señalar que probablemente los de la Depresión del Guadalquivir son los que han tenido una tradición más importante (explotaciones de moronitas y albarizas).

Sin embargo, los yacimientos lacustres de la provincia de Albacete son conocidos desde muy antiguo, y han sido explotados (por lo menos) desde finales del siglo pasado. En la actualidad la mayor parte de la producción de diatomitas españolas procede de los yacimientos lacustres de la provincia de Albacete.

USOS INDUSTRIALES DE LAS DIATOMITAS

Pliego & Babiano (1982), y menos específicamente Bustillo (1989) hacen una revisión de los campos industriales en los que usualmente se emplean las diatomitas. Los principales campos en los que se emplean son: como filtrantes de alta calidad, en la industria cementera y de la construcción (aislamientos), como carga de diferentes productos, como absorbente, como abrasivo, etc. Los diferentes empleos se basan naturalmente en las propiedades físico-químicas intrínsecas de las diatomitas, entre las cuales podemos destacar cuatro: su elevada homogeneidad granulométrica; su baja cristalinidad; su elevada porosidad, acentuada en particular por las ornamentaciones externas de las frústulas; y finalmente el pequeñísimo tamaño de poro.

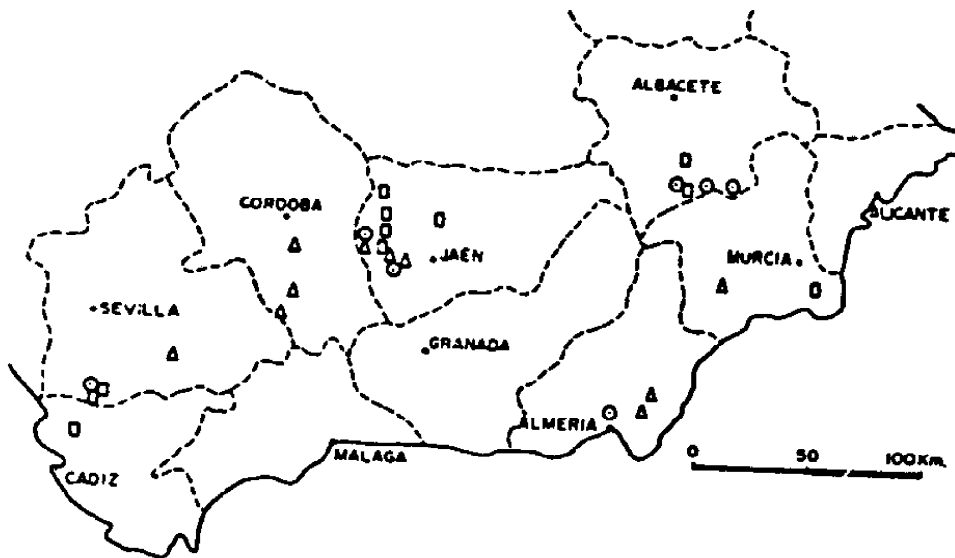


Fig. 29: Esquema de situación de los principales yacimientos de diatomitas españolas (según Calvo 1981 & 1987).

En el campo de los filtrajes se aprovechan naturalmente la homogeneidad granulométrica y el bajo tamaño de poro, que las hacen particularmente indicadas (y competitivas con otros productos más costosos como las zeolitas) en los campos en el que se precisa una alta calidad de filtrado sin llegar al filtrado molecular. Se realizan grandísimos consumos de este producto en la elaboración de vinos, cervezas y licores de calidad principalmente, así como en otros campos de la industria alimentaria, química y de pinturas, etc. Cuando se requieren filtrados de menor calidad la diatomita sufre una feroz competencia de otros productos generalmente más económicos, como la perlita expandida.

En el campo de la construcción se aprovecha la baja tasa de cristalinidad de la diatomita, generalmente compuesta por ópalo amorfo en vías de transformación a cristobalita y tridimita. En consecuencia, se utiliza en la elaboración de cementos especiales con propiedades hidráulicas, obteniendo productos de mayor ligereza, gran resistencia, y térmicamente más ahorradores de energía, ya que evitan en gran medida la disipación normal de energía que se produce en un cemento armado normal.

Una ventaja ecológicamente no menos preciable de cara al futuro (en especial de cara a una plena adopción de las normativas comunitarias en defensa del ambiente) es que al sustituir porcentajes de portland (del orden del 10 al 30% total en peso), se ahorra gran cantidad de energía producida en el proceso normal de cocción de éste, y se limitan en un elevado porcentaje las emisiones de CO_2 a la atmósfera producidas en el citado proceso de cocción. El CO_2 producido en la cocción de cementos es considerado uno de los procesos que contribuyen más

efectivamente al desarrollo del llamado efecto invernadero, ya que durante la producción de una tonelada de cemento normal se emite a la atmósfera prácticamente otra tonelada de CO₂. El empleo de diatomita de alta calidad en estos usos es un despilfarro en términos de gestión de las reservas, y además es dudoso que ofrezca resultados no ya mejores sino incluso comparables a los de la diatomita de baja calidad con impurezas de carbonato. El principal producto que compite con las diatomitas en este campo son las rocas volcánicas ácidas piroclásticas, por sus propiedades comparables y mucho menor costo (si existe disponibilidad regional).

Por el contrario, la diatomita de alta calidad sí es necesaria en la fabricación de morteros y revestimientos especiales, con el objeto de obtener aislamientos térmicos, acústicos e ignífugos; obviamente lo que se aprovecha en este caso es la gran porosidad de las frústulas de las diatomitas y su homogeneidad. En este campo, sin embargo, sufre una fuerte competencia por parte de las perlitas expandidas, por la calidad intrínseca de este producto que a la porosidad añade una mayor estanqueidad de los poros. En otros campos como los ladrillos refractarios y la porcelana de baño las diatomitas tienen cada vez menos aplicación, principalmente por su escasa adecuación a las necesidades industriales.

Los usos de la diatomita como carga se basan principalmente en su morfología (las ornamentaciones de las frústulas y los poros les confieren una gran superficie de interacción física con otros productos) y su escasa reactividad química a bajas temperaturas (incluso en procesos industriales que requieren el empleo de ácidos). Se utilizan como carga en la fabricación de papel, en pinturas, en la industria del plástico, etc. En la mayoría de estos empleos se requieren diatomitas de calidad media y elevada.

El uso como absorbente que aparentemente genera más demanda actualmente es el de material de lecho para animales domésticos. Se trata de un mercado en expansión, en el que se utilizan diatomitas de baja calidad ricas en carbonatos, en el que se pretende competir con productos mucho más costosos (y también objetivamente mejores) como las zeolitas y determinadas arcillas especiales. Otro uso común como absorbente, o si se prefiere como dosificador, es el empleo en la industria de los insecticidas y pesticidas, y en la de los fertilizantes; también han sido utilizadas en agricultura como correctores de suelos.

Las diatomitas son también un abrasivo eficaz, mucho menos duro que el cuarzo, pero apto para algunas utilidades como el pulido y limpieza de determinados metales. Esta propiedad de las diatomitas unida a su capacidad absorbente se reconoce empíricamente con gran rapidez durante su estudio en el campo, ya que son frecuentes las erosiones en la piel.

ASPECTOS INDUSTRIALES DE LAS DIATOMITAS DE ALBACETE. USOS Y RESERVAS

El tipo de preparación que requieren las diatomitas es relativamente sencillo. Precisan un secado, una desagregación y una eliminación de la materia orgánica contenida. Algunas de las empresas realizan un secado al aire libre, exten-

diendo los productos en verano, mientras que otras proceden a una cocción en un horno giratorio, proceso que elimina los eventuales restos de materia orgánica y en algunos casos conlleva asociada una pelletización del producto que lo hace más adecuado para algunos usos (como aislante, por ejemplo), y en todo caso permite una más fácil manipulación. El desagregado es extremadamente sencillo dado el carácter harinoso de las diatomitas, y por lo que se refiere al contenido orgánico la mayor parte de las diatomitas explotadas en el sector de Hellín-Elche de las Minas lo presentan muy escaso, quizás en parte por procesos de lixiviación tardía.

Estos yacimientos fueron explotados en otro tiempo en profundidad, mediante sistemas de cámaras y pilares, siguiendo las capas subhorizontales más ricas; algunas de estas antiguas labores pueden verse, por ej., en la cantera explotada por Alarcón Palacios, S. A. en el sector de Venta del Juez, junto a la Carretera Isso-Elche de la Sierra. Como es lógico, este tipo de explotación sería ahora totalmente ruinoso, y se explotan todos los yacimientos a cielo abierto, con una sencilla mecanización y un número reducido de operarios. El único inconveniente observado; dado que las explotaciones siguen niveles subaflorantes, es el impacto ambiental y la generación de polvos que podrían generar problemas de enfermedades profesionales en las vías respiratorias de los operarios, si éstos no tomaran las precauciones de rigor. Como es obvio ambos problemas son fácilmente corregidos con un debido seguimiento de las normativas vigentes.

Dadas las condiciones del mercado, y el importante volumen de reservas disponibles (véase más adelante) la situación económica de las empresas parece buena, llegando a suscitar expectativas de compra por parte de otras de dimensiones mayores. Cabe preguntarse, por el contrario, si se está llevando a cabo una explotación racional con el máximo beneficio posible; después de un somero estudio, parece que no, principalmente porque la selección de las calidades de la diatomita no se realiza de manera sistemática en todas las explotaciones, produciéndose frecuentemente un todo-uno por mezcla de los diferentes niveles de la explotación reputados ricos, en buena medida por la experiencia de la misma explotación y la relativa continuidad lateral de los niveles explotados (excepto cuando se pasa a facies de borde de cada una de las cuencas lacustres).

De la exposición de usos de las diatomitas antes expuesta que, obviamente, no pretende ser exhaustiva, se puede deducir inmediatamente que el empleo de determinadas calidades en determinados usos da un valor añadido mayor al producto, y que en todo caso la mezcla de diatomita de calidad con otra pobre, para obtener otra de calidad intermedia que también se puede obtener en el mismo yacimiento no es necesariamente una buena política, en especial en el caso de productos en los que más que un grandísimo volumen el mercado solicita una excelente calidad. En definitiva, parece que una acertada política de separación de las menas desde el mismo momento de su extracción puede ser extremadamente rentable, aunque requiera algún gasto adicional en la explotación.

El control de la calidad de las menas es relativamente sencillo si se realiza de una manera regular, dada la sencillez estratigráfica de los yacimientos; por otra parte, en los casos en los que se realiza sistemáticamente en la región la experiencia señala que en los niveles explotados basta calcular los carbonatos por una sencilla calcimetría, pudiéndose estimar la sílice por defecto hasta el 100%, ante la práctica ausencia de otras sustancias (aparte del carbonato medido en la calcimetría) en cantidades significativas.

Por lo que se refiere a la producción y reservas, Regueiro et al. (1991) comentan los aspectos económicos de la explotación de diatomitas en España. Destacan que desde 1984 España es el 5.º productor mundial de diatomitas, tras los U.S.A., Rumanía, la antigua U.R.S.S. y Francia. La producción total española en 1990 fue del orden de 107.500 t, dedicadas aproximadamente en un 43.2% a la industria del cemento, en un 40% a las industrias de filtrado, absorbentes y decolorantes, en un 12.7% a aislantes térmicos, rellenos, etc. y en un 2% a la de los fertilizantes. La casi totalidad (más de 100.000 t) procede de los yacimientos del Mioceno Superior lacustre de la provincia de Albacete.

Estos autores son también los primeros, según nuestras noticias, en ofrecer una valoración de los recursos de diatomitas, del orden de 660 millones de t en las cuencas lacustres de Albacete, de las cuales unos 53 millones de t de reservas con inmediato interés económico.

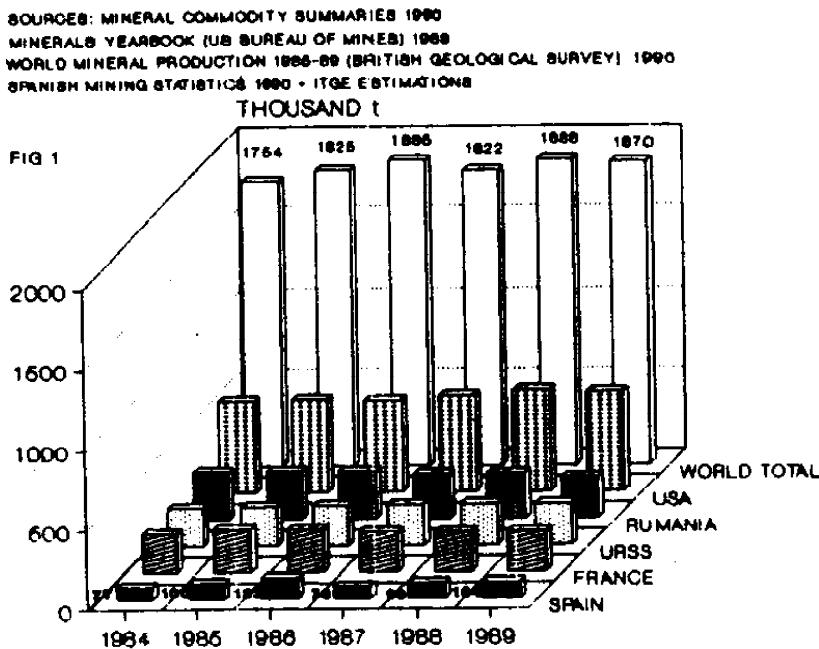


Fig. 30: Principales productores de diatomitas (según Regueiro et al. 1991).

Si confrontamos los datos recogidos sobre el terreno con los citados por Calvo (1981), se llega a la conclusión que los yacimientos son los mismos, aunque hayan cambiado en mayor o menor grado los explotadores. Dado que en la década de los 70 España producía poco más de 20.000 t de diatomita, cifra hoy quintuplicada sólo con los yacimientos de Albacete, hay que entender que la riqueza y el volumen de reservas a la vista de los yacimientos ha permitido esta expansión y, curiosamente, no ha llamado la atención de nuevos prospectores.

FIG 2. MAIN SPANISH DIATOMITE PRODUCERS IN 1990			CEKESA	A. PALACIOS	MANVILLE	RUIZ MORAL	
END USE	%	TOTAL	ALBACETE	ALBACETE	ALBACETE	ALMERIA	ALBACETE
• Cement manufacturing.....	43.2	46.456	26.456				20.000
• Absorbents, Filters, Decolorants.	44.0	47.375		20.500	26.000	275	600
• Fertilizers.....	2.0	2.140	2.140				
• Thermal insulation, Fillers.....	12.7	13.730	90			5.500	6.000
TOTAL	100	107.561	28.686	20.500	26.000		32.375

SOURCES: SPANISH MINING STATISTICS 1990. INFORMATION PROVIDED BY CEKESA, RUIZ MORAL, A. PALACIOS & ITGE EST.

Fig. 31: Principales productores de diatomitas españolas, y usos finales de los productos (según Regueiro et al. 1991).

AMOUNTS IN t	SiO ₂ Cont	CENAJO	CAMARILLAS	CALDERONES	ELCNE DE LA S	HIJAR
RESERVES:	< 30%	3.160.500				
Measured reserves of economical interest. 500m from front	30-70%	18.722.250	29.210.000			
	> 70%				1.624.700	
RESERVE BASE:	< 30%	152.640.000				4.992.000
Reserves+marginal reserves+ subeconomic resources.	30-70%	133.321.500	12.720.000		318.400.000	
	> 70%	8.896.596		30.380.000		

SiO ₂ Content	< 30%	30-70 %	> 70%	TOTAL
RESERVES	3.160.500	47.932.250	1.624.700	52.717.450
RESERVE BASE	157.632.000	464.441.500	39.276.596	661.350.096

NOTE: HIGH GRADE DIATOMITE = > 70% SiO₂ .Specif grav =0.7gr/cc. Moisture=12%
 LOW-MEDIUM GRADE DIATOMITE = 30-70 % SiO₂ .Specif grav =2.0 gr/cc. Moisture= 6%.

Fig. 32: Reservas de diatomitas en las cuencas lacustres de la provincia de Albacete (según Regueiro et al. 1991).

Las empresas operantes en el sector son la Compañía Española del Kieselgur, S. A. (CEKESA), Alarcón Palacios, S. A., Johns Manville España y Minas del Volcán, S. A.

Alarcón Palacios, S. A. explota canteras en el sector de Venta del Juez, próximo a la carretera Isso-Elche de la Sierra, en la cuenca lacustre de Elche de la Sierra-Cobatillas. En la actualidad esta compañía está asociada o controlada por Minas de Almagrera, S. A., empresa que pretende diversificar su actividad de la de los sulfuros masivos objeto de su principal actividad en Sotiel (Huelva). Por este motivo han llevado a cabo una intensa campaña de sondeos en el sector cubierto por sus concesiones, al objeto de ubicar con precisión el yacimiento. Esta empresa produce diferentes calidades de diatomita, destinadas a absorbentes, filtrados, etc.

Johns Manville España es una empresa multinacional que opera en la llamada Cantera Portela, situada al oeste de las explotaciones de Alarcón Palacios, S. A. en la misma cuenca, y unos 6 Km al este de Elche de la Sierra. Ha sido la única sociedad que no ha respondido a nuestras solicitudes, hecho que nos ha impedido acceder a sus instalaciones, que por otra parte explotan la prosecución lateral del yacimiento de Venta del Juez por lo que no han de ser muy diferentes de éste. Al parecer explotan diatomita de alta calidad para filtros, la envían directamente a Alicante, y desde ahí sería destinada en buena medida a la exportación.

CEKESA es una de las compañías de mayor tradición. Opera en el sector del valle del río Segura, al oeste de la cerrada del pantano del Cenajo, donde poseen dos permisos contiguos: «Tío Lucas» y «Picanas». La propiedad participó anteriormente en yacimientos de la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas, y al ceder sus intereses ahí prospectó con éxito a finales de los 60 este nuevo sector. Produce una única calidad de diatomita, por mezcla de los diferentes niveles de explotación, con calidades en torno al 60-65% de sílice.

Minas del Volcán, S. A., posee una cantera en las inmediaciones del embalse de Camarillas, en donde produce diatomitas de baja calidad (35-40%), muy convenientes sin embargo para la fabricación de cementos hidráulicos. Esta sociedad aparece también citada como Ruiz Moral, S. A., tiene su sede en Murcia y se dedica a la extracción de diferentes materiales para la industria de la construcción, bentonitas, etc. en diferentes yacimientos del SE peninsular. A diferencia de las anteriores, la explotación de diatomitas al parecer no es continuada limitándose a extraer material en función de sus necesidades para la fabricación de cemento. Durante nuestras visitas no hemos hallado personal o maquinaria de la empresa, por lo que presumimos que la explotación es muy saltuaria.

