

Caracterización y procedencia de las areniscas del Paleógeno del sector N de la Cuenca del Tajo.

José Arribas Mocoroa* y M.^a Eugenia Arribas Mocoroa*

Resumen

Los depósitos detríticos paleógenos del sector N de la cuenca terciaria del Tajo corresponden a sistemas de abanicos aluviales progradantes asociados en sentido distal con ambientes lacustres carbonatados (ARRIBAS et al., 1983 y ARIBAS, 1985).

En el presente trabajo se caracterizan, desde un punto de vista textural y composicional, los niveles de areniscas, correspondiendo a litoarenitas con un importante contenido en fragmentos de roca calcáreos.

Asimismo, se analizan los distintos factores que han podido influir en la composición final de dichos depósitos (clima, mecanismos de transporte-sedimentación y diagénesis), siendo la naturaleza del área fuente el factor fundamental. Se estudia la composición de las distintas facies (canales y "sheets") mediante índices composicionales (F/Q y Lc/Q), advirtiéndose un aumento en la madurez en los depósitos de canales.

Espacialmente puede observarse un incremento progresivo en el contenido de componentes extracuecales no carbonáticos hacia el E, en detrimento de los componentes extracuecales carbonáticos. Cabe destacar una importante participación de componentes intracuecales carbonáticos, asociados a los episodios lacustres-palustres intercalados. Los fragmentos de roca aumentan su contenido hacia el W. La relación F/Q permanece prácticamente constante, por lo que su origen se asocia a una única área fuente.

A parte del análisis detallado de la composición de los fragmentos de roca se definen dos dominios de sedimentación paleógena: 1) Dominio ibérico, al E, nutrido de los materiales mesozoicos de la Cordillera Ibérica y 2) Dominio del Sistema Central, al W, nutrido de la cobertera cretácica y de la parte superior del substrato metamórfico.

Temporalmente, es posible analizar la evolución de la composición de las areniscas mediante el empleo de determinados índices (NCE/NCE + CE; D/D + C; Q/Q + M y F/F + Qm); su variación se asocia al desmantelamiento de las áreas fuentes, presentando diferentes pautas en cada uno de los dominios definidos.

Por último se concluye que el entorno geotectónico corresponde a orógenos reciclados deducido de la composición de las areniscas (DICKINSON et al., 1983), si bien es necesario contabilizar los fragmentos de roca calcárea junto con el resto de fragmentos de roca.

* Dpto. Petrología y Geoquímica. Univesidad Complutense. Madrid - 28040.

Abstract

The paleogene terrigenous deposits of the northern sector of the tertiary Tajo basin correspond to coalescent aluvial-fan systems associated in the distal areas with lacustrine carbonate environments (ARRIBAS et al., 1983; ARIBAS, 1985).

Sandstone deposits corresponding to lithoarenites with an important content in calcareous rock fragments are characterized in the present work from a textural and compositional characteristic. The different factors which can influence in the final composition of these sandstones (climate, sedimentary environment and diagenesis) are analyzed. So, we can confirm that the fundamental factor is the composition of the source area. The composition in the different facies (channels and sheets) are analyzed through two compositional index (F/Q and Lc/Q) showing a maturity increase of the channel sandstones.

We can observe a progressive increase in the contents of non carbonate extrabasinal clasts towards the east and also a diminution of the amount of carbonate extrabasinal clasts. An important amount of intrabasinal carbonate clasts exists, probably associated with interbedded lacustrine-palustrine events. The population of rock fragments increase towards the west, while the F/Q ratio remains constant. This fact let us associate the origin of both quartz and K-feldspar to one single source area. The composition of rock fragments also let us establish two domains to paleogene sedimentation: (1) Iberian domain, to the east, derived from the mesozoic materials of the Iberian Range, and (2) Sistema Central domain, to the west, derived from the cretaceous cover and the upper part of the paleozoic metamorphic substratum.

The evolution of composition is analyzed by the use of compositional index ($NCE/NCE + CE$, $D/D + C$, $M/M + Q$, $F/F + Qm$). Its temporal variation is related to the erosion of the source areas. The two sedimentation domains defined above also present different evolution trends.

Finally, we conclude that the tectonic setting correspond to the recycled orogen, as the sandstone composition shows (DICKINSON et al., 1983). In spite of that, this assumption is possible only if we include the calcareous rock into the total population of rock fragments.

Introducción

Entre las localidades de Beleña de Sorbe y Baides (Guadalajara) aflora una unidad litoestratigráfica de edad paleógena constituida por calizas, margas, limos, arcillas, areniscas y conglomerados, que ha sido motivo de estudio durante estos últimos años (ARRIBAS et al., 1983; ARIBAS 1985, 1986a, 1986b) (fig. 1). La sucesión de afloramientos queda limitada al NW por el Sistema Central y al NE por la rama castellana de la Cordillera Ibérica.

La base de la unidad se apoya en aparente concordancia sobre una unidad yesífera de edad paleógena, estando su techo parcialmente cubierto y erosionado. Dentro de esta unidad paleógena se han diferenciado dos unidades litológicas: unidad carbonática y unidad detrítica. La unidad carbonática, de espesor comprendido entre 200 y 500 m., está formada fundamentalmente por una gran variedad de facies carbonáticas correspondientes a medios de sedimentación lacustre y palustre. La unidad detrítica, que se dispone sobre la anterior mediante un tránsito gradual, está formada por diversos tipos de facies detríticas y algunas carbonáticas, relacionadas con un conjunto de sistemas de sedimentación de abanicos aluviales progradantes. La potencia de la unidad detrítica es variable (200-340 m.). La sucesión carbonático-detrítica refleja una evolución sedimentológica desde ambientes lacustres carbonatados en la mitad inferior de la sucesión (unidad carbonática), hasta ambientes de abanicos aluviales progradantes en la mitad superior de la sucesión (unidad detrítica).

La escasez de datos petrológicos sobre las facies detríticas ha puesto de manifiesto la necesidad de caracterizar los depósitos arenosos, textural y composicionalmente, y de este modo aportar nuevos datos sobre la sedimentación durante el Paleógeno y su paleogeografía.

Por otra parte, en los últimos años se ha subrayado la importancia de la composición de las areniscas como fuente de información acerca de aspectos como la naturaleza del área fuente, clima, transporte, sedimentación y ambiente geotectónico; relacionados con la génesis de dichos depósitos detríticos (DICKINSON & SUCZEK, 1969; SUTTNER & DUTTA, 1986; entre otros).

Con el presente trabajo pretendemos analizar la composición de las areniscas paleógenas y estudiar su significado en función de la naturaleza del área fuente, así como analizar la influencia que otros factores (clima, ambiente sedimentario) han podido tener en su composición final.

Para ello se han analizado petrográficamente 39 láminas delgadas correspondientes a muestras de cinco secciones estratigráficas (Beleña de Sorbe, Membrillera, Torremocha, El Negredo y Baidés) (fig. 1). La elección de dichas muestras se ha realizado en base a la obtención de un muestreo representativo en cada una de las secciones seleccionando, asimismo, areniscas pertenecientes al intervalo clastométrico (3-0)Ø. En cada una de las láminas delgadas se efectuó un análisis modal de 300 puntos sobre la mineralogía de los componentes detríticos, utilizando las clases petrográficas definidas por ZUFFA (1980). De este modo es posible el tratamiento de los datos obtenidos según el método GAZZI-DICKINSON o según el método "tradicional" (o "escuela de Indiana" en INGERSOL et al., 1984). Para una mayor facilidad en la identificación mineralógica de feldespatos y carbonatos, las preparaciones fueron teñidas con una solución de cobaltonitrato sódico y de alizarina roja S (LINDHOLM & FINKELMAN, 1972) respectivamente.

Sedimentología de las facies detríticas.

La presencia de depósitos detríticos en la sucesión carbonático-detrítica es muy frecuente, estando más desarrollados en la unidad detrítica y en los tramos superiores de la unidad carbonática. En el sector de Beleña de Sorbe es donde alcanzan un mayor desarrollo, siendo el sector de Huérmeceles del Cerro donde son más escasos.

