

TRANSFORMACIONES EDAFICAS Y DIAGENETICAS DE LOS DEPOSITOS ALUVIALES DISTALES DEL MIOCENO DE LA CUENCA DE MADRID, AREA DE PARACUELLOS DE JARAMA

M^a A. Bustillo* y A. M^a Alonso-Zarza**

RESUMEN

Los depósitos distales de los abanicos aluviales arcósicos y también los carbonatos palustres del área de Paracuellos de Jarama presentan rasgos muy específicos debidos a los procesos edáficos y diagenéticos que han sufrido. Los procesos que han afectado a estos sedimentos, y su intensidad, estuvieron controlados por: el ambiente sedimentario, la litología y textura/estructura inicial del material y también por el ambiente pedogénico-diagenético superficial en el que se han desarrollado las transformaciones. Así, en las lutitas de las zonas distales de los abanicos (perfil PEL) se forman inicialmente láminas de carbonato edáfico y sepiolita, posteriormente tiene lugar la silicificación y, a continuación, la formación de dolomías esencialmente esferoidales. En ambientes lacustres (perfil UPC), la intensa desecación y la actividad biológica conducen a la formación de calizas palustres que posteriormente se silicifican conservando la textura y estructura. La silicificación es, en gran parte, un reemplazamiento pseudomórfico que origina principalmente ópalo, mientras que el cuarzo se forma por cementación y también por envejecimiento del ópalo. En ambos ambientes, cuando la silicificación se produce sobre arcillas, probablemente sepiolíticas, o sobre carbonatos muy ricos en sepiolita, se generan ópalos atípicos de microestructura fibrosa. Este proceso puede liberar magnesio, que posteriormente puede ser utilizado para la formación de dolomita de posible origen bacteriano sobre el sílex opalino (perfil PEL). Todos estos procesos tuvieron lugar en ambiente freático somero o incluso vadoso.

Palabras clave: *caliza palustre, sílex opalino, dolomía esferoidal, silicificación de sepiolita, freático-vadoso.*

ABSTRACT

The distal alluvial fan and the palustrine deposits of the Paracuellos de Jarama area display a variety of specific pedogenic and diagenetic features. The processes affecting these sediments were controlled by: the sedimentary environment, the lithology and initial texture of the sediments and by the pedogenic-diagenetic environment in which the transformations occurred. Thus, in the distal alluvial areas (PEL profile) the first processes were the formation of thin carbonate laminae and sepiolite, further, these deposits were silicified and later, a spheroidal dolomite is formed on the opaline chert. In lacustrine environments (UPC profile), drying and root activity led to the formation of palustrine carbonates that were silicified, and the initial texture and structure were preserved. The silicification consisted on a pseudomorphic replacement that produced mainly opal whereas quartz was formed mostly by cementation and ageing of previous opal. In both environments, when the silicification occurs on sepiolite, or micrite with sepiolite, atypical microfibrillar opal is produced. This replacement can lead to the release of Mg, favouring a later formation of dolomite on the opaline chert, with evidence of bacterial activity. All these processes occurred in a shallow phreatic or even vadose environment.

Keywords: *palustrine limestones, opaline chert, spheroidal dolomite, silicification of sepiolite, phreatic-vadose environment.*

* Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006. Madrid E-mail: abustillo@mncn.csic.es.

** Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. UCM. 28014 Madrid. E-mail: alonsoza@geo.ucm.es.

Introducción

Las zonas distales de los abanicos aluviales son áreas en las que el nivel freático sufre oscilaciones frecuentes debido al mayor/menor aporte de aguas subterráneas y superficiales. Este aspecto es especialmente importante, en abanicos aluviales en los que los depósitos son mayoritariamente arenosos. Por otra parte, no sólo varía la situación del nivel freático, sino también la composición de las aguas subterráneas (freáticas y vadasas), debido a procesos tales como: mezcla con aguas lacustres más alcalinas, etapas de mayor o menor aridez y grado de interacción roca-aire. Todo esto hace que estas zonas distales de los abanicos aluviales, en las que frecuentemente se pueden instalar sistemas lacustres de distinta envergadura, sean ambientes muy propicios para transformaciones edáficas y diagenéticas muy tempranas.