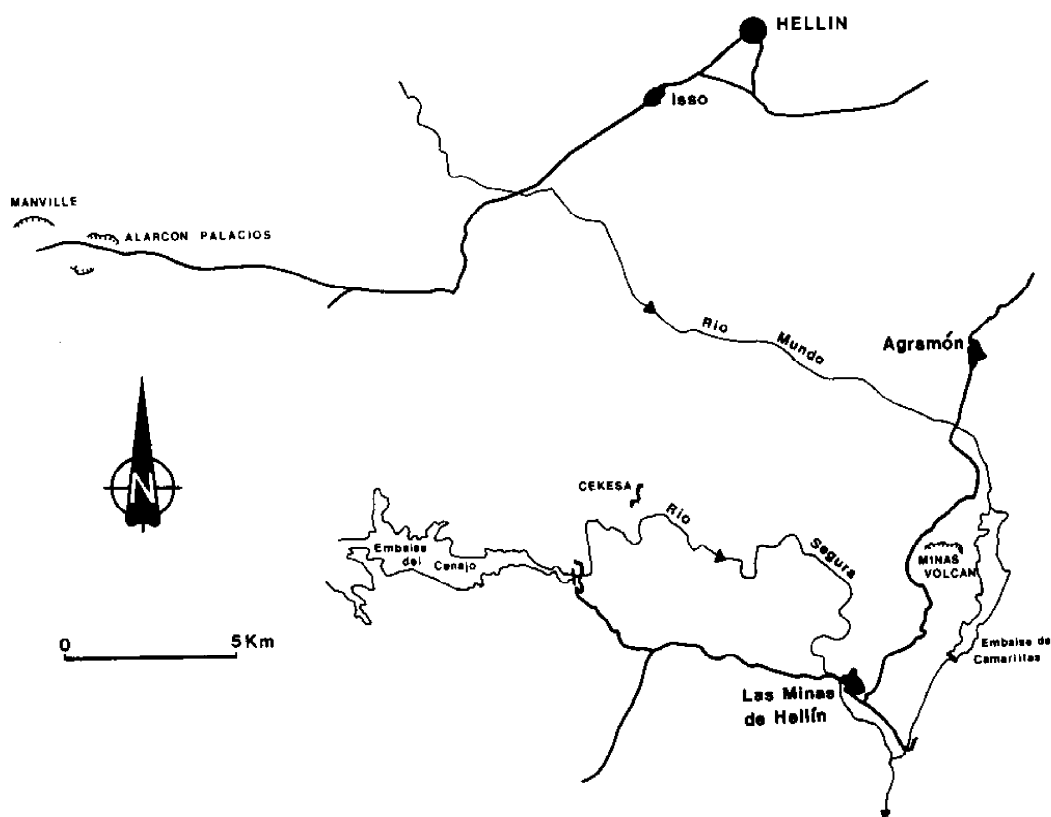


Fig. 33: Mapa de situación de las explotaciones de diatomita de la provincia de Albacete.

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LAS DIATOMITAS DE LA PROVINCIA DE ALBACETE

Ya ha sido indicado en la situación geológica regional que existen varios niveles con diatomitas, tanto en los materiales del Mioceno medio marino como en el seno de la secuencia predominantemente lacustre que nos ocupa. También ha sido explicado que los niveles que aparecen asociados en el sector de Las Minas a los sulfatos y al azufre son particularmente poco potentes, y que en realidad la importancia de los niveles diatomíticos comienza a ser significativa al llegar a las proximidades del megaslump que puede reconocerse en las diferentes cuencas, y alcanza verdadero interés económico en los niveles suprayacentes al megaslump. Además obviamente aparecen representadas como intraclastos de muy variado tamaño en el seno del citado megaslump.

Nuestro objetivo al realizar esta parte del estudio era intentar caracterizar petrográficamente el sedimento silíceo, valorar su estado de diagénesis, reconociendo entre otras litofacias los nódulos de chert, y finalmente intentar caracterizar geoquímicamente las rocas para determinar si se podía identificar por medio de elementos indicadores, en base a la bibliografía disponible, el medio sedimentario y las eventuales fuentes del azufre sintetizado como ópalo en las frústulas de las diatomeas.

El último (y probablemente más sugestivo) de esos propósitos ha dado resultados negativos. Existen en la bibliografía diferentes trabajos que clasifican los materiales silíceos de tipo chert como sedimentarios, ligados a actividad hidrotermal, ligados a actividad puramente biogénica en un medio acuoso, ligados a volcanismo y/o actividad hidrotermal relacionada directa o indirectamente a éste, etc.

Una vez realizadas las depuraciones necesarias de la diatomita (por vía ácida) para la total eliminación de los carbonatos, sulfatos, cloruros, etc. presentes como minoritarios en las diatomitas, y previa comprobación de las fases minerales residuales en la fracción insoluble (mediante difracción de rayos X) se ha procedido por diferentes métodos (espectrofotometría de absorción atómica, espectrofotometría de plasma acoplado inductivamente, espectrometría de fluorescencia de rayos X) a analizar el contenido de determinados elementos químicos considerados trazadores. Estos elementos han sido utilizados en la confección de diagramas: así los diagramas $\text{SiO}_2/\text{FeO}_3$, $\text{Al}/\text{Fe}/\text{Mn}$, $\text{Cu}/\text{Mox}_{10}/\text{Zrx}_{10}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $(\text{Mo}/\text{TiO}_2)/(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2)$ han sido empleados, entre otros, en el estudio de materiales silíceos japoneses, californianos, griegos, en testigos de sondeo del Deep Sea Drilling Project, etc. (Sugusaki et al. 1982, Adachi et al. 1986, Yamamoto 1987, Pollock 1987, etc.).

La aplicación de los resultados analíticos obtenidos en nuestro estudio a los citados diagramas ha dado resultados totalmente erráticos; podemos excluir la posibilidad de errores analíticos ya que los análisis han sido repetidos en series independientes, con reactivos de diferentes marcas y calidades, y en el caso de algunos elementos por más de un método analítico, con resultados comparables. Aunque nuestra perplejidad ante este marcado contraste con los resultados suministrados en la bibliografía es notable, podemos aportar algunas explicaciones.

En primer lugar los citados trabajos operan en líneas generales con materiales silíceos perfectamente litificados, que contienen cantidades no despreciables de materiales arcillosos (y silicatos de otro tipo), que no son eliminados del todo-uno que se analiza, o bien los resultados no son corregidos a posteriori, como sí se hace en algunos casos por lo que se refiere a los carbonatos. Por lo tanto, una interpretación crítica de estos trabajos es que, de hecho, no analizan los contenidos de determinados elementos en el seno de los minerales silíceos, sino que valoran el total de elementos acompañantes al material silíceo y les dan un significado paleoambiental. Otros trabajos que sí trabajan directamente sobre el silicio, como por ej. los que analizan la sustitución del Si por el Ge (Kolodny & Halicz, 1988), sólo son de aplicación sobre los materiales silíceos de los fondos oceánicos, por lo que no parecen ser un elemento de comparación válido para nuestras diatomitas lacustres y/o marinas de baja profundidad.



Fig. 34: Tramo de tránsito de la secuencia evaporítica (niveles centimétricos grises) a la diatomítica (niveles decimétricos de margas diatomíticas blancas). Antiguas explotaciones de azufre del Cenajo.



Fig. 35: Pliegues sinsedimentarios asociados a la existencia de un megadeslizamiento en el tramo central de los sedimentos lacustres (facies D de Calvo & Elizaga, 1985). Cantera de la empresa CEKESA en Rambla Sorda, sector al este del embalse del Cenajo.



Fig. 36: Frente de cantera de la sociedad CEKESA en Rambla Sorda, vertiente norte del valle del Segura en el sector inmediatamente al este del pantano del Cenajo. Nótese que los 5 m inferiores del afloramiento corresponden a un nivel de megaslumpondulado y plegado (facies D de Calvo & Elizaga, 1985).

CARACTERIZACIÓN DE LOS NIVELES SILÍCEOS: DIATOMITAS Y NÓDULOS DE CHERT

El trabajo inédito de Peláez (1969) ya ofrece una detallada descripción de los niveles de diatomitas correspondientes a las concesiones de CEKESA, tanto de los inferiores al nivel «revuelto», que atribuye acertadamente a un slump, como de los superiores, recomendando explotar precisamente éstos, por su mayor riqueza y potencia. Calvo & Elizaga (1990) ofrecen algunas columnas sedimentológicas de detalle correspondientes a los niveles de diatomitas explotados por CEKESA (Rambla Sorda) y Alarcón Palacios, S. A. (Venta del Juez, cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas), indicando además que los niveles diatomíticos explotados en la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas corresponden a los del tramo inmediatamente por encima de la facies de megaslump (no aflorante en las explotaciones), llegando a tal conclusión por correlación de facies.

Los niveles de diatomitas ofrecen una gran continuidad lateral, con una presencia de mayores espesores y calidades en los sectores centrales de las cuencas (unos 50 metros de frente vertical de cantera en la cantera CEKESA de Rambla Sorda, a título de ejemplo), en los que esporádicamente aparecen nódulos de chert de dos tipos bien diferenciados: cherts grises macronodulares (hasta 40 cm de eje mayor) y cherts negros o melados, de desarrollo desigual pero raramente superior al cm; la disposición de todos ellos resigue groseramente la laminación de las diatomitas, en su eje mayor.

Los primeros se caracterizan por un contacto neto, rectilíneo y secante con los niveles de diatomitas, y por una porosidad interior de tipo diagenético, ligada aparentemente a la génesis del chert, hecho que confiere a los nódulos un carácter hojoso interior que se traduce en una fisilidad marcada al ser golpeados con el martillo. Los cherts negros y/o melados presentan un desarrollo longitudinal que resigue más detalladamente los niveles de diatomitas, sobrepasándolos, así como evidencias de génesis a partir de varios nódulos aislados de sección más o menos elipsoidal, que tienden a coalescer al crecer. El resultado de este proceso es la existencia de unas superficies limitantes de los cherts curvadas o arriñonadas, y la esporádica presencia de residuos de sedimento diatomítico aislados en el interior del nódulo. Todos estos nódulos se hacen gradualmente más abundantes, en detrimento de la diatomita, en las facies de borde de las cuencas; por ej., en la cuenca del Cenajo a partir de la vertiente izquierda de Rambla Sorda.

Además de estos niveles nodulares existen en el seno de prácticamente todas las explotaciones uno o varios niveles de porcelatinas, perfectamente estratiformes, de espesores en general variables entre los 20 cm y el metro, que constituyen un plano de referencia centro de las diferentes explotaciones. No hemos podido esclarecer si estos niveles de porcelanitas corresponden a un cambio puntual notable en la geoquímica de las aguas de las cuencas, a una variación en las condiciones de la cuenca con tendencia a la somerización, o a un episodio diagenético (que sería en todo caso muy temprano).



Fig. 37: Desarrollo de nódulos diagenéticos de chert gris a expensas de los sedimentos diatomíticos explotados en la cantera de Alarcón Palacios, S. A. en la carretera a Elche de la Sierra. Nótese la existencia de porosidad diagenética en el interior de los nódulos.



Fig. 38: Margas diatomíticas finamente laminadas, atravesadas por niveles estratoligados de yeso secundario (color gris) y nódulos de chert negro con tendencia a la coalescencia en niveles igualmente pseudoestratiformes. Secuencia lacustre, tramo de tránsito de la secuencia evaporítica a la diatomítica, pocos metros por debajo de los niveles de azufre nodular explotados en el Cenajo.



Fig. 39: Textura finamente laminada en diatomitas. Luz paralela, microscopio óptico. Cantera de Alarcón Palacios en Venta del Juez, niveles inferiores.

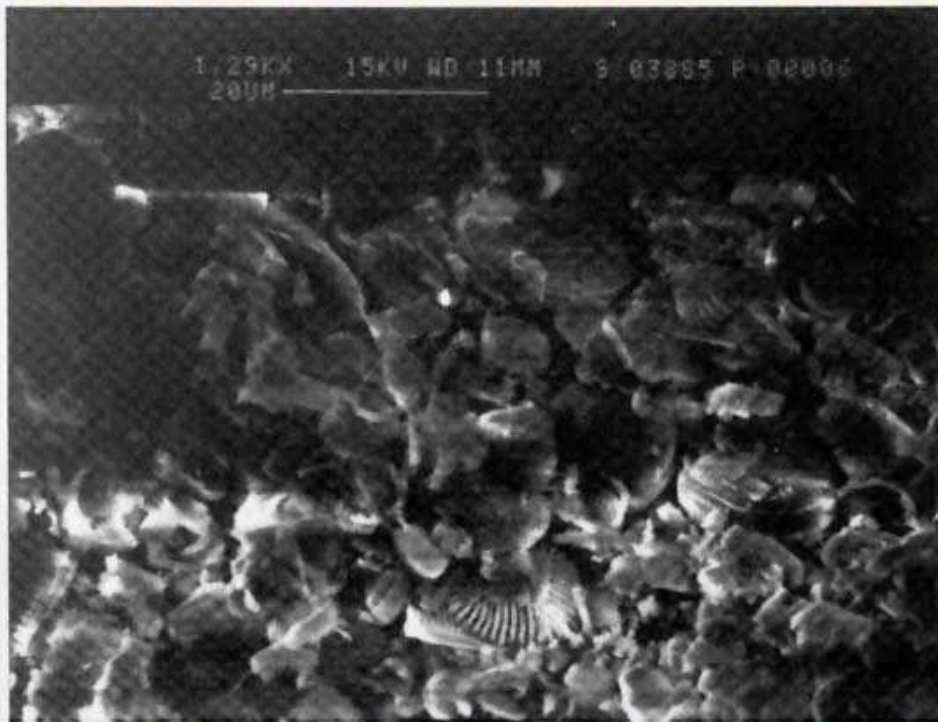


Fig. 40: Microestructura porosa caracterizada por la acumulación de diatomitas relativamente bien conservadas. Diatomita laminada, niveles inferiores aflorantes de la cantera CEKESA, Rambla Sorda, cuenca del Cenajo. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.

Desde un punto de vista petrográfico, las diatomitas aparecen como una alternancia de láminas más claras y más oscuras, en general de unas pocas décimas de mm de espesor, en las que se pueden reconocer frecuentes distorsiones ligadas a la presencia de microfracturillas sinsedimentarias (fig. 39). Algunos rasgos definitorios de las diferentes láminas consideradas pueden ser: la mayor presencia de materia orgánica (láminas oscuras ricas en la citada materia orgánica alternando con otras más claras), la mayor presencia de carbonato microcristalino, la presencia de niveles ricos en peloides de carbonato, la mayor presencia de pequeños clastos angulosos de cuarzo y fragmentos líticos, la mayor o menor presencia de anhidrita o yeso, tanto en texturas primarias como secundarias, la mayor presencia de gasterópos y otros fragmentos esqueléticos carbonatados en algunos niveles, etc. En conjunto se trata de microfacies de una gran monotonía, en la que la abundancia de diatomita se manifiesta únicamente, debido al reducido tamaño de las frústulas opalinas, en forma de extinción de toda la matriz microcristalina en nícoles cruzados.

El estudio mineralógico denota un marcado predominio del ópalo sobre el ópalo C-T, con una presencia accesoria de aragonito (presumiblemente correspondiente a los fragmentos esqueléticos citados), de calcita (principalmente reducida a las microfacies en las que se puede observar como cemento, o en sustituciones del tipo textura en parche superpuesta a las láminas antes descritas), y dolomita. La presencia de otras mineralogías, como sulfatos, halita y fosfatos es prácticamente indistinguible por difracción de rayos X en la mayoría de los casos, por su escasa incidencia porcentual en las muestras. El fosfato aparece como particularmente poco escaso en las muestras estudiadas, excepto en las litofacies en las que es importante a simple vista, en general en forma de escamas de peces (por ej., nivel llamado localmente «de los peces» en Rambla Sorda y alrededores, cantera de CEKESA, cuenca del Cenajo). La dolomita, coincide principalmente con un cemento de tipo «rim».

Por el contrario, el estudio microestructural con el microscopio electrónico de barrido ofrece muchas más posibilidades de estudio de las microtexturas, y con el uso combinado de un microanalizador de tipo EDAX permite tanto un correcto reconocimiento de las características sedimentológicas y los constituyentes minerales de las litofacies diatomíticas como una reconstrucción de la evolución diagenética del sedimento.

Las facies diatomíticas ricas aparecen como una acumulación más o menos desordenada de frústulas de diatomeas bien preservadas, en general muy poco fragmentadas y con la ornamentación bien preservada; la porosidad original de la fábrica es muy elevada, y contrasta marcadamente con la fábrica muy masiva de las porcelanitas (véase figs. 40 y 41). Podemos considerar ambas microestructuras como extremas, y correspondientes a las muestras caracterizadas por ópalo A (las diatomitas) y ópalo C-T (las porcelanitas), por lo que se refiere a la fracción silíceas. En la escala petrográfica hemos podido reconocer igualmente la presencia de calcita magnésiana idiomórfica o subidiomórfica, claramente diagenética. Esta presencia de calcita es también citada por Bellanca et al. (1989).

Otra microestructura aún más frecuente que la de diatomeas bien preservadas es la microestructura de diatomeas parcialmente transformadas, en la que una parte significativa de las frústulas presentan evidencias de disolución, con gradual desaparición de la ornamentación. Aunque existen casos de corrosión generalizada de las frústulas y migración de la sílice (en general microfácies con presencia de evaporitas), lo más normal es una disolución con reprecipitación local de la sílice, de modo que ésta tiende a formar un tapizado o entelado sobre las frústulas, desapareciendo con él la ornamentación la porosidad superficial, si existía. Con todo, la desaparición de la ornamentación no progresa uniformemente en toda la microfácies, pudiendo hallar frústulas bien preservadas coexistiendo con otras en las que el proceso de transformación es avanzado. Estas microfácies corresponden a difractogramas de rayos X de tránsito entre el ópalo A y el ópalo C-T, en los que se va perfilando un gradual aumento de la cristalinidad de la fase silíceá (fig. 42 y 43).

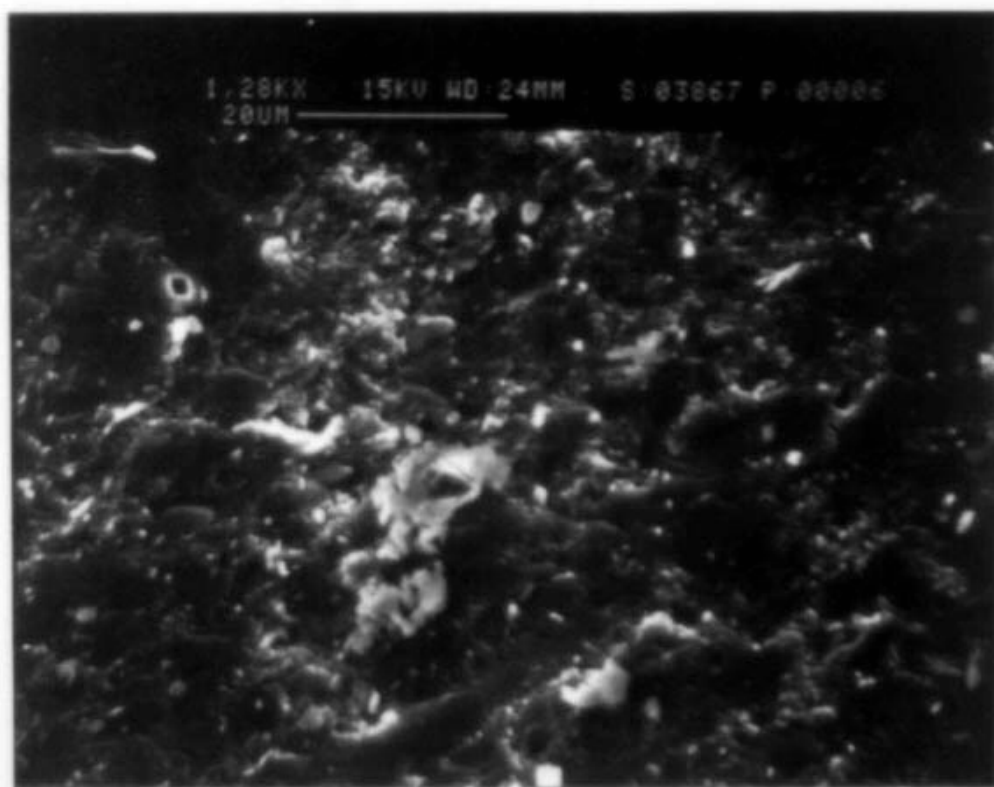


Fig. 41: Microestructura masiva constituida por ópalo C-T, y cristalitas de carbonato y silicato aislados. Nivel inferior de porcelanita aflorante en las explotaciones de Minas del Volcán en las proximidades del pantano de Camarillas. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.