El estudio de las facies detríticas gruesas (conglomerados y areniscas) como el de las finas (limos y arcillas) se ha abordado en función de la morfología externa que presentan, distinguiendo entre cuerpos canalizados y cuerpos no canalizados, (ARRIBAS et al., 1983). Los *cuerpos canalizados* están constituidos por areniscas y/o conglomerados con estructuras tractivas o masivas. Son el relleno de canales de baja sinuosidad (base cóncava y techo plano) y se presentan amalgamados, por lo que se interpretan como modelos de canales trenzados ("braided"). Son frecuentes en todas las series analizadas destacando la de Membrillera.

Dentro de los *cuerpos no canalizados* se han distinguido tres facies: Lóbulos, "sheets" y facies de limos y arcillas masivos. Las facies de *lóbulos* están formadas por cuerpos de techo convexo y base horizontal, constituidas por conglomerados y en menor proporción por areniscas, en general con estructura masiva. Estas facies han sido interpretadas como el resultado de la sedimentación por debajo de puntos de intersección, siendo en el sector de Beleña de Sorbe donde mejor se desarrollan. Las facies de "*sheets*" están constituidas por areniscas y conglomerados de cantos pequeños que forman cuerpos con límite superior e inferior planoparalelos. En su interior se han distinguido las siguientes facies: masiva, laminación paralela, estratificación cruzada de "ripples" y glaucoclasificación normal ó inversa. Su génesis se relaciona con cuatro procesos fundamentales: (1) desbordamiento de canales parcialmente rellenos; (2) sedimentación como lóbulos deposicionales de canales cuyo nivel de base está al pie del abanico; (3) por "sheet-flood" desde la cabecera; y (4) sedimentación por debajo del punto de intersección en las áreas activas. Las facies de *limos y arcillas masivos* son las más importantes desde el punto de vista volumétrico, representando la sedimentación masiva del material detrítico fino en la superficie de acumulación aluvial.

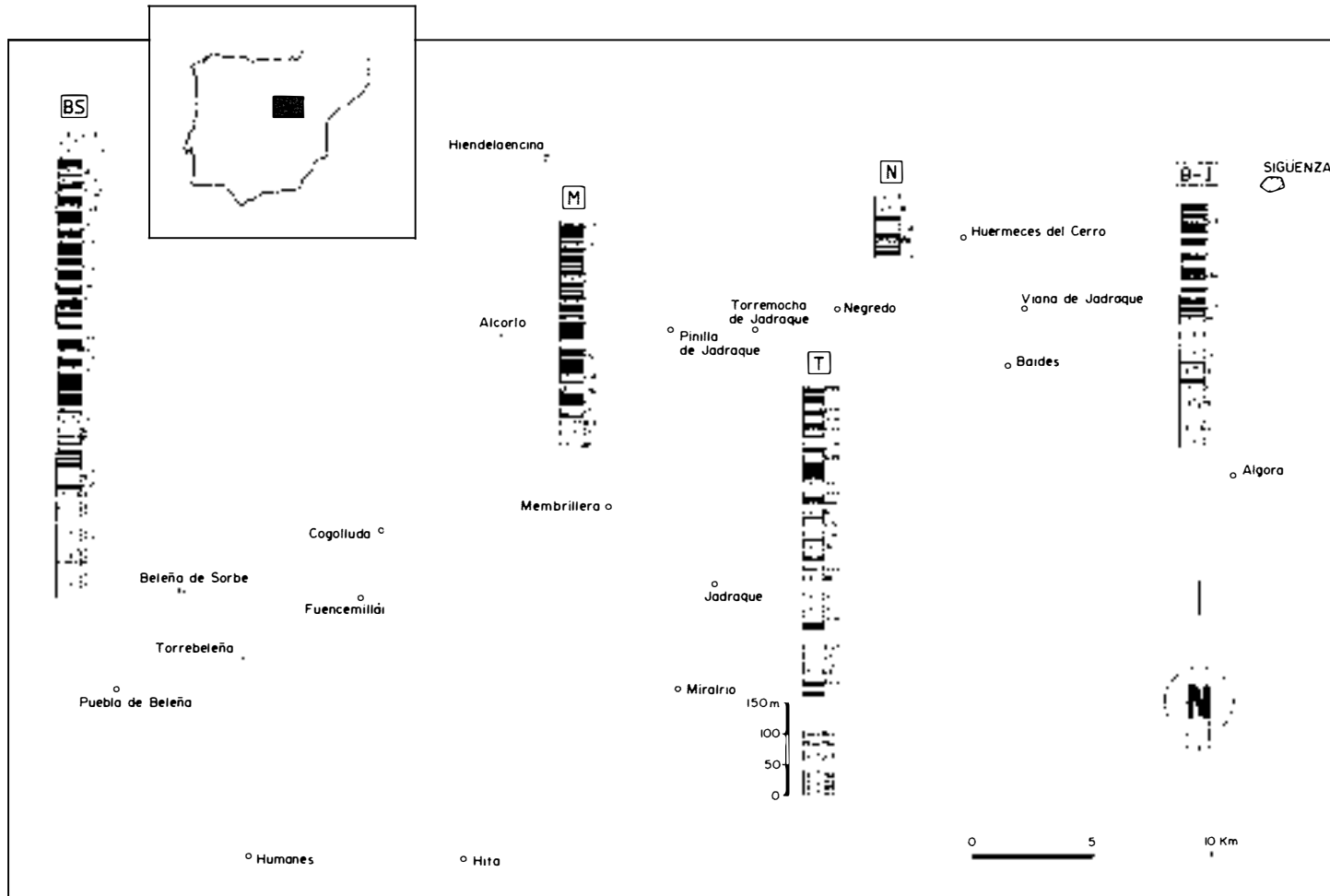


FIGURA 1
Situación geográfica de las secciones estratigráficas paleógenas estudiadas.

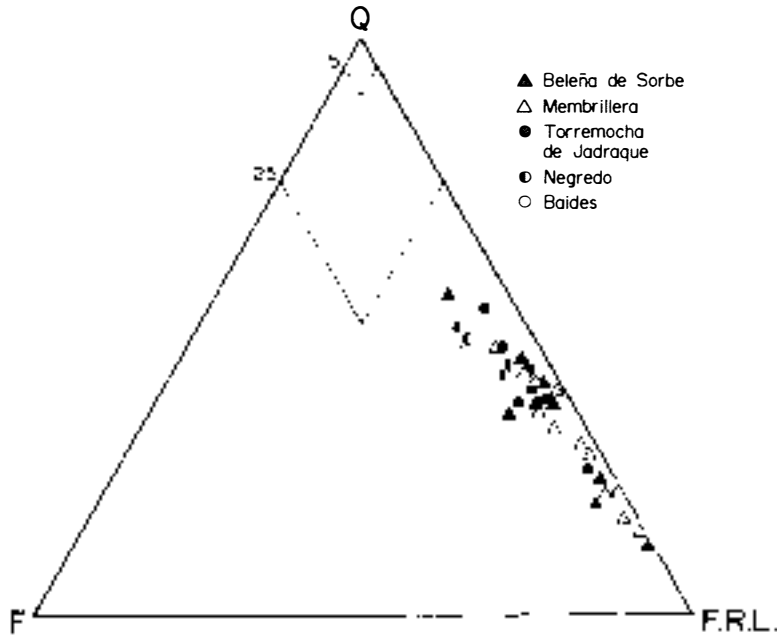


FIGURA 2
 Clasificación de las areniscas paleógenas en un diagrama QFFRL (PETTIJOHN et al., 1972). Nótese el aumento progresivo de fragmentos de roca desde las series más orientales hacia el W, manteniéndose constante la relación F/Q.

Caracteres texturales y composicionales de las areniscas.

