

EL YACIMIENTO GLAUBERITICO DE ALCANADRE: PROCESOS SEDIMENTARIOS Y DIAGENETICOS (MIOCENO INFERIOR, CUENCA DEL EBRO)

J. M. SALVANY ⁽¹⁾ Y F. ORTÍ ⁽²⁾

⁽¹⁾ Dept. Ingeniería del Terreno y Cartográfica,
Universidad Politécnica de Cataluña, 08034 Barcelona.

⁽²⁾ Dept. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica,
Universidad de Barcelona, 08071 Barcelona.

INTRODUCCION

La Cuenca del Ebro presenta un importante registro de depósitos glauberíticos de origen evaporítico continental, ocurridos durante el Oligoceno y el Mioceno. La figura 1 muestra la distribución estimada de estos depósitos en dicha cuenca y las formaciones que los contienen. La glauberita y otros minerales evaporíticos que la acompañan, normalmente sólo se presentan en subsuelo, al estar en superficie disueltos o transformados en yeso. Los yacimientos de Alcanadre y Cerezo del Río Tirón son conocidos desde antiguo (Riba, 1955, 1964; Menduiña *et al.*, 1984; Ordóñez *et al.*, 1984), al constituir niveles que excepcionalmente llegan a aflorar y que son (Cerezo, Belorado) o han sido (Alcanadre, Arrúbal) motivo de explotación minera. La presencia en profundidad de capas glauberíticas en diversas formaciones evaporíticas es de más reciente descubrimiento, tras la revisión de sondeos de exploración minera o petrolera (Fernández-Nieto y Galán, 1979; Salvany, 1989a; Mandado, 1987; García Veigas *et al.*, 1991). Una visión global del conjunto de depósitos glauberíticos de la Cuenca del Ebro ha sido expuesta por Ortí *et al.* (1989), Ortí y Salvany (1991). A pesar de estos trabajos, la extensión y características de los diferentes depósitos glauberíticos en el subsuelo de la Cuenca del Ebro está aún hoy lejos de poder ser determinada con exactitud, debido principalmente a la relativa escasez de datos de sondeos existentes sobre la misma. De las aportaciones realizadas por los autores antes referidos, se pone claramente de manifiesto

El presente artículo es la versión en castellano de otro que con carácter inédito se presentó en agosto de 1991 en Saskatoon (Canadá), con motivo del "Saline Lake Conference", para ser publicado en Special Publications del SEPM.

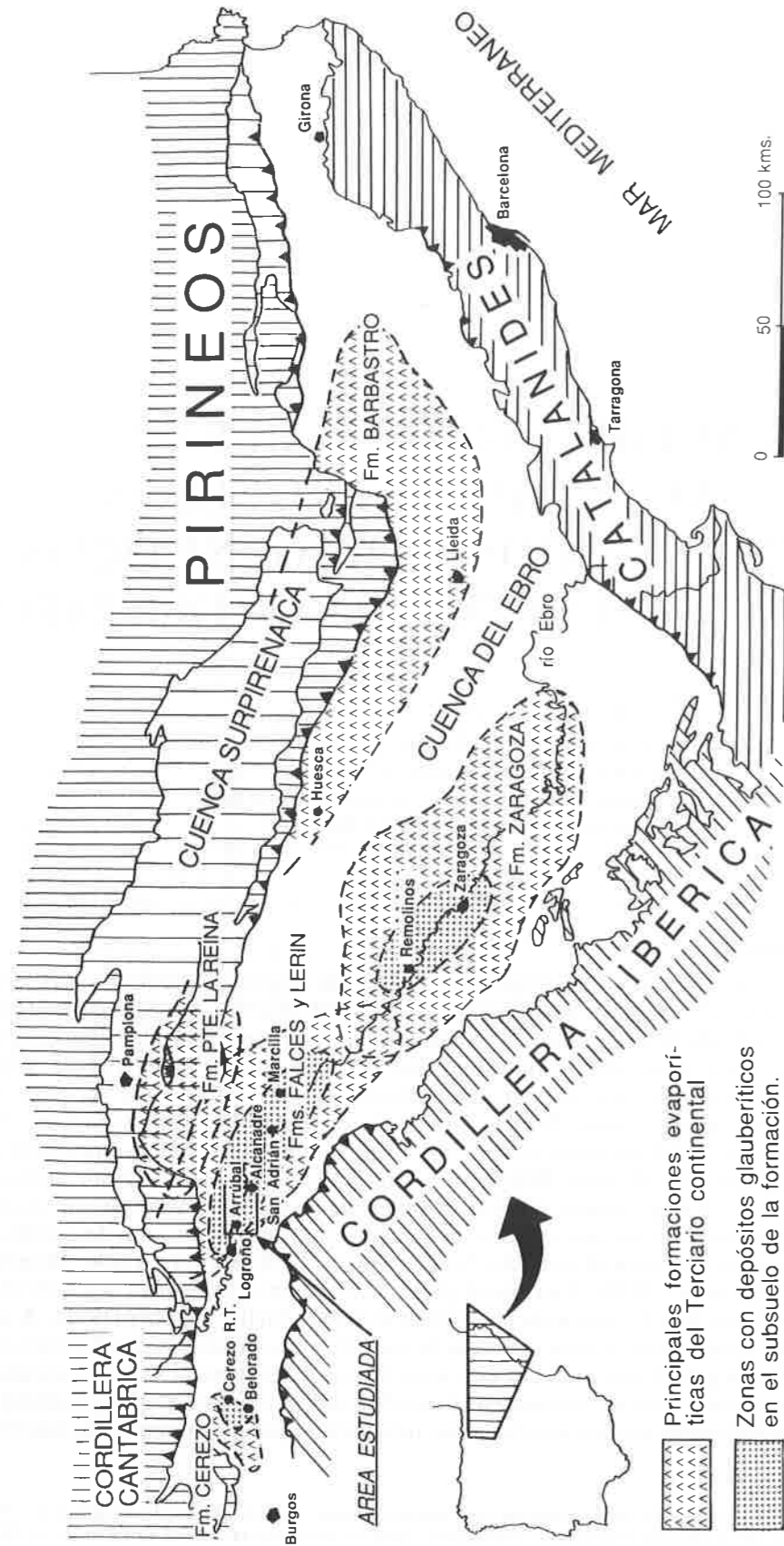


Fig. 1. Esquema geológico de la Cuenca del Ebro con posición de las principales formaciones evaporíticas continentales y zonas con desarrollo de depósitos glauberíticos.

que estos depósitos glauberíticos presentan en cada caso diferentes particularidades, tanto en asociación mineral como en su génesis.

El objetivo del presente artículo es exponer, como un caso concreto y bien conocido, las características sedimentarias y petrogenéticas de las glauberitas del yacimiento de Alcanadre. Este depósito se intercala entre los yesos de la Fm. Lerín (tránsito Oligoceno-Mioceno), en el sector occidental de la Cuenca del Ebro (fig. 2). Junto a la glauberita se presentan cantidades significativas de halita, polihalita, magnesita y dolomita, siendo el material encajante de esta asociación el yeso y la anhidrita. Resultados sobre este estudio han sido presentados con anterioridad por Ortí *et al.* (1986), Salvany y Ortí (1987), y Salvany (1989a).

MARCO ESTRATIGRAFICO Y CICLOS EVAPORITICOS

Durante el Oligoceno y Mioceno la sedimentación en el sector occidental de la Cuenca del Ebro fue continua, alternándose los depósitos detríticos, evaporíticos y carbonatados, con una acumulación que supera los 4.000 m de espesor. Los depósitos evaporíticos son especialmente relevantes en esta parte occidental de la cuenca, donde dan lugar a tres potentes formaciones conocidas como Yesos de Puente La Reina (Oligoceno inferior, hasta 400 m de espesor), Yesos de Falces (Oligoceno medio-superior, 800-1.000 m) y Yesos de Lerín (tránsito Oligoceno-Mioceno, 400-600 m) (Castiella *et al.*, 1978, Salvany, 1989a, 1989b). Estas formaciones evaporíticas tienen una extensión cartográfica del orden del centenar de kilómetros de longitud por 30-40 km de anchura máxima, y están separadas estatigráficamente por unidades detríticas (arcillas y areniscas) que también pueden intercalar niveles evaporíticos, aunque de forma subordinada.

Las formaciones Puente La Reina, Falces y Lerín son de características litológicas y origen parecido. Están formadas principalmente por sulfato cálcico (yeso, anhidrita) y halita. La anhidrita y halita caracterizan a las formaciones en profundidad, mientras que el yeso lo hace en superficie, procedente de la transformación de la anhidrita en la zona de percolación de aguas superficiales. En las formaciones Falces y Lerín, los depósitos de glauberita se sitúan entre los tramos más potentes y puros de sulfatos cálcicos. En la formación Puente La Reina no se han detectado glauberitas.

La formación Lerín está constituida por ciclos evaporíticos de gran extensión (más de 50 km de longitud) y espesor (del orden de 100 m de potencia) (fig. 2), según Salvany (1989a, 1989c). Los ciclos se muestran progresivamente desplazados hacia el NW como resultado del movimiento en la misma dirección del depocentro de la cuenca durante su sedimentación. También se pone de manifiesto un mayor desarrollo evaporítico de los ciclos en la parte superior de la formación, teniendo los ciclos inferiores mucha menor extensión sobre la cuenca.

Si nos situamos en una zona interna de la Fm. Lerín, cada ciclo evaporítico está integrado por un tramo inferior yesífero y un tramo superior formado por alternancia repetitiva (ciclos de rango menor) de niveles de arcillas y yesos. En el tramo inferior los yesos son predominantemente laminados e incluyen los principales depósitos de glauberita y halita. En el tramo superior el espesor de las intercalaciones detríticas aumenta hacia techo y también en esta misma dirección las capas de yeso están constituidas principalmente por facies nodulares. Entre ambos tramos el tránsito es gradual. En las zonas marginales de la formación el tramo yesífero inferior se presenta muy reducido y con facies predominantemente nodulares, mientras que el tramo superior está muy desarrollado y es de carácter principalmente detrítico (arcillas con algunos niveles nodulares de yeso).