En las microfácies en las que se observa el desarrollo de una sustitución de las láminas de diatomitas por parches o niveles más o menos continuos de calcita, la microestructura aparece constituida por un agregado de cristales de carbonato con la presencia más o menos esporádica de algún resto silíceo de frústula de diatomea, en general muy corroída (fig. 44 y 45).

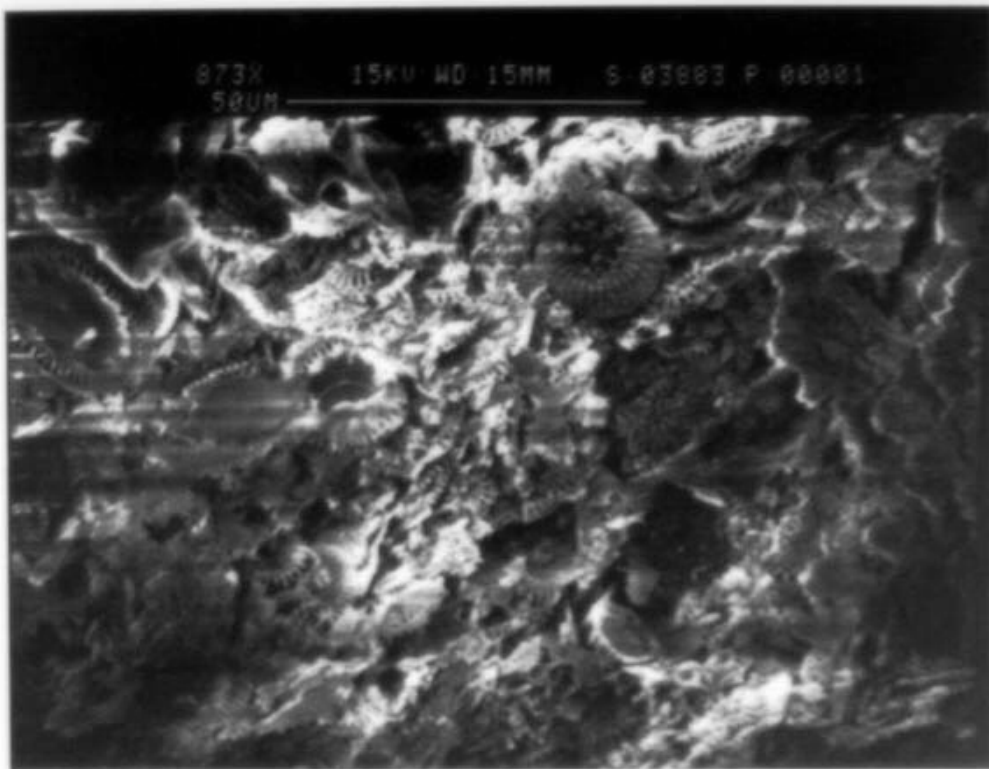


Fig. 42: Microestructura relativamente porosa caracterizada por la acumulación de frústulas de diatoma, bastante transformadas por disolución-reprecipitación de la sílice. Niveles infrayacentes a la porcelanita inferior aflorante en las explotaciones de Minas del Volcán en las proximidades del pantano de Camarillas. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido; las rayas horizontales corresponden a carga electrostática generada por la misma naturaleza porosa de la muestra.

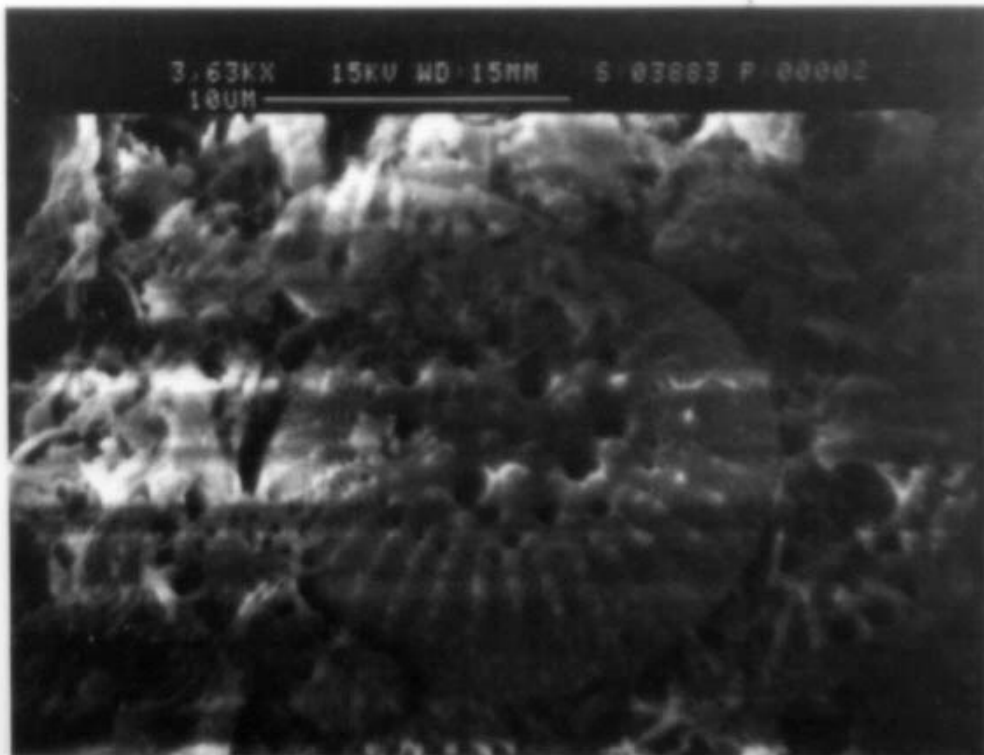


Fig. 43: Detalle de la figura anterior, en la que se observa una frústula de diatoma aún bien conservada. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.



Fig. 44: Microestructura constituida por un agregado de cristales de calcita que reemplaza total o parcialmente los niveles diatomíticos. Nótese la existencia de una frústula muy disuelta en el sector central de la fotografía. Niveles infrayacentes a la porcelanita inferior aflorante en las explotaciones de Minas del Volcán en las proximidades del pantano de Camarillas. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.

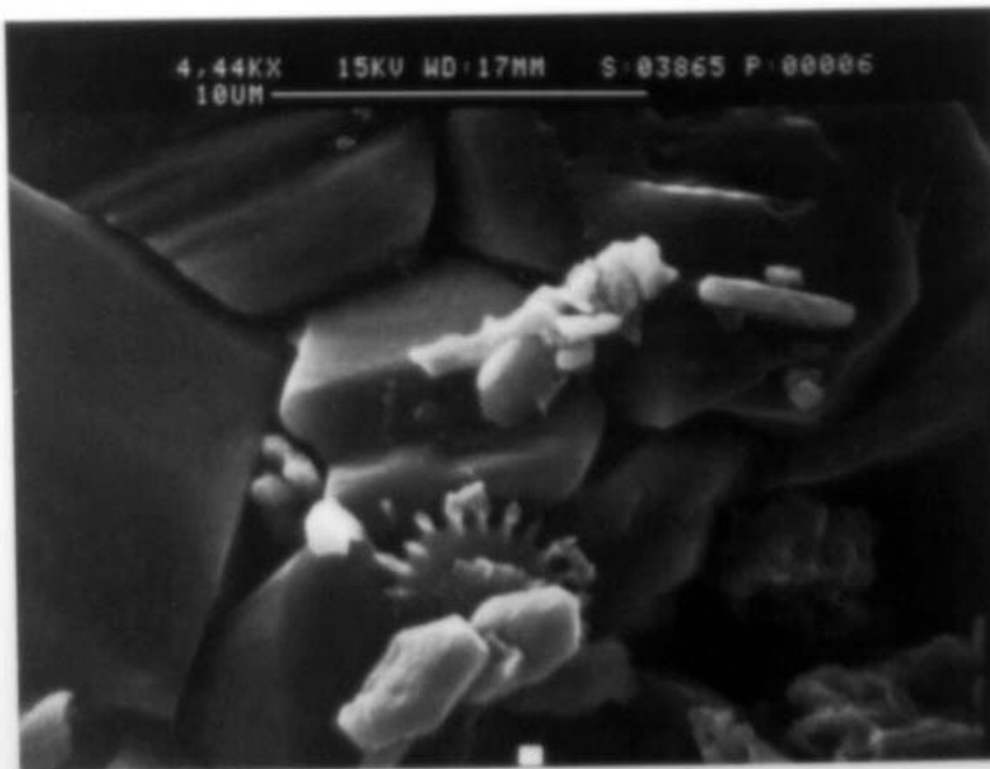


Fig. 45: Detalle de la fotografía anterior en la que se observa la frústula disuelta de diatomita. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.

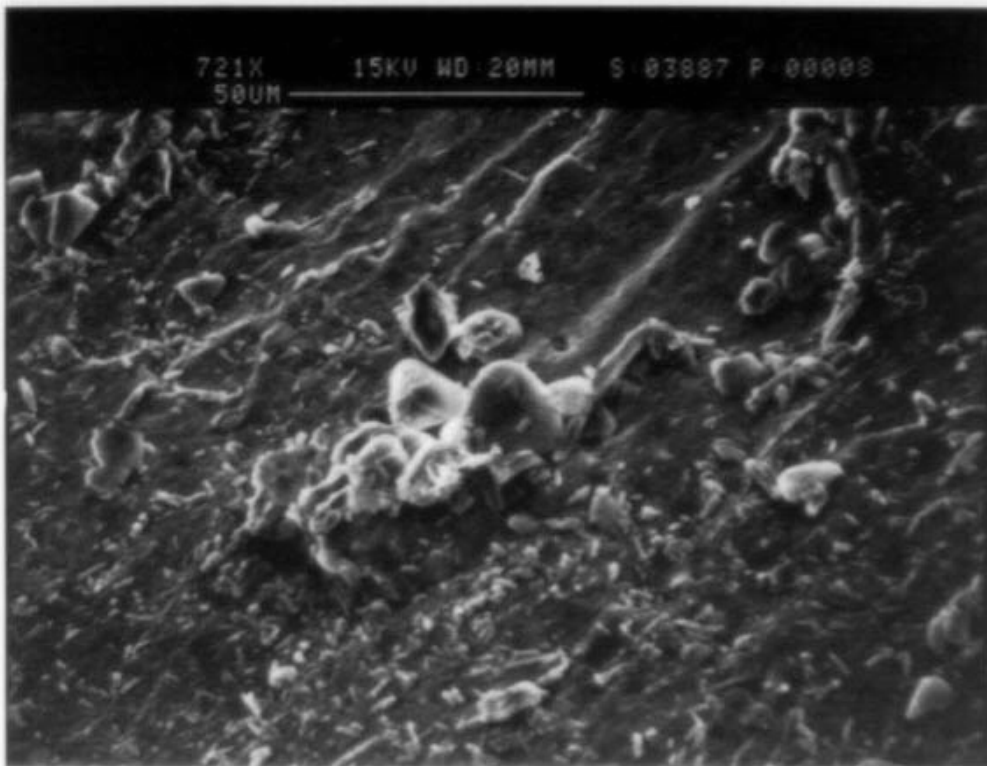


Fig. 46: Microestructura masiva de ópalo C-T con «islas» en las que se han preservado frústulas de diatomeas bien conservadas, Nódulo de sílex negro centimétrico, niveles de chert de la base de la cantera CEKESA. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.

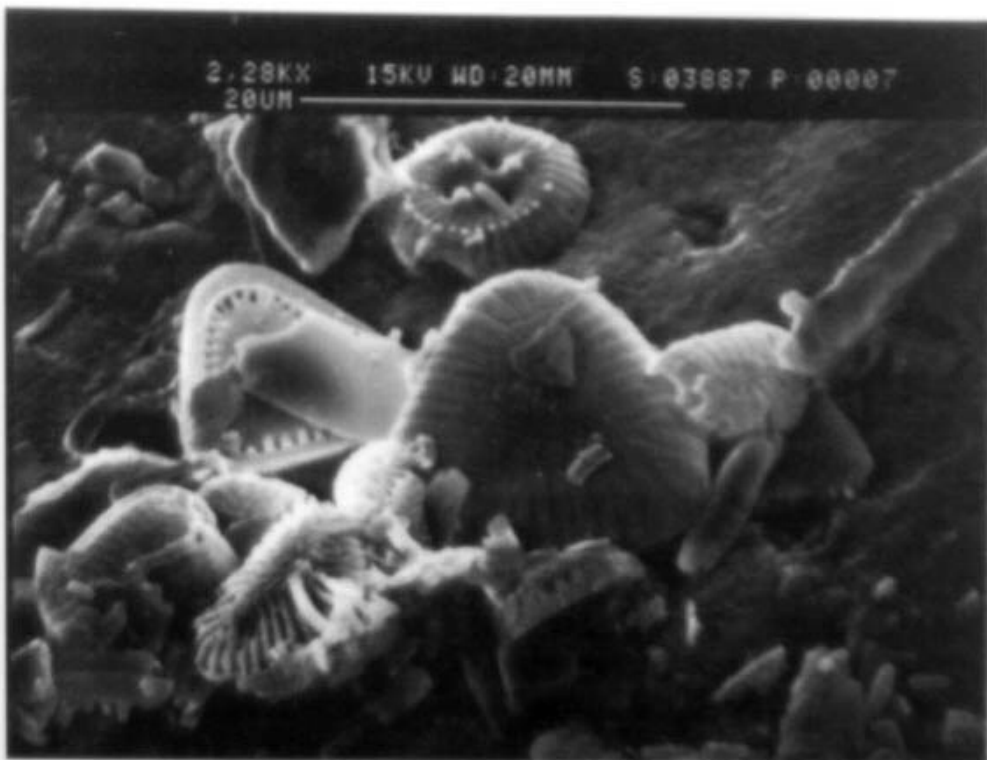


Fig. 47: Detalle del estado de conservación de las frústulas de diatomea del sector central de la fotografía precedente. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.

En las litofacies de desarrollo nodular de chert, se observa por el contrario una microestructura masiva, semejante a la de las porcelanitas pero con «islas» más o menos grandes, constituidas por frústulas de diatomea en general bastante bien conservadas, tanto por lo que se refiere a las morfologías generales de las frústulas como a la ornamentación. Podemos atribuir a la microestructura masiva un carácter de ópalo C-T en un estado algo inmaduro de diagénesis, tal como aparece en los difractogramas. En esta microestructura aparecen además un gran número de cristalitas de carbonato cálcico (figs. 46 y 47).

RELACIÓN DE LAS DIATOMITAS CON EL VOLCANISMO Y LOS NIVELES DE YESO Y AZUFRE

El objetivo de establecer las relaciones de las diatomitas con las mineralizaciones de azufre, los yesos asociados a éstas, y con el volcanismo queda sólo parcialmente resuelto. Ya ha sido comentado que en el tramo estudiado por Servant Sildary et al. (1990) de la secuencia evaporítica en Las Minas las diatomitas parecen representar al menos pro-parte el aporte de aguas marinas, aparentemente más diluidas que las de la cuenca evaporítica, provocando una drástica finalización de los microciclos evaporíticos con yeso selenítico y balatino. Como quiera que la salinidad correspondiente a la precipitación del yeso es excesiva para la actividad de las bacterias sulforeductoras que presumiblemente han formado las mineralizaciones de azufre nativo, la irrupción de agua más diluida es **condición necesaria pero no suficiente** para el inicio de un nuevo episodio de formación de mineralizaciones de azufre. En ese momento, como se verá más adelante, la actividad volcánica en las cuencas aparece muy reducida o nula, y en todo caso no asociada espacial o temporalmente a los niveles diatomíticos. Además, los niveles de diatomitas tienen muy reducida importancia en los sectores intensamente mineralizados de azufre.

En resumen, la relación entre niveles diatomíticos y azufre biosingenético en la secuencia evaporítica de Las Minas no es de tipo causa-efecto, sino que podemos decir que una misma causa externa (la dilución de las salmueras por aporte de agua, sea ésta marina o no) tiene dos efectos colaterales, como son la aparición de diatomitas y bacterias que pueden provocar la precipitación de azufre. En la escala local, y al menos en el caso de las diatomitas marinas podemos señalar que la acumulación de éstas en líneas generales precedería a la del azufre, en cada uno de los microciclos evaporíticos, y el azufre al yeso: en el caso de cada uno de los microciclos llegara a completarse.

Por lo que se refiere a los niveles superiores de diatomitas, hemos de considerar forzosamente los niveles menos ricos pre-slump y los más ricos post-slump. En algunos lugares como en las azufreras del Cenajo se observa también que los ciclos diatomíticos pre-slump preceden al azufre asociado a los yesos, hecho que coincidiría en líneas generales con lo descrito anteriormente para los tramos evaporíticos inferiores de Las Minas.

Al no haberse podido establecer claramente con criterios geoquímicos los eventuales aportes volcánicos de silicio, todas las consideraciones sobre las

eventuales relaciones entre actividad volcánica y mayor proliferación de diatomitas deben partir del conocimiento del desarrollo del volcanismo en la cuenca, y de las evidencias petrográficas de una contribución de éste. En los sucesivos trabajos de Calvo y Elizaga queda patente que el periodo de mayor acumulación de frústulas de diatomitas coincide grosso modo con la actividad del aparato volcánico del Cerro del Monagrillo, hecho que hace postular a estos autores una directa relación entre ambos hechos.

Del estudio detallado de los materiales volcánicos (véase capítulos sucesivos) se deduce que la actividad del Cerro del Monagrillo no fue puntual sino que implicó un desarrollo a lo largo de un cierto periodo de tiempo, que parte del aparato volcánico sufrió alteración y erosión simultáneamente a su emplazamiento y que aunque se conocen acumulaciones de tipo epiclástico éstas no responden a lo que cabría esperar de la erosión del aparato volcánico, siendo relativamente poco importantes. No se conocen tampoco acumulaciones de productos piroclásticos de caída que por su carácter vítreo pudieran haber suministrado un notable incremento de sílice en los depósitos sedimentarios. Además las evidencias recogidas parecen indicar que el desarrollo del volcanismo debió preceder a la máxima expansión de las diatomeas.