Las facies detríticas arenosas son de grano fino a muy grueso, presentando sus clastos una selección de buena a regular ($S_o = 1.2 - 2.0$). El esqueleto se encuentra constituido por dos tipos de componentes: siliciclásticos y fragmentos calcáreos generalmente de mayor tamaño. El centil suele corresponder a los clastos calcáreos y oscila entre 1.5 y 20 mm. (medido sobre lámina delgada), si bien los datos de campo aportan siempre valores superiores. El grado de redondez de los granos varía también con la población a la cual pertenecen, siendo subredondeados-subangulosos (POWERS, 1953) cuando corresponden a granos de cuarzo y redondeados —muy redondeados en los clastos calcáreos.

El esqueleto constituye un edificio grano-soportado. No obstante, en facies de techo de canales con procesos pedogenéticos, la abundancia de matriz micrítica provoca la formación de un esqueleto quebrantado asociado a distintos “granos” carbonáticos intracuencales (“oid-cracks”, elementos grumelares, elementos angulosos, elementos peletoidales, etc.), relacionados con el desarrollo de dichos procesos pedogenéticos (deseccación, nodulización, brechificación, bioturbación) (ARRIBAS, 1985 y 1986b).

Los contactos entre los granos del esqueleto dependen de la composición de los mismos, siendo generalmente puntuales entre granos siliciclásticos, y puntuales, largos y cóncavo-convexos entre granos calcáreos o entre calcáreos y siliciclásticos. Existen además procesos de compactación mecánica que afectan a granos intracuencales micríticos “blandos” o poco consolidados (intraclastos) que se manifiestan con la deformación de los mismos, generando de este modo un tipo de “pseudomatriz” micrítica según el sentido de DICKINSON (1970).

Composicionalmente las areniscas tienen un elevado contenido en clastos calcáreos frente a los siliciclásticos. Además son areniscas donde la pasta, generalmente cemento, presenta una composición también calcárea.



Fig. 1-4

Si guiendo los criterios de ZUFFA (1980) es posible clasificar los componentes del esqueleto dentro de tres grandes grupos: 1. - Extracuencales no carbonáticos (NCE), 2. - Extracuencales carbonáticos (CE), y 3. - Intracuencales carbonáticos (CI). La abundancia de éstos últimos en algunas muestras analizadas nos hace considerarlas como areniscas híbridas.

Teniendo en cuenta exclusivamente a los componentes extracuencales (NCE y CE) las areniscas pertenecen a la familia de las litoarenitas según el diagrama triangular QFFRL de PETTIJOHN et al. (1972) (fig. 2), con contenidos muy amplios tanto de fragmentos de roca (15-85 %) como de cuarzo (10-75 %).

Los *fragmentos de roca* son los componentes fundamentales del esqueleto, predominando los fragmentos de origen sedimentario sobre los metamórficos. Los fragmentos de roca sedimentarios son muy variados, destacando los clastos de calizas y dolomías. Las calizas suelen ser micríticas observándose diversas microfacies (micritas con ostrácodos, micritas con equinodermos, pelmicritas, bioesparitas de miliólidos, etc.) (lám. I, 1, 2 y 3). Las dolomías son doloesparitas, en ocasiones dedolomitizadas, estando las dolomicritas muy poco representadas (lám. I, 4). Como fragmentos de roca sedimentaria se han identificado además clastos de areniscas de grano fino (subarcosas). Incluidos también dentro de este mismo grupo de componentes se encuentran fragmentos de bioclastos (generalmente moluscos y equinodermos) de claro origen epiclástico extracuenal (lám. II, 1). Dentro de los fragmentos de roca de origen metamórfico cabe señalar la presencia de esquistos micáceos, pizarras, metacuarcitas y metaarcosas que no llegan a superar el 35 % del total de fragmentos de roca (lám. II, 2, 3 y 4).

Asimismo, y tal como comentamos anteriormente, destaca la presencia en ciertas areniscas de *granos micríticos intracuencales* (intraclastos) cuya identificación y distinción con los granos micríticos calcáreos extracuencales, se ha basado en su comportamiento frente a la compactación mecánica, así como en su tamaño (generalmente superior a la moda de la población de clastos calcáreos) (lám. III, 1 y 2).

El *cuarzo* es generalmente monocristalino, siendo escasos los cuarzos policristalinos que no llegan a superar el 20 % del total de los granos de cuarzo. Los granos suelen presentar recrecimientos sintaxiales discontinuos con bordes irregulares que resaltan su origen retrabajado a partir de otras rocas sedimentarias. Son frecuentes además los cuarzos detríticos con abundantes inclusiones de evaporitas (anhidritas) (lám. III, 3).

El *feldespato* es potásico apareciendo como granos de microclina y ortosa. En éste último caso, se han identificado también cementos sintaxiales discontinuos con bordes irregulares que señalan una procedencia relacionada con otras areniscas (lám. III, 4). El contenido de este mineral es bajo, sin llegar a superar el 15 % del total de los componentes del esqueleto.

Por otra parte, es frecuente la presencia de *componentes accesorios* en el esqueleto, como micas (biotita, clorita y moscovita), glauconita, fosfatos y minerales pesados. Por lo que se refiere a éstos últimos, presentan una amplia variedad mineralógica, destacando por orden de importancia: turmalina, estauroлита, circón, rutilo, apatito y anatasa.

La *matriz* de las areniscas es micrítica y muy escasa, apareciendo casi exclusivamente en areniscas con claros procesos pedogenéticos sobreimpuestos.

El *cemento* es siempre calcáreo y forma mosaicos "equant" hipidiotópicos de escasos individuos cristalinos. También se han observado cementos sintaxiales sobre granos detríticos monocristalinos de calcita (ej.: fragmentos de equinodermos) así como cementos constituidos por un único cristal en el interior de un poro interpartícula.

LÁMINA I

1. - Componente extracuenal calcáreo (CE) presentando una microfacies peletífera grano-soportada. NP. Escala: 0,2 mm.

2. - Componentes extracuencales calcáreos (CE) correspondientes a calizas micríticas con foraminíferos y dolomicritas algo recristalizadas. NP. Escala: 0,2 mm.

3. - Microfacies granosoportada de miliólidos en fragmento de caliza extracuenal (CE). NP. Escala: 0,2 mm.

4. - Fragmentos de dolomicritas recristalizadas y doloesparitas extracuencales (CE). En la parte inferior puede observarse un clasto calcáreo micrítico. NP. Escala: 0,2 mm.

