

LA POROSIDAD EN LAS ARENISCAS TRIASICAS (RAMA ARAGONESA DE LA CORDILLERA IBERICA)

J. Arribas (*) y J. Soriano (**)

RESUMEN

Se estudia la porosidad en las areniscas triásicas (facies Buntsandstein y Muschelkalk) de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, partiendo del cálculo estimativo de la porosidad primaria del sedimento, para posteriormente analizar los distintos procesos diagenéticos que han intervenido en su destrucción (compactación mecánica, compactación química y cementación).

La caracterización textural y genética de los poros en dichas areniscas permite establecer la existencia de procesos generadores de porosidad secundaria (disolución y fractura). La disolución del feldespato potásico, cemento carbonático y de baritina se relaciona con flujos de aguas meteóricas ligadas a discordancias intramesozoicas, mientras que la porosidad de fractura se asocia a la estructuración terciaria de la Cordillera Ibérica.

Por último, se concluye que la cantidad de porosidad secundaria en las areniscas estudiadas depende fundamentalmente de la composición original de los depósitos, así como de la geoquímica del ambiente de sedimentación que controla las primeras etapas diagenéticas (eodiagénesis). Este hecho se traduce a lo largo de las series estudiadas en una variabilidad, tanto en la cantidad como en los tipos de porosidad.

PALABRAS CLAVE: Triásico, areniscas, porosidad, diagénesis.

ABSTRACT

Triassic sandstone's porosity (Buntsandstein and Muschelkalk facies) from the Aragonesa Branch of the Iberian Range are studied, firstly at the sediment primary porosity calculation and secondly the porosity-reducing processes are analyzed.

Processes creating secondary sandstone porosity can be established (dissolution and fracturing) by the textural and genetic characterization of the sandstone's voids. The dissolution of potassium feldspar, carbonate cement and barite cement, is related with meteoric pore-water flow alloys to intramesozoic unconformities. Fracturing porosity is related to Iberian Range tertiary structuration.

Finally, we concluded that the amount of the sandstone's secondary porosity depends mainly on the original composition of the sediments and also on the geochemical sedimentary environments that control the first diagenetic stages (eodiagenesis). This fact manifests itself in the amount and types of varying porosities along the stratigraphic section.

KEY WORDS: Triassic, sandstones, porosity, diagenesis.

Introducción

En los últimos años la porosidad en areniscas ha suscitado un considerable interés desde el punto de vista del conocimiento de su capacidad como reservorio de hidrocarburos (Yermolova *et al.*, 1962; Füchtbauer, 1967; Yurkova, 1970; Almon *et al.*, 1979; Galloway, 1979; Hayes, 1979; Pittman, 1979;

Schmidt *et al.*, 1979a y 1979b; Nagtegaal, 1980, entre otros).

Por otra parte, la caracterización de la porosidad en areniscas, así como el análisis de su génesis, es fundamental para el conocimiento del sedimento original y por lo tanto en el estudio de la procedencia de las areniscas (Shanmugam, 1984; McBride, 1984).

No menos importancia tiene dentro del contexto

(*) Departamento de Petrología. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.

(**) Laboratorio Central de Estructuras y Materiales. M.O.P.U., Alfonso XIII, 3. 28007 Madrid.

general de la diagénesis el análisis de la evolución de la porosidad entendida como el resultado de una serie de procesos postsedimentarios, tanto destructivos (compactación y cementación), como generadores (disolución y fractura).

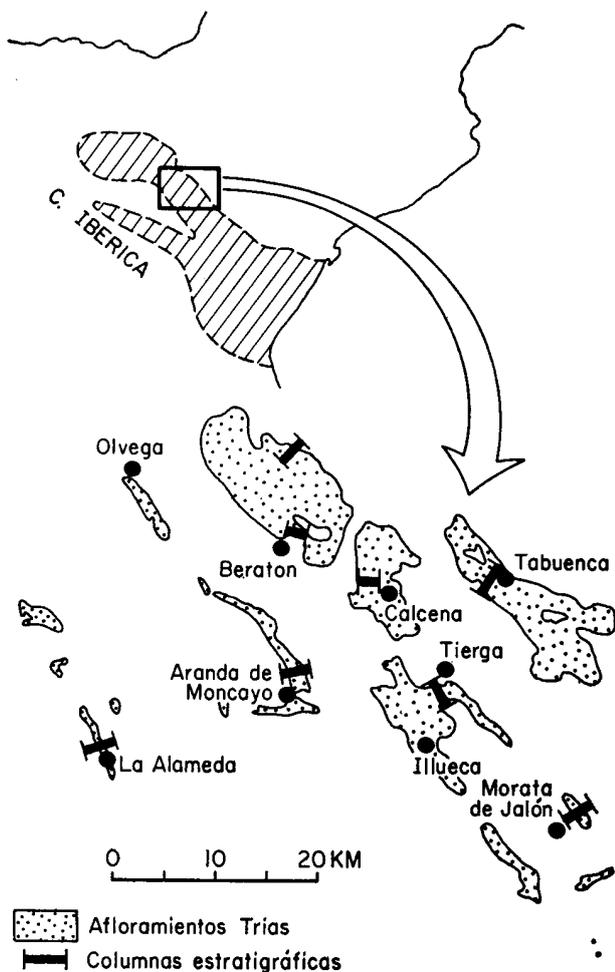


Fig. 1.—Esquema de situación del área estudiada.

La finalidad de este trabajo es la caracterización textural y genética de la porosidad y el análisis de su evolución en las areniscas triásicas (facies Buntsandstein y Muschelkalk) de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica; areniscas que han sido objeto de estudio de la tesis doctoral de uno de los autores (Arribas, 1984).