Estos ciclos son el resultado de expansiones y retracciones de los sistemas aluviales de margen de cuenca sobre el medio lacustre evaporítico situado en la zona central de la misma. Los sedimentos detríticos que se expanden sobre el medio evaporítico son siempre las facies aluviales distales, constituidas principalmente por arcillas con capas de arenisca de forma subordinada. La base del ciclo evaporítico representa el momento de mayor expansión lacustre, relacionado con una actividad aluvial restringida a los márgenes de la cuenca. Hacia techo del ciclo se produce una progresiva progradación de los sistemas aluviales de margen

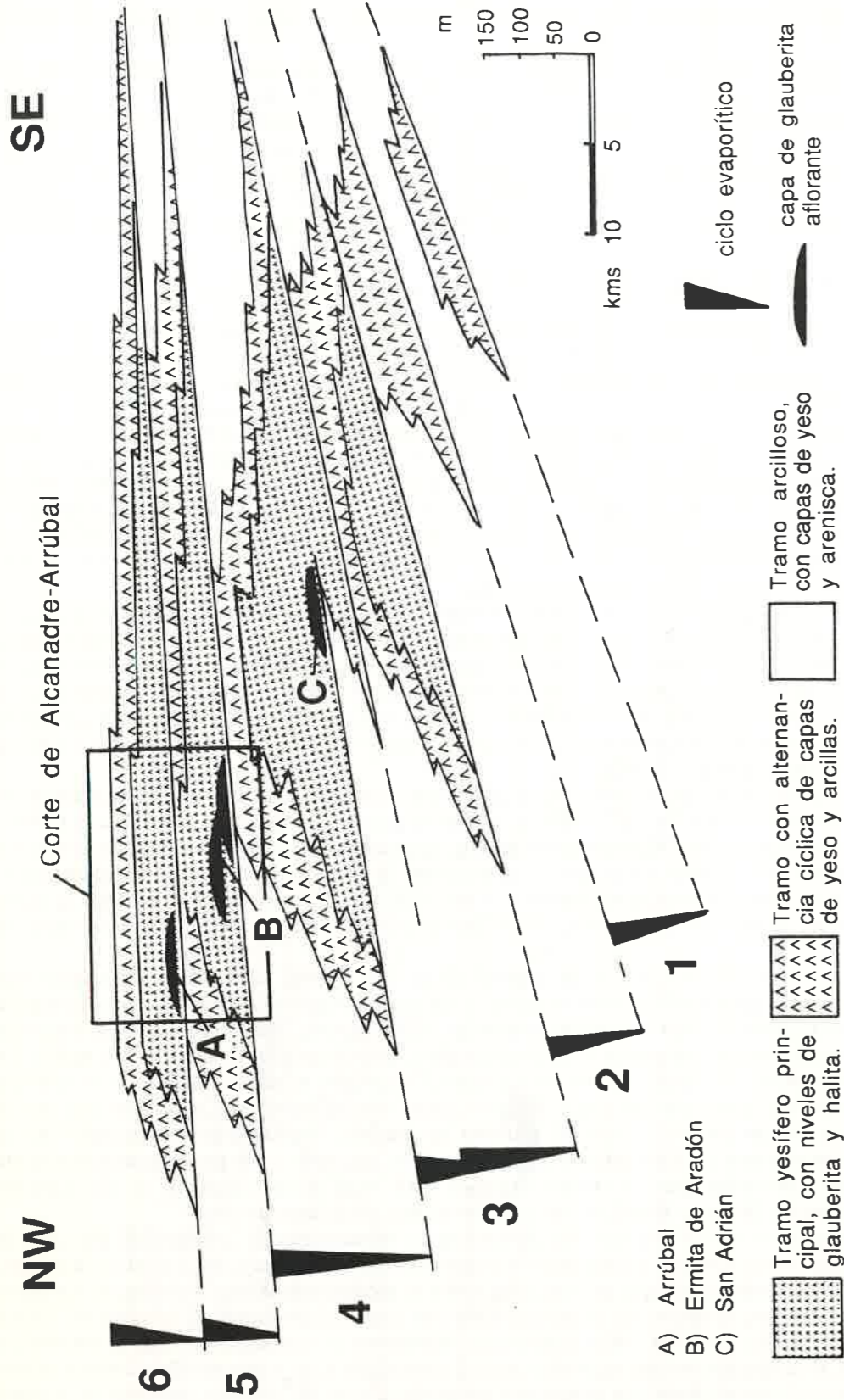


Fig. 2. Esquema estratigráfico de la Formación Yesos de Lerín con situación de los depósitos glauberíticos conocidos y su estructura en ciclos evaporíticos.

de cuenca hacia el interior de la misma. Esta progradación se realiza mediante impulsos, cada uno de los cuales permite el desarrollo de una de las intercalaciones detríticas registradas en la parte superior del ciclo. En la parte más alta la progradación es máxima y los sedimentos aluviales llegan a recubrir casi por completo el sistema evaporítico (algunos de estos ciclos finalizan con un potente tramo detrítico de más de 10 m de espesor, con capas de arenisca). Esta tendencia se observa por igual en los diferentes ciclos, tanto en un corte longitudinal como transversal a la cuenca.

Dentro de este esquema estratigráfico, se observa que los depósitos de glauberita están en relación con los momentos de mayor estabilidad y expansión del sistema lacustre evaporítico, es decir, en la parte basal y a la vez interna de los ciclos (fig. 2). La presencia creciente de intercalaciones detríticas hacia techo de aquellos implica una mayor inestabilidad del medio evaporítico que parece ser desfavorable para el desarrollo de estos depósitos glauberíticos.

El origen de los ciclos evaporíticos de la Fm. Lerín es, no obstante, controvertido. En Riba (1964), Muñoz *et al.* (1986-87), Pérez (1989), Muñoz (1991) y muchos otros trabajos sobre relación tectónica-sedimentación en la cuenca del Ebro, se pone de manifiesto la importancia de los impulsos orogénicos de las cadenas periféricas de la cuenca en el desarrollo de los sistemas aluviales marginales. Estos autores consideran que cada impulso orogénico tiene como respuesta una reactivación de los sistemas aluviales, que progradan hacia centro de cuenca invadiendo la zona de sedimentación lacustre. Estos impulsos tectónicos han quedado bien registrados en los márgenes de cuenca mediante discordancias en las unidades detríticas. Estas discordancias han servido para definir unidades tecto-sedimentarias que tienen gran continuidad lateral en los márgenes sur y norte de la cuenca, pero cuyo seguimiento hacia el centro de la misma es complejo.

Desde esta perspectiva, los ciclos evaporíticos de la Fm. Lerín podrían ser interpretados como ciclos de expansión de los sistemas aluviales por causas tectónicas, produciendo cada expansión aluvial una regresión gradual del medio lacustre. Sin embargo, la asimetría de los ciclos evaporíticos (base plana) y el desarrollo de glauberitas limitado preferentemente a su parte basal, sugiere también un posible control climático en el origen de los mismos: en períodos de mayor aridez, por falta de escorrentía superficial, los sistemas aluviales se mantendrían restringidos a los márgenes de la cuenca y los sistemas evaporíticos, regularmente alimentados por aguas subterráneas, tendrían una mayor estabilidad y reparto de precipitados. Por el contrario, en condiciones climáticas más húmedas los sistemas aluviales serían más activos, progradando hacia centro de cuenca y produciendo repetidas diluciones del medio evaporítico, desfavorables a la precipitación o preservación de los minerales evaporíticos más solubles (glauberita, halita).

No existe hasta el momento una correlación bien definida entre las unidades tecto-sedimentarias de margen de cuenca y los ciclos evaporíticos centrales que permita asegurar un origen exclusivamente tectónico para estos últimos. A nuestro juicio, ambos factores (tectónico y climático) pueden haber sido decisivos en el desarrollo evaporítico de la cuenca. La tectónica fue, sin lugar a dudas, la responsable del desplazamiento de los depocentros de sedimentación evaporítica y del desarrollo de las principales unidades detríticas que separan las formaciones evaporíticas. Estas intercalaciones detríticas mayores llegan a superar en algunos casos los 1.000 m de potencia y se extienden de un extremo a otro de la cuenca con muy escaso registro evaporítico. Por el contrario, el origen de los ciclos evaporíticos de la Fm. Lerín podría estar más bien en relación con oscilaciones climáticas cíclicas. En tal caso, puede no haber equivalencia con las unidades tecto-sedimentarias definidas en los márgenes de cuenca.

EL YACIMIENTO GLAUBERÍTICO DE ALCANADRE

El corte que ofrece la Fm. Lerín entre las localidades de Alcanadre y Arrúbai permite reconocer los dos ciclos evaporíticos superiores que constituyen la formación (yesos de Los Arcos) (fig. 3). Por debajo de ellos afloran unos materiales detríticos y yesíferos rojos

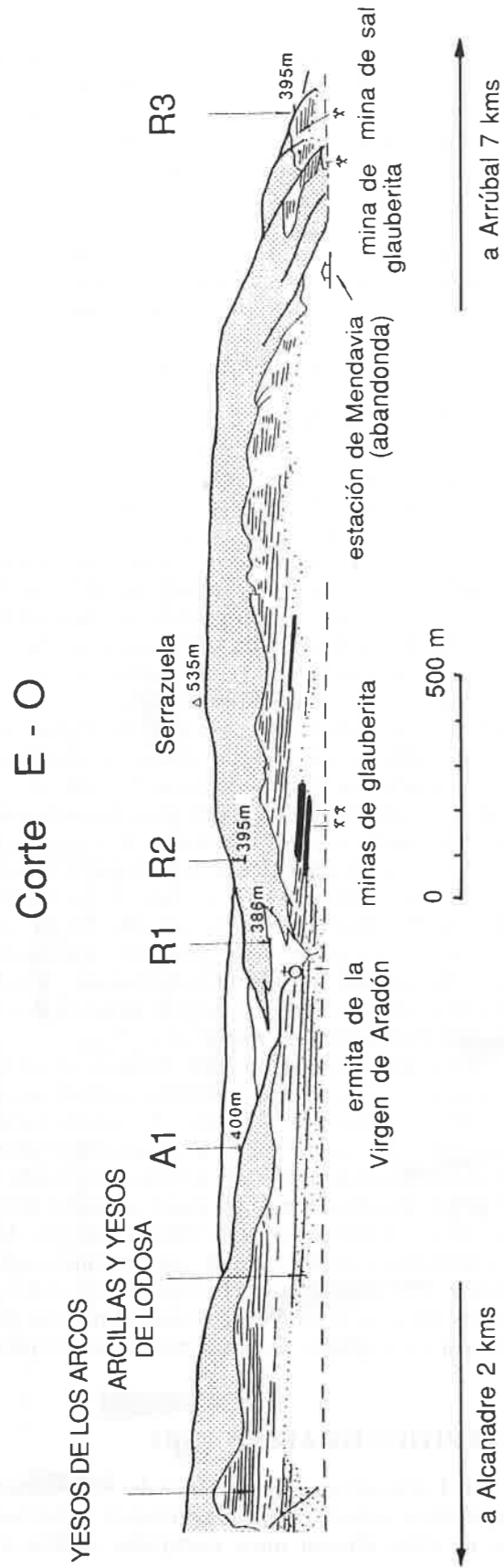


FIG. 3. Corte de la Fm. Lerín en el área del Alcanadre, con situación de las capas glauberíticas aflorantes y posición de los sondeos que se detallan en la figura 4.

(Arcillas y yesos de Lodosa) que constituyen el techo de un tercer ciclo estratigráficamente más bajo. La glauberita aflora principalmente en la parte basal de los dos ciclos. El inferior de ellos da lugar a un abrupto acantilado en las proximidades de la ermita de la Virgen de Aradón, donde la glauberita forma dos capas principales de 2 y 4 m de potencia sobre las que se han desarrollado labores mineras (fig. 3). El ciclo superior está erosionado en la zona de la ermita de Aradón, pero se preserva en su totalidad al oeste de la antigua estación de ferrocarril de Mendavia, formando también un extenso acantilado por encima del cual afloran las arcillas rojas con areniscas de la Fm. Alfaro, que limita superiormente a la Fm. Lerín. En la parte basal de este acantilado se localiza una capa importante de glauberita sobre la que se sitúa también una antigua mina.

Los sondeos de prospección minera R1, R2 y A1 (Unión Salinera de España, S. A., realizados durante 1983 y 1984), próximos a la ermita de Aradón, cortan el ciclo inferior (fig. 4). En ellos se reconocen diversas capas de glauberita, con un desarrollo muy superior al observado en afloramiento. Junto a la glauberita se presentan frecuentes niveles de sal y polihalita, que en ningún caso llegan a aflorar. El sondeo R3, próximo a Arrúbal, corta el ciclo superior. En éste el desarrollo de las capas de glauberita es menor, aunque sí está bien representado un tramo halítico de varios metros de espesor que antiguamente fue explotado en una pequeña mina en la parte alta del acantilado.