Todos estos factores nos hacen pensar que el aporte de sílice de origen volcánico directo a la cuenca no debió ser considerable, y no justifica el volumen de sílice acumulado. Una posibilidad más realista sería la existencia de efluentes hidrotermales a la cuenca ligados indirectamente a la existencia de cuerpos intrusivos someros. Los campos geotérmicos inducidos por la presencia de estos cuerpos producirían circuitos de circulación de agua meteórica que podrían removilizar grandes cantidades de sílice desde los magmas en proceso de enfriamiento hacia la superficie.

Si esta hipótesis fuera cierta, lo lógico sería que el drenaje de los fluidos hidrotermales se canalizara por las fracturas de borde de las cuencas; este hecho encaja con la evidencia de la presencia de mayor desarrollo de porcelanitas, nodulización de chert y diagénesis acelerada de las diatomitas localizada en los bordes de las cuencas (véase más arriba), que por lo tanto no tendría por qué corresponder únicamente a una zonación paleogeográfica. La mayor evolución diagenética de las diatomitas podría estar inducida por la existencia de una termalidad anómala en los sectores próximos a las efluencias hidrotermales, en el sentido expresado por Hesse (1988), Betterman & Liebau (1975), etc.

Por el contrario parece jugar en contra de esta posibilidad la inexistencia de cherts bandeados originados a partir de geles, o bien de importantes estructuras de tipo stockwork silíceo, típicas de estos aportes anómalos de chert hidrotermal (Gimeno 1986, 1989). El estado actual del estudio y el nivel de afloramiento disponible hace que quizás no hayamos podido localizar este tipo de depósitos silíceos, que acaso pudieran existir; una vía geoquímica que no hemos podido desarrollar a lo largo de nuestro trabajo es el estudio de la distribución de elementos ligeros y móviles que como el B, el Cl, etc. pudieran ser trazadores de la presencia de efluencias hidrotermales en diatomitas y porcelanitas (Stamatakis & Sovatzoglou-Skounaki, 1988; Stamatakis et al. 1989, etc.).

5. EL VOLCANISMO LAMPROÍTICO EXISTENTE EN LA CUENCA DE LAS MINAS-CAMARILLAS Y ALREDEDORES

Las rocas volcánicas presentes en el sector objeto de nuestro estudio forman parte del conjunto de manifestaciones eruptivas lamproíticas del SE de la Península Ibérica. Estas lamproítas afloran en un amplio sector que va desde los alrededores de la localidad de Vera en Almería hasta las manifestaciones más septentrionales de Jumilla, Calasparra, Cerro del Monagrillo (en el norte de la provincia de Murcia) y Cancarix ya en la provincia de Albacete. En el SE de la Península Ibérica y el N de África existe una provincia petrogenética y vulcanogénica bien definida, de dirección aproximada NE-SO, en la que están bien representadas rocas calcoalcalinas, rocas calcoalcalinas ricas en potasio y rocas shoshoníticas. Las manifestaciones lamproíticas que nos ocupan se solapan espacial y temporalmente a esta provincia sólo en parte, ya que en el norte de África no han sido nunca descritas, y en España las rocas que nos interesan ocupan un sector septentrional en el que no están representados los otros grupos de rocas (véase la fig. 48).

La bibliografía geológica referida a las rocas lamproíticas del SE peninsular refleja dos constantes: en primer lugar han sido objeto de numerosos estudios petrográficos, mineralógicos y petrogenéticos, ya que constituyen una verdadera rareza petrológica a nivel internacional; y por otra parte la proximidad al citado distrito volcánico que es el más importante en el vulcanismo neógeno peninsular he hecho que se intentara explicar su origen en el contexto global del vulcanismo correspondiente al ciclo calcoalcalino, calcoalcalino rico en potasio y shoshonítico.

Por lo que se refiere a los numerosos estudios realizados sobre estas rocas, el lector puede hallar sucesivas compilaciones de datos y referencias en los trabajos de San Miguel (1936), Fúster et al. (1967), López Ruiz y Rodríguez-Badiola (1980) y Venturelli et al. (1984, 1988, 1991). Los aspectos más interesantes con respecto al objeto de nuestro interés serán comentados a continuación.

El trabajo de Fúster et al. (1967) es de un gran interés, ya que consta de tres partes bien diferenciadas: una descripción inicial de todos los afloramientos conocidos en el momento (que con pocas novedades son los reconocidos hoy en día), dando valiosas indicaciones sobre la estructura de los diferentes aparatos volcánicos; en segundo lugar aparece un detallado estudio petrográfico con la descripción de la paragénesis, las texturas y el orden de cristalización de los minerales; y finalmente una parte geoquímica que además recopila todos los análisis previos. Además de estos méritos objetivos, en este trabajo se excluye razonadamente la posibilidad de la cristalización fraccionada como origen de los magmas lamproíticos, se señala que el origen de estos magmas estarían en anatexia profunda, y se eliminan las incertidumbres de las nomenclaturas precedentemente utilizadas en la descripción de estas rocas, proponiendo una clasificación

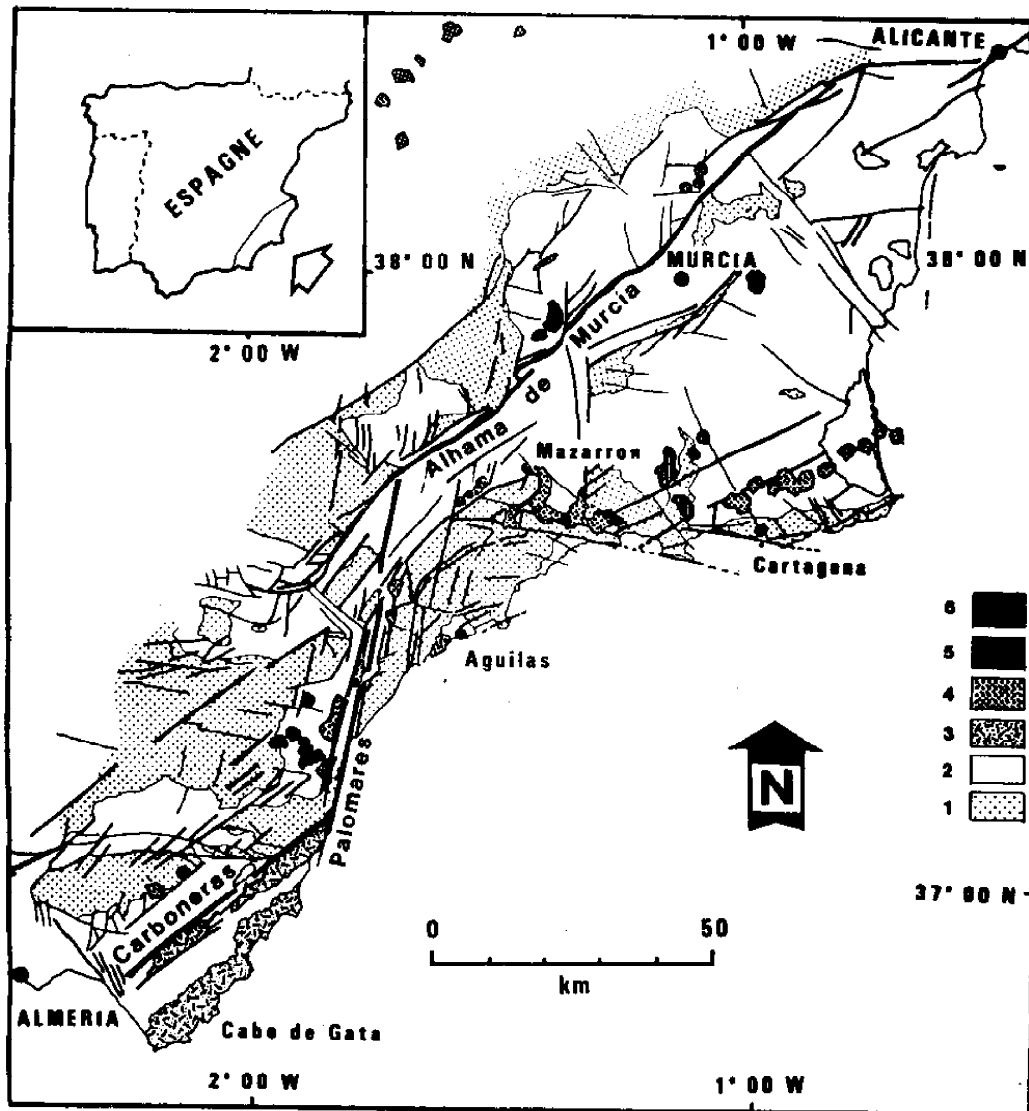


Fig. 48: Esquema de la situación de las rocas volcánicas del Sudeste de la Península Iberica, en relación con los principales agentes activos durante el Neógeno (según Hernández et al. 1987). Leyenda: 1/ Dominios Bético Externo e Interno. 2/ Neógeno y Cuaternario. 3/ Volcanismo calcoalcalino. 4/ Lavas anatócticas. 5/ Lamproítas. 6/ Basaltos alcalinos.

basada en su norma en la que las jumillitas tienen leucita y olivino normativos, las cancalitas sólo olivino normativo, las fortunitas poseen menos del 5% de olivino o cuarzo normativo, y en las veritas el cuarzo normativo sería más del 5%.

En primer lugar es fundamental definir qué tipo de rocas nos ocupan. Se trata de rocas muy especiales, ultrapotásicas, que no encajan dentro de los esquemas de clasificación clásicos; de hecho, López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) en su trabajo de síntesis sobre el volcanismo del SE peninsular tuvieron que efectuar una modificación al gráfico de clasificación clásico K_2O/SiO_2 de

Peccerillo & Taylor (1976) creando nuevos campos sobre los de las rocas shoshoníticas, en los que las jumillitas, cancalitas y fortunitas + veritas serían los equivalentes más ricos en K de basaltos, andesitas basálticas y andesitas + dacitas, respectivamente. Sin embargo es evidente que el diagrama de variación de potasio propuesto por López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) no tiene demasiado sentido de cara a la clasificación de estas rocas (véase fig. 49), de la misma manera que el nuevo diagrama de variación en potasio propuesto por la I.U.G.S. (Le Maître et al. 1989) aún sería de menor utilidad; esto sucede porque estos diagramas están concebidos para rocas que contienen menos de un 5-6% de K_2O , mientras que las lamproítas objeto de nuestro estudio son rocas ultrapotásicas que contienen cerca del doble.

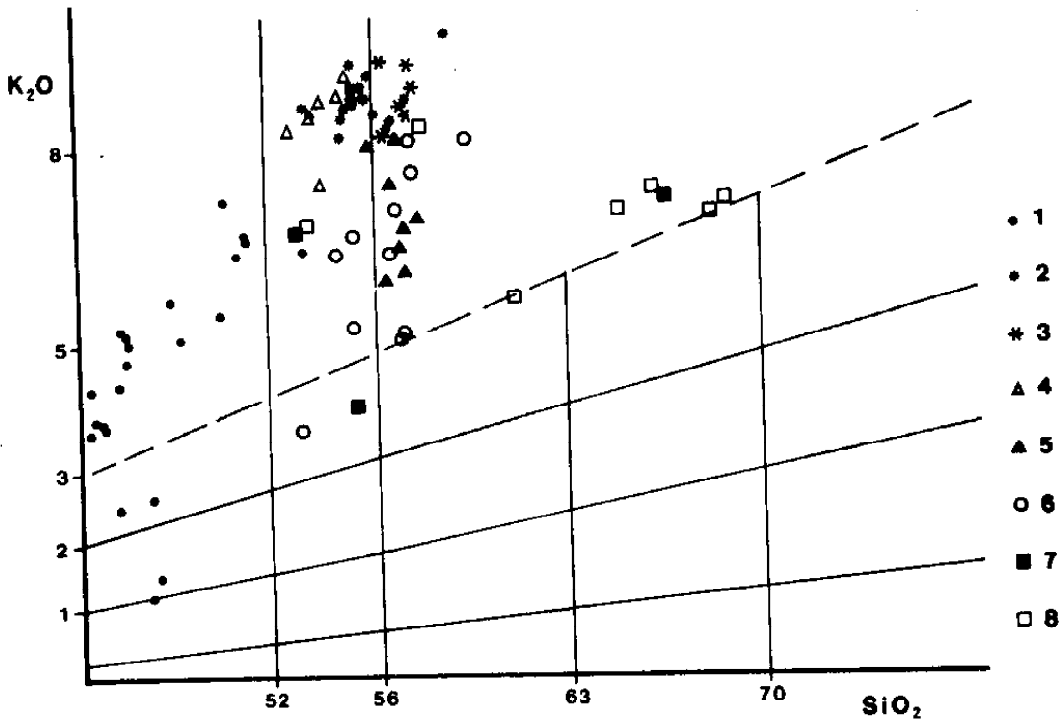


Fig. 49: Diagrama de clasificación propuesto por López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) para la clasificación de las rocas lamproíticas del SE peninsular. Leyenda: 1/ Rocas de Jumilla. 2/ Rocas de Cancaix. 3/ Rocas del Cerro del Monagrillo. 4/ Rocas de Calasparra. 5/ Rocas de Fortuna. 6/ Rocas de Barqueros. 7/ Rocas de Vera. 8/ Rocas de Zeneta. Los datos analíticos representados proceden de los trabajos de Fúster et al. (1967), Venturcelli et al. (1984), y de este mismo trabajo.

Brändle et al. (1984) intentaron aplicar un «prototipo» del diagrama T.A.S. (Total Alcalis contra Sílice) de la I.U.G.S. para la clasificación de las lamproítas del SE peninsular.

Aun aplicando las modificaciones más recientes al citado diagrama (Le Maître et al., 1989) los resultados no varían prácticamente, de modo que las diferentes rocas lamproíticas (incluyendo los nuevos análisis publicados desde 1984 y

los obtenidos en este trabajo) aparecen principalmente proyectadas en los campos intermedios saturados (principalmente concentradas en el campo de la traquiandesita, con las muestras de Vera desplazadas hacia el campo traquítico y las de La Celia-Jumilla hacia el del traquibasalto y la traquiandesita basáltica; véase la fig. 47). De todos modos es evidente que el diagrama T.A.S., tan útil en la clasificación de la mayoría de las rocas volcánicas, no es de gran utilidad en la identificación de las rocas lamproíticas, por lo que la I.U.G.S. recomienda distinguir de entrada las lamproítas en base a los siguientes criterios (Le Maître et al., 1989):

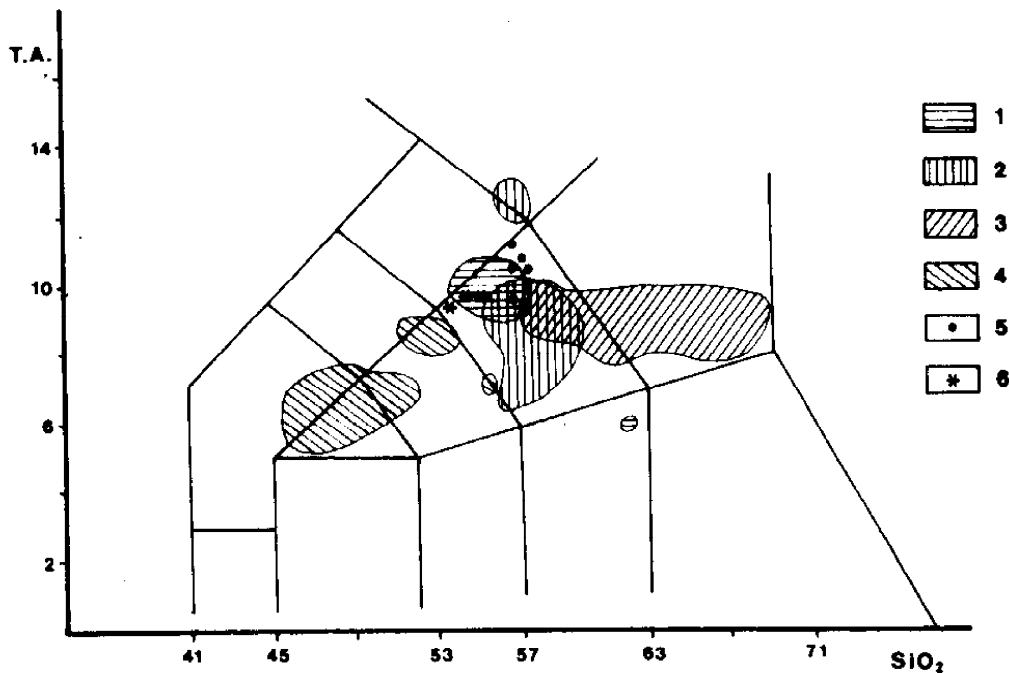


Fig. 50: Diagrama de clasificación T.A.S. (Total Alkali versus Silica, Le Maître et al. 1989) en el que se han proyectado los datos geoquímicos disponibles para las rocas lamproíticas del SE peninsular. Leyenda: 1/ Rocas de Cancarix. 2/ Rocas de Fortuna. 3/ Rocas de Vera. 4/ Rocas de Jumilla. 5/ Rocas del Cerro del Monagrillo. 6/ Rocas de Calasparra. Los datos representados proceden de los trabajos de Fúster et al. (1967), Venturelli et al. (1984), y de este mismo trabajo.

—Se trata de rocas normalmente aflorantes como diques, chimeneas, o pequeñas extrusiones, que no aparecen como simples variaciones texturales de rocas volcánicas o plutónicas comunes.

—Los feldespatos y/o feldespatoides, en el caso de estar representados, aparecen restringidos a la mesostasa.

—Es frecuente la alteración hidrotermal de olivino, piroxeno, biotita, y plagioclasa (cuando ésta aparece en la roca).

—Calcita, zeolitas y otros minerales normalmente hidrotermales pueden aparecer como fases primarias.

—En general son rocas porfíricas, mesocráticas o melanocráticas (índice de color variable entre 35-90), raramente ultramáficas, normalmente contienen como minerales esenciales biotita o flogopita y/o anfíbol, así como clinopiroxeno, olivino, más raramente melilita, así como minerales raros como richterita potásica y/o titanada, priderita, etc.

—Presentan contenidos relativamente elevados de K_2O y/o Na_2O , H_2O , CO_2 , S, P_2O_5 , Ba, etc., si son comparados con rocas de composición química semejante. Además suelen ser peralcalinas.

Foley et al. (1987) han revisado recientemente el cuerpo de doctrina disponible sobre rocas ultrapotásicas, distinguiendo tres grupos, de los que correspondería el Grupo I a las lamproítas del SE peninsular. Venturelli et al. (1988) recogen como características principales de las lamproítas españolas, dentro del citado Grupo I: la ausencia de plagioclasa magmática; la presencia de sílice en contenidos superiores normalmente al 53%; los valores relativamente altos de Mg, Ni, Cr, Zr, Th, LREE, U, Pb, Ba, Sr y Rb; la razón $^{87}Sr/^{86}Sr$ muy alta para este tipo de rocas; la presencia de ortopiroxeno magmático en los términos más ricos en sílice; la presencia de carbonato de presumible origen magmático, etc. Para estos autores los magmas fueron generados a partir de un manto enriquecido que contenía flogopita, ortopiroxeno, olivino, y fases accesorias como el apatito; sin embargo resaltan que la fuente debió sufrir metasomatismo y pérdida de componentes magmáticos, debido a los bajos contenidos en Ca, Na, Al y Sc. Las condiciones de generación debían ser, en ausencia de CO_2 , presión menor de unos 25 Kbar y las temperaturas de cristalización menores a unos 1200 °C.