La técnica fundamental empleada ha sido la petrografía en sección delgada de muestras previamente impregnadas con resina coloreada en cámara de vacío. La cuantificación de la porosidad se ha realizado por medio de análisis micrométrico puntual en microscopio petrográfico. Asimismo, se procedió al

análisis elemental de las muestras mediante un espectrómetro de dispersión de energía de rayos X, incorporado a un microscopio electrónico de barrido. La nomenclatura utilizada en la descripción textural e interpretación genética de la porosidad ha sido la elaborada por Schmidt *et al.* (1979b).

Para la realización de un estudio detallado a lo largo de la serie triásica se han elegido fundamentalmente las muestras de una columna estratigráfica (Aranda del Moncayo [ver fig. 1]), pudiéndose considerar como representativas de las características de las facies triásicas en un amplio entorno geográfico del sector norte de la Rama Aragonesa. El posterior análisis comparativo de los resultados obtenidos en el estudio de la porosidad con el resto de las columnas estudiadas refleja una misma tendencia en su evolución.

Litoestratigrafía

El borde norte de la Rama Aragonesa corresponde a una zona de tránsito entre el Triás Ibérico (con un solo nivel carbonatado) y el Triás Mediterráneo (con dos niveles carbonatados), según Arribas *et al.* (1983) y Arribas (1984).

Dentro de todo el área de estudio (fig. 1) pueden definirse cuatro unidades litoestratigráficas informales de amplia representación a escala regional (Arribas, 1984); y que en la zona de Aranda del Moncayo (Triás Ibérico) presentan las siguientes características litológicas (fig. 2):

- Unidad "Conglomerados y Lutitas del Araviana" (B-1). Está constituida por niveles conglomeráticos de metacuarcitas en la base (6 m. de potencia) y lutitas rojas en el resto de la misma. Intercalados entre las lutitas aparecen niveles de areniscas subordinados. La potencia total de la unidad es de 80 metros. Estos depósitos han sido interpretados dentro de un ambiente de sedimentación de abanicos aluviales.
- Unidad "Areniscas de Aranda" (B-2).—Se encuentra caracterizada por el predominio de las areniscas frente al resto de las litologías detríticas. Se intercalan niveles de lutitas, más importantes hacia el techo de la unidad. La presencia de un nivel lutítico intermedio de 16 metros de potencia y gran continuidad lateral, permite dividir esta unidad en tres subunidades. La potencia total es de 280 metros. Esta unidad ha sido interpretada como depósitos de abanicos aluviales que evolucionan hacia el techo a ambientes de transición (estuarios).
- Unidad "Lutitas y Areniscas de Calcena" (B-3).—La litología fundamental es lutítica, quedando subordinadas las areniscas a pequeños niveles decimétricos. Su potencia es de 14 metros. Corresponden a depósitos intermareales de llanura mixta.
- Unidad "Lutitas y Margas de Trasobares" (B-4).— Está constituida por lutitas arcillosas y margas con intercalaciones de areniscas, dolomías y yesos subor-

dinados, de colores abigarrados. Representa las facies Muschelkalk medio, en tránsito a los niveles dolomíticos del Muschelkalk superior. La potencia es de 40 metros. Su sedimentación se ha producido en una llanura arcillosa supramareal.

Caracterización del depósito original: porosidad primaria

La composición de las areniscas presenta una clara evolución a lo largo de las series desde términos cuarzoareníticos y sublitoareníticos en el muro, hasta arcósicos en el techo, con un aumento progresivo en el contenido de feldespato potásico (fig. 2). Los fragmentos de roca, que no llegan a superar el 20%, son, generalmente, metamórficos (esquistos micáceos y pizarras), observándose una disminución en su contenido hacia el techo (unidades B-3 y B-4). El contenido en matriz es bajo (inferior al 15%), si bien en la unidad B-2 este porcentaje puede ser superior

(“arkosic wackes”) debido a la generación de una importante matriz diagenética, epimatriz y pseudo-matriz (Dickinson, 1970), fundamentalmente.

Conviene señalar que si bien nos hemos referido a la composición actual de las areniscas, el depósito inicial presentaría un mayor contenido en feldespato, ya que buena parte de la matriz procede de la alteración de éstos durante la diagénesis. Por otra parte, y como se verá más adelante, el feldespato potásico ha sufrido procesos de disolución y reemplazamiento.

El tamaño medio del grano de las areniscas disminuye de muro a techo, desde areniscas de grano grueso (0.5 - 1 mm.) en la base, hasta areniscas de grano muy fino (0.062 - 0.125 mm.) en el techo. La selección es generalmente buena ($S_o \approx 1.2$ a 1.4) manteniéndose este valor constante en todas las unidades, excepto en B-1, donde las areniscas están muy bien seleccionadas ($S_o \approx 1.1$ a 1.2). El grado de redondez de los granos de cuarzo tiende hacia una mayor angulosidad en el techo, pasando desde términos