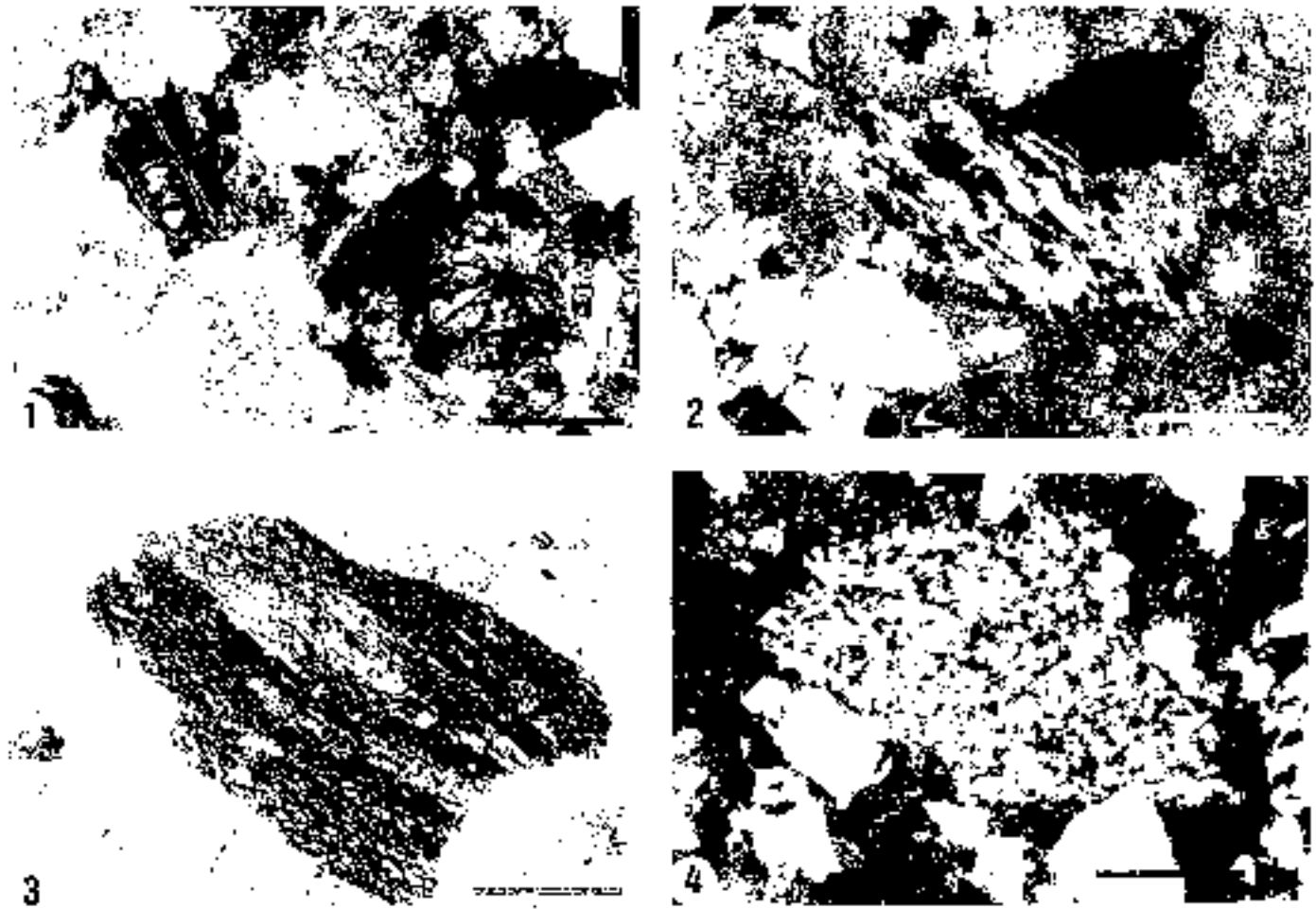


LÁMINA II

- 1. - Fragmentos de briozoos y doloesparitas de claro origen extracuenal (CE). NP. Escala: 0,2 mm.
- 2. - Fragmento de esquistó micáceo (NCE). NC. Escala: 0,2 mm.
- 3. - Fragmento de pizarra con abundantes óxidos de hierro. (NCE). NP. Escala: 0,2 mm.
- 4. - Fragmento de metaarcosa con inclusiones de moscovita (NCE). NC. Escala: 0,2 mm.

Análisis de la procedencia.

La composición de los depósitos detríticos está controlada por cuatro factores principales: naturaleza del área fuente, clima, transporte-ambiente deposicional y diagénesis (SUTTNER, 1974). En este apartado analizaremos en primer lugar cual ha sido la incidencia de cada uno de los factores citados en la composición final de las areniscas paleógenas.

Por lo que se refiere a los efectos de la diagénesis, las evidencias petrográficas indican que la composición original de los materiales estudiados no ha sido modificada sustancialmente, no habiéndose identificado procesos diagenéticos “destructivos” de la mineralogía primitiva (reemplazamientos, disolución, etc.).

El clima ha sido analizado por distintos autores como un factor importante que actúa sobre la composición final de los depósitos detríticos (YOUNG, 1976; SUTTNER et al, 1981; BASU, 1985; SUTTNER & DUTTA, 1986). De todos estos trabajos se deduce que bajo clima árido los depósitos detríticos generados conservan mejor la diversidad mineralógica de las áreas fuentes. Según ARRIBAS et al. (1983), a partir de datos paleontológicos, los depósitos de la unidad detrítica paleógena se han producido bajo condiciones climáticas áridas, que se manifiestan asimismo en las características sedimentológicas de los aparatos deposicionales (abanicos aluviales de sedimentación esporádica).

De los factores anteriormente enunciados son por lo tanto, la naturaleza del área fuente y los mecanismos de transporte-sedimentación los que han podido influir de forma más directa en la composición de los depósitos detríticos paleógenos.

Es necesario analizar también la incidencia que puede tener el tamaño de los clastos sobre la composición de las areniscas, como un posible factor metodológico que influye directamente sobre las interpretaciones relacionadas con la procedencia.

A continuación se estudiarán, en primer lugar, los efectos del tamaño de los clastos y de los procesos de transporte-sedimentación sobre la composición de las areniscas. Posteriormente, se analizarán las variaciones espaciales y temporales de su composición, así como su relación con el entorno geotectónico en función directa de la naturaleza de las áreas fuentes.

Composición, tamaño de los clastos y facies.

La dependencia de la composición global de las areniscas en función del tamaño de los clastos está bien documentada en la bibliografía (ver BLATT et al., 1980; MACK &

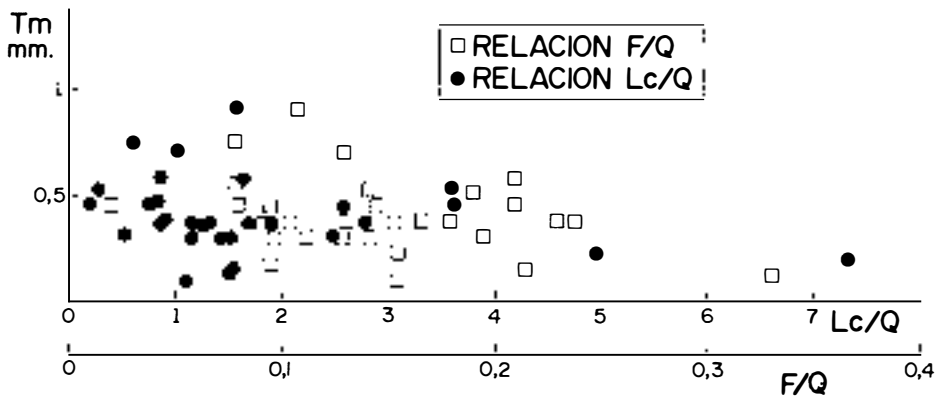


FIGURA 3
Relación entre el tamaño medio de las areniscas estudiadas y los índices composicionales F/Q (feldespato potásico/cuarzo) y Lc/Q (fragmentos de roca calcárea/cuarzo).

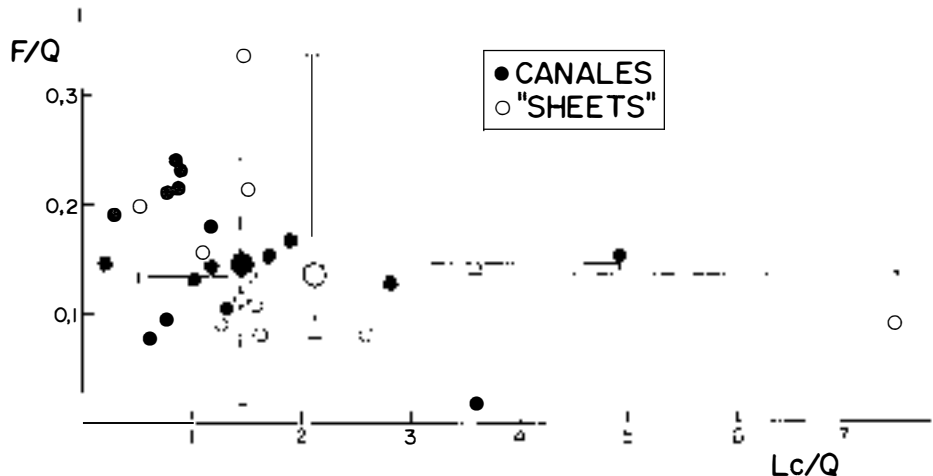


FIGURA 4

Relación entre los valores de los índices F/Q y Lc/Q en las areniscas de facies canalizadas y "sheets". Los puntos de mayor tamaño indican el valor medio de estos depósitos y su dispersión.