PETROGRAFIA DE LAS EVAPORITAS.

El estudio petrográfico de los diferentes materiales que integran los depósitos glauberíticos pone de manifiesto un importante desarrollo de los minerales secundarios. Estos minerales secundarios se han formado principalmente durante la diagénesis temprana, aunque también ha habido importantes transformaciones minerales durante el enterramiento y posterior exhumación de la formación (diagénesis tardía). Después de la larga historia diagenética del yacimiento, los minerales primarios ⁽¹⁾ sólo han llegado a preservarse parcialmente, aunque en muchos casos se reconocen como pseudomorfo en los minerales secundarios. A su vez, los pseudomorfos pueden ser también de minerales secundarios, pues con frecuencia el mineral final resultante puede haber tenido dos o más fases minerales precursoras. Los reemplazamientos parciales y las inclusiones residuales permiten también reconocer las diferentes transformaciones minerales ocurridas. Estas transformaciones son aparentemente de carácter isovolumétrico, sin que se produzcan cambios significativos de volumen entre el mineral original y el de nueva formación, así como en sus litofacies.

Yeso

La totalidad del yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) que integra la formación es secundario, con texturas alabastrina, megacrística y porfiroblástica (Ortí, 1977), formado como proceso diagenético tardío durante la exhumación del depósito. En su mayor parte este yeso procede de la transformación de anhidrita, aunque también puede proceder de la transformación de glauberita y polihalita. Al microscopio, entre los cristales mayores de yeso se reconocen con frecuencia inclusiones residuales de la anhidrita a la que han reemplazado, pero en general no parecen preservarse inclusiones relictas de los otros sulfatos precursores. El reemplazamiento de anhidrita, glauberita o polihalita por yeso secundario es en muchos casos parcial, pudiéndose ver claramente cómo el yeso avanza en la transformación mineral desde los bordes de capa o de nódulo hacia el centro de forma progresiva. Tras la transformación, con frecuencia se reconocen pseudomorfos de la antigua textura cristalina, especialmente de glauberita y polihalita.

⁽¹⁾ En el presente trabajo hemos considerado el término de mineral primario para referirnos a aquellos minerales que proceden de la precipitación directa de una salmuera en el medio evaporítico, indistintamente de si el mineral ha crecido en el seno de las aguas libres del lago o bien de forma intrasedimentaria a partir de las aguas subterráneas periféricas al lago.

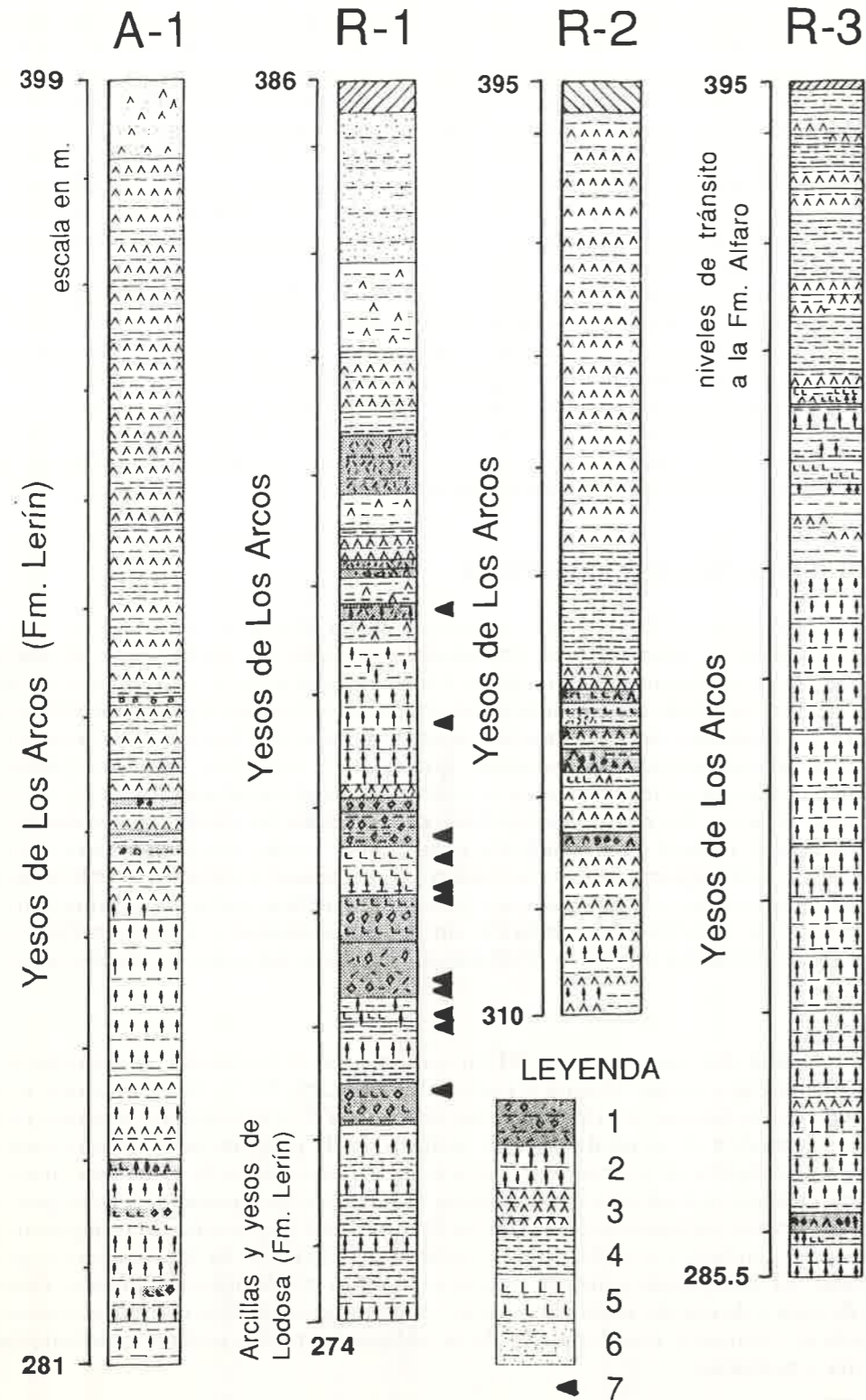


FIG. 4. Sondeos de prospección de glauberita realizados en el área de estudio por "Unión Salinera de España, S. A." durante 1983 y 1984. (1) glauberita, (2) anhidrita, (3) yeso, (4) arcillas, (5) halita, (6) limos y areniscas, (7) polihalita.

Este yeso secundario se presenta con facies laminada, lenticular y nodular, constituyendo el componente mayoritario de la formación. La facies lenticular es siempre de carácter subordinado, mostrándose como pequeñas lenticulas (de 2-3 cm de tamaño máximo) o agregados lenticulares entre el yeso laminado, arcillas o carbonatos. Las litofacies laminada y lenticular originalmente fueron de yeso primario, que durante la diagénesis temprana o el enterramiento de la formación fue anhidritizado en su totalidad. Los nódulos de yeso y capas nodulares o enterolíticas, que alternan repetidamente con las facies laminadas, ya se formaron originalmente como anhidrita diagenética temprana. Una descripción detallada de las diferentes variedades y facies del yeso que caracteriza la Fm. Lerín se ofrece en Salvany (1989a).

Anhidrita

La anhidrita (CaSO_4) llega a aflorar sólo excepcionalmente, aunque como se aprecia en los sondeos (fig. 4), por debajo de algunas decenas de metros de profundidad es la forma dominante del sulfato cálcico, mostrando las mismas litofacies (laminadas y nodulares) que el yeso secundario antes descrito. Esta anhidrita es siempre de tamaño cristalino muy fino (30-150 μm) y de color blanco o con tonalidades azuladas. Al microscopio suele mostrar textura granular o prismática desorientada, en ocasiones con tendencia bimodal. Esta anhidrita procede, en parte, de la diagénesis temprana (nódulos de anhidrita) aunque, como ya se ha dicho, en parte procede también de la transformación del yeso primario durante el enterramiento de la formación (ambos tipos de anhidrita no llegan a distinguirse texturalmente al microscopio).

Como caso particular, la anhidrita se ha observado al microscopio reemplazando parcialmente a la polihalita, glauberita y halita. En la polihalita, la anhidrita forma largos y delgados cristales (*laths*) con hábito tabular o prismático, de varios milímetros de longitud, que han crecido sobre las zonas más puras de este mineral (fig. 5A). Estos cristales se observan en sección como finas agujas dispuestas de forma desorientada y que atrapan poiquilíticamente a las impurezas de la polihalita (micrita carbonatada, arcilla). En algunos casos estos cristales se observan curvados o fracturados, probablemente por efecto de la compactación del sedimento. La anhidrita que reemplaza a la glauberita y halita forma cristales prismáticos menores, del orden de 100 μm de longitud, a modo de porfiroblastos, que crecen de forma más o menos aislada y desorientada sobre los cristales mayores y más puros de ambos minerales (fig. 5B). En algunos casos, el reemplazamiento de la glauberita por anhidrita se muestra más generalizado, observándose zonas de glauberita casi totalmente reemplazadas por este mineral. Este tipo de reemplazamiento es un proceso diagenético ampliamente desarrollado en otros yacimientos glauberíticos, como es el caso de Remolinos (Fm. Zaragoza), donde pseudomorfos centimétricos de glauberita están bien preservados entre muchos niveles nodulares de anhidrita, reflejando el carácter secundario de ésta a partir de glauberita precursora (García Veigas *et al.*, 1991).

Glauberita

En superficie la glauberita ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$) se reconoce con facilidad debido al color blanco intenso de las eflorescencias de sulfato sódico que recubren el mineral. Estas eflorescencias son debidas a la alteración del mineral en superficie, que adquiere además un aspecto frágil y poroso. Sin embargo, en los testigos de sondeo tiene un aspecto cristalino más compacto, que puede confundirse con el yeso, especialmente cuando el tamaño cristalino es muy fino. La glauberita se muestra en forma de niveles delgados (20-30 cm) nodular-enterolíticos intercalados entre el yeso laminado (figs. 6A y 6B), o bien como capas más potentes (de 1 a 4 m) internamente bien estratificadas, en las que alternan facies masivas, bandeadas o nodulares (figs. 6C, 6D y 7). Sobre estas capas más potentes, que en el afloramiento llegan a tener varios centenares de metros de longitud, se emplazan las labores mineras a las que anteriormente hemos hecho referencia.