El objetivo del presente trabajo es intentar establecer unas pautas de evolución pedogénica-diagenética en estos ambientes de transición aluvial-lacustre. Para ello, hemos seleccionado los depósitos Miocenos del área de Paracuellos de Jarama. En concreto se han analizado depósitos de la secuencia inferior de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid. En la zona de estudio se han reconocido numerosos niveles de calcretas y carbonatos palustres que están frecuentemente dolomitizados y silicificados, siendo también frecuente la neoformación de minerales de la arcilla ricos en Mg (Calvo *et al.*, 1986). En este trabajo se realiza un estudio mineralógico y petrológico de estos niveles para definir claramente su composición y determinar la génesis de todas las fases minerales. Con todo esto, se intentará establecer la secuencia de procesos pedogénicos-diagenéticos tempranos que pueden operar en estos ambientes superficiales, así como los principales factores que los controlaron.

Marco Geológico y perfiles estudiados

El área de Paracuellos de Jarama es una de las zonas de mayor interés dentro de la Cuenca de Madrid, pues en ella se puede estudiar nítidamente la transición entre depósitos aluviales arcósicos a facies lacustres someras (fig. 1). Los depósitos estudiados corresponden a la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid y más concretamente a la secuencia inferior o unidad de arcillas pardas, arcosas y carbonatos (Alonso *et al.*, 1986). El límite superior de esta unidad se sitúa en el Aragoniense superior tal como indican los abundantes yacimientos de micro y macrovertebrados presentes en esta zona (Alberdi *et al.*, 1985; Morales *et al.*, 1993).

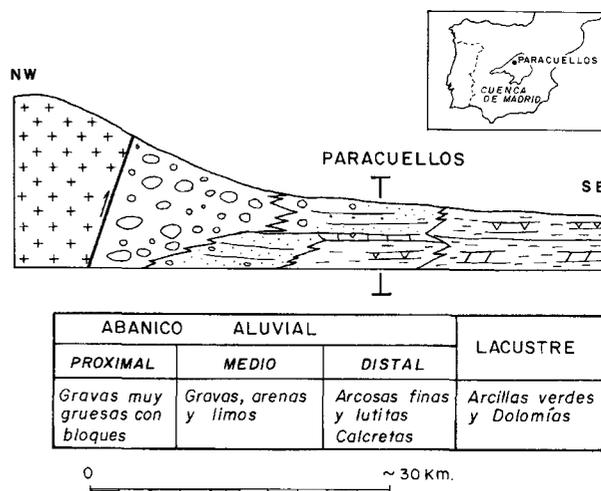


Fig. 1.—Situación del área de Paracuellos de Jarama y corte esquemático de la distribución de los principales ambientes sedimentarios en dicha área (modificado de Alonso-Zarza *et al.*, 1992).

En esta sección de Paracuellos y concretamente en la unidad de arcillas pardas, arcosas y carbonatos, los dispositivos sedimentarios muestran una clara polaridad N-S, indicado por el paso de niveles de arcosas medias (en la zona norte) a niveles de arcosas finas, lutitas marrones, calcretas, carbonatos palustres y arcillas verdes, situados hacia el sur. Uno de los perfiles estudiados, se sitúa en esta transición (PEL, fig. 2). Los otros dos (UPC) se sitúan a techo de la unidad de arcillas pardas, arcosas y carbonatos, correspondiendo al nivel carbonático que culmina esta unidad. Por encima de este nivel, tiene lugar una entrada neta y progradante de arcosas, que corresponde a la base de la unidad de arcosas gruesas, y marca la discontinuidad entre las dos secuencias de la Unidad Intermedia del Mioceno.

Metodología

Para realizar este trabajo se seleccionaron tres perfiles de encostramiento que pueden ser representativos del gran número de perfiles pedogénicos-diagenéticos que se reconocen en toda la zona. Los perfiles se describieron y muestrearon en el campo siguiendo los procedimientos habituales en el estudio de paleosuelos.