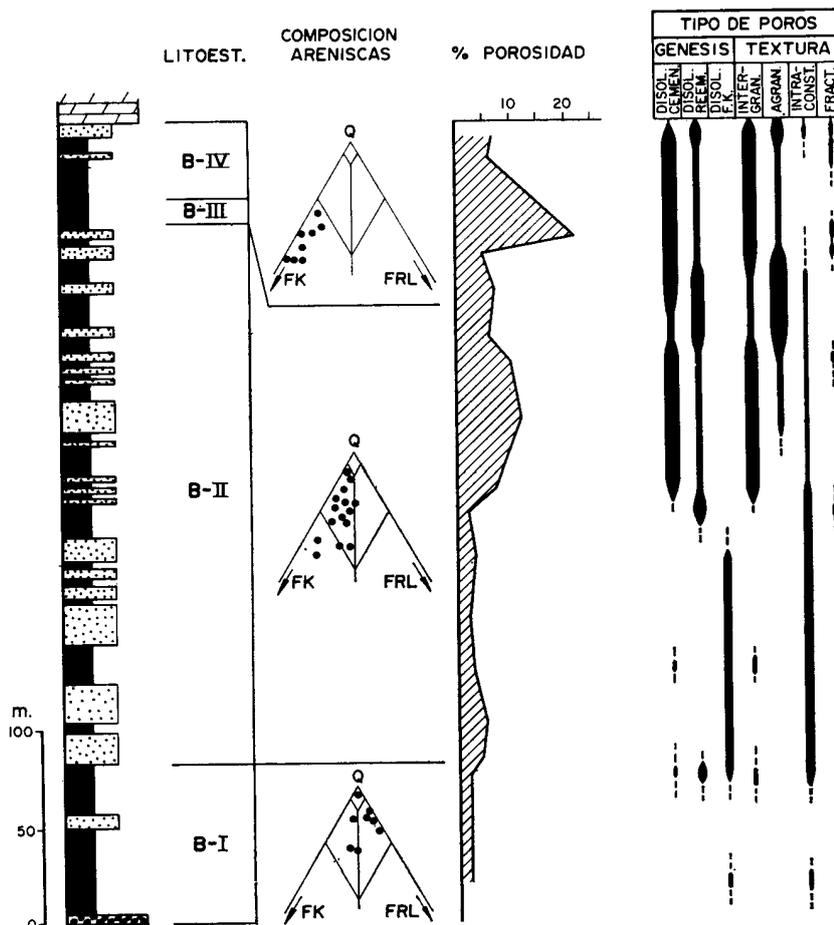


Fig. 2.—Porcentaje y tipo de porosidad (genético y textural) de las areniscas de facies Buntsandstein y Muschelkalk en la columna de Aranda del Moncayo. También se representa la composición de las mismas en relación a las unidades litoestratigráficas definidas.

redondeados (Powers, 1953) en la base, hasta angulosos en las unidades B-3 y B-4.

A partir de los datos texturales del tamaño medio y la selección de las areniscas, y según los trabajos experimentales de Beard *et al.* (1973), es posible estimar el valor de la porosidad inicial del depósito original. En nuestro caso, y aunque las areniscas estudiadas presentan una amplia gama de tamaños medios y grados de selección, es posible estimar su porosidad primaria inicial en un 40%, independientemente de su situación en la serie.

Destrucción de la porosidad primaria

La destrucción de la porosidad primaria comienza en las primeras etapas diagenéticas y continúa a lo largo del enterramiento como consecuencia de la actuación de la compactación mecánica, compactación química y cementación.

- a) *Compactación mecánica*: es la que se produce por procesos físicos (sin llegar a provocar la disolución entre granos), corresponde a los primeros estados de compactación en etapas de diagénesis temprana. La composición del esqueleto es un factor decisivo, ya que la presencia de granos dúctiles (cantos blandos, fragmentos de roca y micas) favorece la compactación y, por lo tanto, la reducción de la porosidad primaria (lám. I, 1). El porcentaje de granos dúctiles en las areniscas es del 16% por término medio, lo que según Rittenhouse (1971), hace que la reducción de porosidad primaria intergranular sea como máximo de un 10%.
- b) *Compactación química*: está relacionada con procesos de presión-disolución entre los granos del esqueleto y comienza a actuar en una diagénesis más avanzada, donde la presión litostática y la actividad química de los fluidos intersticiales son más importantes. Los contactos entre los granos de las areniscas son largos y cóncavo-convexos producidos en etapas de enterramiento moderado, previas a la cementación total de la roca. Localmente los contactos llegan a ser suturados, producidos en estados diagenéticos más avanzados. La importancia de la compactación química es difícil de cuantificar. No obstante, y basados en las curvas experimentales elaboradas por Mitra *et al.* (1980), y para valores de acortamiento medio vertical de los granos de un 15%, la reducción de la porosidad primaria se encontraría entre el 8 y 12%. Los valores más elevados de reducción de la porosidad se alcanzan al considerar que la sílice disuelta en dichos procesos vuelve a precipitar en los espacios vacíos intergranulares de la misma arenisca (Heald, 1956; Whisonant, 1970; Sprunt *et al.*, 1976).

- c) *Cementación*: es el proceso más importante cuantitativamente de reducción de la porosidad primaria. La mineralogía, cronología y sus porcentajes, ya han sido tratados por uno de los autores (Arribas, 1984). Los principales cementos son: óxidos de hierro, feldespato potásico, cuarzo, filosilicatos, dolomita y baritina. El *cemento ferruginoso* se encuentra representado en toda la serie, con una ligera tendencia a disminuir hacia el techo. Se manifiesta como cementos peliculares en torno a los granos del esqueleto. El *cemento de feldespato potásico* se presenta con texturas sintaxiales en las unidades B-2, B-3 y B-4, aumentando su importancia hacia el techo y siendo el primer cemento silicatado en precipitar (lám. I, 2). La abundancia del *cemento de cuarzo* (también con textura sintaxial), se manifiesta a lo largo de toda la serie, y sobre todo en la unidad B-1 y base de la B-2, llegando a ser en estos casos el principal precipitado químico que destruye la porosidad primaria (lám. I, 2). Los *cementos filosilicáticos* son de illita, caolinita e interestratificados illita-esmectita, formados en distintas etapas diagenéticas. Cabe destacar la formación temprana de "pore filling" de caolinitas en la unidad B-1 y B-2, así como una mayor importancia de los "pore lining" de interestratificados illita-esmectita e illita en las unidades B-2, B-3 y B-4 (lámina I, 3). El *cemento dolomítico* se presenta en mosaicos muy tempranos en el techo de la unidad B-2, B-3 y B-4, así como formando grandes cristales poiquilóticos más tardíos y de gran importancia en las unidades del techo. Este cemento llega a reducir considerablemente la porosidad primaria en las unidades B-3 y B-4 (lámina I, 4). Por último, el *cemento de baritina*, observado en la unidad B-1 y base de B-2, aparece con textura poiquilótica, pudiendo considerarse como el cemento mesodiagenético más tardío.