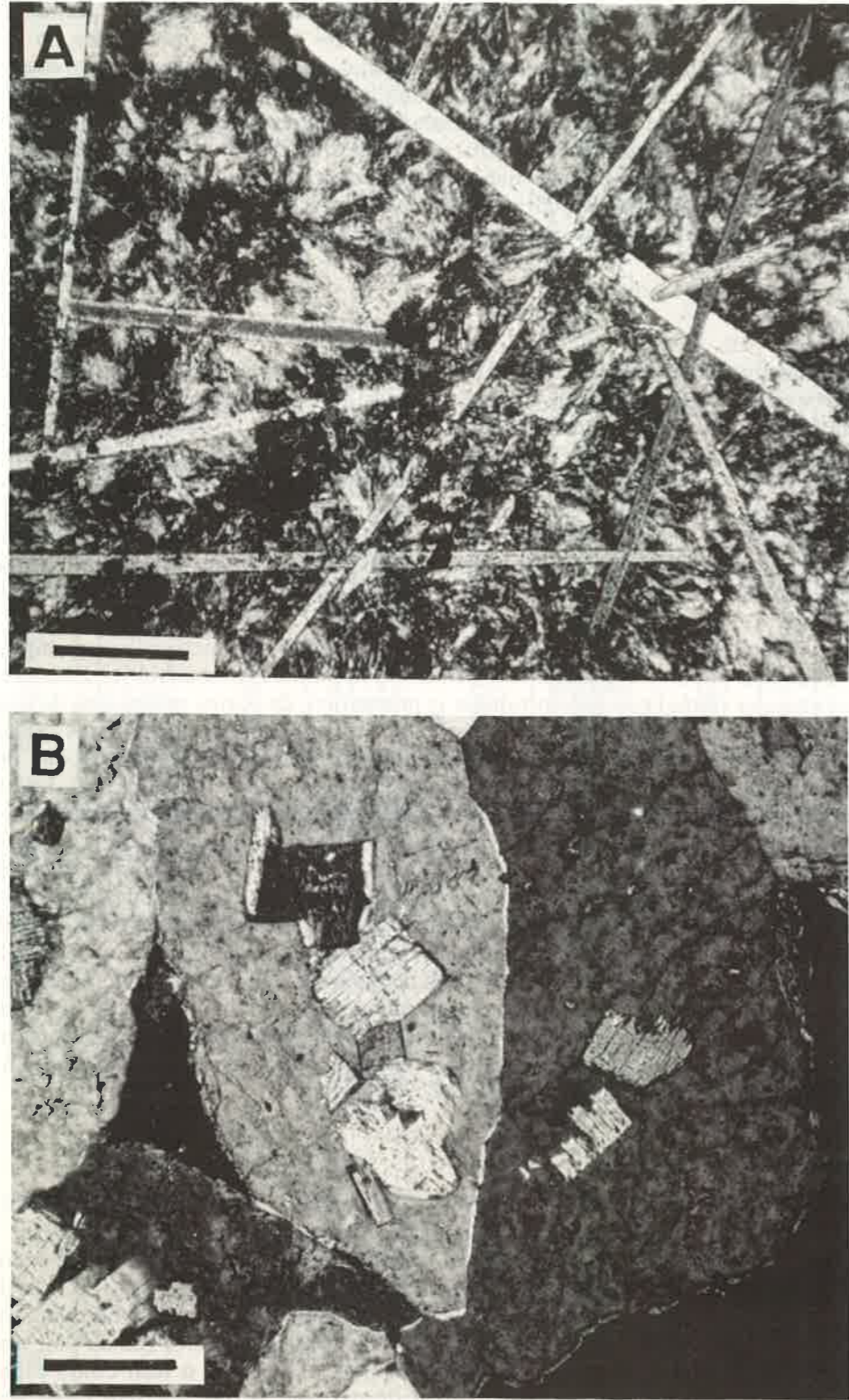


FIG. 5. Variedades texturales de la anhidrita al microscopio: A) cristales tabulares de anhidrita creciendo sobre polihalita (escala = $300\mu\text{m}$), B) cristales prismáticos de anhidrita creciendo sobre glauberita (escala = $300\mu\text{m}$).

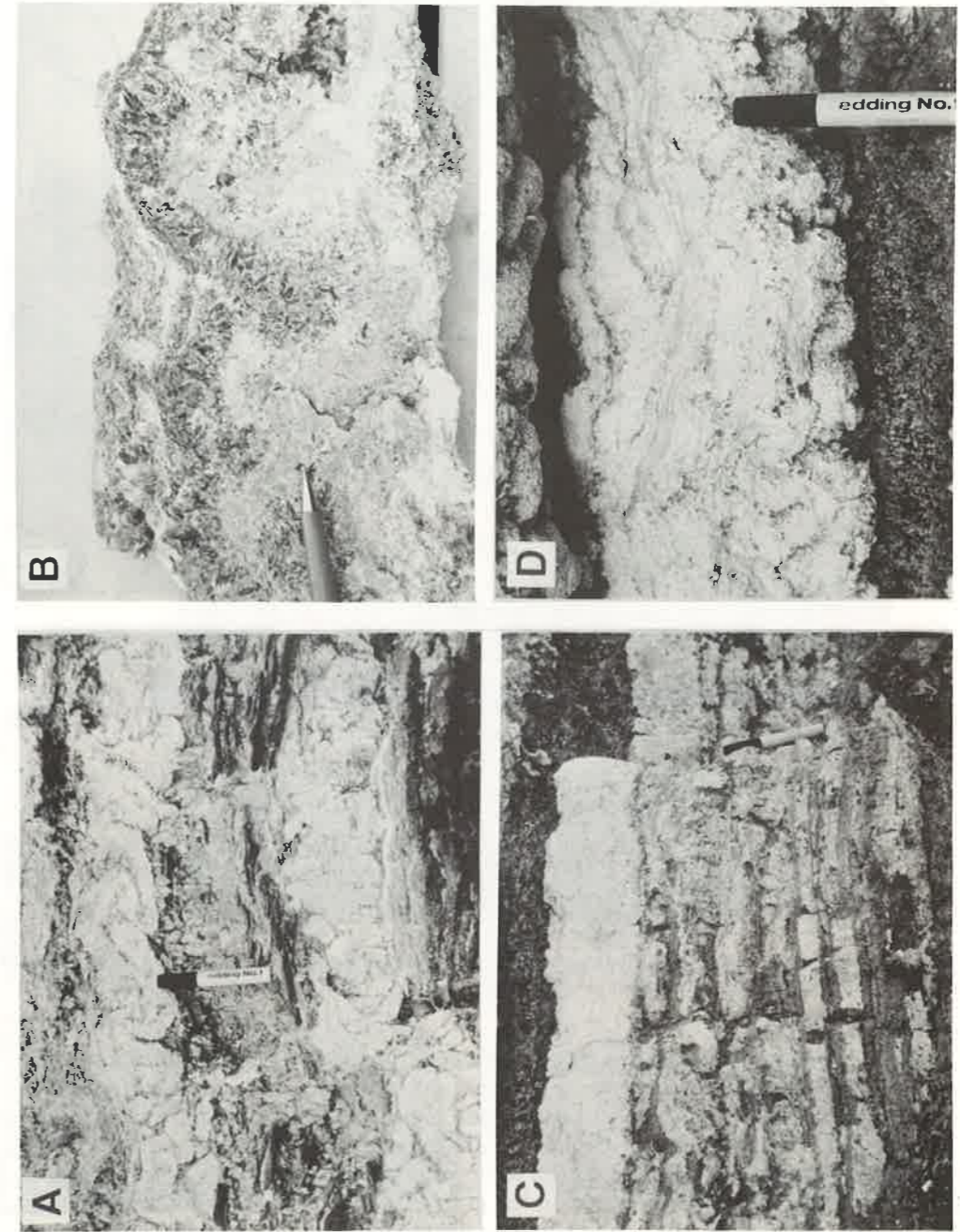


FIG. 6. Facies de la glauberita: (A) glauberita enterolítica, (B) detalle de la textura cristalina granocreciente hacia los bordes de capa de una facies enterolítica, (C) glauberita bandeada, (D) glauberita nodular de grano fino con estructura interna fluidal.

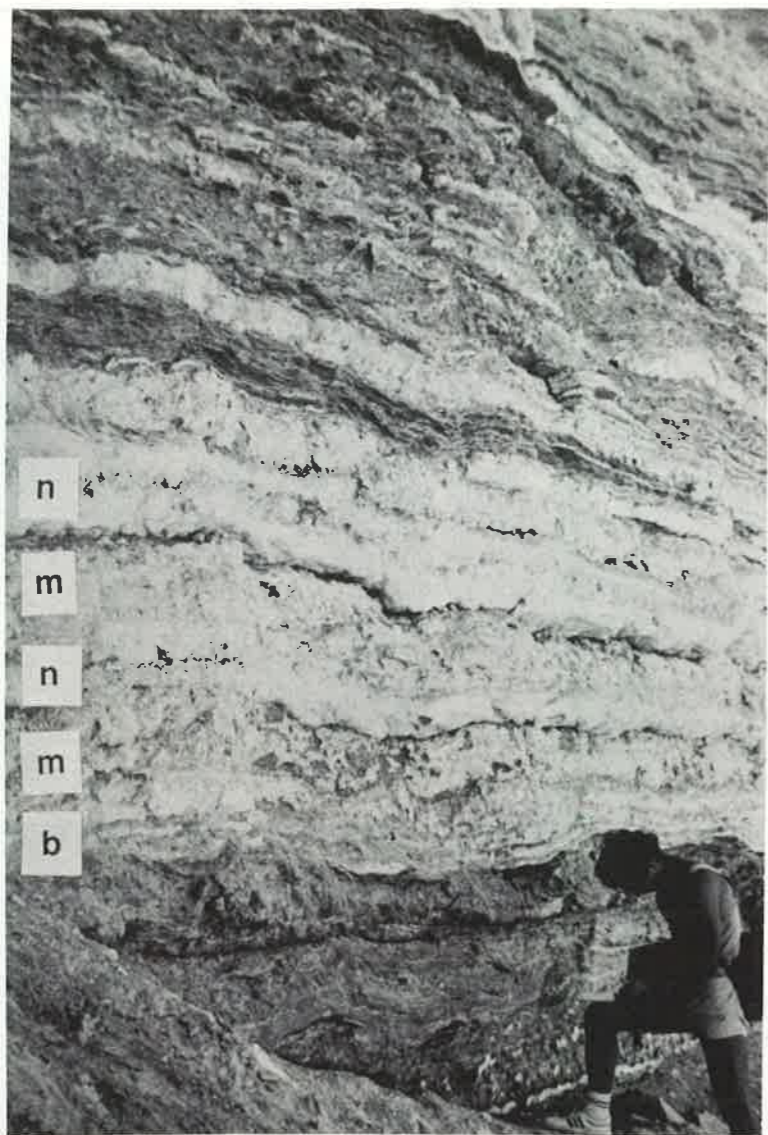


FIG. 7. Aspecto de una de las capas principales de glauberita en las proximidades a la ermita de la Virgen de Aradón. Se distinguen las diferentes facies de glauberita: (m) masiva, (n) nodular, (b) bandeada.

En los niveles nodular-enterolíticos la glauberita es compacta, de gran pureza y tamaño cristalino de fino a medio, y deforma la laminación del yeso encajante. Con frecuencia se observan texturas cristalinas granocrecientes desde el núcleo del nódulo hacia su parte externa (fig. 6B). En éstos, los cristales mayores de glauberita se disponen perpendicularmente a la superficie del nódulo, clavándose contra el sedimento encajante (fig. 8A). Al microscopio la glauberita se muestra como un denso mosaico granular subhedral en la parte interna del nódulo, con tendencia a euhedral hacia la periferia del mismo, donde el tamaño cristalino es mayor. Algunos de los cristales que forman este mosaico presentan localmente inclusiones de anhídrita sugiriendo, en parte, un origen secundario para la glauberita por reemplazamiento de este mineral.