Los análisis mineralógicos se han realizado mediante difracción de RX (DRX), con un equipo Philips modelo PW1710, equipado con monocromador de grafito, y utilizando la radiación Cu Ka. Las texturas y fábricas de las calizas y sílex opalinos fueron estudiados inicialmente por microscopía óptica de luz polarizada. En las muestras en las que los sílex opalinos y los carbonatos estaban en contacto, se realizaron láminas delgadas en la zona de tránsito entre ambos, con objeto de ver más claramente las transformaciones. El estudio de las microtexturas se ha hecho con Microscopía Electrónica de Barrido (MEB). Las observaciones de MEB se han realizado con un equipo JEOL JSM 6400 operado a 20 kV y equipado con un

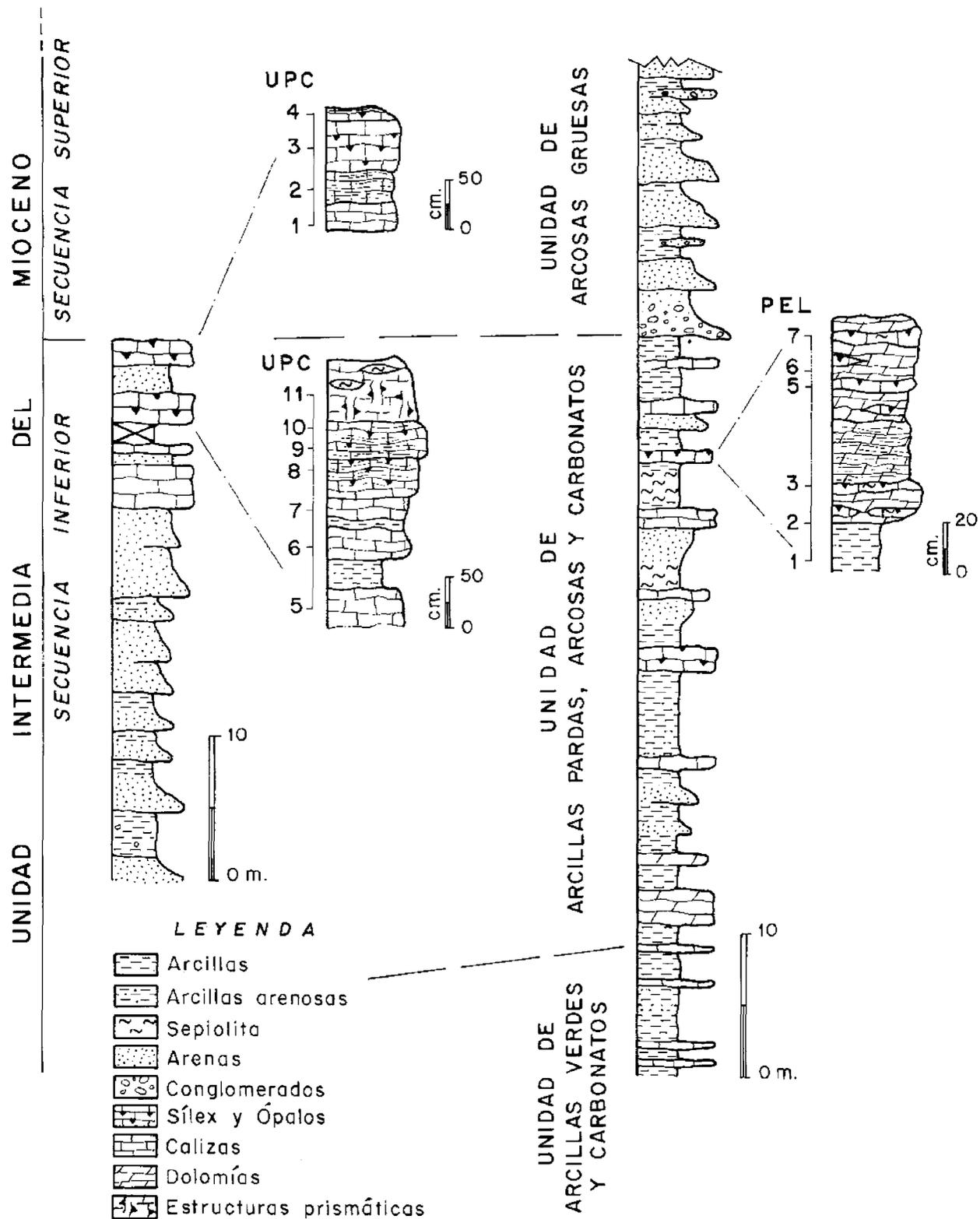


Fig. 2.—Situación de los perfiles estudiados en las columnas estratigráficas del área de Paracuellos de Jarama, con indicación de las unidades estratigráficas del Mioceno de la Cuenca de Madrid (modificado de Alonso, 1985).

microanálisis de energías dispersivas de Rayos-X marca Link (EDS). Las observaciones de MEB se llevaron a cabo sobre superficies de fractura fresca de pequeños fragmentos de roca cubiertos por una película de Au bajo condiciones de vacío en atmósfera de Ar.