Por su parte, Hernández et al. (1987) señalan como características generales de las lamproítas del SE peninsular: que su edad en general es Messiniense; que en ocasiones son filonianas pero en general corresponden a aparatos volcánicos submarinos o subaéreos; que tienen un intervalo de composición química notable: ($SiO_2 = 45-72\%$) con contenidos en álcalis igualmente variables ($K_2O = 1.5-10\%$; Na_2O/K_2O a veces superior a 1 en las jumillitas); y que no obstante presentan características petrográficas y mineralógicas comparables; mesostasa vítrea en general abundante, presencia de fenocristales de forsterita, flogopita, sanidina, plagioclasa y más raramente ortopiroxeno.

Desde un punto de vista de litofacies y petrográfico, se observa como regla general (Fúster et al. 1967) que la mayoría de los aparatos estudiados (diques, chimeneas y pequeños domos) presentan bordes vesiculares y vítreos, frecuentemente con vainas externas más o menos bien definidas de interacción con el encajante y consiguiente generación de litofacies mixtas (brechas, peperitas macroglobulares, etc.), mientras que hacia el interior de las estructuras presentan texturas hipocristalinas y, más raramente, llegan a ser holocristalinas. Normalmente, en las variedades holocristalinas el 40% de la roca está constituido por fenocristales de olivino, flogopita, clinopiroxeno, ortopiroxeno (en algunas cancalitas y fortunitas), leucita (en algunas jumillitas y veritas). El resto, de la textura aparece constituida por sanidina, richterita potásica, espinelas, y

eventualmente vidrio (normalmente de composición próxima a la de las sanidinas). En algunos afloramientos son relativamente abundantes los xenocristales y pequeños enclaves de rocas ultramáficas, etc.

Por lo que se refiere al contexto geotectónico. López Ruiz & Rodríguez Badiola (1980) relacionaron su génesis a la existencia de una zona de subducción, que habría creado igualmente todo el ciclo magmático calcoalcalino, calcoalcalino rico en potasio y shoshonítico. Estos autores interpretaron los magmas ultrapotásicos como el producto de la mezcla de líquidos kimberlíticos (originados a su vez a partir del agua liberada por una hipotética placa litosférica subducente a profundidades superiores a los 300 Km) con los magmas generados en niveles superiores, y más específicamente con los de tipo shoshonítico.

Algunos años después y consiguientemente basándose en un conocimiento más profundo de la geología regional Hernández et al. (1987) indican que el volcanismo de la provincia neógena del sudeste español está ligado a la existencia de una zona de fracturación crustal en dirección NE-SO, que además afectaría a fragmentos diferenciados de placa litosférica. Por lo que se refiere al volcanismo lamproítico estos autores le atribuyen un origen claramente mantélico. Martín Escorza y López Ruiz (1988) coinciden igualmente en proponer un origen por fracturación crustal y movimientos en dirección para el volcanismo del SE peninsular, en relación con la Falla de Palomeras.

Los datos isotópicos (Nelson et al. 1986) y las características geoquímicas de las lamproítas (Foley et al., 1987) permiten deducir un origen de los magmas a partir de un manto empobrecido (por pérdida de clinopiroxeno y granate), de composición peridotita flogopítica. La escasa correlación de elementos como el Mg con los elementos incompatibles existentes en las lamproítas, la escasa variación de los contenidos en Ni de los olivinos (primeras fases en cristalizar), etc. sugieren que no se han dado procesos de cristalización fraccionada en la génesis de estas rocas, en la línea de lo ya deducido por Fúster et al. (1967); los altos contenidos en Ni y Cr de las rocas más magnésicas sugieren que se pueden considerar como magmas casi primarios, derivados directamente del manto (Venturelli et al. 1988).

El amplio grado de variación isotópica (Nd, Pb, Sr) y los elevados contenidos de U en los olivinos sugieren que el manto del que proceden los magmas lamproíticos habría sufrido un cierto metasomatismo con aporte de materiales procedentes de la corteza. La composición de las rocas de Fortuna, Las Minas de Hellín, Cancarix, Calasparra y Jumilla (en este último caso por lo que se refiere a las variedades de grano fino) aparecen sobre el peritético en un diagrama cuarzo-kalsilita-forstenita, con precipitación de flogopita, forstenita y enstatita como fases cristalinas, con lo que los magmas lamproíticos puede explicarse como procedentes de un manto de peridotita flogopítica siendo generados en condiciones hidratadas a profundidades variables, siempre a presiones inferiores a los 25 Kbar (Venturelli et al. 1988, 1991).

Las temperaturas de cristalización variarían desde algo menos de 1200 °C (olivinos) hasta unos 740-820 (geotermómetro ilmenita-magnetita) correspondientes a las rocas de grano grueso cristalizadas en condiciones subvolcánicas de Jumilla, que son en sí mismas una rareza dentro de este grupo de rarezas petrológicas (por ej., son las únicas que contienen titanomagnetita además de cromoespinela); además en estas rocas de Jumilla hay evidencias de intercambios F-OH entre apatito y mica proseguidas por debajo de la curva solidus (580-730 °C). (Venturelli et al. 1984).

Venturelli et al. (1991) refiriéndose a los afloramientos del sector de La Celia (Jumilla) indican que los carbonatos que aparecen con agregados tardíos en la mesostasa cristalizaron a una temperatura inferior a 780-710 °C, después de la magnetita y la ilmenita, mientras que los carbonatos que aparecen como de segunda generación en venillas debieron cristalizar a temperaturas superiores a 585 °C, ya que coexisten con pseudobrookita. El apatito presente en la segunda generación de carbonatos tiene Sr de un origen prevalentemente magmático, mientras que los carbonatos de la misma paragénesis muestran adición de algo de Sr de origen sedimentario. Las amplias variaciones de los isótopos de Sr en las lamproítas podrían corresponder a mixing de diferentes magmas lamproíticos y/o a analcimitización de la leucita aportando Sr de origen sedimentario.

En esta línea podemos indicar que Bellon et al. (1981) ya señalaron la existencia de procesos de alteración en la chimenea del aparato principal del Cerro del Monagrillo. López Ruiz & Wasserman (1991) señalan que los valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ hallados en las lamproítas del SE peninsular son más propios de rocas sedimentarias que de ígneas, lo que es especialmente chocante dado su evidente origen mantélico. Estos valores isotópicos del oxígeno han sido intensamente modificados por los procesos secundarios de hidratación posteriores a la cristalización de las rocas. Durante el desarrollo de nuestro estudio ha sido relativamente frecuente hallar zeolitizaciones aparentemente tardías en las coladas y cuerpos intrusivos del Cerro del Monagrillo.

Desde un punto de vista estrictamente geoquímico y de la química mineral de las fases presentes en las rocas, podemos resumir que existen una serie de factores que diferencian claramente las rocas lamproíticas presentes en el sector objeto de nuestro estudio de las que coexisten claramente con las calcoalcalinas y shoshoníticas:

—La química mineral de determinadas fases (por ej., la flogopita, confrontada a la química de la roca total, Venturelli et al. 1988) permite con claridad distinguir los afloramientos de Las Minas de Hellín, Calasparra, Jumilla y Cancarix (que llamaremos arbitrariamente del área «A») de las de Vera, Aljorra, Zeneta, Fortuna, Puebla de Mula y Barqueros (área «B»).

—La geoquímica sobre roca total permite diferenciar igualmente los dos anteriores grupos de rocas (por ej., utilizando los diagramas Nb/MgO%, Zr/MgO%, Venturelli et al., 1988).

—Existen evidencias claras de coexistencia y mezcla física y química entre magmas calcoalcalinos y/o shoshoníticos y magmas lamproíticos en los afloramientos correspondientes al área «B» (Zeneta, Barqueros, Mazarrón, etc.; referencias en Bellon et al. 1983, Hernández et al. 1987, Venturelli et al. 1988, etc.), mientras que se desconocen en el sector «A». Otro hecho presumiblemente ligado a éste es que las lamproítas españolas (grupo «B») son las únicas lamproítas conocidas que contienen ortopiroxeno de origen magmático, como consecuencia de sus altos contenidos en sílice (Venturelli et al. 1988).

CARACTERÍSTICAS DE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

Afloramientos del sector de Jumilla. Los más clásicamente citados corresponden en realidad a las proximidades de la población de La Celia, que se encuentran a lo largo de la carretera comarcal de Jumilla a Cancarix. Los afloramientos más occidentales consisten en una roca masiva, holocristalina, de grano medio a grueso, diaclasada, con tendencia a alteración bolar que encaja entre los materiales sedimentarios mio-pliocenos y un asomo diapírico de materiales evaporíticos terciarios, así como esporádicamente entre los materiales cuaternarios que lo recubren. El contacto con los materiales miocenos muestra evidencia de metamorfismo de contacto; en conjunto las evidencias macroscópicas sugieren que se trata de un cuerpo subvolcánico de morfología domática; los datos petrográficos y geoquímicos confirman esta atribución (Venturelli et al. 1991).

En el sector situado más al norte de la carretera se hallan las antiguas explotaciones de las minas de hierro de la Celia. Se trata de una mineralización de claro carácter vulcanogénico, que encaja en la lamproíta brechificada e intensamente alterada. Las facies son de grano mucho más fino que en el afloramiento junto a la carretera, y además se observa la presencia de litofacies vítreas marcadamente vesiculadas situadas en los márgenes, y localmente en el techo del cuerpo volcánico; la mineralización se caracteriza por una paragénesis de apatito verde (esparraguina) e incoloro, calcita, zeolitas y hematites macrocristalina. En conjunto este cuerpo parece ser un criptodomo algo más somero que los materiales del afloramiento anterior.

En este sector de Jumilla-La Celia se conocen otros afloramientos: el de la misma población de La Celia, con características semejantes a los dos anteriores; una colada de espesor métrico localizada en el barranco de Los Gargantones, algo al sur de La Celia (Agustí en Steininger et al. 1987), y un afloramiento con textura variable (de holocristalino a vitrofídico), de un mínimo de 6 metros de espesor, hallado unos 3 Km al SE de Jumilla. Este afloramiento fue hallado al escavar un pozo, bajo 16 m de sedimentos recientes y una capa de arenas conglomeráticas con fragmentos rodados de lamproíta. Se desconoce si se trata de coladas o de un domo, pero la presencia de los cantos rodados denota que se trataría de un criptodomo subaflorante o una colada.

Todo este conjunto de afloramientos denotan que el volcanismo lamproítico se desarrolló en el sector de La Celia-Jumilla de una manera relativamente

dispersa, en forma de pequeños criptodomas y con pequeñas estructuras efusivas (coladas y criptodomas). No se conocen manifestaciones explosivas notables.

Afloramientos del sector de Cancarix. Constituyen la prolongación hacia el oeste de los del sector de La Celia-Jumilla. El afloramiento más importante de este sector está ubicado unos 2 Km al oeste del pueblo de Cancarix, y es también conocido como «Sierra de las Cabras». Se trata del tramo final de una chimenea volcánica que se abre en abanico en un exodomo; este aparato atraviesa un conjunto de materiales carbonáticos secundarios que aparecen en notable resalte en el paisaje, motivo por el que la lamproíta aparece en lo alto de una pequeña meseta. Las relaciones intrusivas del exodomo con el encajante son claras, con toda una vaina de interacción magma-encajante, en la que se desarrollan brechificaciones, silicificaciones, metamorfismo de contacto, etc. El halo externo del exodomo contiene abundantes xenolitos carbonatados con bordes de reacción. El conjunto aflorante alcanza hasta unos 60 m de espesor, y la lamproíta aparece bien expuesta en algunas pequeñas canteras en las que ha sido explotada para áridos y balastro. Los bordes del domo presentan una facies vitrofídica negra, localmente muy vesiculada, mientras que en los sectores centrales aparece una facies hipocristalina y/o holocristalina, de color gris a gris rosado.

En el sector situado hacia el sur se observan con un claro control tectónico al menos otro par de asomos de criptodomas en facies de techo negras y vesiculadas, que representan criptodomas menores emplazados en medio algo menos somero que el anterior. No se conocen manifestaciones explosivas, ni coladas ligadas directamente al domo principal que como se ha indicado fue el único exógeno. Fúster et al. (1967) localizaron también otros afloramientos de lamproítas unos 2 Km al NE de Cancarix, de carácter más discontinuo, que atribuyen a una colada de 10-15 m de espesor máximo, relacionada con el aparato principal de Sierra de las Cabras.

Esta colada se puede seguir a lo largo de unos 1200 m, fragmentada en cuatro afloramientos, unos 200 m al norte del Km 22 de la carretera comarcal Cancarix-Jumilla. Fúster et al. (1967) describieron en detalle el contacto con los sedimentos, señalando la presencia de tobas con fragmentos de escorias por encima y por debajo de la colada, e indicaron también que estos afloramientos podrían ser confundidos con diques. Por nuestra parte, en el estado actual del estudio no excluimos que se pueda tratar de un sill inyectado, con génesis de peperitas macroglobulares en contactos superior e inferior con los sedimentos. En todo caso, sí que parece evidente que estos afloramientos no muestran ninguna evidencia de conexión con el exodomo de Sierra de las Cabras correspondiendo, tanto si corresponden a un sill como si son retazos de una colada, a una manifestación efusiva local. Se trata de una litofacies muy vesiculada, en especial en los tramos basal y de techo, muy vítrea, y presenta disyunción columnar y alteración bolar.

Afloramientos del sector de Calasparra. Se trata de dos afloramientos de reducidas dimensiones situados en las proximidades de la población de Calasparra, muy cerca del frente de cabalgamiento de las Unidades Subbéticas sobre el Prebético. El afloramiento mayor está situado unos 2 Km al NO de Calasparra, en el Cerro Negro, unos 150 m al norte del Km 2 de la carretera de Calasparra a Paradores. Fúster et al. (1967) han demostrado que se trata de los restos de un pequeño exodomo, intrusivo en las margas burdigalienses, y que presenta una zonación de litofacies (escoriáceas y vítreas en los bordes, hipocrystalino en el centro), zona de interacción con los sedimentos (brechificaciones, verticalización de los sedimentos, etc.).

El segundo de los afloramientos es mucho menor, aparece a la salida de Calasparra (Km 1 de la carretera Calasparra-Paradores) sobre el mismo frente subbético, y presenta un carácter discontinuo; esto es posiblemente debido a una reactivación reciente de las fracturas ligadas al cabalgamiento subbético que impide reconocer con claridad los contactos originales con el encajante, tal como señalaron Fúster et al. (1967). Por lo tanto, se hace difícil interpretar el tipo de cuerpo volcánico que representan, aunque probablemente se trata de un sistema de diques asociado a las citadas fracturas.

Afloramientos de los alrededores de Las Minas de Hellín. Naturalmente, estos afloramientos han sido los más detalladamente estudiados, ya que al aparecer el principal en el Cerro del Monagrillo, a 1.5 Km al OSO del poblado de Las Minas de Hellín su relación espacial con las mineralizaciones de azufre y con las diatomitas es particularmente estrecha.



Fig. 51: Vista panorámica del Cerro del Monagrillo, constituido por una aparato volcánico lamproítico emplazado en el seno de los materiales lacustres del Mioceno Superior. Vista panorámica desde el suroeste.

El Cerro del Monagrillo aparece identificado como una roca de tipo lamproítico por primera vez precisamente en el trabajo de Meseguer (1924) sobre las mineralizaciones de azufre. Posteriormente su configuración ha sido descrita por Fúster et al. (1967), quienes distinguen un antiguo pitón intrusivo en el sector más meridional (y topográficamente deprimido, respecto a la cumbre del Cerro), mientras que coronando el Cerro aparecería una potente colada, de más de 20 m de potencia y disyunción columnar, yacente sobre unas brechas volcánicas no estructuradas (a las que atribuyen un origen explosivo), en la vertiente norte de la colina, y sobre los sedimentos pontienses. La citada brecha volcánica estaría atravesada por diques de roca compacta de dirección NO-SE.

Dado el carácter marcadamente estratiforme de las mineralizaciones de azufre, una parte muy importante de nuestro trabajo consistía en establecer cuáles eran las relaciones cronológicas de este aparato volcánico con los estratos, ya que un carácter totalmente tardío respecto a aquellas permitiría excluir definitivamente la participación del volcanismo en su génesis. Una aproximación vendría dada por la cartografía de Calvo y Elizaga (1990), que sitúa tanto el Cerro del Monagrillo como el afloramiento hallado por estos mismos autores unos 3 Km al SE del Cerro, en la margen derecha del Segura a la altura de la confluencia del Mundo, cartográficamente dentro de la facies C de Calvo y Elizaga (1985).

De un modo más preciso podemos señalar que el afloramiento de la confluencia de los ríos Segura y Mundo aparece estratigráficamente por debajo de la facies del megaslump (facies D de Calvo y Elizaga, 1985), mientras que en el caso del Cerro del Monagrillo no se conoce el techo ya que las lamproítas coronan el Cerro, pero inmediatamente al oeste y suroeste (en cotas topográficamente inferiores) aparecen los materiales correspondientes al megaslump. Por lo tanto, podemos indicar que el volcanismo lamproítico de los alrededores de Las Minas de Hellín parece asociado espacial y temporalmente al tramo superior, predominantemente carbonatado, de la facies C de Calvo y Elizaga (1985), que en su tramo inferior contiene las mineralizaciones de azufre. Calvo y Elizaga (1987) y Elizaga y Calvo (1988) ya señalan la existencia de intercalaciones epiclásticas y quizás piroclásticas lamproíticas, volumétricamente poco importantes, tanto en la facies D (megaslump) como en la base de la D. Tanto en estos trabajos, como en el de Bellon et al. (1981) se recoge y acepta la estructura del volcán del Cerro del Monagrillo tal como quedó expuesta por Fúster et al. (1967).

El estudio realizado permite:

—confirmar la existencia de un antiguo pitón intrusivo, intensamente alterado (tal como ya indicaron Bellon et al., 1981, que no pudieron datarlo por estar contaminado de Ar de origen no magmático) y zeolitizado. Sin embargo, más que un pitón parece un exodomo erosionado. El volumen del domo estrictamente exógeno debió ser bastante reducido.

—señalar la existencia de coladas lávicas muy bien desarrolladas en toda la vertiente sur del Cerro del Monagrillo, de unos pocos metros de espesor, y de dirección de flujo desde el norte hacia el sur, con dispersión en abanico. Estas

coladas recubren buena parte del afloramiento atribuido por Fúster et al. (1967) al pitón intrusivo, y reposan en buena medida sobre sedimentos miocenos (principalmente fangos carbonatados muy ricos en gasterópodos lacustres, principalmente wackstones).

—la base de las coladas lávicas muestra inicios de formación de pseudopillows (fig. 52), así como peperitas macro- y microglobulares (figs. 53, 54 d, 55). Estos hechos denotan que la colada de lava se instaló sobre un sedimento inconsolidado. El medio de emplazamiento probablemente pudo ser subaéreo, ya que no se ha encontrado desarrollo de procesos de hialoclastización generalizados en las coladas. Esto implica que en el momento del emplazamiento de las lamproítas el fondo del ambiente lacustre era muy somero y sufrió abombamiento, que le pudo llevar a la emersión.

—con posterioridad al desarrollo de las interacciones de inmiscibilidad magma/sedimento (peperitas), o simultáneamente en los sectores en los que el magma halló un sedimento deshidratado, la colada desarrolló un vistoso piro-metamorfismo en el sedimento, con halos que llegan a casi los 10 cm de espesor en el sedimento.