SUTTNER, 1967; YOUNG et al., 1975 entre otros). En las poblaciones de clastos de mayor tamaño se hace más patente la presencia de individuos poliminerales. Por el contrario, en las fracciones más finas es donde se concentran los clastos monominerales producidos en general por la rotura de los fragmentos de roca. Además, cada mineral tiende a concentrarse en determinadas fracciones (ODOM et al., 1976; BLATT et al., 1980, fig. 8-21).

Para mitigar estos efectos en el presente trabajo se han estudiado exclusivamente areniscas con un intervalo clastométrico (3-0) ϕ . Asimismo, se ha analizado la posible dependencia de la composición dentro del mencionado intervalo, utilizando índices relativos a los componentes más inestables (feldespato potásico y fragmentos de roca calcárea) en relación al cuarzo (índices F/Q y Lc/Q respectivamente). En la fig. 3 se han representado los valores de dichos índices en relación con el tamaño medio de las areniscas, sin que se aprecie una tendencia clara en cuanto a sus variaciones. De este modo es posible afirmar que el tamaño de los clastos no incide de forma directa en la composición de las areniscas estudiadas.

Los procesos de transporte-sedimentación tienen una clara influencia sobre la composición de los depósitos detríticos (MACK, 1978; SUTTNER et al., 1981; GARZANTI, 1986). En los materiales paleógenos se han definido tres tipos de facies detríticas correspondientes a tres mecanismos principales de transporte-sedimentación: lóbulos, "sheets" y canales. Los depósitos de lóbulos están en su mayoría constituidos por conglomerados y areniscas de grano muy grueso (superior a 0 ϕ), por lo que no han sido tenidos en cuenta en este trabajo debido a las limitaciones expuestas anteriormente sobre el tamaño de los clastos.

Se ha analizado la composición de las areniscas de las facies de "sheets" y canales en base también a los índices mencionados anteriormente: F/Q y Lc/Q . El uso de estos índices proporciona una visión general de la madurez relativa entre distintos depósitos detríticos. En la fig. 4 se ha representado la relación de estos índices en cada una de las areniscas analizadas, distinguiendo además el tipo de facies al cual pertenecen. Tanto las facies de canales como de "sheets" presentan un amplio rango de variación, solapándose entre sí sus áreas de proyección. No obstante, y si se analizan los valores medios y la dispersión de los mismos es posible apreciar cómo las facies de canales son las que presentan una mayor madurez composicional con valores más bajos de F/Q y Lc/Q . Este hecho puede ser debido a que mecanismos como la abrasión mecánica y la selección actúan de forma más intensa y prolongada en los canales proporcionando una cierta madurez sobre sus depósitos.

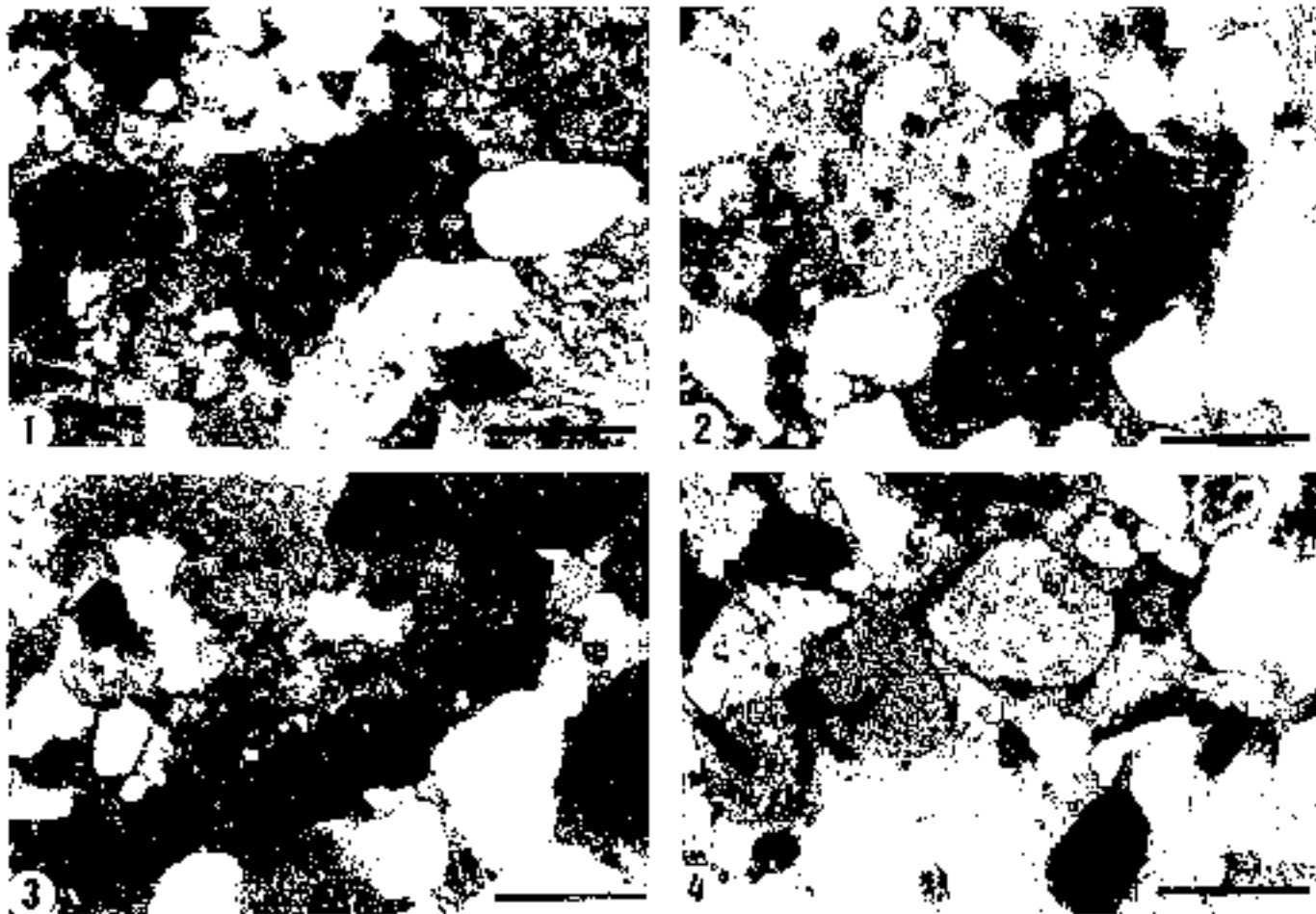


LÁMINA III

1. - Grano micrítico intracuencal (CI) muy deformado por la compactación mecánica NP Escala: 0,2 mm.
2. - Bioclasto calcáreo intracuencal (CI) perteneciente a un ostrácodo. NP Escala: 0,1 mm.
3. - Cuarzo monocristalino con abundantes inclusiones de evaporitas (anhidritas). NC. Escala: 0,2 mm.
4. - Feldespato potásico con recrecimientos sintaxiales de bordes irregulares. NC. Escala: 0,1 mm.

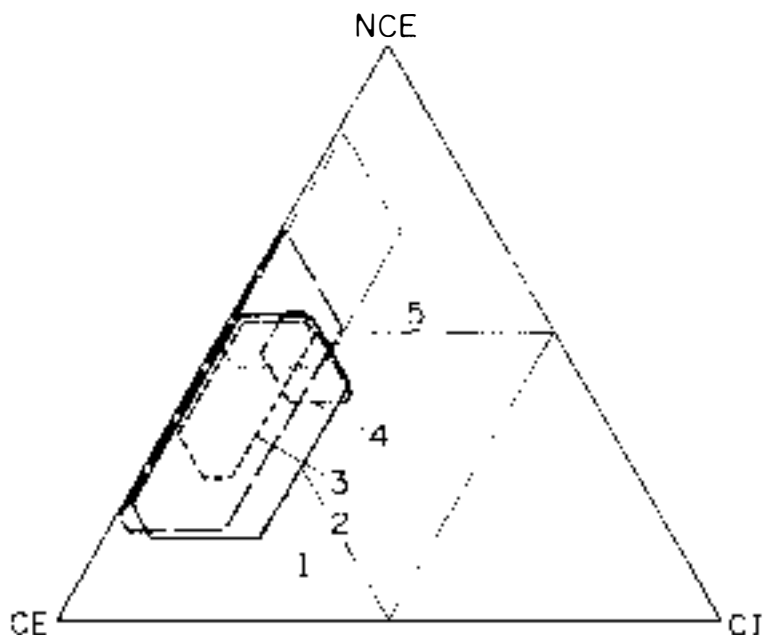


FIGURA 5
Campos de proyección de las areniscas correspondientes a cada una de las series estratigráficas analizadas en un diagrama NCE-CI-CE (ZUFFA, 1980) 1. - Beleña de Sorbe, 2. - Membrillera, 3. - Torremocha de Jadraque, 4. - El Negro y 5. - Baidés.