Los procesos de cementación de las areniscas terminan por sellar prácticamente los espacios intergranulares, rebajando la porosidad primaria a niveles irreducibles. La cuantía de dicha reducción puede estimarse entre un 20 y un 32%. Un hecho muy importante relacionado con la cementación son los reemplazamientos de ciertos componentes detríticos como el cuarzo, feldespato potásico (lám. I, 5) y cantos blandos (lám. I, 6) u otros cementos (cuarzo y feldespato). Si bien el reemplazamiento mineral no influye de forma directa en la reducción de la porosidad, sí puede favorecer la creación de una porosidad secundaria importante por la disolución posterior de las mineralogías reemplazantes, como se verá en el apartado siguiente.

Porosidad secundaria: características genéticas y texturales

Todos los aspectos comentados anteriormente conducen a la reducción prácticamente total de la porosidad primaria del sedimento original. No obstante, existen una serie de procesos generadores de porosidad secundaria entre los que podemos destacar:

- a) *Disolución del cemento dolomítico*: Constituye el proceso principal de generación de porosidad secundaria, siendo mayor su importancia hacia el techo de la serie. Al encontrarse la dolomita reemplazando a componentes del esqueleto y a otros cementos, su disolución provoca un elevado porcentaje de porosidad secundaria. El tipo textural de los poros es fundamentalmente *intergranular* (lám. II, 1), apareciendo formando parches de disolución de mosaicos o de grandes cristales poiquilótópicos de dolomita. Asimismo es frecuente la presencia de poros *agrandados* (lám. II, 2) producidos por la disolución total de componentes del esqueleto (feldespato potásico y cantos blandos) reemplazados por dolomita. Todos estos poros de disolución del cemento dolomítico se caracterizan por presentar bordes irregulares que denotan la corrosión del cemento sobre los minerales silicatados (lám. III, 3). Menos frecuente es la aparición de porosidad *intraconstituyente*, también producida por la disolución parcial de cantos blandos y feldespatos potásicos reemplazados (lám. II, 4).
- b) *Disolución del cemento de baritina*: Si bien no es muy importante cuantitativamente, aparece como el único proceso generador de porosidad secundaria en algunas areniscas. Su presencia queda restringida a la unidad B-1 y la base de la B-2. Texturalmente los poros son *intergranulares* y *agrandados* de bordes irregulares, debido a la gran importancia de los reemplazamientos del cuarzo y del feldespato potásico por el cemento de baritina (lám. II, 5 y 6).
- c) *Disolución del feldespato potásico*: Se ha observado preferentemente en la unidad B-1 y base de B-2. La porosidad secundaria que genera es muy baja, siendo en ocasiones el único proceso creador de porosidad. La disolución del feldespato potásico no suele ser total, creándose poros *intraconstituyentes* con restos de feldespato con textura en panal (lám. III, 1). Estos poros, al estudiarse mediante el microscopio petrográfico, podrían confundirse con los de disolución de reemplazamientos dolomíticos; sin embargo, la ausencia tanto de indicios de cementación carbonática como de bordes corroidos irregulares en los feldespatos, así como la delicada textura en panal

que llegan a alcanzar (lám. III, 2), nos inclina a pensar en un proceso de disolución directa del feldespato potásico (lám. III, 3).

- d) *Fracturación*: Es muy poco importante y se presenta de manera dispersa en la mitad superior de la serie como microfracturas.

Puede afirmarse que la porosidad que en la actualidad presentan las areniscas tiene un origen secundario, producida por los procesos comentados (fig. 2). Por otra parte, existen una serie de cementos posteriores que si bien no presentan gran importancia cuantitativa, intervienen en rebajar y destruir la porosidad secundaria generada durante la diagénesis. A este respecto conviene señalar la presencia de "pore filling" de caolinitas asociados a las areniscas de la mitad superior de la serie (lám. III, 4 y 5), y óxidos de hierro irregularmente distribuidos en todas las columnas (lám. III, 6). Por último, el valor de la porosidad en las areniscas estudiadas es generalmente bajo, oscilando entre el 2 y el 20%, correspondiendo los valores más elevados a las areniscas de las unidades superiores (fig. 2).

El principal problema que se plantea en el estudio de la porosidad secundaria es el poder situar en el tiempo la generación de dicha porosidad y, sobre todo, poder interpretar su origen.

Hayes (1979), comprueba que los efectos de la alteración superficial de las areniscas son muy poco importantes a la hora de generar porosidad, señalando, de acuerdo con otros autores (Schmidt *et al.*, 1979a; Pittman, 1979) que la porosidad secundaria se produce en su mayor parte en ambiente diagenético de enterramiento (mesodiagénesis).

Por otra parte, y por lo que se refiere al origen de la porosidad secundaria, varios autores han sugerido que la disolución del cemento carbonático puede explicarse por el ambiente ácido generado, durante la mesodiagénesis, como consecuencia de la maduración de la materia orgánica en los niveles lutíticos intercalados con las areniscas (Chepikov *et al.*, 1961; McBride, 1977; Schmidt *et al.*, 1979a y b; Hayes, 1979). No obstante, Bjørlykke (1980) señala que la cantidad de CO₂ generado a partir de la maduración de la materia orgánica depende del tipo de ésta (húmica o sapropélica), afirmando que en cualquier caso no se llega a producir el CO₂ suficiente para provocar la disolución tan importante de cemento carbonático que se observa en ciertas areniscas, incluso en aquellas que son reservorio de hidrocarburos.

La escasa presencia de materia orgánica, tanto en los niveles de lutitas como en las areniscas estudiadas, así como su estado generalmente oxidado, nos hace desechar la idea de su relación con la generación de la porosidad secundaria.