—en los alrededores del exodomo y las coladas se puede observar que los sedimentos infrayacentes a éstas han sufrido fenómenos de distorsión, erosión y retrabajamiento, hecho que se traduce en la abundancia de discordancias locales y acuñaamientos de los estratos de escala decimétrica-métrica convergentes hacia el sector del domo. A nuestro entender, la interpretación de estas estructuras sedimentarias implica un gradual abombamiento de la base de la cuenca, en el momento de producirse el ascenso de los magmas lamproíticos. Si a este hecho añadimos la existencia de verticalizaciones de los sedimentos en las proximidades del exodomo, ya señaladas por Fúster et al. (1967) podemos imaginar un crecimiento gradual y no violento del domo, que genera tanto deformaciones en los sedimentos ya depositados como profundas variaciones en la paleotopografía local de la cuenca sedimentaria.

—la presencia de intercalaciones epiclásticas situadas al sur del domo y detectadas por Calvo (com. oral, 1992) a distancias a lo sumo kilométricas, ayuda a reconstruir la paleotopografía de la cuenca. El sector del exodomo no tuvo por qué ser jamás el más elevado, ya que tanto la acumulación de las epiclastitas, ligada al crecimiento y erosión del exodomo sobre el fondo de la cuenca, como el posterior derramamiento de las coladas se hizo desde el norte hacia el sur. El sector del Cerro parece haber permanecido siempre más elevado.

—además de los diques de dirección NO-SE, avanzando desde el sur (exodomo) hacia el Cerro se observa la existencia de cuerpos intrusivos que presumiblemente alimentaron la colada superior indicada por Fúster et al. (1967). En nuestra opinión es dudoso incluso que la cumbre del Cerro se trate de una colada, ya que parece tratarse de otro criptodomo-exodomo, que hubiera crecido solidariamente como una aguja (es decir, más litificado que el exodomo del sector sur). La acumulación de brechas del margen norte del Cerro en ocasiones



Fig. 52: Base de una colada lamproítica procedente del Cerro del Monagrillo; el substrato está constituido por la secuencia lacustre, en concreto sedimentos carbonatados y margoso-carbonatados. Nótese la existencia de un borde neto de enfriamiento en la colada y la existencia de fenómenos de interacción colada-sedimento inconsolidado (inicio de formación de un pseudopillow, peperitización macroglobular).



Fig. 53: Base de una colada lamproítica procedente del Cerro del Monagrillo. Nótese la existencia de peperitización macroglobular, así como termometamorfismo en los primeros centímetros de los sedimentos infrayacentes.

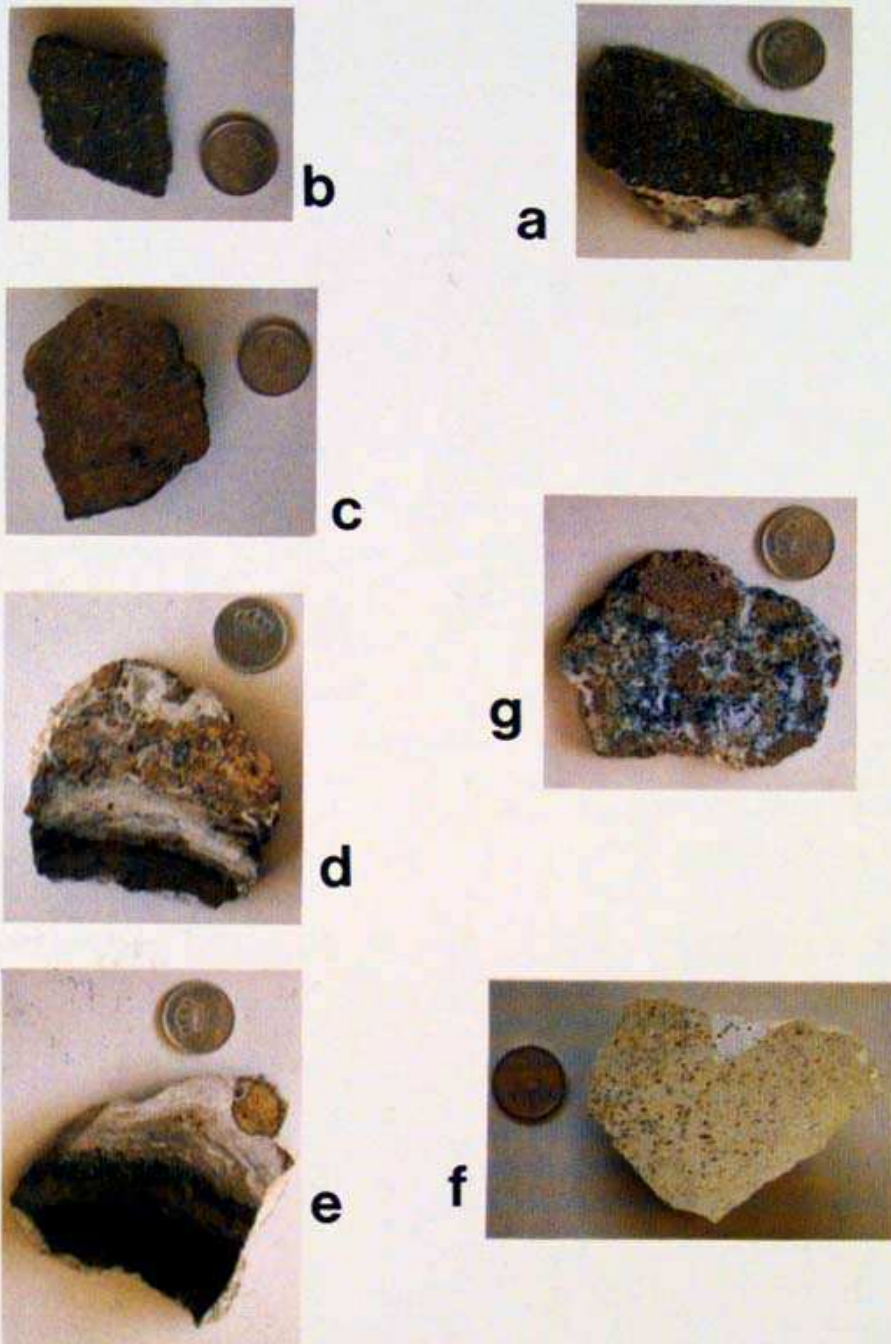


Fig. 54: Fotografías de lajas pulidas de diferentes litofacies características de las rocas volcánicas lamproíticas y de las litofacies de contacto con los sedimentos. a: lamproíta porfírica rica en fenocristales; b: lamproíta porfírica hipocristalina; c: lamproíta alterada y con texturas de enfriamiento veloz, correspondiente a la base de una colada emplazada sobre sedimentos inconsolidados saturados en agua; d: peperita macroglobular en la que se observan gotas de magma lamproítico (colores pardos) inyectadas en el seno de sedimentos inconsolidados carbonatados; e: nivel inmediatamente inferior al «d», en el que se observa el metamorfismo de contacto inducido por la colada lamproítica suprayacente, generado con posterioridad a la formación de las peperitas macroglobulares; f: nivel carbonatado rico en gasterópodos, similar al que aparece en «e» afectado de peperitización y metamorfismo de contacto; g: brecha volcánica afectada de autobrechado y mineralizada en hematites, calcita y apatito (esparaguina). Las muestras a-f corresponden al sector suroeste del Cerro del Monagrillo, la g procede de las antiguas minas de hierro de La Celia.

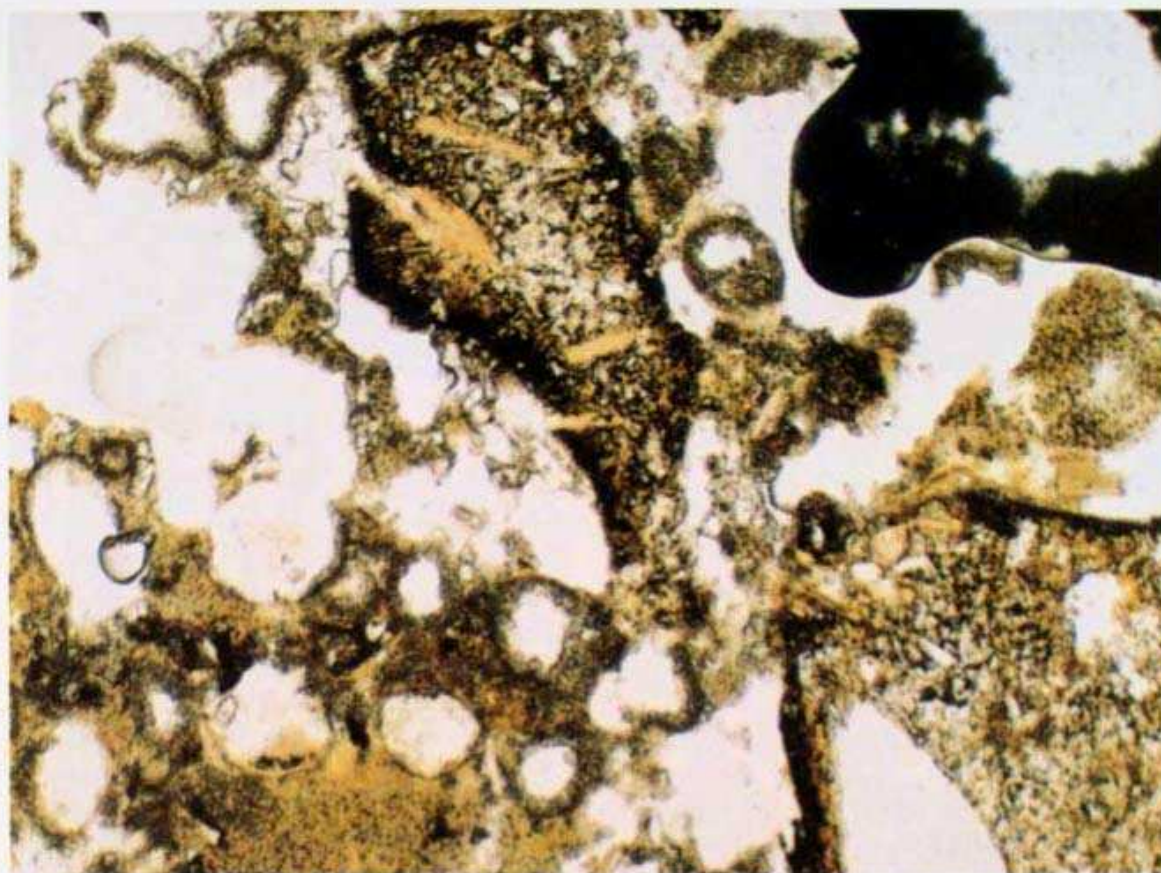


Fig. 55: Peperitas microglobulares generadas en la base de la colada lamproítica del sector sureste del Cerro del Monagrillo.

recuerda mucho una brecha autoclástica/hialoclástica. En este contexto, podemos interpretar que el sector norte del conjunto volcánico creció preservando mejor que el sur una cobertera, constituida en parte por materiales sedimentarios y en parte por una brecha autoclástica o acaso incluso hialoclástica, que correspondería quizás a un episodio inicial de la extrusión de los domos, o quizás a un episodio simultáneo al exodomo erosionado de la vertiente sur. La dirección NO-SE de los diques es coherente con la de una de las dos familias de fracturas que ha controlado la generación y morfología de las cuencas lacustres.

En resumen, podemos proponer una reconstrucción de los procesos eruptivos y de la sedimentación asociada comparable a la indicada en la fig. 56. Todos los hechos de descriptiva precedentes son compatibles con las edades conocidas del volcanismo (ver más adelante) así como con las características conocidas de la cuenca de Las Minas-Camarillas. Así, por ej., el importante adelgazamiento del nivel del macroslump señalado por Calvo y Elizaga (1990) en los alrededores del Cerro del Monagrillo y atribuido por estos autores a una procedencia desde el norte del paleoslump, es coherente, si el abombamiento del fondo de la cuenca ligado al emplazamiento superficial de los magmas lamproíticos ya se había producido, con el paleorrelieve dominante del sector del Cerro del Monagrillo.

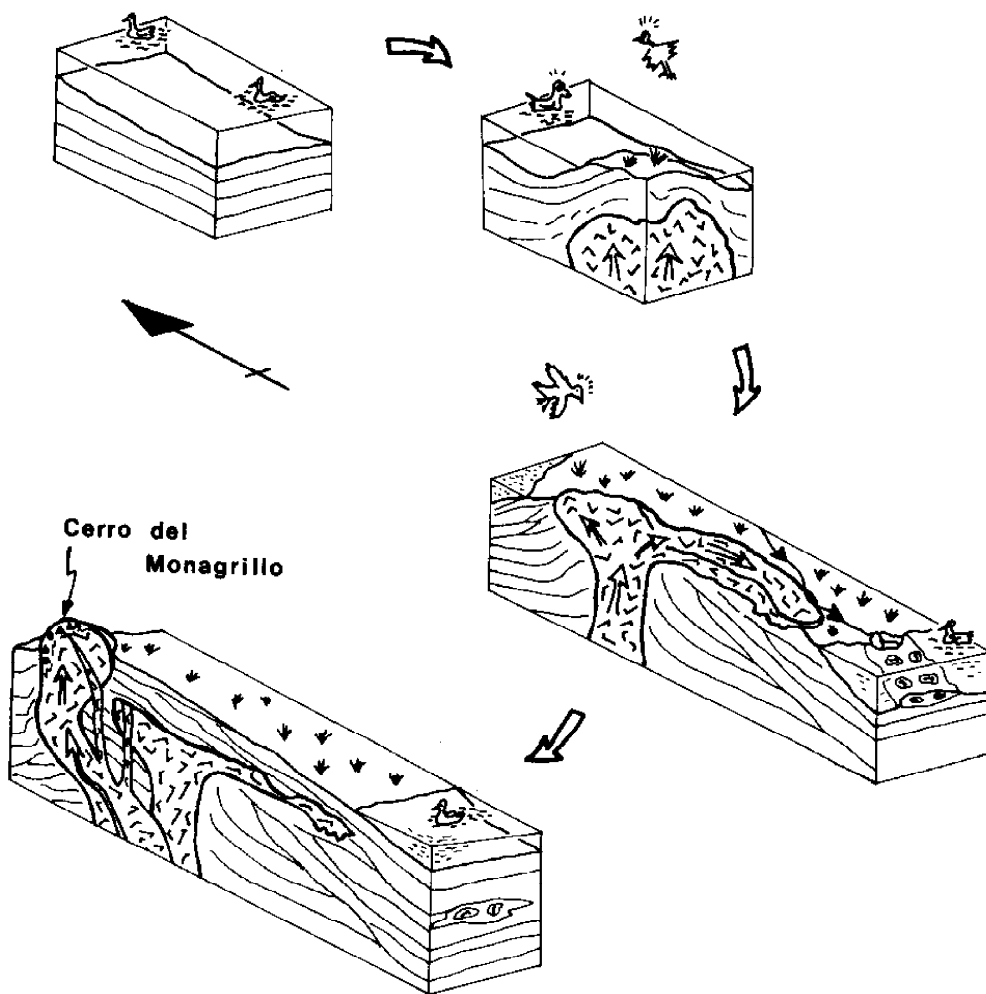


Fig. 56: Esquema de la probable evolución del aparato volcánico del Cerro del Monagrillo y sus relaciones con la sedimentación.

EDAD DEL VOLCANISMO

Se dispone de un cierto número de dataciones radiométricas de las lamproítas estudiadas. Bellon et al. (1983) dataron por el método K/Ar una muestra de roca total del cuerpo lamproítico que ocupa la cumbre del Cerro del Monagrillo, obteniendo una edad de 5.67 ± 0.3 Ma., lo que correspondería al Messiniense Superior (o al Turolense Superior). Nobel et al. (1981) dataron por el método K/Ar una muestra la flogopita del Cerro del Monagrillo obteniendo una edad 7.2 ± 0.4 Ma (Tortonense más superior, Turolense medio en la escala continental). La diferencia de edad en ambas dataciones no parece justificable, ni tan siquiera teniendo en cuenta que la flogopita es de los primeros minerales que cristalizan en la lamproíta. A nuestro entender, si no existe error analítico es posible

que la muestra analizada por Nobel et al. (1981) proceda del flanco sur del Cerro del Monagrillo (exodomo o colada asociada).

Las muestras del Cerro de las Cabras al oeste de Cancarix han proporcionado una edad K/Ar de 7.3 ± 0.2 Ma en el caso de la sanidina (que es prácticamente el último mineral en cristalizar) y 7.6 ± 0.3 Ma en el caso de la richterita, que cristalizaría al final de la primera asociación de minerales (olivino, flogopita) o inmediatamente después. La diferencia de edades parece aceptable, en especial si tenemos en cuenta el margen de fiabilidad de las dataciones por K/Ar; por lo tanto la lamproíta tendría una edad Tortoniense Superior (Tuoliense medio en la escala continental). En el caso de Calasparra la edad K/Ar es igualmente de 7.2 ± 0.2 Ma, lo que quiere decir que, tratándose de una muestra de roca total, si el análisis es fiable la lamproíta sería ligeramente más moderna que la de Cancarix.

Las muestras de La Celia han proporcionado una edad de 7.2 ± 0.3 Ma en el caso de la sanidina y 7.6 ± 0.2 Ma en el caso de la richterita, lo que indicaría que se trataría de una edad prácticamente simultánea de la de Las Cabras-Cancarix, en especial si tenemos en cuenta que el afloramiento más sano y accesible de lamproíta en el sector de La Celia es el de la facies marcadamente más subvolcánica, holocristalina de grano medio a grueso, que es el que presenta la sanidina poiquilítica predominante y que consiguientemente se puede inferir que al haber cristalizado totalmente en condiciones más tranquilas el sistema puede haberse cerrado algo más tarde en el caso de la sanidina, mientras que la richterita presumiblemente habría cristalizado en un medio más profundo. La edad de los apatitos, obtenida por el método de trazas de fisión da una edad 7.2 ± 1.4 , compatible con las anteriores; el apatito muestra reequilibrios en temperaturas subsólidas, (Venturelli et al. 1991) por lo que podría dar edades más recientes que las sanidinas.

El hecho de que las lamproítas de Las Cabras de Cancarix y las de La Celia den edades tan próximas es razonable, no sólo por su proximidad geográfica sino porque ambos están relacionados con la falla denominada por Jerez Mir (1973) de Almírez-Jumilla. Esta falla ha tenido una cierta importancia anteriormente en la delimitación de dominios paleogeográficos durante la sedimentación, por lo que se puede suponer que es profunda y consecuentemente el foco de magma de ambos afloramientos puede ser el mismo.

En ese mismo sector, la colada del barranco de Los Gargantones reposa sobre materiales lacustres que contienen mamíferos del Tuoliense Inferior (Tortoniense medio-superior), y los criptodomas de La Celia seccionan los sedimentos lacustres, y los fluviales suprayacentes. En líneas generales, todas las dataciones cuadran bastante bien. Sin embargo, hay que resaltar que las muestras datadas han sido tomadas considerando a priori cada uno de los afloramientos como una unidad, cosa que no es cierta, y por lo tanto sería de gran interés desarrollar una nueva serie de dataciones sistemáticas una vez esté clarificada la naturaleza de cada uno de los cuerpos volcánicos en el detalle.