La escasa diferenciación composicional entre canales y “sheets” puede relacionarse con el propio ambiente de sedimentación: abanicos aluviales de sedimentación esporádica incapaces de discriminar composicionalmente sus distintos depósitos detríticos por medio de los mecanismos de transporte-sedimentación.

De todo lo comentado anteriormente se deduce que la composición global de las areniscas paleógenas depende directamente de la naturaleza de las áreas fuentes, sin que la actuación de otros procesos sedimentarios haya influido sustancialmente en su modificación.

Composición y distribución espacial.

La composición de las areniscas varía espacialmente a lo largo de la franja NE-SW de los afloramientos paleógenos.

Teniendo en cuenta criterios genéticos (intra-extracuenca) y composicional (calcáreos o no) de los clastos (ZUFFA, 1980), se ha representado en la fig. 5 el contenido de componentes NCE, CE y CI. Por lo que se refiere a los NCE, (o siliciclásticos), su presencia en las areniscas se ve progresivamente disminuida desde el E hacia el W, en favor de los CE (carbonatos extracuencales). El contenido en CI (carbonatos intracuencales) es bastante constante en todas las series analizadas, si bien destacan El Negro, Membrillera y Baidés como zonas con un mayor contenido en dichos componentes, asociados probablemente a los episodios palustres-lacustres intercalados. La pérdida de componentes NCE en las areniscas hacia el W puede ser achacada a variaciones en la composición de las áreas fuentes. Dichas áreas fuentes están relacionadas en el E con la Cordillera Ibérica, capaz de aportar una mayor cantidad de siliciclásticos que la cobertura cretácica situada sobre el Sistema Central, principal área fuente del Paleógeno en el W.

Si analizamos la composición global atendiendo a un diagrama triangular clásico FQRL (PETTIJOHN et al., 1972) (fig. 2) se observa también una evolución espacial de la composición, desde areniscas muy ricas en FRL en el W (Membrillera y Beleña de Sorbe) con una composición media de $Q_{25}F_5FRL_{70}$, pasando por $Q_{40}F_{10}FRL_{50}$ en Torremocha y El Negrodo, hasta valores medios de $Q_{60}F_{15}FRL_{25}$ en Baides.

Un dato muy importante es que el valor de la relación F/Q en todas las muestras analizadas es prácticamente constante, pudiéndose establecer la ecuación: $Q = 5F + 9$. De dicha ecuación se deduce que la fuente tanto del feldespato potásico como la del cuarzo es la misma, siendo probablemente las formaciones terrígenas cretácicas (Fm. Arenas de Utrillas).

Por lo que se refiere a la composición de los fragmentos de roca, es posible observar variaciones dependiendo del área considerada. En la fig. 6 se ha representado el contenido en los tres tipos principales de fragmentos de roca observados: metamórficos, calizos y dolomíticos.

En las series más orientales (Baides, El Negrodo y Torremocha) la composición de los fragmentos de roca es exclusivamente calcárea-dolomítica, sin que se hayan identificado en dichas series ningún fragmento de roca metamórfico. Por el contrario, en las series de Membrillera y Beleña de Sorbe es donde se hace sentir una influencia metamórfica más o menos importante, materializada con la presencia de fragmentos de esquistos y pizarras. Dichos fragmentos de roca metamórfica llegan a alcanzar porcentajes de hasta un 35 % del total de fragmentos de roca. Consideramos que este hecho tiene una serie de connotaciones muy importantes desde un punto de vista paleogeográfico, pudiéndose establecer dos áreas de sedimentación paleógena definidas en base a las áreas fuentes de las que se nutrieron: un dominio ibérico, nutrido de los materiales mesozoicos de la Cordillera Ibérica y situado en el E (Baides, El Negrodo y Torremocha); y un dominio del Sistema Central, nutrido de la cobertera cretácica y del substrato paleozoico metamórfico de dicho Sistema Central (SOERS, 1972) y situado en el W (Membrillera y Beleña de Sorbe). El cambio brusco en el contenido de los FRM, entre ambos dominios, indica que existe una neta diferenciación paleogeográfica.

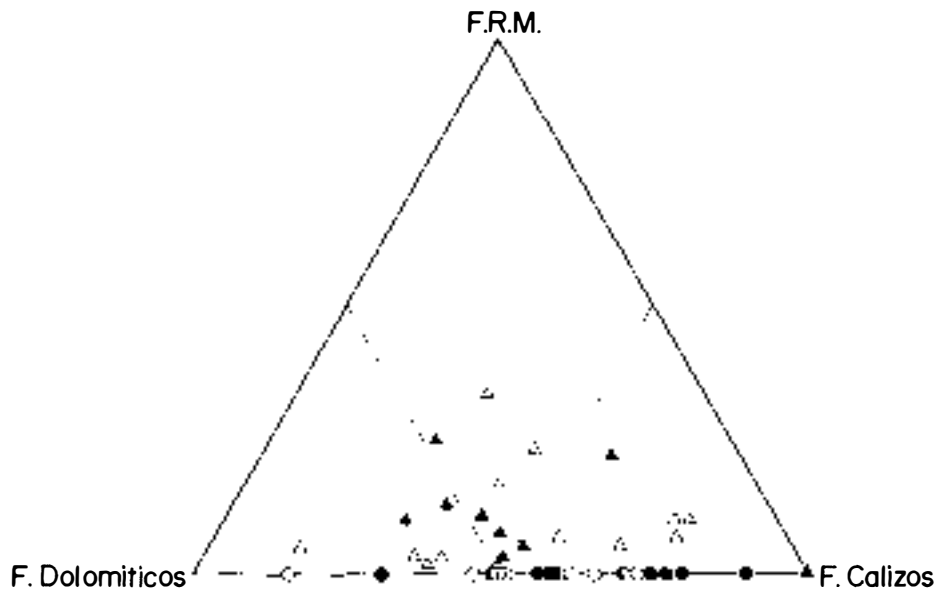


FIGURA 6
Representación gráfica del contenido de los tipos principales de fragmentos de roca en las areniscas estudiadas. Los símbolos corresponden a los empleados en la fig. 2.

Evolución de la composición.

Para el estudio de la variación de la composición con el tiempo se han utilizado una serie de índices que hacen referencia a las relaciones entre el contenido de determinados componentes. Estos índices han sido analizados a lo largo de las cinco secciones estratigráficas muestreadas, y sus valores han sido representados en la fig. 7.