Descripción de los perfiles

Perfil del Arroyo de la Pelaya (PEL)

En la sección del Arroyo de la Pelaya (PEL, fig. 2) aparecen varios niveles de carbonatos pedogénicos y algunos de ellos están silicificados. Para este estudio hemos seleccionado uno de los niveles que presenta una mayor complejidad textural y mineralógica. Los datos sedimentológicos (Alonso *et al.*, 1986) indican que este perfil de encostramiento se desarrolló sobre las facies distales de los abanicos aluviales arcósicos.

El perfil estudiado (PEL) tiene una potencia de 1,05 m y tiene como sustrato sedimentos terrígenos arcillosos formados fundamentalmente por esmectitas e ilitas (tabla 1). Está constituido esencialmente por tres tramos, dos más compactos a techo y muro y uno intermedio más blando. El tramo inferior compacto, de unos 18 cm de potencia está intensamente silicificado, al igual que el superior de unos 55 cm. Las zonas silicificadas presentan tonos beige, marrón y/o gris y aspecto vítreo y/o cristalino indicando la existencia de diferentes minerales silíceos. Estas zonas son lenticulares y presentan en su interior cierta estructura bandeada y microestructura globular e intraclástica. En su parte exterior, estas masas silíceas son atípicas, porque suelen perder el brillo resinoso característico, tomando aspecto mate y características similares a la sepiolita como es el caso de que se adhieren por humedad. El tramo intermedio, de 30 cm de espesor, no está silicificado, es masivo y dolomítico, observándose cierta porosidad y pseudomorfos de cristales de yeso. Localmente se puede advertir algún nivel fino y discontinuo de arcillas pardas.

Perfiles de la Peña del Cuervo (UPC)

En esta zona se han estudiado dos perfiles distintos (fig. 3). Ambos se sitúan en el nivel carbonático que culmina la unidad de arcillas pardas, arcosas y carbonatos y están separados por lutitas marrones y arcosas finas. Desde el punto de vista sedimentológico corresponden a carbonatos lacustres muy someros y con muchos rasgos de exposición subaérea, por tanto son carbonatos palustres, aunque no se puede descartar que las bases de los dos perfiles correspondan a calcretas desarrolladas sobre sustra-



Fig. 3.—Vista de la sección de la Urbanización de la Peña del Cuervo (UPC), donde destacan los niveles calcáreos silicificados.

tos detríticos. De los dos perfiles estudiados el que presenta procesos más intensos de acumulación de sílice es el inferior.

Perfil inferior: tiene una potencia de 2,70 m. Está formado esencialmente por calizas palustres, que muestran abundantes grietas de desecación, estructuras fenestrales y alveolares, trazas de insectos, bioturbaciones frecuentemente silicificadas, y en algunos casos, estructura prismática. En general la estructura es bandeada, observándose niveles más arcillosos e incluso de arenas finas intercaladas entre los carbonatos. El carbonato es todo calcítico, no hay dolomita. La acumulación de sílice se localiza preferentemente en la parte media y superior. En la parte media predominan los niveles finos y capas lenticulares de estructura bandeada, condicionados por la estructura laminar de la caliza. En la superior predominan las formas nodulares verticales que siguen y resaltan las estructuras prismáticas de la caliza.

Perfil superior: la potencia de este perfil es de 1,20 m, constituido todo él por calizas bandeadas y masivas con abundantes rasgos de desecación. El carbonato es calcita. La acumulación de sílice es menor que en el perfil inferior y se realiza preferentemente en el tramo superior. Normalmente ésta aparece diseminada en la caliza y a techo se localizan facies complejas de sílice carbonato y sepiolita que presentan microestructuras lenticulares y brechoides.

Tabla 1.—Composición mineralógica (%) de los perfiles estudiados.