6. SITUACIÓN DE LAS CUENCAS EN SU CONTEXTO GEOTECTÓNICO REGIONAL. RELACIONES ENTRE TECTÓNICA, CREACIÓN DE LAS CUENCAS, RELLENO DE ÉSTAS, ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y DIAPIRISMO.

Tal como se ha esbozado en los apartados precedentes, las cuencas lacustres del Mioceno Superior de la región de Hellín ocupan un lugar muy especial en las Cordilleras Béticas: aparecen en su tramo más externo (Zona Prebética, y dentro de esta sector Prebético Externo) y dentro del llamado arco de Cazorla-Hellín-Almansa. Otro hecho fundamental dentro de la génesis de las cuencas lacustres es que los materiales que las rellenan no aparecen afectados por la tectónica tangencial alpina, o para ser más precisos no presentan tectonización notable.

El primer esbozo serio de reconstrucción paleogeográfica del tránsito de los ambientes marinos del Mioceno Medio a los continentales del Mioceno Superior aparece en la tesis de Jerez Mir (1973). En este trabajo ya se resalta el paleo-relieve francamente complicado en el detalle sobre el que se depositaron los primeros materiales continentales, indicando que era el fruto de los pliegues de los materiales prebéticos durante la fase compresiva tortoniense y la posterior erosión de éstos, resaltando los núcleos anticlinales carbonatados jurásicos y cretácicos que permanecieron como islas en el centro de los lagos, como umbrales entre los diferentes lagos, o bien sencillamente como una costa con numerosos entrantes y salientes.

Sin embargo este trabajo tiene muchas limitaciones por lo que se refiere al objeto de nuestro interés, ya que los conocimientos disponibles en la época no permitieron al autor distinguir más precisamente aspectos tales como el límite septentrional de las facies marinas del Mioceno Medio, o la delimitación de cada una de las cuencas lacustres objeto de nuestro estudio. Esta delimitación aparece bien precisada a partir del trabajo de Foucault et al. (1987) y sucesivos trabajos de Calvo y Elizaga, aunque de hecho implícitamente había sido publicada a través de las cartografías de las hojas Issa y Calasparra del IGME.

Calvo et al. (1978) indican que fue precisamente la última fase compresiva en el Prebético (tortoniense) la que provocaría el cierre de las cuencas de la zona que nos ocupa a los aportes marinos (cierre del estrecho nordbético), y consecuentemente el paso hacia un medio continental. Este hecho ha sido discutido en cierto modo por otros autores como Servant Silvary et al. (1990) que propugnan la existencia de aportes marinos (aparentemente desde el SE) ya durante el periodo considerado lacustre (consecuentemente post-cierre del estrecho nordbético).

El hecho de que la composición isotópica de los sulfatos presentes en la serie de Las Minas de Hellín (es decir, en el tramo inferior del relleno de las cuencas lacustres) denote claramente un reciclaje a partir de evaporitas triásicas en

lugar de un aporte por agua marina miocena (Servant Sildary et al. 1990) resta importancia a la cuestión de cuál fue la conexión de las cuencas con los medios marinos abiertos, por lo menos desde el punto de vista de la génesis de los yacimientos de azufre en su tramo superior aflorante (véase discusión más detallada en el apartado de mineralizaciones de azufre).

Por el contrario, este importante aporte de azufre de origen triásico implica la presencia relativamente proximal de afloramientos de evaporitas de esta edad. Prácticamente todos los autores que han trabajado en la zona desde Peláez (1969) han resaltado la existencia de evidencias de diapirismo afectando a los materiales lacustres desde el mismo momento de su depósito, y con prosecución prácticamente hasta la actualidad. Ciertamente afloramientos de yesos triásicos no faltan, tanto en el cercano frente subbético (alrededores de Calasparra) como en el mismo interior y bordes de las cuencas lacustres en forma de diapiros.

Jerez Mir (1973) ya indicó la existencia de una alineación diapírica en el sector Embalse del Cenajo-La Celia, sugiriendo para ella un control tectónico así como para los diferentes afloramientos de lamproítas existentes en el sector objeto de nuestro estudio. Hay que destacar la intuición de este autor, aunque la fractura lineal curva (NE-SO) por él propuesta para justificar la presencia de los afloramientos de lamproítas nos parezca bastante inverosímil a la luz de los datos hoy disponibles.

En su trabajo de síntesis Sanz de Galdeano (1990) muestra cómo el eje de compresión en las Cadenas Béticas se desplazó desde el ESE-WNW en el Serravalliense al NNW-SSE en el Messiniense. En ese momento las fracturas de dirección NW-SE de carácter dextro, o las zonas de cizalla de igual carácter corresponden a las fracturas dexas de tipo antiRiedel propias del dominio Prebético externo norseptentrional (véase la fig. 57).

En la zona en estudio el carácter de zona de cizalla dextra del sector central arco Alcaraz-Hellín-Almansa ha sido estudiado y descrito por Elizaga et al. (1984) a lo largo de una banda de unos 12-13 Km de anchura, en base a la existencia de una falla de desgarre dextra en el zócalo. La actividad de esta fractura de zócalo habría condicionado un cambio brusco (y no obstante aparentemente gradual) de las directrices estructurales de la cobertera mesozoica del dominio Prebético, afectando también en el detalle las vergencias de los pliegues y escamas de despegue. La edad de todas estas deformaciones correspondería al último episodio tangencial bético previo a la sedimentación de los materiales lacustres, es decir a la fase intratortoniense (finales del Tortoniense inferior) simultánea al último deslizamiento gravitacional subbético (Jerez Mir 1973, 1980; Elizaga et al. 1984).

De hecho, Elizaga et al. (1984) señalan que el límite de la zona de cizalla es difícil de delimitar en la superficie, y el mismo Jerez Mir (1973) había ya señalado que la fractura de Peñarrubia-Socovos (de dirección NW-SE), situada unos 20 Km al SE del límite de la zona de cizalla por ellos delimitada corresponde a un accidente importante y antiguo, que había ya condicionado la disposición de los

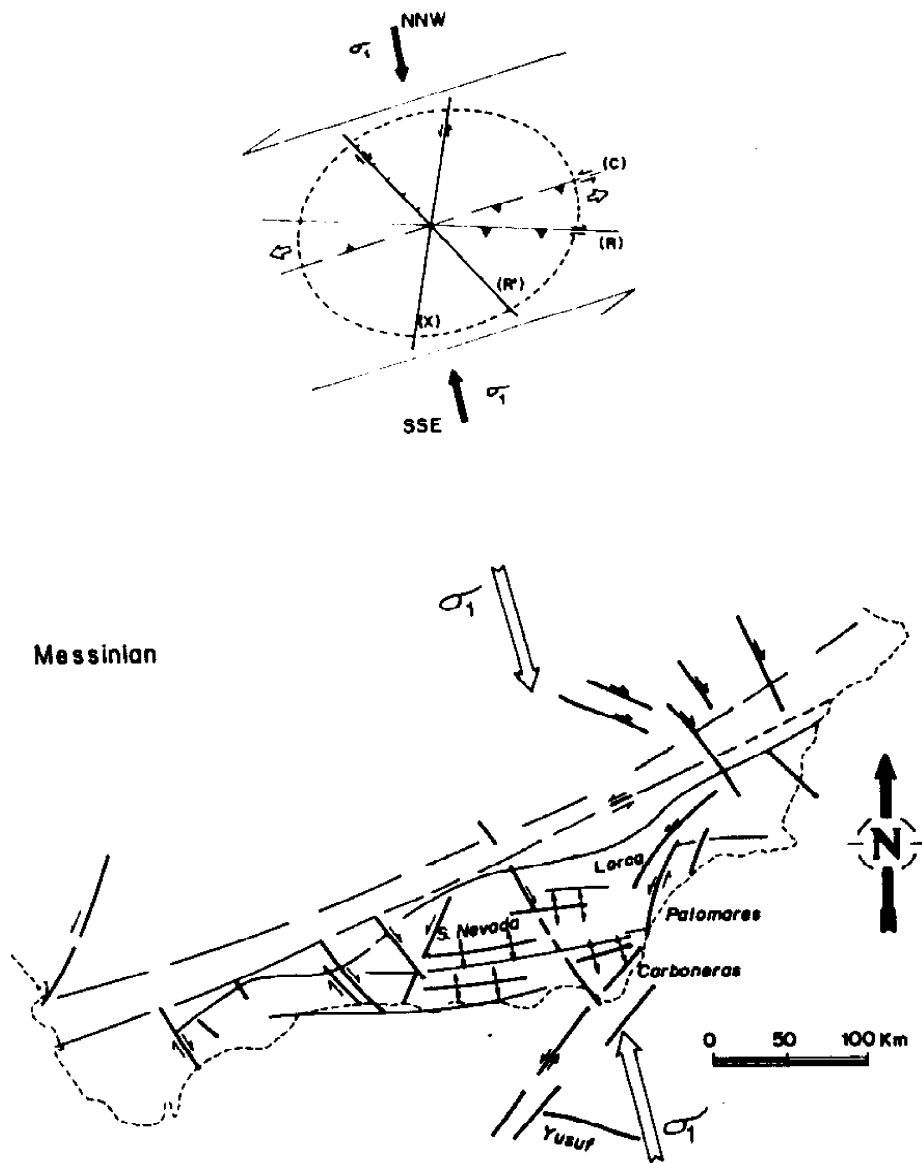


Fig. 57: Situación tensional en las Cordilleras Béticas durante el Messiniense (según Sanz de Galdeano, 1990, ligeramente modificado).

materiales sedimentarios secundarios en el dominio Prebético (litofacies, espesores de las secuencias sedimentarias) de tal manera que era empleado como límite de los dominios Prebético Externo e Interno.

La práctica totalidad de los autores indican que la formación de las cuencas lacustres como tales estaría ligada a una fase distensiva del Mioceno Superior, y algunos como Calvo & Elizaga (1990) precisan con más detalle que las cuencas lacustres ocupan sinformes del paleorrelieve preexistente, afectados en sus

márgenes por fracturas distensivas; el volcanismo lamproítico estaría naturalmente asociado a la citada fase distensiva. Sin embargo esta interpretación conlleva diferentes problemas: no explica cuál fue la disposición tectónica distensiva que configuró las diferentes cuencas, ni su relación con la situación geotectónica regional, ni la transición del régimen compresivo al distensivo; no permite explicar razonablemente la disposición de los cuerpos lamproíticos; no explica la disposición de los diapiros de los materiales evaporíticos del Triásico; y por otra parte la gran cantidad de sedimentos acumulados en algunas de las cuencas (Las Minas-Camarillas, Cenajo) presenta notables problemas volumétricos de difícil justificación por una simple subsidencia prolongada, problemas acrecentados si pensamos en los diapiros salinos y los cuerpos volcánicos aflorantes y subaflorantes que también se han emplazado en las citadas cuencas. En resumen, es preciso crear espacio en un substrato recién compactado (pliegues y escamas creados en la fase intratortoniense).

Por todo lo cual proponemos una interpretación alternativa a la generación de las cuencas lacustres, como evolución natural del proceso de compresión general de la Cordillera Bética desarrollado desde el Serravallense al Messiniense. Como hemos explicado anteriormente la actividad compresiva tortoniense se desarrolló principalmente en el sector en estudio mediante una faja de deformación dextra de dirección NO-SE que corresponde al sector central del arco Alcaraz-Hellín-Almansa. La deformación desarrollada en forma de pliegues y escamas sobre los materiales de la cobertera secundaria y terciaria en un estado relativamente elástico continuó en el tiempo y en el espacio (hasta extinguirse gradualmente hacia el final del Messiniense) a lo largo de una faja 3-4 veces más ancha en condiciones más rígidas, con el mismo carácter dextro, guiada por las fracturas de zócalo NO-SE (como la de Socovos, sobre la que podríamos poner indicativamente el límite occidental de la zona deformada) creando nuevo espacio en la cuenca mediante todo un sistema de pequeñas fracturas que dan lugar a cuencas y subcuencas de morfología sigmoidal congruente con el movimiento dextro de transcurrencia a nivel de zócalo.

Este nuevo modelo interpretativo resuelve la práctica totalidad de los problemas planteados previamente:

—El volcanismo lamproítico se desarrolla a favor de fracturas profundas que garantizan su rápido acceso desde niveles mantélicos o de la corteza profunda, y se emplaza preferentemente no a favor de pequeñas fracturas más o menos locales, sino en el seno de las cavidades sigmoidales de espacio de cuenca recién creadas, es decir en las zonas más distensivas, o con más disponibilidad de espacio para su ascenso.

—Los diapiros triásicos, aún teniendo un origen mucho más superficial que los magmas, presentan una distribución sigmoidal aún más manifiesta que las lamproítas, dada su mayor abundancia. En el detalle se observa con precisión cómo los diapiros se acomodan perfectamente en su morfología y emplazamiento a las microcuencas creadas. Obviamente, el modelo también explica de una

manera sencilla la citadísima asociación diapiros-lamproítas, que antaño fue incluso utilizada para pretender explicar el origen de estos raros magmas ultrapotásicos (por contaminación por parte de los cuerpos evaporíticos).

—La disposición sigmoidal de las cuencas lacustres, y su elevada subsidencia se justifica plenamente, así como la disposición de las cuencas mayores (Las Minas-Camarillas, Cenajo) en el centro de la estructura, mientras que las menores aparecen en los márgenes de ésta.

—La heterocronía manifiesta de algunos de los términos sedimentarios de cuenca a cuenca, hecho que ha creado notables problemas de correlación relativa, al no disponerse de dataciones completas a lo largo de todo el perfil de cada una de ellas. A título de ejemplo, mientras Calvo et al. (1978) determinaron fauna del Vallesiense Superior y del Turolense Superior en los materiales lacustres continentales (en la cuenca del Cenajo), Servant Sildary et al. (1990) indican que los últimos materiales marinos son del Tortoniense medio y fosilizan el cabalgamiento subbético (sector al sur de la cuenca de Camarillas-Las Minas). Consultando la equivalencia cronoestratigráfica actualmente aceptada entre pisos marinos y continentales (López Martínez et al. 1987), y utilizando una correlación litológica inmediata, resulta una contradicción al superponerse un medio marino (más todo el paquete sedimentario «infraslump») en Las Minas-Camarillas con un medio continental en El Cenajo, o en otras cuencas situadas más al O y/o al N. La interpretación que se postula en este trabajo parte de la base de que no sólo son posibles las diacronías en la génesis y relleno de las cuencas, sino casi inevitables. Obviamente esto no está en contradicción con la existencia de verdaderos niveles guía para una correlación general.

En esta línea de razonamiento se entiende también el diferente desarrollo de determinadas litofacies (por ej., los niveles detríticos basales, más importante en las cuencas centrales).

—Este tipo de interpretación justifica la existencia de repetidos mecanismos de activación de deslizamientos sinsedimentarios de grandes dimensiones por el movimiento dextro de la zona de cizalla, ligados o no a sismicidad, pero en todo caso no ligados unívocamente al desarrollo de un episodio volcánico que como se ha visto es complejo y no puntual.

—La disposición de las cuencas es coherente con la situación geotectónica general de las Cordilleras Béticas en el momento de génesis de las cuencas (Tortoniense medio-Superior y Messiniense), y la disposición del volcanismo lamproítico es geométricamente «simétrica» a la del volcanismo serravallense, tortoniense y messiniense (Hernández et al. 1987) del SE de las Cordilleras Béticas dispuesto al S de la lineación Cádiz-Alicante igualmente a favor de estructuras transcurrentes. El menor desarrollo del volcanismo en el dominio Prebético se debe, entre otros motivos, al sustancial incremento de espesor crustal en el sector que nos ocupa.

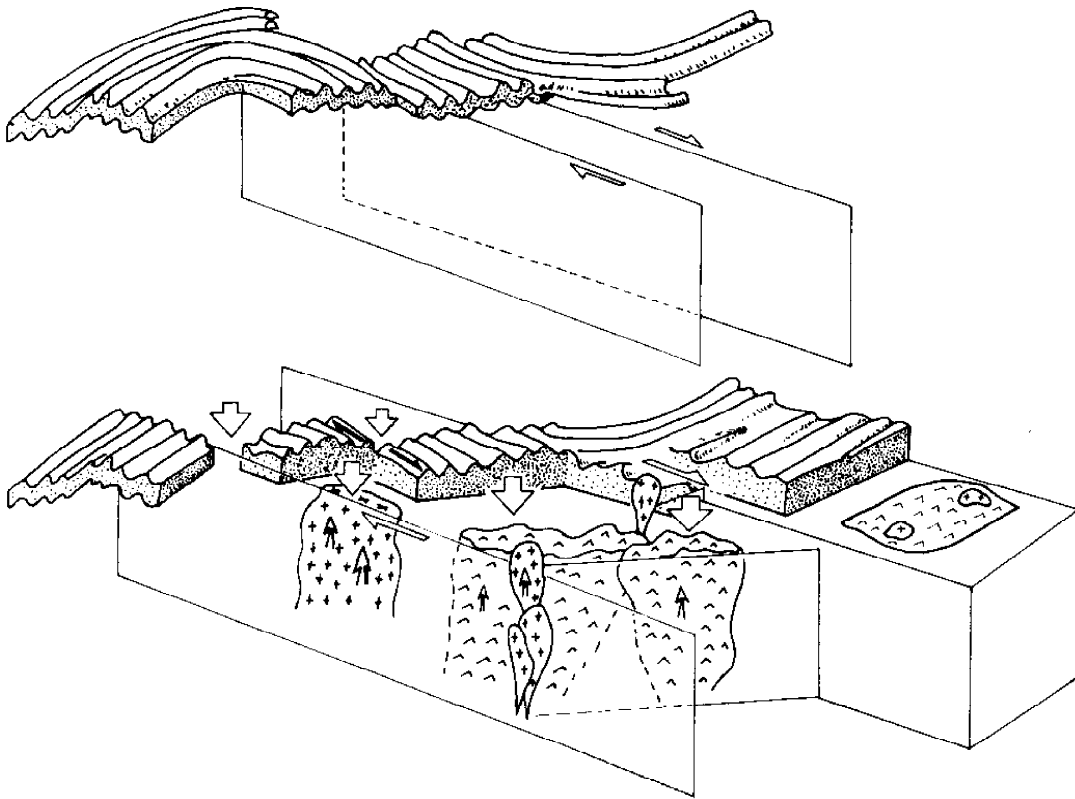


Fig. 58: Modelo interpretativo de la situación geotectónica existente en el sector estudiado en el Torroniense Superior-Messiniense, que relaciona la formación de las cucucas lacustres (y de los sedimentos evaporíticos, las mineralizaciones de azufre y los depósitos de diatomitas en ella existentes) en el seno de una zona de tectónica transcurrente dextra, con el ascenso de los magmas lamproíticos y la removilización diapírica de los sedimentos evaporíticos triásicos.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido realizado con el patrocinio del Instituto de Estudios Albacetenses, en el marco de una ayuda a la investigación de la convocatoria de 1991. Los análisis geoquímicos, difractométricos y el trabajo de microscopía electrónica han sido llevados a cabo en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona; nuestro especial agradecimiento al personal científico y técnico que nos ha auxiliado a lo largo del desarrollo del trabajo. Las láminas delgadas y lasaj pulidas de roca han sido realizadas en el laboratorio de Petrología del Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica (GPPG) de la Universidad de Barcelona; nuestro agradecimiento a los técnicos que han trabajado en su elaboración, y muy en especial a J. Illa, V. Planell y A. Samper por su dedicación y paciencia. El Prof. G. P. Venturelli (Univ. di Parma)

y el Dr. J. P. Calvo (Univ. Complutense de Madrid) han tenido la amabilidad de suministrarme algunas informaciones inéditas referidas a las intercalaciones lamproíticas existentes en las cuencas lacustres. Los Sres. Ruiz Moral y Ruiz Hernández (Minas Volcán, S. A.) me suministraron información sobre las explotaciones de diatomitas del pantano de Camarillas. El Sr. Antonio Moreno me autorizó a visitar las instalaciones de Alarcón Palacios, S. A., y los Sres. Manolo Carretero y Gonzalo Delgado (Minas de Almagrera, S. A.) me atendieron amablemente en las instalaciones de la empresa en Hellín. Don Ramón Fernández-Reyes Molina me autorizó a visitar las instalaciones de CEKESA, y todo el personal de la citada empresa me atendió muy amablemente, proporcionándome innumerables informaciones y acompañándome a la cantera de Rambla Sorda y a las azufreras del Cenajo. El Sr. Miguel López Ortiz, en representación de la propiedad de Minas de Hellín, S. A. me autorizó para investigar en las antiguas dependencias de la dirección técnica de la mina, facilitándome gran cantidad de información inédita; Don Esteban Abellán Martínez, antiguo empleado de la Sociedad, ha sido igualmente fuente de innumerables informaciones sobre el desarrollo de las antiguas minas, y tuvo además la gentileza de regalarme algunos documentos relacionados con las minas. D. Manuel López Peña (MINERSA) me autorizó a consultar documentación sobre las mineralizaciones de azufre correspondientes a los estudios realizados por la citada compañía, y el Sr. Alí Mahmud me indicó algunos datos inéditos sobre la geología de la cuenca de Las Minas y sobre la campaña de sondeos desarrollada por MINERSA. El autor desea expresar un especial agradecimiento a sus compañeros del proyecto PB90-0485, fuente de una gran cantidad de informaciones y con los que ha tenido ocasión de visitar el yacimiento de azufre de Lorca; y muy en especial al Dr. F. Ortí, director del citado proyecto, por sus precisas observaciones sobre las mineralizaciones de azufre y su contexto evaporítico. Sin la ayuda de todas estas personas este trabajo no podría haberse llevado a buen término; sin embargo la responsabilidad del trabajo, de las opiniones en él expuestas y de sus posibles carencias o errores corresponde exclusivamente al autor.