Otros autores han resaltado la importancia de las discordancias como causantes de flujos de aguas me-

teóricas ácidas que provocan la disolución de carbonatos e hidrólisis de feldespatos (Krynine, 1947; Bjørlykke, 1980 y 1981, entre otros).

En el oeste de la región estudiada las facies detríticas del Cretácico (Formación Arenas de Utrillas) se encuentran en clara discordancia sobre materiales triásicos en la zona de Reznos. Sin embargo, hacia el noreste el contacto discordante se realiza sobre el Jurásico superior (Monrose, 1968). Esta discordancia, relacionada con el umbral de Soria-Montalbán, pudo haber proporcionado durante la sedimentación de la Formación Arenas de Utrillas un importante flujo de aguas meteóricas ácidas sobre las areniscas triásicas (fig. 3). Tanto la disolución del cemento dolomítico, el de baritina, así como la disolución directa del fel-

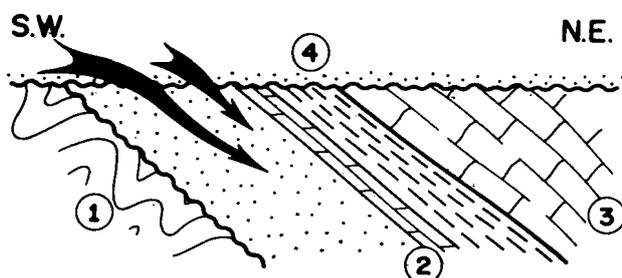


Fig. 3.—Corte geológico esquemático resaltando la discordancia entre la Formación Arenas de Utrillas (4) y los distintos depósitos previos (1: Cámbrico, 2: Triásico, 3: Jurásico) en el área estudiada. Las flechas indican el flujo de aguas meteóricas ácidas durante la sedimentación de la Formación Arenas de Utrillas. Esquema realizado a partir de los datos obtenidos en Monrose (1968).

despatos potásicos puede explicarse por la circulación de estas aguas ácidas subsaturadas en cationes. Asimismo, la posterior cementación de caolinitas pudo estar condicionada por el clima de carácter hidrolizante durante la sedimentación detrítica cretácica (Martín Parra, 1979). Un dato que tiende a corroborar esta hipótesis es la mayor importancia de dicha cementación en las columnas más occidentales de la región (Arribas, 1984) (fig. 3).

La porosidad de fractura, mucho menos importante desde el punto de vista cuantitativo, se atribuye, por el contrario, a los procesos de elevación y descompresión sufridos por las rocas durante la etapa tectogénica terciaria final (Capote *et al.*, 1982).

Evolución de la porosidad: modelo diagenético

Con respecto al contenido en porosidad que presentan las areniscas triásicas estudiadas, es posible distinguir dos tipos: las pertenecientes a la unidad B-1 y primera mitad de B-2 con un porcentaje de porosidad muy bajo, y por otro lado las del resto de la serie donde la porosidad llega a alcanzar valores

próximos al 20% (fig. 2). Este hecho viene condicionado, en primer lugar por una composición diferente del depósito inicial, y además por el carácter geoquímico de la diagénesis en sus primeras etapas (eodiagénesis): ácido en las areniscas de la base y alcalino en las del techo (cemento de feldespato potásico y dolomítico); condiciones relacionadas con diferentes ambientes de sedimentación (continental en las unidades basales y de transición en las del techo).

En la figura 4 se han representado esquemáticamente los procesos más importantes, tanto destructi-

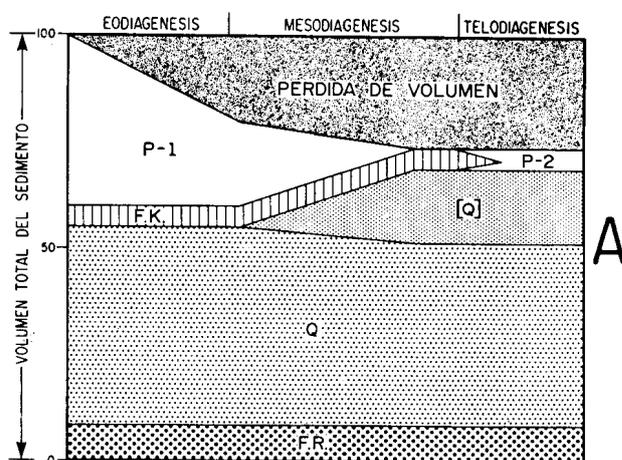
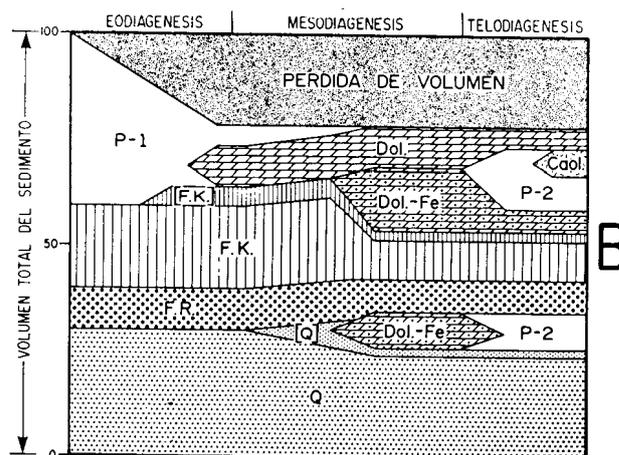