Muestra	Litología	Mineralogía (DRX)						
		Calcita	Dolomita	Sepiolita	Esmectita	Cuarzo	Opalo-CT	Otros
PEL-1	Nivel arcilloso	5	—	—	70	20	—	Fto-In; Ilita-In
PEL-2a	Sílex opalino (parte interior)	—	In	—	—	80	20	—
PEL-2b	Sílex opalino (parte exterior)	—	15	10	10	5	60	—
PEL-3a	Tránsito dolomía-sílex opalino	In	35	10	In	5	40	—
PEL-3b	Sílex opalino	In	In	In	—	10	80	Yeso-In
PEL-4	Dolomía	—	95	—	—	—	In	Yeso-In
PEL-5a	Tránsito dolomía- sílex opalino	In	35	5	—	In	55	Paly- In
PEL-5b	Sílex opalino	—	10	—	—	30	60	Yeso-In
PEL-6	Dolomía	—	95	—	—	In	—	Yeso-In; Paly-In
PEL-7	Sílex opalino	—	—	5	—	In	90	—
UPC-1	Caliza	85	—	5	In	5	In	Ilita-In
UPC-2a	Caliza-banda oscura	85	—	In	—	In	In	Paly-In
UPC-2b	Caliza-banda clara	95	—	—	—	In	—	—
UPC-3	Caliza	85	—	—	—	5	5	—
UPC-4	Sílex opalino	—	—	In	—	50	45	—
UPC-5	Caliza	85	—	In	—	5	In	Fto-In
UPC-6	Caliza	80	—	In	—	5	10	Fto-In
UPC-7	Caliza	95	—	—	—	In	—	—
UPC-8a	Caliza	95	—	—	—	In	—	—
UPC-8b	Caliza-Lámina silícea	70	—	5	—	5	20	—
UPC-9	Sílex opalino	5	—	—	—	80	15	—
UPC-10	Sílex opalino	5	—	20	—	25	55	—
UPC-11a	Caliza	80	—	In	—	5	10	—
UPC-11b	Sílex opalino	20	—	20	—	5	55	—

In < 5%, Fto = Feldespatos, Paly = Palygorskita

Petrología

Perfil de Arroyo de la Pelaya

Mineralogía

El nivel arcilloso sobre el que se instaura presenta en su composición esmectitas, algo de illita y terrígenos finos de cuarzo y feldespato (tabla 1). La parte carbonática de este perfil de encostramiento es casi exclusivamente dolomítica, mientras que la silícea está formada fundamentalmente por ópalo CT, existiendo localmente algunos niveles con mayor enriquecimiento en cuarzo (tabla 1). Dentro de este encostramiento la sepiolita aparece frecuentemente, pero en pequeñas proporciones y el yeso como indicios. La reflexión del ópalo CT correspondiente a la cristobalita varía entorno a 4.11 Å, como suele ser usual en el ópalo CT de las rocas silíceas sedimentarias de ambiente superficial. Por otra parte, una pequeña subida en el fondo de los difractogramas marca la presencia de una pequeña proporción de ópalo A, que siempre puede estar, y aparece enmascarada por el ópalo CT. La determinación del tipo de ópalo CT (Bustillo *et al.*, 2000) es difícil por la interferencia de las reflexiones del

cuarzo y la sepiolita con la de la tridimita (4.3 Å) que forma el interestratificado de ópalo CT.

Características texturales y micromorfológicas

La calcita es muy escasa y ocasional, y aparece formando parte de filamentos micríticos finos aislados o formando estructuras alveolares, lo que demuestra la actividad de raíces. Localmente aparecen formas ovoidales micríticas y peloides posiblemente fecales.

El ópalo manifiesta diferentes texturas y microfábricas, siendo frecuente que tenga aspecto glandular e intraclástico y gran birrefringencia estriada con nódulos cruzados (figs. 4A y 4B), lo que contradice una de las características propias de su definición que es la del isotropismo. En ciertas zonas del encostramiento este ópalo de gran birrefringencia coexiste con ópalo isótropo, que es más homogéneo o con estructura glaebular (Summerfield, 1983). Los glaebulos son homogéneos, no presentando capas concéntricas. Dentro de este ópalo isótropo aparecen dos subtipos. Uno de ellos (subtipo I) se caracteriza por presentar fuerte relieve y color oscuro con luz paralela, pasando, a veces, a ópalo birre-