En las capas más potentes de glauberita los niveles masivos y bandeados son de aspecto frágil y deleznable. En ellos la glauberita forma agregados desorientados de tamaño cristalino muy variable, desde 100-200 μm hasta 2-3 cm, con matriz intercrystalina arcillosa o margosa

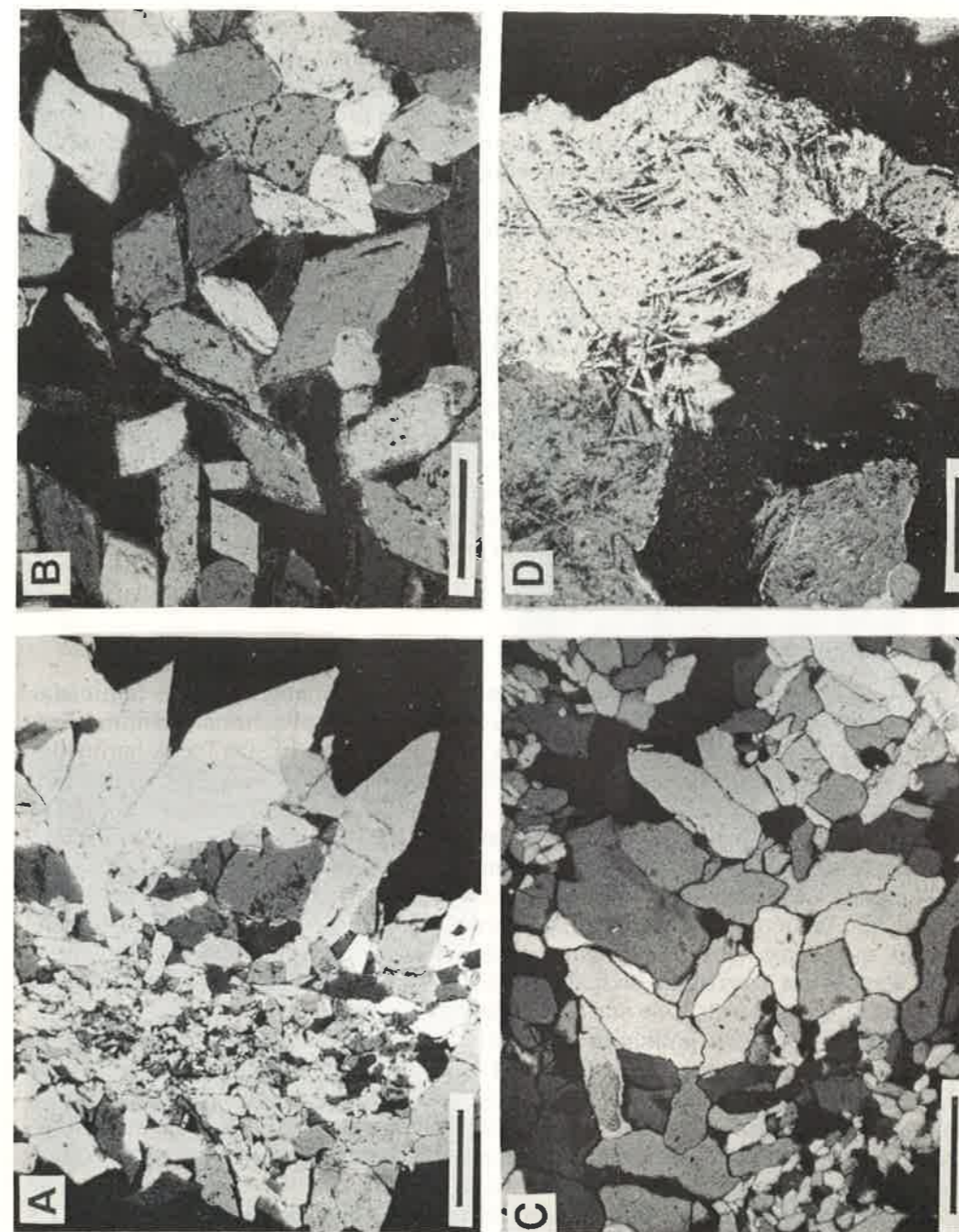


FIG. 8. Variedades texturales de la glauberita al microscopio: (A) glauberita nodular con textura granocreciente hacia los bordes (escala = 1 mm), (B) cristales euhedrales de glauberita desarrollados entre abundante matriz arcillosa (escala = 500 μm), (C) mosaico anhedral de glauberita con bordes cristalinos interpenetrados (escala = 500 μm), (D) cristales poiquilíticos de glauberita con bordes cristalinos interpenetrados (escala = 300 μm).

en proporciones también variables. Los cristales muestran comúnmente hábito prismático, de sección romboidal bien desarrollado, especialmente en las zonas donde la matriz intercrystalina es más abundante (fig. 8B). En otros casos, los cristales están compactados, con bordes de interpenetración, formando agregados anhedrales o subhedrales (fig. 8C). Se reconocen también texturas bimodales de glauberita, formadas por finos cristales inferiores a las 500 μm entre cristales mayores, de varios milímetros o centímetros de longitud. En estos diferentes casos, los cristales de glauberita son nítidos y apenas presentan inclusiones. Pueden considerarse de crecimiento primario, desplazando al sedimento lutítico entre el que se encuentran. El color rojizo o grisáceo que muestran estas facies es debido a esta misma impureza arcillosa o margosa que contienen. Los niveles nodulares son de tamaño cristalino más fino (inferior a 500 μm) y de aspecto más compacto. Muestran una estructura interna laminada-fluidal y deformada muy característica (fig. 6D). Hacia la base, estas masas nodulares tienden a desarrollar cristales mayores de glauberita, de forma similar a las facies nodular-enterolíticas antes descritas.

En ocasiones, entre las facies laminadas de yeso también se observan cristales de glauberita euhedrales, aislados o formando alineaciones paralelas a la laminación. Las características y origen de estos cristales son similares a las descritas para el caso de las facies masivas y bandeadas de glauberita.

Una variedad de glauberita que sólo se reconoce al microscopio es la glauberita poiquilítica (fig. 8D). Se trata de cristales milimétricos que reemplazan a la polihalita y atrapan en su crecimiento a sus impurezas. Estos cristales reemplazantes son normalmente anhedrales y de extinción ondulante, aunque en algunos casos llegan también a desarrollar formas euhedrales (fig. 10A). En estas glauberitas se reconocen fácilmente pseudomorfos de la polihalita reemplazada, así como de la glauberita primaria y/o del yeso que en su momento fueron reemplazados a su vez por la polihalita.

Polihalita

La polihalita ($\text{K}_2\text{MgCa}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) se presenta principalmente en facies laminadas asociada al yeso, carbonato, glauberita y halita. La laminación es milimétrica o centimétrica, con formas más o menos onduladas y tonalidades oscuras (fig. 9A). Estas facies laminadas fueron originalmente de yeso primario de grano fino, con carbonato y glauberita, que han sido reemplazadas por la polihalita. Debido a ello, es muy corriente observar pseudomorfos de yeso o glauberita en polihalita (fig. 9C), especialmente en aquellos niveles que contienen abundante matriz carbonatada. No se tienen evidencias de reemplazamiento de anhidrita por la polihalita, aunque este hecho no por ello lo consideramos descartable. La polihalita también ha crecido como mineral primario, de forma intrasedimentaria entre el carbonato microcristalino, que forma finas intercalaciones milimétricas o centimétricas entre las facies laminadas de yeso. Entre los cristales de halita también es frecuente observar crecimientos de polihalita, principalmente a través de sus bordes intercrystalinos (fig. 10B).

En estos diferentes casos la polihalita se muestra como cristales fibrosos o aciculares en disposición radial, formando esferulitos (figs. 10C y 10D). El tamaño de estos esferulitos puede variar entre 200-400 μm y 1-2 mm. Los esferulitos de mayor tamaño llegan a observarse macroscópicamente (fig. 9B). Cuando la polihalita es muy pura, a simple vista se presenta como una masa homogénea microcristalina, difícil de distinguir del yeso.

De forma menos representativa, la polihalita se muestra también como agregados de pequeños cristales prismáticos de 50-100 μm de tamaño, que ocupan zonas entre los esferulitos. En ellos se distinguen maclas polisintéticas y de cuatro individuos, típicas de este mineral.

Halita

La halita (NaCl) forma niveles estratiformes de espesor centimétrico o decimétrico, alternando con el yeso laminado en los tramos evaporíticos más desarrollados de la

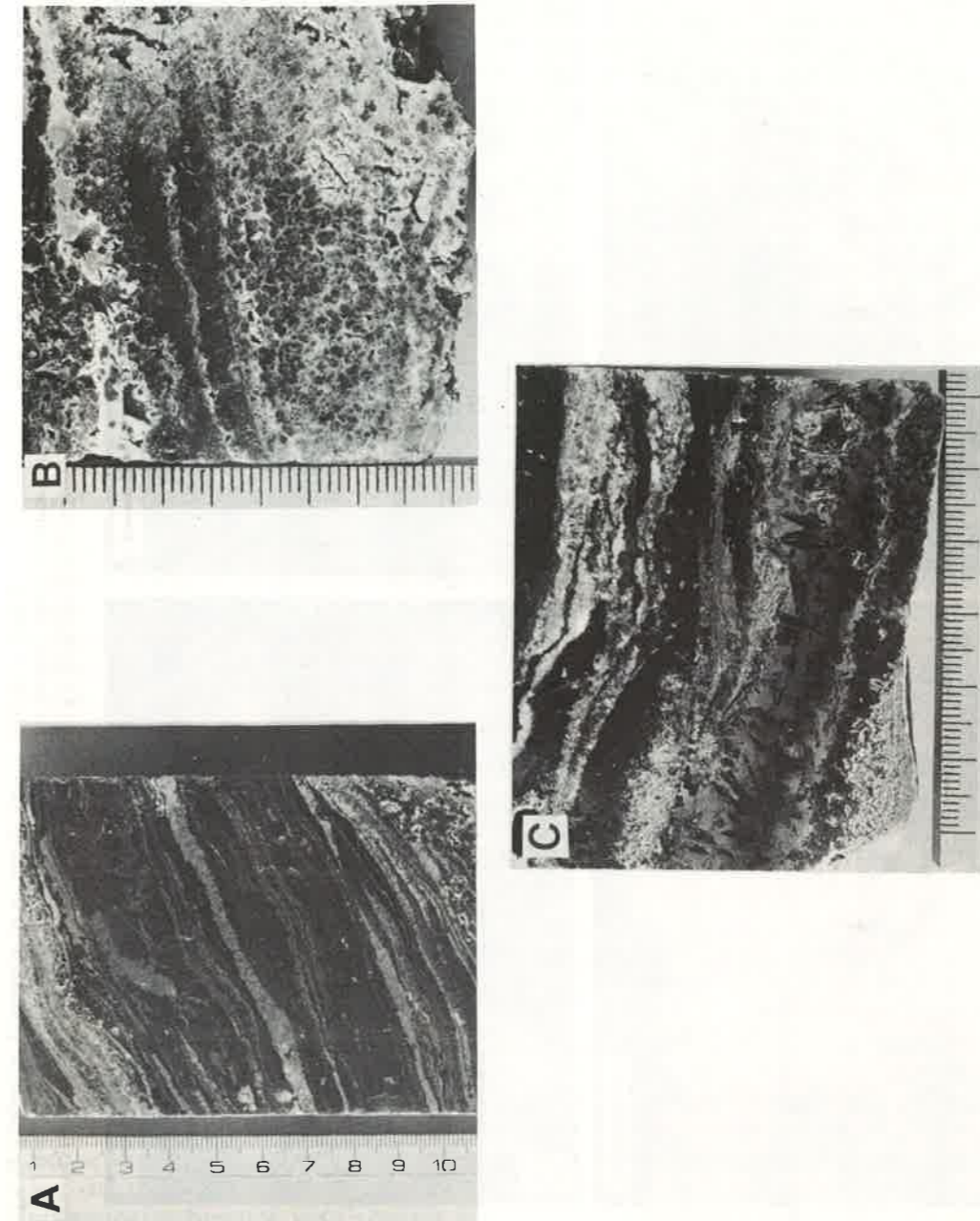


FIG. 9. Litofacies de la polihalita: (A) polihalita laminada, (B) esferulitos milimétricos de polihalita crecidos primariamente en un nivel carbonatado, (C) pseudomorfos de glauberita en un nivel laminado de polihalita (escala en mm).