Fig. 4.—Esquemas de la evolución diagenética de las areniscas triásicas. A: de la base de la serie (unidad B-1 y techo de B-2), y B: del techo (techo B-2, B-3 y B-4). Obsérvese la mayor generación de porosidad secundaria en las areniscas del techo (B) por la disolución de los cementsos dolomíticos. P-1: porosidad primaria. P-2: porosidad secundaria. Q: cuarzo. F. K.: feldespato potásico. F. R.: fragmentos de roca. Dol.: cemento dolomítico. Dol-Fe.: cemento dolomítico ferroso. [Q]: cemento de cuarzo. [F. K.]: cemento de feldespato potásico. Caol.: "pore filling" de caolinitas. Según Arribas (1984).

vos como generadores de porosidad, pariendo del depósito original, a lo largo de las distintas etapas diagenéticas y para los dos tipos de areniscas establecidos ("A" areniscas de la primera mitad de la serie, y "B" areniscas de la segunda mitad). En estos esquemas puede observarse cómo durante la mesodiagénesis la porosidad primaria llega a reducirse totalmente por los distintos cementos. En las primeras etapas telodiagenéticas, debido a la acción de las aguas meteóricas relacionadas con la sedimentación de la Formación Arenas de Utrillas, es cuando se produce la generación principal de porosidad secundaria. Conviene remarcar que esta generación de porosidad no se produce durante la estructuración final de la Cordillera Ibérica en el Terciario, sino durante los movimientos intramesozoicos, probablemente aústricos (Capote *et al.*, 1982).

Agradecimientos

Agradecemos a la doctora Rafaela Marfil y al doctor José Andrés de la Peña sus consejos durante la elaboración de este trabajo, así como las puntualizaciones y críticas realizadas sobre el manuscrito final.

Bibliografía

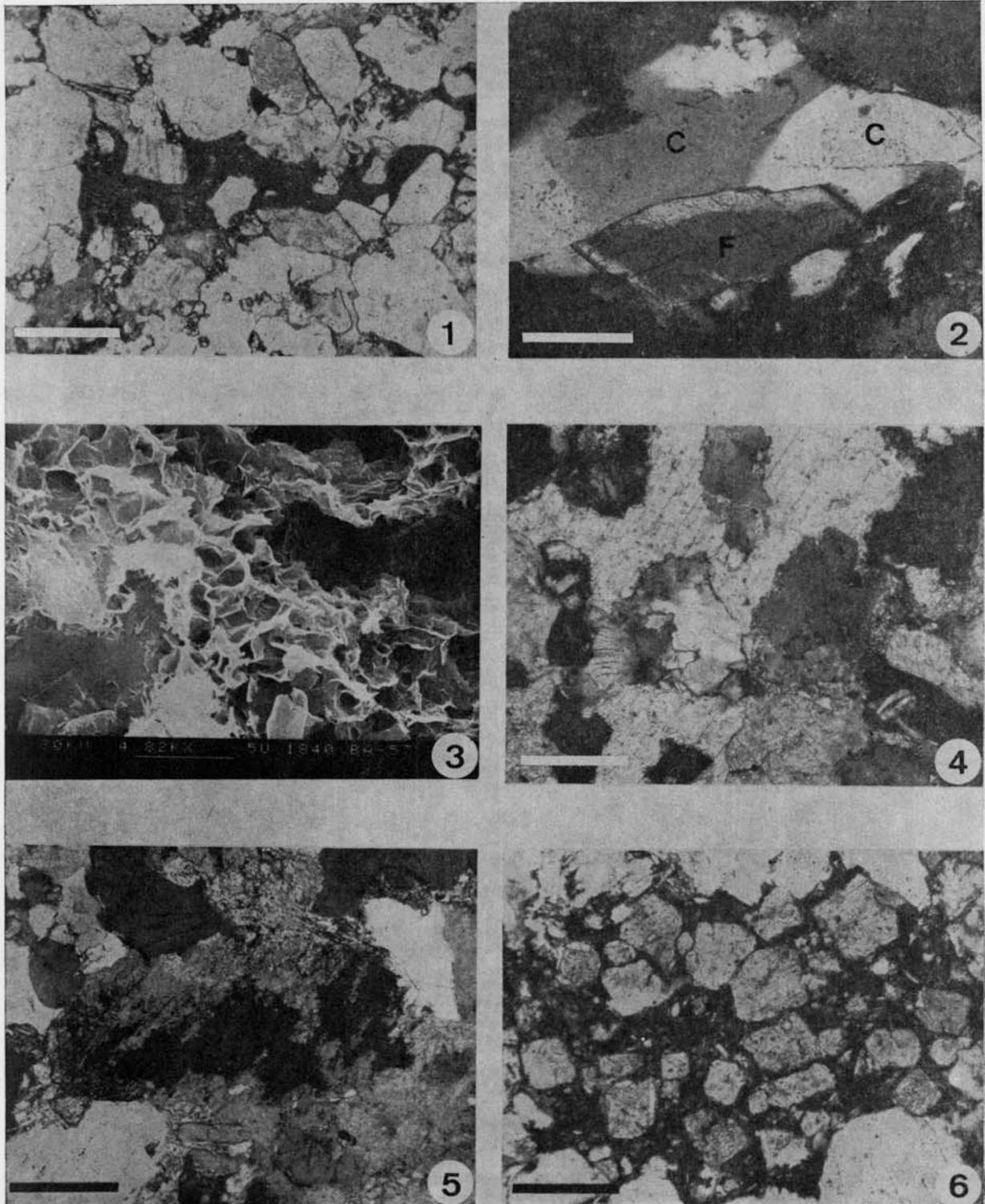
- ALMON, W. R. y DAVIES, D. K.
1979. Regional diagenetic trends in the Lower Cretaceous muddy sandstones, Powder River Basin. In: *Aspects of Diagenesis* (P. A. Scholle y P. R. Schluger, edit.). S.E.P.M., Spec. Publ., 26, 379-400.
- ARRIBAS, J.
1984. *Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincias de Soria y Zaragoza)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 354 págs.
- ARRIBAS, J. y DE LA PEÑA, J. A.
1983. Sedimentología y diagénesis de la barra inferior del Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (prov. de Zaragoza). *X Congreso Nac. de Sedim.*, Menorca, 3.1-3.4.
- BEARD, D. C. y WEYL, P. K.
1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57, 349-369.
- BJØRLYKE, K.
1980. Clastic diagenesis and basin evolution. *Rev. Inst. Invest. Geol.*, 34, 21-24.
1981. Diagenetic reactions in sandstones. In: *Sediment diagenesis* (A. Parker y B. W. Sellwood, edit.). NATO Asi Series C115, 169-213.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YÉBENES, A.
1982. *Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el terciario noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica*. I.G.M.E. Temas Geológico-Mineros, V, 290 págs.
- CHEPIKOV, K. P.; YERMOLOVA, Y. P. y ORLOVA, N. A.
1961. Corrosion of quartz grains and examples of the possible effect of oil on the reservoir properties of sandy rocks. *Doklady Acad. Sci. U.R.S.S., Earth Sci. Sec.*, 140, 1111-1113.
- DICKINSON, W. R.
1970. Interpretating detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sed. Petrol.*, 40, 695-707.
- FÜCHTBAUER, H.
1967. Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. *VII World Petroleum Cong. Proc.*, 353-369.
- GALLOWAY, W. E.
1979. Diagenetic control of reservoir quality in arc-derived sandstones; implications for petroleum exploration. In: *Aspects of Diagenesis* (P. A. Scholle y P. R. Schluger, edit.), S.E.P.M., Spec. Publ., 26, 251-262.
- HAYES, J. B.
1979. Sandstone diagenesis. The hole truth. In: *Aspects of Diagenesis* (P. A. Scholle y P. R. Schluger, edit.), S.E.P.M., Spec. Publ., 26, 127-140.
- HEALD, M. T.
1956. Cementation of Simpson and St. Peter sandstone in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri. *Jour. Geol.*, 64, 16-30.
- KRYNINE, P. D.
1947. Petrologic aspects of prospecting for deep oil horizons in Pennsylvania. *XI Technical Conf. on Petrol. Product. Pennsylvania*, 81-95.
- MARTÍN PARRA, L. M.
1979. *Estudio petrológico de la formación arenas de Utrillas en la región de La Mancha (sector norte)*. Tesis de licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 172 págs.
- MCBRIDE, E. F.
1977. Secondary porosity-importance in sandstone reservoirs in Texas. *Transactions of the Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc.*, 27, 121-122.
1984. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. In: *Reading provenance from arenites* (G. G. Zuffa, edit.). NATO Asi Series (en prensa).
- MITRA, S. y BEARD, W. C.
1980. Theoretical models of porosity reduction by pressure solution for well-sorted sandstones. *J. Sed. Petrol.*, 50, 1347-1360.
- MONROSE, H.
1968. *Reconnaissance géologique de la région de Reznos (Soria) et de Torrelapaja (Saragosse), Espagne*. Dipl. Arb. 82 S. Bordeaux, 82 págs.
- NAGTEGAAL, P. J. C.
1980. Diagenetic model for predicting clastic reservoir quality. *Rev. Inst. Invest. Geol.*, 34, 5-20.
- PITTMAN, E. D.
1979. Porosity, diagenesis and productive capability of sandstone reservoirs. In: *Aspects of Diagenesis* (P. A. Scholle y P. R. Schluger, edit.), S.E.P.M., Spec. Publ., 26, 159-174.
- POWERS, M. C.
1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sed. Petrol.*, 23, 117-119.