El índice $NCE/NCE + CE$, que hace referencia al contenido de siliciclásticos frente al total de clastos extracuencales, tiende a ir aumentando su valor hacia el techo de las series más occidentales (Beleña de Sorbe y Membrillera). Esta variación temporal del contenido

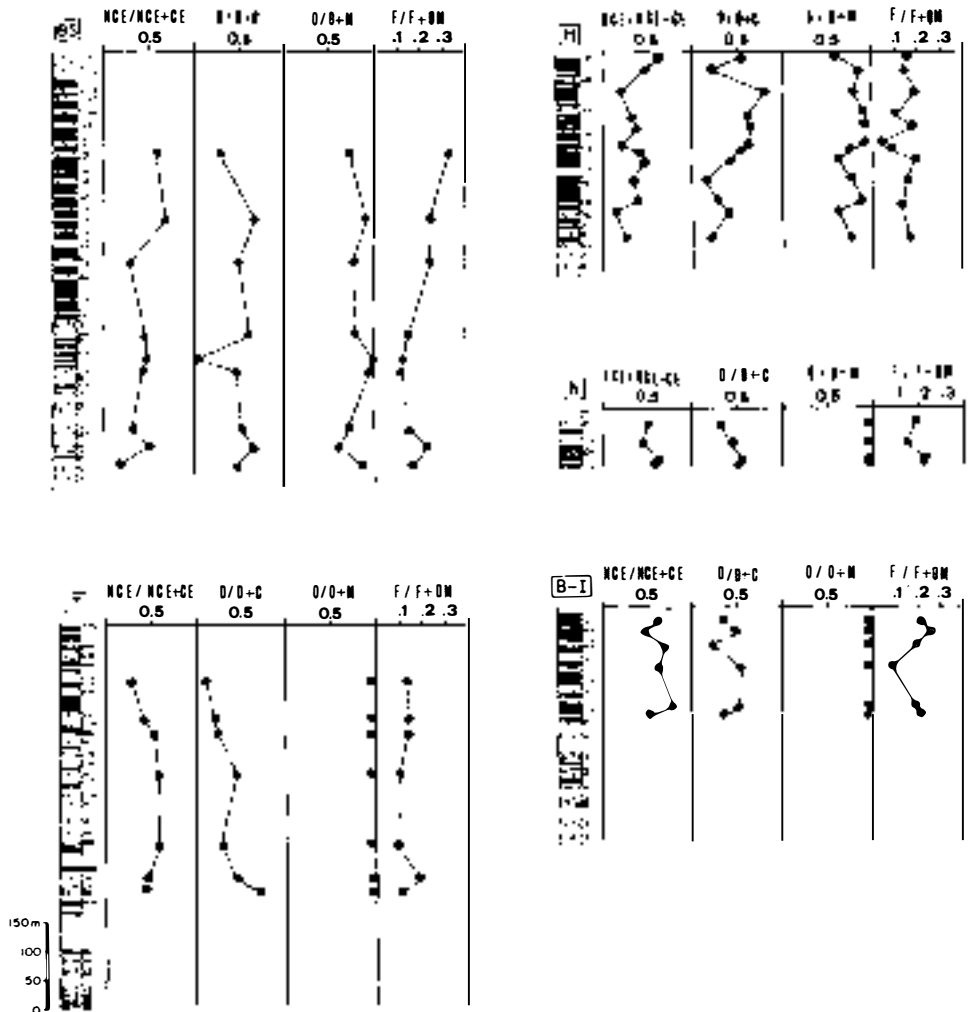


FIGURA 7
Variación de los valores de determinados índices composicionales en cada una de las secciones estratigráficas estudiadas.

de NCE puede ser debida al propio dismantelamiento de la cobertera cretácica del Sistema Central y a un mayor protagonismo del substrato metamórfico. Por el contrario, este mismo índice tiende a disminuir hacia el techo de las series restantes, pertenecientes al dominio ibérico. Esta diferencia en la evolución de la composición corrobora las deducciones efectuadas en el apartado anterior relativas a la definición de dos áreas de sedimentación durante el Paleógeno.

El índice $D/D + C$ (fragmentos de roca dolomíticos frente al total de fragmentos de roca calcáreos) parece tener también una tendencia muy similar al índice analizado anteriormente, con una disminución progresiva en el contenido de fragmentos dolomíticos hacia el techo en las series del dominio ibérico, y su consiguiente aumento en las del Sistema Central. No obstante, en la serie de Beleña de Sorbe esta tendencia no se mantiene.

La relación del cuarzo frente a los fragmentos metamórficos ($Q/Q + M$) es muy constante en las series de Beleña de Sorbe y Membrillera, alcanzando el valor 1 en el resto de las series donde se encuentran ausentes los fragmentos de roca metamórfica.

Como se ha mencionado en apartados anteriores existe una estrecha relación entre el contenido en cuarzo y feldespato potásico, encontrándose el índice $F/F + Q_m$ entre valores generalmente inferiores a 0,3. Temporalmente no se observa una tendencia clara a aumentar o disminuir los valores del mencionado índice. No obstante, hacia el techo de la serie de Beleña de Sorbe se aprecia un claro incremento del feldespato potásico en relación al cuarzo monocristalino. Este aumento puede corresponder al inicio de la erosión de las zonas basales de la serie metamórfica del Sistema Central, constituidas por facies gneissicas ricas en feldespato potásico (SOERS, 1972).

Composición y entorno geotectónico.

En los últimos años los trabajos de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON et al. (1983) han puesto de manifiesto la viabilidad de caracterizar y discriminar cuatro ambientes geotectónicos principales basados en la composición de las areniscas generadas en ellos. Siguiendo el método de contaje Gazzi-Dickinson (ver IINGERSOLL et al., 1984), y el empleo de diagramas triangulares, es posible establecer áreas concretas de proyección para areniscas originadas en cratones estables, basamentos elevados, arcos magmáticos y orógenos reciclados.

Sin embargo, los autores mencionados anteriormente, tienen en cuenta exclusivamente los fragmentos siliciclásticos, desestimando los fragmentos de roca calcáreos por su "diferente respuesta geoquímica durante la hipergénesis y diagénesis" respecto a los primeros (DICKINSON, 1985).

Según estas ideas hemos representado en un diagrama triangular Q_mFLt (DICKINSON et al., 1983) las areniscas estudiadas (fig. 8a), observándose cómo quedan proyectadas en el campo de cratones estables, orógenos reciclados y en zonas geotectónicas mixtas. No existe por lo tanto una proyección concreta en un campo determinado. Consideramos por lo tanto que los diagramas de DICKINSON et al. (1983), basados en la población de siliciclásticos, no son válidos en estos tipos de depósitos constituídos por una importante población de fragmentos de roca calcáreos.

MACK (1984) analizando las limitaciones y excepciones en la utilización de dichos diagramas, señala la necesidad de la inclusión de los fragmentos calcáreos (Lc) dentro de la población de los fragmentos de roca (Lt). En la fig. 8b se han representado las mismas areniscas paleógenas en un diagrama $Q_mF(Lt+Lc)$, siguiendo las indicaciones de este autor. Todas las areniscas analizadas quedan de este modo proyectadas dentro del campo geotectónico de orógenos reciclados, con una dispersión achacable a la variable composición del área fuente, más lítica en el W. Las areniscas paleógenas se generan por la erosión de depósitos sedimentarios (cobertera cretácica del Sistema Central) y materiales mesozoicos de la Cordillera Ibérica) y metamórficos del Sistema Central durante la tectogénesis alpina por lo que efectivamente pueden considerarse como un ambiente geotectónico relacionado con el reciclado de depósitos sedimentarios y metasedimentarios.

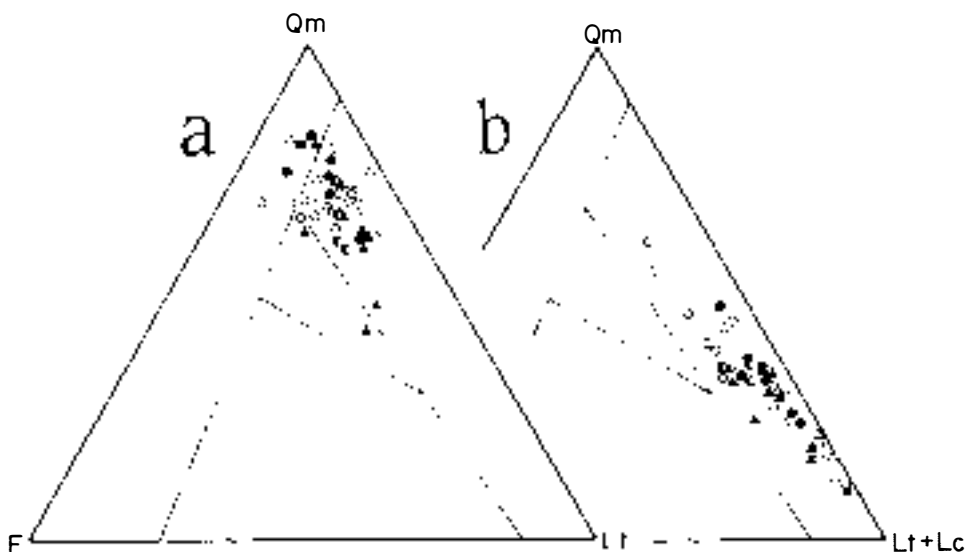


FIGURA 8

a. - Proyección de las areniscas paleógenas en un diagrama triangular QmFLt (DICKINSON et al., 1983).

b. - Proyección de las mismas areniscas, incluyendo en el polo Lt el porcentaje de Lc (fragmentos de roca calcáreos). Los símbolos corresponden a los empleadós en la fig. 2.