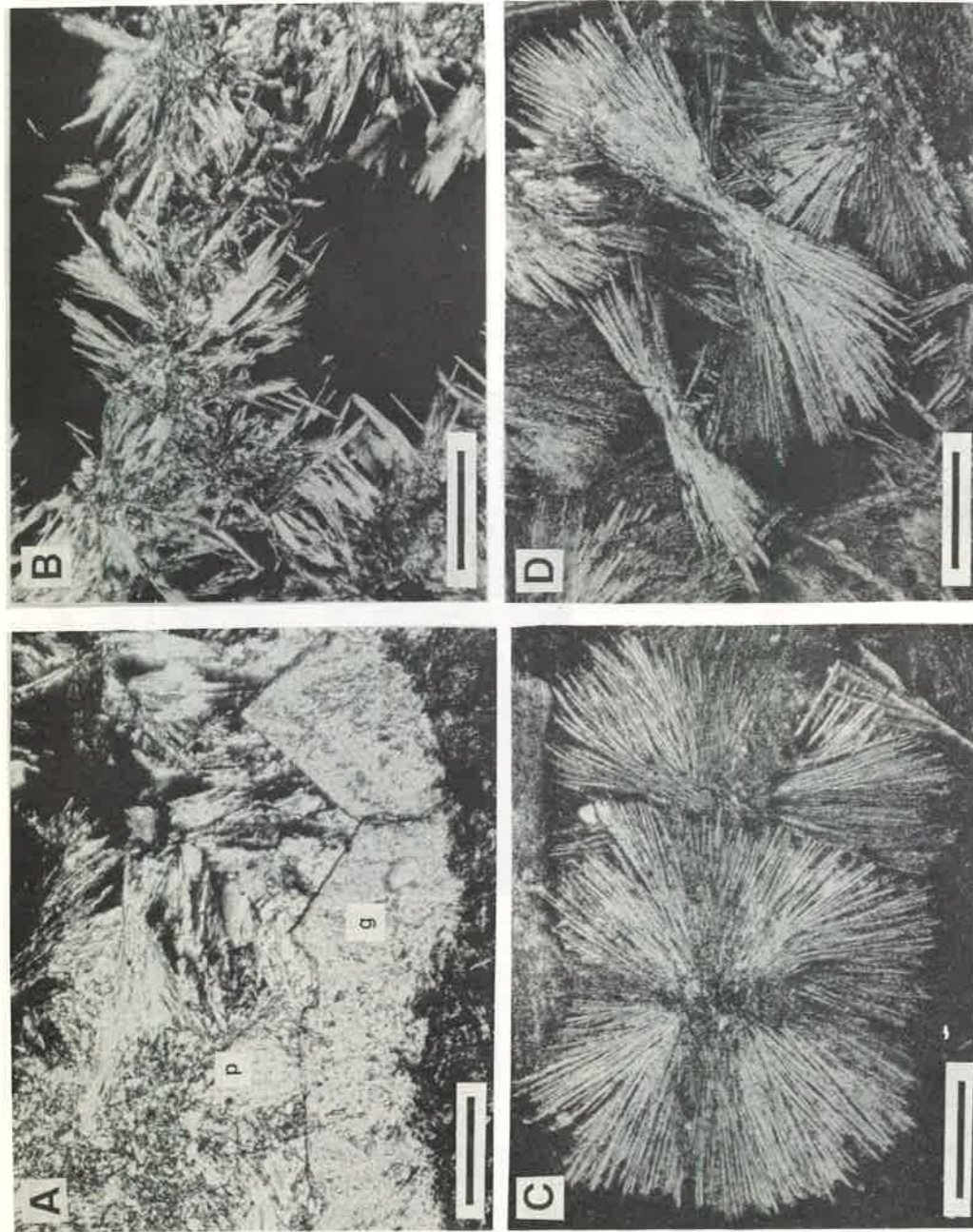


FIG. 10. Variedades texturales de la polihalita al microscopio: (A) cristales poiquilíticos de glauberita (g) reemplazando parcialmente a la polihalita (p) (escala = 200 μ m). (B) cristales de polihalita creciendo a través de los bordes intercristalinos de la halita (escala = 500 μ m). (C) agregados esféricos de polihalita (escala = 500 μ m), (D) agregados de polihalita en forma de gavilla (escala = 500 μ m).

formación. En las proximidades de Arrúbal, la halita llegó a ser explotada en una pequeña mina, siguiendo un tramo halítico de mayor desarrollo. Sin embargo, hasta el momento no se conoce en la Formación Lerín importantes acumulaciones de halita de gran pureza, de varios metros o decenas de metros de espesor, como sí se han citado en otras formaciones similares de la Cuenca del Ebro, como en Fm. Falces (sondeo de Marcilla-1) o en las sales de Remolinos en la Fm. Zaragoza (Ortí y Pueyo, 1977).

La halita se presenta en agregados de cristales de varios milímetros o centímetros de tamaño, formando un mosaico subhedral, originalmente constituido por *hoppers*. Al microscopio se observan frecuentes inclusiones fluidas, alineadas según los planos de crecimiento de los cristales. Son también frecuentes las inclusiones de pequeños prismas de anhidrita y, como ya se ha dicho, los crecimientos de polihalita siguiendo sus bordes intercristalinos.

Magnesita y dolomita

La magnesita ($MgCO_3$) y dolomita ($CaMg(CO_3)_2$) se presentan como material micrítico, de aspecto muy puro y homogéneo. Sólo por difracción de rayos-X es posible distinguir entre ambos minerales. Normalmente estos carbonatos se presentan como sedimento encajante entre los sulfatos, aunque también pueden llegar a formar finas capas (algunos cm) individuales, con aspecto masivo o ligeramente laminadas. La magnesita sólo se ha identificado en relación con glauberita o polihalita, mientras que la dolomita se presenta de forma más amplia entre los diferentes sulfatos.

Arcillas

En el área de estudio, los tramos o niveles detríticos más potentes de la Fm. Lerín son lutíticos. En ellos las arcillas presentan tonalidades predominantemente rojas, aunque entre las facies lacustres éstas son normalmente de tonalidades grises. No existe hasta el momento un detallado estudio de estos materiales. Sin embargo, con los datos existentes (principalmente difracción de rayos-X), cabe señalar una relativa homogeneidad mineralógica en el conjunto de la formación. Se trata de arcillas del tipo illita-clorita, con cantidades variables de caolinita que siempre se presenta de forma subordinada. El contenido en carbonatos asociados a estas arcillas es también muy variable, aunque siempre del tipo dolomita-magnesita.

PETROGENESIS DEL YACIMIENTO

La relación observada entre los diferentes materiales descritos nos permite establecer un modelo de evolución petrogenética como el representado en la figura 11. En este modelo pueden distinguirse las siguientes etapas:

Procesos sedimentarios y diagenéticos tempranos

En el medio sedimentario los minerales se han formado en dos situaciones diferentes: a) Como precipitados libres, en el seno de las aguas superficiales del lago; b) Como precipitados intrasedimentarios, a partir de las aguas freáticas o vadasas periféricas al lago, o del propio lago durante etapas de desecación. En el primer caso se trata principalmente de precipitados primarios (carbonatos, yeso y halita), ocurridos en los diferentes grados de concentración de las aguas libres del lago. El segundo caso agrupa a una más amplia variedad de minerales, primarios o secundarios, cuyo origen está directamente relacionado con la evolución de las salmueras intersticiales.

El tipo de sistema lacustre que consideramos más adecuado para explicar el origen y distribución de los materiales evaporíticos que hemos descrito es el del lago salino somero con las características que se detallan en la figura 12. En este modelo hemos distinguido tres

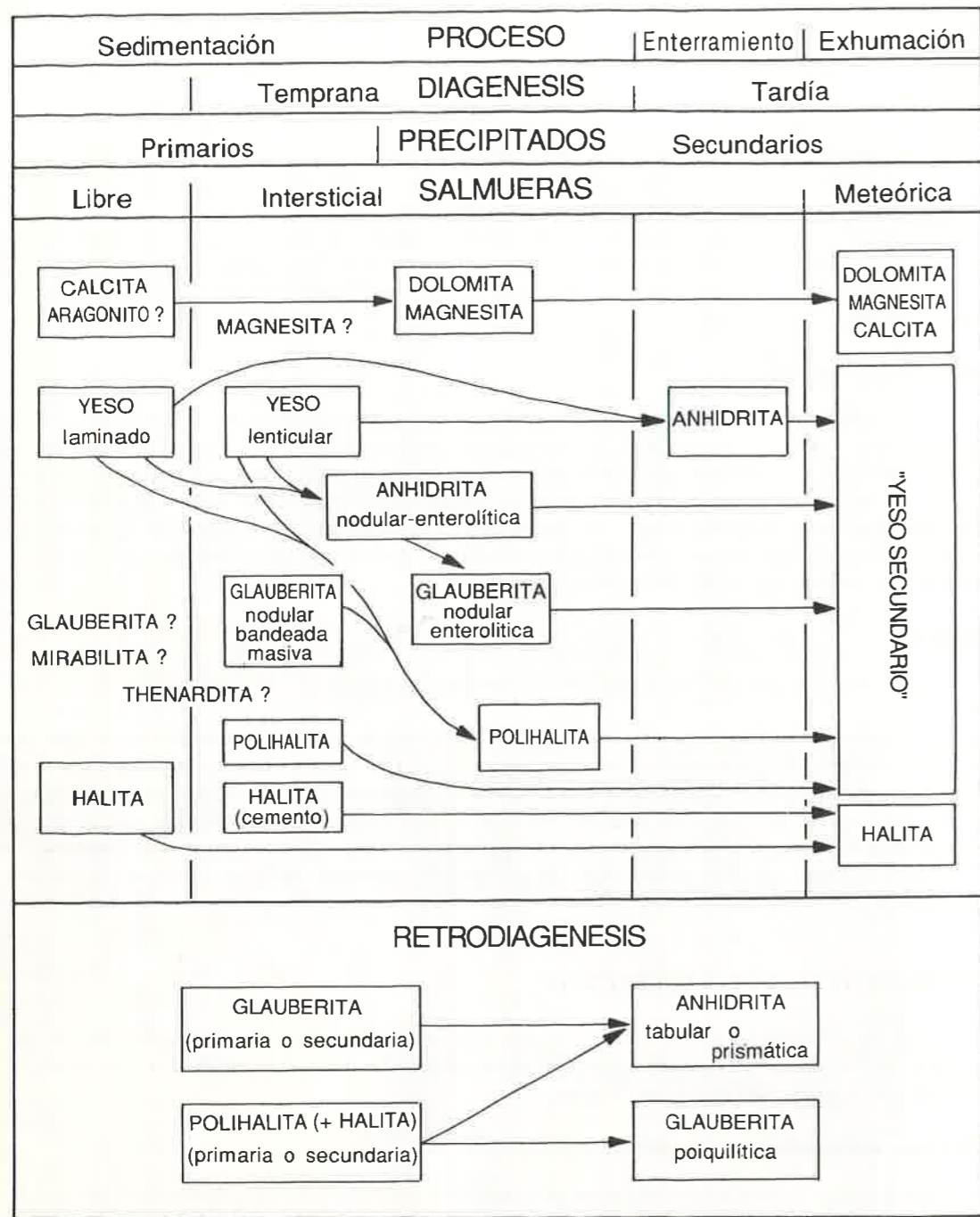


FIG. 11. Esquema de la evolución diagenética de los materiales evaporíticos del yacimiento de Alcanadre, desde el medio sedimentario hasta la actualidad.