- RITTENHOUSE, G.
1971. Mechanical compaction of sands containing different percentages of ductile grains: a theoretical approach. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 55, 92-96.
- SCHMIDT, V. y McDONALD, D. A.
1979a. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: *Aspects of Diagenesis* (P. A. Scholle y P. R. Schluger, edit.), S.E.P.M., Spec. Publ., 26, 175-207.
1979b. Texture and recognition of secondary porosity in sandstone. In: *Aspects of Diagenesis* (P. A. Scholle y P. R. Schluger, edit.), S.E.P.M., Spec. Publ., 26, 209-225.
- SHANMUGAM, G.
1984. Types of porosity in sandstones and their significance in interpreting provenance. In: *Reading provenance from arenites* (G. C. Zuffa, edit.). NATO Asi Series (en prensa).
- SPRUNT, E. S. y NUR, A.
1976. Reduction of porosity by pressure solution: experimental verification. *Geology*, 4, 463-466.
- WHISONANT, R. C.
1970. Influence of texture upon the response of detrital quartz to deformation of sandstones. *J. Sed. Petrol.*, 40, 1018-1025.
- YERMOLOVA, Y. P. y ORLOVA, N. A.
1962. Variation in porosity of sandy rocks with depth. *Doklady Acad. Sci. U.R.S.S., Earth Sci. Sec.*, 144, 55-56.
- YURKOVA, R. M.
1970. Comparison of post-sedimentary alternations of oil-and-gas- and water bearing rocks. *Sedimentology*, 15, 53-68.

Recibido el 19 de julio de 1984.
Aceptado el 26 de noviembre de 1984.