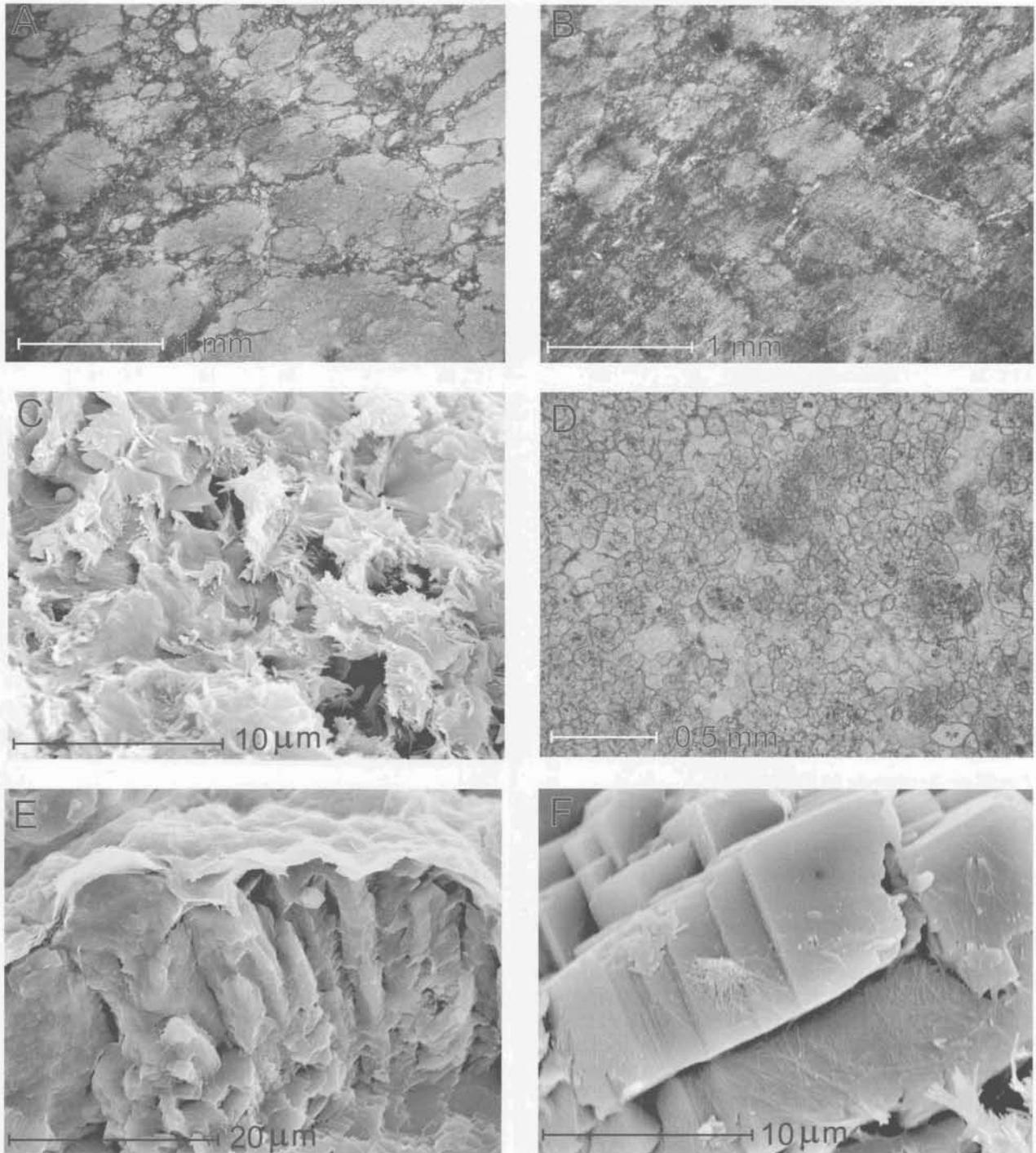


Fig. 4.—Microfacies, texturas y estructuras encontradas en muestras del perfil PEL. (A). Opalo CT brechoide o intraclástico. Nícoles paralelos. (B) Este ópalo presenta gran birrefringencia estriada, careciendo totalmente de isotropismo. Nícoles cruzados. (C) Foto de MEB del ópalo anterior, donde se observa que está formado por un conjunto de fibras empastadas. (D) Mosaico de cristales de dolomita, con diferente morfología y núcleos oscuros. Nícoles paralelos. (E) Foto de MEB, de un cristal esferoidal de dolomita y la película exterior arcillosa. (F) Foto de MEB, donde se muestra el velo de arcillas fibrosas sobre los cristales de dolomita, y como en ciertos puntos, el ópalo se nuclea en este velo.

fringente sin discontinuidades apreciables. El otro subtipo (II), que es más escaso, tiene menos relieve y puede encerrar relictos de carbonatos micríticos. En general, el ópalo isótropo es el que manifiesta procesos de envejecimiento (Bustillo, 1982) transformándose preferentemente en mosaicos de cuarzo microcristalino. Por otra parte, el cuarzo aparece reemplazando a diferentes restos vegetales y en la cementación de huecos, donde presenta texturas fibrosas de calcedonita junto con mosaicos de cristales de cuarzo meso y macrocristalinos.