zonas diferentes con tránsito gradual entre sí: a) Zona interna, caracterizada por la presencia de facies bandeadas de halita y laminadas de yeso, con polihalita diagenética. También pueden estar presentes cristales de glauberita dispersos o formando agregados; b) Zona intermedia, con facies laminadas de yeso entre las que se intercalan niveles de carbonato y halita. Entre estas facies laminadas se emplazan las principales capas de glauberita, con las diferentes facies descritas, así como niveles nodulares de anhidrita y horizontes de polihalita

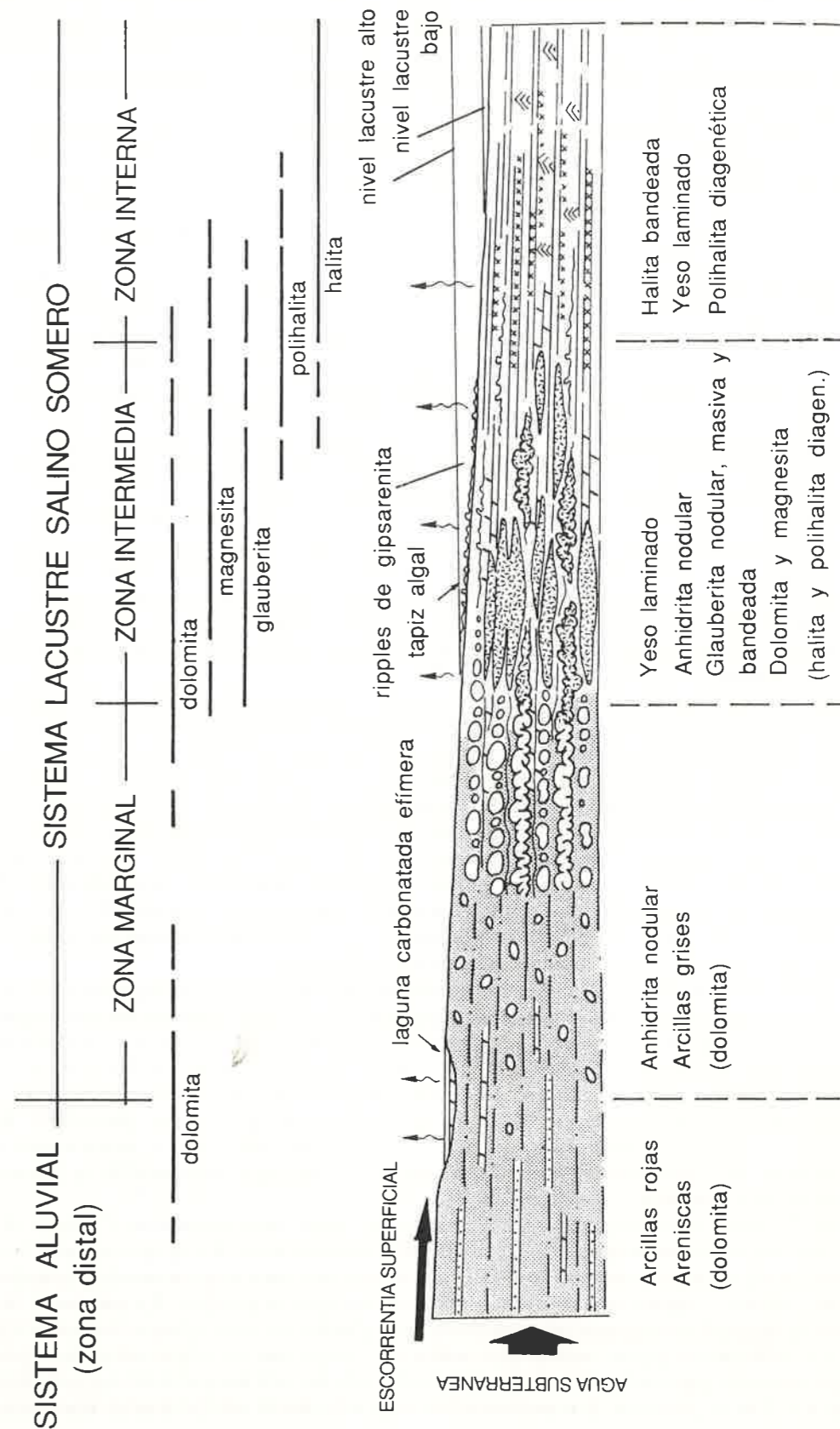


FIG. 12. Esquema sedimentológico interpretativo de los materiales evaporíticos del yacimiento de Alcanadre.

diagenética; c) Zona marginal, con facies nodulares de anhidrita entre arcillas, margas o carbonatos como material encajante. Respectivamente, cada una de estas tres zonas representa: zona de relativa estabilidad del lago, zona lacustre periódicamente desecada, y zona de aguas salinas freáticas sólo excepcionalmente ocupadas por el lago.

En este modelo, la distribución de facies intrasedimentarias pone de manifiesto la existencia de un gradiente de salinidad en las aguas subterráneas crecientes desde las zonas marginales del sistema lacustre hacia el centro del mismo. Los precipitados libres también muestran una distribución concéntrica con facies de salinidad creciente hacia el centro, que resulta, en este caso, de las expansiones (dilución) y retracciones (concentración) de las aguas superficiales del lago salino.

Por concentración progresiva de las salmueras la secuencia de precipitación observada es la siguiente: carbonatos → yeso (+ anhidrita) → glauberita → halita (+ polihalita).

Las características originales del carbonato son desconocidas. Probablemente este carbonato se formó inicialmente como calcita o aragonito en el fondo del lago en los períodos de mayor dilución y expansión lacustre. Los altos valores en Mg de las salmueras más concentradas causaron la transformación de estos carbonatos primarios en dolomita y/o magnesita como proceso diagenético temprano. Sin embargo, para el caso de la magnesita también puede considerarse un origen diagenético directo, en relación con estadios de alta concentración de las salmueras intersticiales (Pueyo e Inglés, 1987).

Al aumentar la concentración de las aguas la siguiente fase mineral en precipitar sería el yeso, formando un sedimento laminado en el fondo del lago o bien cristales lenticulares intrasedimentarios en los márgenes del lago. El yeso laminado debió estar formado originalmente por finos cristales, de los que apenas queda registro tras su transformación a anhidrita sufrida durante el enterramiento. En las litofacies laminadas se observan con frecuencia morfologías algales y de *ripples* de oscilación, que confirman el carácter de gipsilita o gipsarenita original del yeso.

El sulfato cálcico también precipitó como anhidrita, probablemente a unas concentraciones de las salmueras algo superiores a las del yeso. Esta anhidrita principalmente se formó como: a) nódulos intrasedimentarios en la zona marginal lacustre, así como niveles nodular-enterolíticos también de crecimiento intrasedimentario en zonas más internas del lago durante etapas de desecación del mismo. En estos casos el crecimiento de la anhidrita fue desplazante y produjo la deformación del sedimento encajante (yeso laminado, carbonatos, arcillas); b) como producto de anhidritización de las capas laminadas de yeso, sin deformación de sus litofacies, también en fase diagenética temprana, ocurrida incluso sincrónicamente con la aparición de nódulos y niveles enterolíticos. La anhidrita puede incluso haber crecido entre la halita correspondiente a la zona más interna del sistema evaporítico, en forma de pequeños nódulos o cristales dispersos.

No hemos reconocido en los nódulos o enterolitos de anhidrita pseudomorfos u otros tipos de estructuras heredadas de una mineralogía anterior que permitan apoyar un origen secundario para los mismos. Sin embargo, ejemplos de crecimientos de anhidrita nodular a partir de un yeso precursor son bien conocidos en la Cuenca del Ebro y otras cuencas peninsulares, donde los nódulos tampoco preservan relictos de su composición anterior. Así, la anhidrita nodular podría haberse formado inicialmente a partir de cristales lenticulares de yeso en la zona marginal lacustre, mientras que los niveles enterolíticos lo habrían hecho a partir de láminas de yeso durante las repetidas desecaciones del lago, con caída de la lámina de agua en posición freática.

En sus diferentes casos la glauberita ha crecido de forma intrasedimentaria a partir de las salmueras intersticiales, en la zona intermedia del sistema lacustre. En su mayor parte, los cristales de glauberita son de origen primario y han crecido de forma diagenética desplazando el sedimento lutítico, carbonatado o sulfatado entre los que se encajan. La presencia de inclusiones de anhidrita en algunos de estos cristales de glauberita, especialmente en las facies nodulares o enterolíticas, parece indicar que también podrían tener un origen secundario por reemplazamiento de aquel mineral, aunque petrográficamente este hecho no es siempre fácil de determinar. Por el contrario, la transformación de glauberita en anhidrita es un fenómeno

petrográfico que está mejor caracterizado que el proceso inverso, tanto en el yacimiento de Alcanadre como en otros yacimientos glauberíticos (García Veigas *et al.*, 1991).

La precipitación de halita y polihalita corresponde a los momentos de mayor concentración de las salmueras. La halita en su mayor parte precipitó en el fondo del lago en forma de niveles de espesor centimétrico o decimétrico. Las observaciones petrográficas en torno a la polihalita y su relación con la halita (crecimientos de polihalita a través de los bordes de contacto de los cristales de halita) ponen de manifiesto que la polihalita tiene un origen posterior, en relación con salmueras más concentradas que las que dieron lugar a la precipitación de la halita.

En resumen, puede decirse que la evolución del sistema lacustre manifiesta dos situaciones diferentes: una situación de relativa baja concentración de las aguas y expansión lacustre, con precipitación de los minerales menos solubles: carbonatos y yeso primario, así como anhidrita diagenética. Una segunda situación de alta concentración de las aguas y retracción lacustre, con precipitación de la sales más solubles: halita primaria así como glauberita y polihalita diagenéticas. La alternancia de facies laminadas y facies intrasedimentarias es un reflejo de carácter efímero del lago salino, con periódicas inundaciones (lámina de agua aflorante) y desecaciones (caída de la lámina de agua a posición freática). Estas oscilaciones del nivel lacustre están en relación con los aportes periódicos de aguas superficiales. El flujo de aguas subterráneas puede considerarse que fue más constante.

Procesos retrodiagenéticos

Algunas observaciones petrográficas en los sulfatos ponen de manifiesto fenómenos diagenéticos tempranos inversos a los esperados según la secuencia de precipitación que hemos descrito en el punto anterior. Así, la polihalita se observa a veces reemplazada por glauberita y/o anhidrita (figs. 5A y 10A). La glauberita, a su vez, se observa en algunos casos reemplazada por anhidrita (fig. 5B). Los reemplazamientos son siempre parciales, coexistiendo las dos fases en proporciones variables según los casos. Estos fenómenos, que hemos denominado como retrodiagenéticos, creemos que son debidos al efecto de la dilución de las salmueras intersticiales y a su reacción con las fases minerales preexistentes para dar lugar a nuevos minerales propios de más baja concentración. La dilución de salmueras sería el resultado de llegada y mezcla de aguas superficiales al medio evaporítico, muy escasamente mineralizadas.

Enterramiento

El enterramiento del depósito evaporítico produjo la total transformación en anhidrita del yeso primario que no fue transformado durante la diagénesis temprana. Las otras fases minerales no muestran indicios de haber sufrido alteración alguna durante el enterramiento.