BIBLIOGRAFÍA

- ADACHI, M.; YAMAMOTO, K. & SUGISAKI, R. (1986): «Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: their geological significance as indication of ocean ridge activity». *Sedimentary Geology*, 47, pp. 125-148.
- ALONSO, J. M.; MOLINA, A. L. & RUIZ, M. (1990): «Geología de los yacimientos de azufre de Benahaduz y Las Balsas de Gádor». *Bol. Geol. y Minero*, 101-3, p. 419-429.
- ANADON, P.; CABRERA, L.; JULIA, R.; ROCA, E. & ROSELL, L. (1989): «Lacustrine oil-shale basins in tertiary grabens from NE Spain (Western European Rift System)». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70, pp. 7-28.

- BELLANCA, A.; CALVO, J. P.; CENSI, P.; ELIZAGA, E. & NERI, R. (1989): «Evolution of lacustrine diatomite cycles of miocene age, Southeastern Spain: petrology and isotope geochemistry». *J. Sed. Petrology*, 59, 1, pp. 45-52.
- BELLON, H.; BIZON, G.; CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; GAUDANT, J. & LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1981): «Le volcan du Cerro del Monagrillo (province de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, Série II, pp. 1035-1038.
- BELLON, H.; BORDET, P. & MONTENAT, C. (1983): «Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)». *Bull. Soc. géol. France*, (7) t XXV, n.º 2, pp. 205-217.
- BETTERMANN, P. & LIEBAU, F. (1975): «The transformation of amorphous silica to crystalline silica under hydrothermal conditions». *Contrib. Mineral. Petrol.* 53, pp. 25-36.
- BODENLOS, A. J. & NELSON, C. P. (1979): «Sulfur». *Econ. Geology*, 74, 2, 459-461.
- BRÄNDLE, J. L.; ANCOECHEA, E. & MUÑOZ, M. (1984): «Clasificación química de las rocas volcánicas españolas: el diagrama total álcalis sílice: (T.A.S.) de la I.U.G.S.». *I Congreso Español de Geología*, t II, pp. 63-81.
- BUSTILLO, M. A. (1989): «Las rocas síliceas como materia prima en la industria actual». *Bol. Geol. y Minero*, vol. 100-6, pp. 1102-1111.
- CALDERON, S. (1910): «Los minerales de España». Junta para la Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas, Imprenta de Eduardo Arias, Madrid, t I 416 pp., t II 561 pp.
- CALVO, J. P. (1978): «Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino en el sector central de la provincia de Albacete». *Estudios geol.*, 34, pp. 407-429.
- CALVO, J. P. (1981): «Los yacimientos de diatomita de España». *Bol. Geol. Min.*, t XCII-IV, pp. 272-284.
- CALVO, J. P. & ELIZAGA, E. (1985): «Sedimentology of a neogene lacustrine system, Cenajo basin, SE Spain». 6th European Regional Meeting of Sedimentology I.A.S. Lleida '85, Abstracts book, pp. 70-73.
- CALVO, J. P. & ELIZAGA, E. (1987): «Diatomite deposits in Southeastern Spain: geologic and economic aspects». *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, Vol. LXX, pp. 537-543.
- CALVO, J. P. & ELIZAGA, E. (1990): «Cuencas lacustres del Mioceno Superior del área Prebética, Hellín, Albacete». Guía de Campo de la VII Reunión del Grupo Español del IGCP 219: «Comparative lacustrine Sedimentology in Space and Time», 77 pp.
- CALVO, J. P. & ELIZAGA, E. (1990 b): «Sedimentación evaporítica en las cuencas de Cenajo y Las Minas-Camarillas (región de Hellín, Mioceno Superior del área Prebética). In F. Ortí & J. M. Salvany (eds), pp. 246-250.
- CALVO, J. P. & ELIZAGA, E. (1990 c): «Parada 11: Yesos de las Minas de Hellín», in F. Ortí & J. M. Salvany (Eds), pp. 292-294.
- CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; ROBLES, F. & USERA, J. (1978): «El Mioceno superior continental del Prebético Externo: Evolución del estrecho Nordbético». *Bol. Geol. y Minero*, t 89, pp. 407-426.
- DAVIS, J. B. & KIRKLAND, D. W. (1970): «Native sulfur deposition in the Castile formation, Culberson County, Texas». *Econ. Geology*, 65, 107-121.
- DAVIS, J. B. & KIRKLAND, D. W. (1979): «Bioepigenetic sulfur deposits». *Econ. Geology*, 74 (2), pp. 462-468.
- DE LAUNAY, L. (1913): «Traité de métallogénie, Gîtes minéraux et metallifères». Vol. I, pp. 319-344. Lib. Polytechnique Ch. Béranger, Paris et Liège.
- DESSAU, G.; JENSEN, M. L. & NAKAI, N. (1962): «Geology and isotopic studies of Sicilian sulfur deposits». *Econ. Geology*, 57, 410-438.
- DUPUY DE LOME, E. & GOROSTIZAGA, J. (1936): «Hoja 843: Hellín». I.G.M.E. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 1.ª Serie, Mapa y memoria explicativa, 68 pp.
- DUPUY DE LOME, E. & MARÍN DE LA BÁRCENA, A. (1962): «Hoja 890: Calasparra» I.G.M.E. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 1.ª Serie, Mapa y memoria explicativa, 86 pp.

- ELIZAGA, E. & CALVO, J. P. (1988): «Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del volcanismo durante la evolución. Interés minero». Bol. Geol. Min., 99, pp. 837-846.
- ELIZAGA, E.; GÁLLEGO, I. C.; GARCÍA, A. & LÓPEZ, F. (1984): «Hoja 843: Hellín» I.G.M.E. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2.ª Serie, Mapa y memoria explicativa, 51 pp.
- FERRARIS, F. & VILA, T. (1990): «Volcanic sulfur deposits in the Andes of Northern Chile». In L. Fontboté, G. C. Amstutz, M. Cardoso, E. Cedillo & J. Frutos (Eds): «Stratabound ores in the Andes», pp. 691-701, Springer Verlag.
- FOLEY, S. F.; VENTURELLI, G.; GREEN, D. H. & TOSCANI, L. (1987): «The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints to petrogenetic models». Earth Science Reviews, 24, pp. 81-134.
- FOUCAULT, A.; CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; ROUCHY, J. M. & SERVANT-VILDARY, S. (1987): «Place des dépôts lacustres d'âge miocène supérieur de la région de Hellín (province de Albacete, Espagne) dans l'évolution géodynamique des Cordillères bétiques». C. R. Acad. Sc. Paris, t 305, Série II, pp. 1163-1166.
- FÚSTER, J. M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J. & FERMOSE, M. L. (1967): «Las rocas lamproíticas del SE de España». Estudios Geol., v. XXIII, pp. 35-69.
- GÁLLEGO, I. C.; GARCÍA, A.; JEREZ, L. & LÓPEZ, F. (1984): «Hoja 868: Isso» I.G.M.E. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2.ª Serie, Mapa y memoria explicativa, 46 pp.
- GIMENO, D. (1986): «Características sedimentológicas y tipología de pliegues sinsedimentarios en lilitas: el ejemplo de la plataforma siliciclástica paleozoica del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia)». Acta Geológica Hispánica, 21-22 (1), pp. 185-194.
- GIMENO, D. (1989): «Estudio geológico y metalogenético de los materiales de la cuenca paleozoica de la región del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia). Aplicación de los modelos elaborados en la prospección de recursos minerales en la prospección de recursos minerales en el ámbito del Mediterráneo Noroccidental». Tesis Doctoral inéd., Univ. de Barcelona, 937 pp. + 1 mapa geológico 1:50.000.
- HERNÁNDEZ, J.; LAROUZIERE, F. D.; BOLZE, J. & BORDET, P. (1987): «Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran». Bull. Soc. géol. France, (8), t III, n.º 2, pp. 257-267.
- HESSE, R. (1988): «Origin of chert: diagenesis of biogenic siliceous sediments». Geoscience Canada, v. 15 (3), pp. 171-192.
- HUNT, W. F. (1915): «The origin of the sulfur deposits of Silicy». Econ. Geology, 10, pp. 543-579.
- JEREZ MIR, L. (1973): «Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia). Tesis doctoral Univ. de Granada, 750 pp.
- JEREZ MIR, F. (1979): «Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas». Bol. Geol. y Minero, 90-6, pp. 503-555.
- JEREZ, L.; GARCÍA, G. & JEREZ, F. (1974): «Hoja 890: Calasparra» I.G.M.E. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2.ª Serie, Mapa y memoria explicativa, 31 pp.
- KINDELAN, V. (1928): Es de gran interés y sería útil la investigación por procedimientos geofísicos de los terrenos miocenos y azufreros del Sureste de España, por si en ellos existen depósitos de hidrocarburos susceptibles de aprovechamiento industrial. XVI CGI, 1926, vol. 4, pp. 1555-1579.
- KOLODNY, Y. & HALICZ, L. (1988): «The geochemistry of germanium in deep-sea cherts». Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 52, pp. 2333-2336.
- KROUSE, H. R. & GRINENKO, V. A. (Eds) (1991): Stable isotopes: natural and anthropogenic sulphur in the environment. SCOPE 43 Report, 440 pp., John Wiley & Sons, New York.
- LE MAITRE, R. W. (ed.) (1989): «A classification of igneous rocks and glossary of terms». 193 pp., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J. P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DÍAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍNEZ, J.; MORALES, J.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C. & TORRES, T. (1987): «Approach to the spanish continental Neogene. Synthesis and palaeoclimatic interpretation». Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., LXX, pp. 383-391.

- LÓPEZ RUIZ, J. & RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1980): «La región volcánica del Sureste de España». *Estudios Geol.*, 36, pp. 5-63.
- LÓPEZ RUIZ, J. & WASSERMAN, M. D. (1991): «Relación entre la hidratación/desvitrificación y el ^{18}O en las rocas volcánicas neógenas del SE de España». *Estudios Geol.*, 47, pp. 3-11.
- MARGALEF, R. (1953): «Observaciones paleoecológicas y geocronológicas sobre los sedimentos lacustres de Hellín (Albacete)». *Mem. y Com. Inst. Geol. Diput. Prov. Barcelona*, t 10, pp. 53-72.
- MARTÍN ESCORZA, C. & LÓPEZ RUIZ, J. (1988): «Un modelo geodinámico para el volcanismo neógeno del Sureste Ibérico». *Estudios Geol.*, 44, pp. 243-251.
- MESEGUER, J. (1924): «Estudio de los yacimientos de azufre de las provincias de Murcia y Albacete». *Bol. I.G.M.E.*, t. 45, tomo V, tercera serie, pp. 133-214.
- NARANJO, J. A. (1985): «Sulphur flows at Lastarria volcano in the North Chilean Andes». *Nature*, 313 (6005), pp. 778-780.
- NELSON, D. R.; McCULLOCK, M. T. & SUN, S. A. (1986): «Origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes». *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, pp. 231-245.
- NIELSEN, H.; PILOT, J.; GRINENKO, L. N.; GRINENKO, V. A.; LEIN, A. Y.; SMITH, J. W. & PANKINA, R. G. (1991): «Lithosferic sources of sulphur», in H. R. KROUSE & V. A. GRINENKO (Eds), pp. 65-132.
- NOBEL, F. A.; ANDRIESEN, P. A. M.; HEBEDA, E. H.; PRIEM, H. N.A. & RONDEEL, H. E. (1981): «Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain». *Geol. Mijnbouw*, 60, pp. 209-214.
- NRIAGU, J. O.; REES, C. E.; MEKHTIYEVA, V. L.; LEIN, A. Y.; FRITZ, P.; DRIMMIE, R. J.; PANKINA, R. G.; ROBINSON, B. W. & KROUSE, H. R. (1991): «Hydrosphere», in H. R. KROUSE & V. A. GRINENKO (Eds), pp. 177-266.
- OCHOA, G. (1970): «Estudio petrográfico de un nuevo yacimiento de rocas lamproíticas localizado bajo los sedimentos cuaternarios de Jumilla (Murcia)». *Estudios Geol.*, 26, pp. 331-335.
- ORTÍ, F. & SALVANY, J. M. (1990) (eds.): «Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie». *Enresa-Departament de Geoquímica, Petrologia y Prospecció Geològica de la Universitat de Barcelona*, 306 pp., Barcelona.
- PAWLOWSKI, S. (1968): «Geology of sulfur deposits in Poland». *I.G.C. 23rd.*, Prague, 8, 249-267.
- PAWLOWSKI, S.; PAWLOWSKA, K. & KUBICA, B. (1979): «Geology of and genesis of the Polish sulfur deposits». *Econ. Geology*, 74, pp. 475-483.
- PELAEZ, J. R. (1969): «Informe sobre las concesiones de Kieselgur de la empresa CEKESA en los alrededores del pantano del Cenajo». *Original mecanografiado inéd.*, 73 pp.
- PLIEGO, D. & BABIANO, F. (1982): «Las diatomitas en España». *Tecniterrae*, 46, pp. 47-52.
- POLLOCK, S. (1987): «Chert formation in an ordovician volcanic arc». *Journal of Sedimentary Geology*, 57, 1, pp. 75-87.
- REGUEIRO, M.; CALVO, J. P.; ELIZAGA, E. & CALDERÓN, V. (1991): «Diatomite deposits in Spain: an overview». *VI International Flint Symposium, Spain october 1991, Abstracts book*, pp. 93-99, ITGE, Madrid.
- REYES, J. L.; CRESPO, V.; FEITAS, V. & ZAPATA, M. J. (1984): «La sedimentación evaporítica en las cuencas neógenas del SE peninsular». *I Congreso Español de Geología*, t II, pp. 803-815.
- REYES, J. L.; ZAPATERO, M. A.; FEIXAS, J. C. & ÁVILA, J. (1982): «El azufre biogénico en las cuencas neógenas del sureste». *III Congreso Geológico de España, Salamanca 1992, Actas t 3*, pp. 410-417.
- RYKA, W. (1988): «The origin of the Tarnobrzeg native sulphur deposit in the light of petrographic studies». *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 359, 7-19.
- RUCKMICK, J. C.; WIMBERLY, B. H. & EDWARDS, A. F. (1979): «Classification and genesis of biogenic sulfur deposits». *Economic Geology*, 74, 469-474.
- SAN MIGUEL, M. (1936): «Estudio de las rocas eruptivas de España». *Memorias de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. t VI, 660 pp.

SANZ DE GALDEANO, C. (1990): «Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present». *Tectonophysics*, 172, pp. 107-119.

SERVANT-SILDARY, S.; ROUCHY, J. M.; PIERRE, C. & FOUCAULT, A. (1990): «Marine and continental water contributions to a hypersaline basin using diatom ecology, sedimentology and stable isotopes: an example in the Late Miocene of the Mediterranean (Hellin Basin, southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79, pp. 189-204.

STAMATAKIS, M. & SOVATZOGLOU-SKOUNAKI, E. (1988): «Boron in diatomaceous materials as a paleoenvironmental indicator». *Chem. Erde*, 48, pp. 305-310.

STAMATAKIS, M. G.; HEIN, J. R. & MAGGANAS, A. C. (1989): «Geochemistry and diagenesis of Miocene lacustrine siliceous sedimentary and pyroclastic rocks, Mytilinii basin, Samos island, Greece». *Sedimentary Geology*, 64, pp. 65-78.

STEININGER, F. F.; RÖGL, F. & DERMITZAKIS, M. (1987): «Report on the round table discussion "Mediterranean and paratethys correlations"», *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, LXX, 398-412.

SUGISAKI, R.; YAMAMOTO, K. & ADACHI, M. (1982): «Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic». *Nature*, v. 298, N.º 5875, pp. 644-647.

VENTURELLI, G. P.; CAPEDEI, S.; DI BATTISTINI, G.; CRAWFORD, A.; KOGARKO, L. N. & CELESTINI, S. (1984): «The ultrapotassic rocks from Southeastern Spain», *Lithos*, 17, pp. 37-54.

VENTURELLI, G. P.; SALVIOLI MARIANI, E.; FOLEY, S.; CAPEDEI, S. & CRAWFORD, A. J. (1988): «Petrogenesis and conditions of crystallization of Spanish lamproitic rocks». *Canadian Mineralogist*, vol. 26, pp. 67-79.

VENTURELLI, G. P.; CAPEDEI, S.; BARBIERI, M.; TOSCANI, L.; SALVIOLI MARIANI, E. & ZERBI, M. (1991): «The Jumilla lamproite revisited: a petrological oddity». *Eur. J. Miner.*, 3, pp. 123-145.

YAMAMOTO, K. (1987): «Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes». *Sedimentary Geology*, 52, pp. 65-108.

D. G. T.