LAMINA I

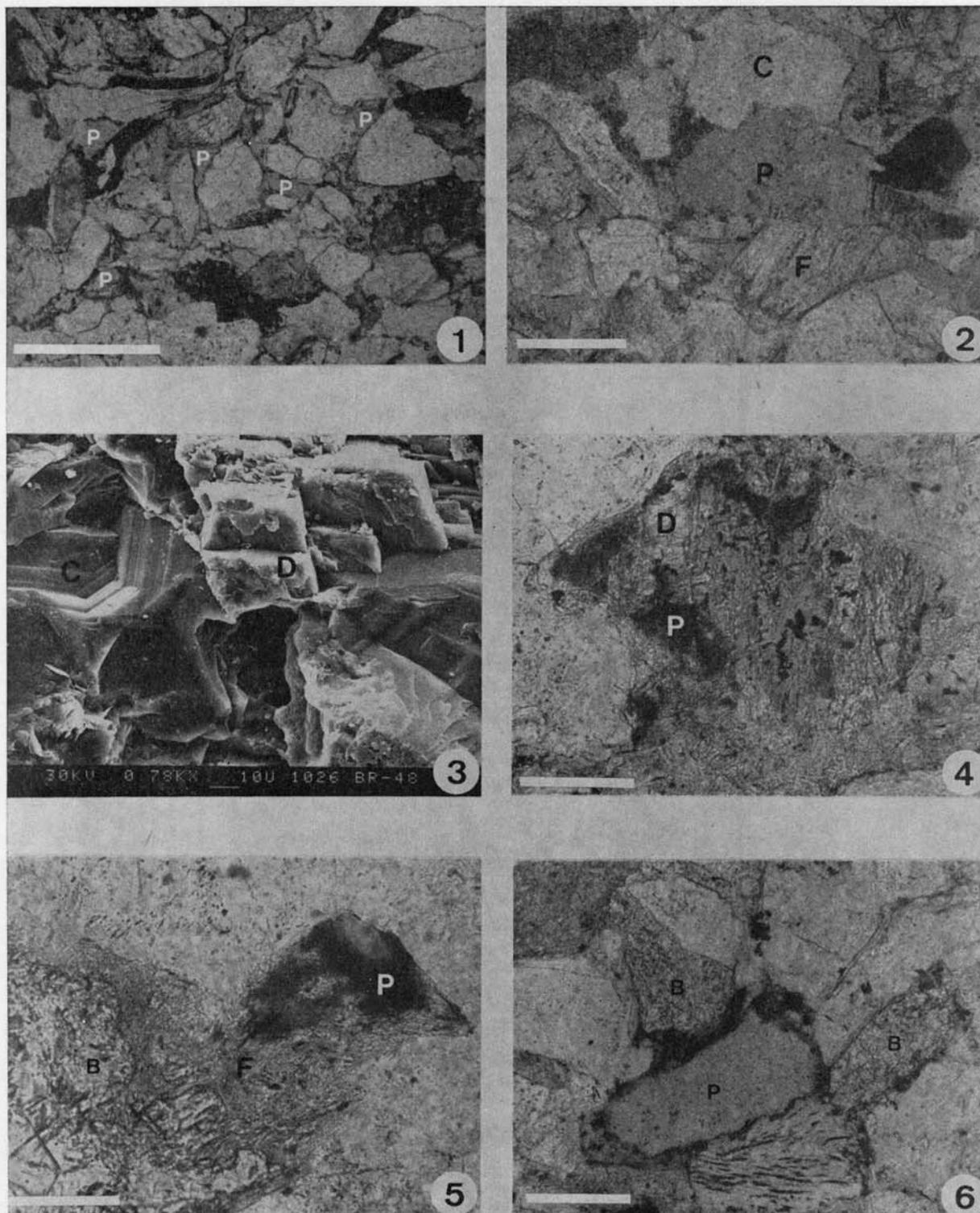
1. Canto blando arcilloso deformado por compactación mecánica generando pseudomatriz. N. P. Escala: 0,5 mm.
2. Cementos sintaxiales sobre granos de cuarzo (C) y de feldespato potásico (F), amoldándose los primeros a las formas idiomorfas del cemento de feldespato. N. C. Escala: 0,1 mm.
3. Interestratificados I-E con textura en panal (*honeycomb*). M. E. B.
4. Cemento poiquilotópico de dolomita ferrosa. Nótese la importante corrosión sobre los granos del esqueleto. N. C. Escala: 0,2 mm.
5. Reemplazamiento de feldespato potásico por cemento dolomítico ferroso. N. C. Escala: 0,1 mm.
6. Cristales de dolomita reemplazando a un canto blando arcilloso deformado. N. P. Escala: 0,2 mm.



LAMINA II

1. Porosidad secundaria intergranular (*P*) de disolución del cemento dolomítico. N. P. Escala: 0,5 mm.
2. Poro agrandado (*P*) producido por la disolución de componentes del esqueleto (feldespato potásico) reemplazados previamente por el cemento dolomítico. *F*: feldespato potásico. *C*: cuarzo. N. P. Escala: 0,2 mm.
3. Porosidad de disolución del cemento dolomítico (*D*), que a su vez se encuentra reemplazando al cemento de cuarzo (*C*). M. E. B.
4. Porosidad intraconstituyente (*P*) en feldespato potásico parcialmente reemplazado por dolomita (*D*). N. P. Escala: 0,1 mm.
5. Porosidad intraconstituyente (*P*) en feldespato potásico (*F*) parcialmente reemplazado por baritina (*B*). N. P. Escala: 0,1 mm.
6. Poro agrandado (*P*) por disolución total de un feldespato potásico reemplazado por baritina (*B*). N. P. Escala: 0,2 mm.

LÁM. II



LAMINA III

1. Porosidad intraconstituyente (*P*) de feldespato potásico (*F*) parcialmente disuelto. N. P. Escala: 0,1 mm.
2. Textura en panal de feldespato potásico producida por su disolución. M. E. B.
3. Porosidad intraconstituyente de disolución de feldespato potásico. Obsérvese la delicada textura de los restos de feldespato. M. E. B.
4. "Pore filling" de caolinitas sobre feldespato potásico parcialmente disuelto. M. E. B.
5. Detalle de "pore filling" de caolinitas sobre las que se aprecian flores de sílice. M. E. B.
6. Cemento ferruginoso (*O*) rellenando porosidad secundaria de disolución de feldespato potásico (*F*). N. P. Escala: 0,2 mm.

LÁM. III