Exhumación

La exhumación ha producido importantes cambios mineralógicos en los sulfatos en la superficie y en las zonas del subsuelo hasta donde las aguas meteóricas han tenido acceso. Básicamente se trata de una transformación de los diferentes sulfatos (anhidrita, glauberita y polihalita) en yeso secundario. Este proceso es aparentemente de carácter isovolumétrico, con preservación de las litofacies precursoras. En base a las observaciones de los sondeos, se sabe que la transformación a yeso secundario es gradual y se produce a varias decenas de metros de profundidad. Por debajo de esta zona de tránsito los sulfatos se preservan sin alteración alguna. En la zona de yeso secundario próxima a la superficie también la sal está parcial o totalmente disuelta por el efecto de las aguas meteóricas. Esta sal en ningún caso llega a aflorar en la Fm. Lerín.

ASPECTOS PALEOHIDROLOGICOS Y COMPARACION CON MEDIOS GLAUBERITICOS ACTUALES

La asociación mineral descrita para los depósitos glauberíticos de la Fm. Lerín sugiere unas aguas inicialmente con $\text{SO}_4^- \text{Cl}^-$, Ca^{++} y Na^+ como iones dominantes. El SO_4^- = debió ser, sin lugar a dudas, el ión principal de las aguas, ya que participa como precipitado importante en el ciclo completo de concentración de las salmueras, desde los estadios de más baja salinidad (yeso, anhidrita) hasta los de mayor salinidad (glauberita, polihalita). El escaso desarrollo de los carbonatos en comparación con los sulfatos sugiere unos valores en HCO_3^- y/o CO_3^{--} relativamente bajos en las aguas que alimentaron el sistema lacustre. Cantidades menores de Mg^{++} y K^+ también tuvieron que estar presentes en estas aguas y en concentraciones relativamente altas en las salmueras más evolucionadas, tal como manifiesta la formación de dolomita, magnesita y polihalita.

En los primeros estadios de concentración de las aguas la precipitación de yeso y anhidrita en cantidades importantes, así como de calcita (y/o aragonito?) en cantidades menores, provocan el agotamiento de una parte importante del SO_4^- y de la práctica totalidad del Ca^{++} y carbonatos. El Na^+ cubrió el déficit de Ca^{++} en los estadios siguientes, precipitando la glauberita, y probablemente también otros sulfatos sódicos, como la mirabilita y thenardita. Estos últimos sulfatos no están presentes en la Fm. Lerín, pero sí lo están en otros depósitos glauberíticos de la Península Ibérica, como es la Unidad Salina de la Cuenca del Tajo. En las salmueras más concentradas el Cl^- , Na^+ , Mg^{++} y K^+ debieron constituir los elementos mayoritarios, precipitando la halita y también la polihalita, esta última por reacción con sulfatos anteriormente formados. La progresiva concentración de Mg en las salmueras más evolucionadas produjo, como ya se ha dicho, la formación diagenética de dolomita y magnesita.

La composición química de las aguas concuerda plenamente con la procedencia de estos solutos por disolución de las evaporitas mesozoicas de las cordilleras periféricas de la Cuenca del Ebro y su reciclaje en las formaciones evaporíticas terciarias (Birnbbaum y Coleman, 1979; Utrilla, *et al.*, 1991). Estas evaporitas mesozoicas están compuestas principalmente por anhidrita y halita.

La presencia de glauberita en lagos salinos continentales actuales, con aguas de composición y evolución química similar a la descrita, ha sido citada en diferentes países y continentes (Australia, China, EE.UU., Canadá, etc.), aunque con frecuencia la descripción que se hace de este mineral es escasa. No obstante, de especial relevancia son los trabajos de Hardie (1968) sobre Saline Valley (EE.UU.) o el más reciente de Arakel y Cohen (1991), sobre los lagos salinos de Karinga Creek, en la Cuenca Amadeus (Australia). En ambos casos la glauberita constituye una parte importante de los depósitos evaporíticos de estos lagos que, al igual que en nuestro caso, son de carácter continental, somero y efímero. En éstos, la glauberita ha crecido intrasedimentariamente en la zona de aguas subterráneas periférica al lago, y está asociada a otros sulfatos (yeso, thenardita, mirabilita, epsomita), así como a la halita.

Arakel y Cohen (1991) describen con mayor atención las glauberitas del sistema Karinga Creek, originadas como minerales primarios o secundarios. Los cristales primarios de glauberita han crecido principalmente en la zona saturada, desplazando el sedimento detrítico entre el que se emplazan y formando agregados nodulares o lensoidales. En la zona vadosa los cristales de glauberita son primarios, desplazando el sedimento, o bien secundarios, con textura poiquilítica o *rim*, reemplazando parcial o totalmente a cristales de yeso. El grado de concentración de las salmueras para la precipitación de glauberita observado en Karinga Creek es por encima de los 300 gr/l.

La polihalita es en general un mineral poco representativo en lagos salinos continentales, siendo más propia de medios evaporíticos marinos. Sin embargo, este mineral es un componente frecuente en los yacimientos glauberíticos peninsulares, siempre con las mismas características texturales y con origen diagenético, reemplazando a la anhidrita o glauberita (Ortí *et al.*, 1979, Ortí y Pueyo, 1980). A partir de una salmuera marina actual, polihalitas

diagenéticas parecidas a las que hemos aquí descrito se han formado en Baja California a concentraciones próximas a los 400 gr/l (Holser, 1966).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Unión Salinera de España, S. A., la autorización para utilizar la documentación y muestrear los sondeos realizados en la proximidad del yacimiento de Alcanadre.

BIBLIOGRAFIA

- Arakel, A. V. y Cohen, A., 1991: Deposition and early diagenesis of playa glauberite in the Karinga Creek drainage system, Northern Territory, Australia. *Sedimentary Geology*, 70, pp. 41-59.
- Birnbbaum, S. J. y Coleman, M., 1979: Source of sulphur in the Ebro Basin (northern Spain). Tertiary non-marine evaporite deposits as evidenced by sulphur isotopes. *Chem. Geol.*, 25, pp. 163-168.
- Castiella, J., Solé, J. y Del Valle, J., 1978: Mapa Geológico de Navarra, 1:200.000, Diputación Foral de Navarra.
- Fernández-Nieto, C. y Galán, E., 1979: Mineralogía de los depósitos de sales de Remolinos (Zaragoza). *Soc. Esp. de Mineralogía*, Vol. Extra. 1, pp. 51-65.
- García-Veigas, J., Fernández-Nieto, C. y Ortí, F., 1991: Nota sobre la mineralogía y petrología de la Formación Zaragoza en el sondeo de Purasal. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 14-1, pp. 82-83.
- Hardie, L. A., 1968: The origin of the recent non-marine evaporite deposit of Saline Valley, Inyo Country, California. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, pp. 1279-1301.
- Holser, W. T., 1966: Diagenetic polyhalite in Recent salt from Baja California. *Am. Min.* 51, pp. 99-109.
- Mandado, J., 1987: Litofacies yesíferas del Sector Aragonés de la Cuenca Terciaria del Ebro. Petrogénesis y geoquímica. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 442 pp.
- Menduiña, J., Ordóñez, S. y García del Cura, M. A., 1984: Geología del yacimiento de glauberita de Cerezo del Río Tirón (provincia de Burgos). *Bol. Geol. Min.*, 95-1, pp. 33-51.
- Muñoz, A., 1991: Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja). Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 496 pp.
- Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J., 1986-87: Análisis tectosedimentario del Terciario de la Depresión de Arnedo (Cuenca del Ebro, prov. de La Rioja). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22, pp. 427-435.
- Ordóñez, S., Menduiña, J. y García del Cura, M. A., 1984: El sulfato sódico natural en España. *Tecniterrae*, S-300, pp. 16-32.
- Ortí, F.; 1977: Aproximación al estudio petrográfico de las microestructuras de rocas de yeso secundario y a su origen. *Rev. Inst. Inv. Geol. Dipu. Prov. Univ. Barcelona*, 32, pp. 87-152.
- Ortí, F. y Pueyo, J. J., 1977: Asociación halita bandeada-anhidrita nodular del yacimiento de Remolinos, Zaragoza (sector central de la Cuenca del Ebro). Nota petrogenética. *Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. de Barcelona*, 32, pp. 167-202.
- Ortí, F., Pueyo, J. J. y San Miguel, A., 1979: Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago, Toledo (Terciario Continental de la Cuenca del Tajo). *Bol. Geol. Min.*, 94, pp. 347-373.
- 167-202.
- Ortí, F. y Pueyo, J. J., 1980: Polihalita diagenética en una secuencia evaporítica continental (Mioceno, Cuenca del Tajo, España). *Rev. Inst. Geol. Dip. Prov. y Univ. de Barcelona*, 34, pp. 209-222.
- Ortí, F., Rosell, Salvany, J. M., Inglés, M., A. y García-Veigas, J., 1989: Sedimentología y diagénesis como criterios de prospección de recursos en el Terciario evaporítico de la Cuenca del Ebro. Simposios, XII Congreso Español de Sedimentología. Lejona-Bilbao, pp. 253-262.
- Ortí, F., Salvany, J. M., Quadras, M. y Pueyo, J. J., 1986: Glauberite growth in playa-lake environments (Tertiary of Ebro basin, Alcanadre-Arrúbal zone). Abstracts del II International Symposium on Crystal Growth Processes in Sedimentary Environments, Granada, pp. 142-143.
- Ortí, F. y Salvany, J. M. 1991: Depósitos de Glauberita en España: Aspectos sedimentológicos y petrológicos generales. In Pueyo, J. J., ed *Génesis de formaciones evaporíticas, modelos andinos e Ibéricos*. PUbl. Universitat de Barcelona, pp. 193-230.

- Pérez, A., 1989: Estratigrafía y sedimentología del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 525 pp.
- Pueyo, J. J. and Ingles, M., 1987: Magnesite formation in recent playa lakes, Los Monegros, Spain. In Marshall, J. D. ed., Diagenesis of sedimentary sequences, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 36, pp. 119-122.
- Riba, O., 1955: Sur le type de sedimentation du Tertiaire continental de la partie Ouest du Bassin de l'Ebre. *Geol. Rundschau*, 43, 2, pp. 363-371.
- Riba, O., 1964: Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte riojana y navarra. Aport. al XX Congreso Geográfico Internacional, Londres, pp. 127-138.
- Salvany, J. M., 1989a: Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la Cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja. Litoestratigrafía, petrología y sedimentología. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 397 pp.
- Salvany, J. M., 1989b: Los sistemas lacustres evaporíticos del sector navarro-riojano de la Cuenca del Ebro durante el Oligoceno y Mioceno inferior. *Acta Geol. Hisp.*, 24, 3-4, pp. 231-241.
- Salvany, J. M., 1989c: Ciclos y megaciclos evaporíticos en las formaciones Falces y Lerín, Oligoceno-Mioceno inferior de la Cuenca del Ebro (Navarra-La Rioja). Libro de resúmenes del XII Congreso Español de Sedimentología, Lejona-Bilbao, pp. 83-86.
- Salvany, J. M. y Ortí, F., 1987: La paragénesis de sulfatos de Ca y Na en el Mioceno continental de Alcanadre-Arrúbal (La Rioja) y San Adrián (Navarra). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 10-1, pp. 47-48.
- Utrilla, R., Ortí, F., Pierre, C. y Pueyo, J. J., 1991: Composición isotópica de las evaporitas terciarias continentales de la Cuenca del Ebro: relación con los ambientes deposicionales. *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (3-4), pp. 353-360.