Conclusiones

1. - Se han caracterizado desde un punto de vista textural y composicional las areniscas paleógenas del N de la cuenca terciaria del Tajo, perteneciendo todas ellas a la familia de las litoarenitas.

2. - El factor principal que incide directamente en la composición de dichas areniscas es la naturaleza del área fuente, sin que el clima, los mecanismos de transporte-sedimentación y la diagénesis hayan contribuido sustancialmente en su composición final. No obstante, se advierte un aumento de la madurez composicional en los depósitos de canales frente a los depósitos de "sheets", debido a sus diferentes mecanismos de transporte-sedimentación.

3. - Especialmente existe un incremento de los componentes extracuencales no carbonáticos (NCE) hacia el E en detrimento de los componentes extracuencales carbonáticos (CE). Cabe destacar además la presencia de componentes intracuencales carbonáticos (CI) en ciertas secciones estratigráficas (El Negrodo, Membrillera y Baidés) asociados a los episodios palustres-lacustres intercalados. Asimismo, las areniscas sufren un incremento en fragmentos de roca hacia el W. Por el contrario, la relación feldespato potásico/cuarzo permanece prácticamente constante, por lo que su origen se atribuye en general a una única fuente, probablemente las formaciones terrígenas cretácicas (Fm. Arenas de Utrillas).

4. - El análisis detallado de la naturaleza de los fragmentos de roca permite definir dos dominios de sedimentación durante el Paleógeno: un dominio ibérico al E, nutrido de los materiales mesozoicos de la Cordillera Ibérica, y un dominio del Sistema Central al W, nutrido de la cobertera cretácica y de la parte superior del sustrato metamórfico.

5. - El empleo de determinados índices composicionales (NCE/NCE + CE; D/D + C; Q/Q + M y F/F + Qm) permiten analizar la evolución temporal de la composición en cada

una de las series analizadas, relacionándose dicha evolución con el desmantelamiento progresivo de las áreas fuentes. Por otra parte, es posible apreciar cómo cada uno de los dominios de sedimentación definidos presentan diferentes tendencias en cuanto a la evolución de la composición.

6. - Por último, se analiza el entorno geotectónico en base también a la composición de las areniscas (DICKINSON et al., 1983), perteneciendo a depósitos generados por orógenos reciclados, con áreas fuentes más líticas hacia el W.

Bibliografía

- ARRIBAS, M.^a E. (1985): Sedimentología y diagénesis de las facies carbonáticas del Paleógeno del sector NW de la Cuenca del Tajo. Tesis Doctoral. *Universidad Complutense*, 444 p.
- ARRIBAS, M.^a E. (1986 a): Estudio litoestratigráfico de una unidad de edad paleógena. Sector N de la Cuenca Terciaria del Tajo (Provincia de Guadalajara). *Estudios geol.* 42: 103-116.
- ARRIBAS, M.^a E. (1986 b): Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la Cuenca Terciaria Tajo. *Cuadernos Geología Ibérica*, n.º 10:295-334.
- ARRIBAS, M.^a E.; DIAZ, M.; LOPEZ, N. Y PORTERO, J. (1983): "El abanico aluvial paleógeno de Beleña de Sorbe (Cuenca del Tajo): Facies, relaciones espaciales y evolución". *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Menorca: 134-139.
- BASU, A. (1985): Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas. In: "Provenance of Arenites". G.G. Zuffa Ed. NATO ASI series, C 148, 1-18.
- BLATT, H. MIDDLETON, G.V. MURRAY, R.C. (1980): *Origin of sedimentary rocks*. Prentice-Hall, New Jersey, 634 p.
- DICKINSON, W.R. (1970): Interpretating detrital of graywacke and arkose. *Jour. Sed. Petrol.*, 40: 695-707
- DICKINSON, W.R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: "Provenance of Arenites". G.G. Zuffa Ed. NATO ASI series, C 148, 333-361.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, Ch. A (1979): Plate tectonics and sandstone compositions. *Am. Ass. Petro. Geol. Bull.*, 63: 2164-2182.
- DICKINSON, W.R. & VALLONI, R. (1980): Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. *Geology*, 8: 82-86.
- DICKINSON, W.R.; BEARD, L.S.; BRA-KENRIDGE, G.R.; ERJAVEC, J.L.; FERGUSON, R.C.; INMAN, K.F.; KNEPP, R.A.; LINDBERG, F.A.; and RYBERG, P.T. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 222-235.
- GARZANTI, E. (1986): Source rock versus sedimentary control on the mineralogy of deltaic volcanic arenites (upper triassic, northern Italy). *Jour. Sed. Petrol.*, 56: 2; 267-275
- INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L.; GRIMM, J.P. PICKLE, J.D.; SARES, S.W. (1984): The effect of grain size on detrital modes: a test of the GAZZI-DICKINSON point-counting method. *Jour. Sed. Petrol.*, 54: 103-116.
- LINDHOLM, R.C. & FINKELMAN, R.B. (1972): Calcite staining; semiquantitative determination of ferrous iron. *Jour. Sed. Petrol.*, 1, 239-245.
- MACK, G.H. (1978): The survivability of labile light mineral grains in fluvial, aeolian and littoral marine environments: the Permian Cutler and Cedar Mesa Formation, Moab, Utah. *Sedimentology*, 25: 587-604.
- MACK, G.H. (1984): Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Jour. Sed. Petrol.*, 54: 212-220.
- MACK, G.H.; SUTTNER, L.J. (1977): Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain formations (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range. *Jour. Sed. Petrol.*, 47: 89-100.
- ODON, I.E.; DOE, T.W., DOTT, R.H. (1976): Nature of feldspar-grain size relations in some quartz-rich sandstones. *Jour. Sed. Petrol.*, 46: 862-870.
- PETTJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972): *Sand and sandstones*. Springer-Verlag, Berlin, 617 p.
- POWERS, M.C. (1957): A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sed. Petrol.*, 23: 117-119.
- SOERS, E. (1972): Stratigraphie et Geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama. *Studia Geológica*, 4:7-94.
- SUTTNER, L.J. (1974): Sedimentary petrographic provinces: an evolution. *S.E.P.M., Spec. Pub.*, 21, 75-84.
- SUTTNER, L.J.; BASU, A. & MACK, G.H. (1981): Climate and the origin of quartz arenites. *Jour. Sed. Petrol.*, 51: 1235-1246.

- SUTTNER, L.J.; DUTTA, P.K. (1986): Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Jour. Sed. Petrol.*, 56: 329-345.
- YOUNG, S.W.; BASU, A.; MACK, G.; DARNELL, H.; SUTTNER, L.J. (1975): Use of size-composition trends in Holocene soil and fluvial sand for paleoclimatic interpretation. *Proc. IX th. Int. Cong. Sedim.*, Th 1, Nice, France, 28-36.
- YOUNG, S.W. (1976): Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, 46: 595-603.
- ZUFFA, G.G. (1980): Hybrid arenites; their composition and classification. *Jour. Sed. Petrol.*, 50: 21-29.

Recibido: Septiembre 1986.