Mediante MEB, se observa que el ópalo birrefringente tiene todo él una estructura fibrosa parecida a la de las arcillas magnesianas fibrosas (sepiolita, por ejemplo). Esta estructura fibrosa se ve bien en las partes más porosas, y es más difícil de ver en las compactas (fig. 4C). Las fibras suelen ser más gruesas y cortas que las de las arcillas magnesianas, observándose a gran aumento que están formadas por microesferas de sílice. Se interpreta que esta microestructura se genera cuando el ópalo se ha formado por silicificación o nucleación de sílice sobre una arcilla fibrosa, que en este caso debió de ser una sepiolita porque aparecen relictos de ella. A medida que la silicificación es más intensa las fibras se sueldan originándose cierta configuración en capas, e incluso parece que quieren construir «lepiesferas» (Flörke *et al.*, 1991). Cuando la silicificación es total, la superficie que se observa en el MEB es compacta, y posiblemente este ópalo es el que pierde la estructura fibrosa en lámina delgada (Subtipo I).

Los mosaicos de dolomita que constituyen la parte carbonática (fig. 4D) presentan texturas variables predominando los cristales esferoidales de dolomita. Estos cristales pueden aparecer aislados, unidos de dos en dos o formando agregados, y suelen tener un núcleo oscuro y a veces estructura fibroso-radial. El tamaño varía entre 20 y 100 micras. Los cristales más pequeños también pueden presentar las formas rómbicas típicas, suelen ser más limpios y no presentan estructura fibroso-radial. Independientemente de estas facies cristalinas, también se observa algo de dolomicrita. Algunas veces los cristales de dolomita parecen seguir filamentos micríticos. Cuando los cristales se disponen formando un mosaico cristalino denso, dejan entrever, en algunos casos, pequeñas películas arcillosas entre ellos. Los cristales de dolomita anteriormente descritos se observan sobrepuestos a todos los tipos de ópalo y a las zonas formadas por cuarzo, por lo que hay que deducir que son posteriores.

El estudio de los mosaicos de dolomita en el MEB revela que los cristales de dolomita observados como esferoidales en lámina delgada, son real-

mente muy complejos (fig. 4E) y pueden estar formados por agrupaciones de cristales más pequeños. Entre estas agrupaciones aparece una película silico-arcillosa, que es la matriz de todas ellas. Además de esta película silico-arcillosa, todo cristal de dolomita está tapizado por un velo muy fino de arcillas fibrosas (fig. 4F) sobre el que puntualmente se pueden nuclear «lepiesferas» de ópalo.

Perfiles de la Urbanización de la Peña del Cuervo

Mineralogía

En estos perfiles, el único mineral carbonático presente es calcita, estando la dolomita ausente (tabla 1). La sílice de la parte media y superior es ópalo CT y cuarzo, variando mucho las proporciones entre ambos incluso dentro de una misma muestra. La reflexión del ópalo CT correspondiente a la cristobalita varía entre 4.10 y 4.12 Å, pudiendo existir una pequeña proporción de ópalo A.

Características texturales y microestructurales

En general, los carbonatos son calizas formadas por granos micríticos, tanto redondeados (peloides), como angulosos (intraclastos). La formación de estas calizas y más concretamente de los granos que las forman se debe al proceso de granificación que conduce a la formación de grainstones o calizas granulares singenéticas (Freytet y Plaziat, 1982; Mazullo y Birdwell, 1997) debido a la fragmentación que sufre el barro micrítico lacustre por procesos de desecación y bioturbación por raíces (Alonso-Zarza, 2003). Los dos tipos de granos (redondeados o angulosos) suelen tener cubiertas micríticas formadas como consecuencia de la actividad orgánica, esencialmente de hongos, que tiene lugar en estos ambientes superficiales (Alonso-Zarza *et al.*, 1992). La actividad de raíces está presente en todo este perfil como queda reflejado por la presencia de estructuras alveolares (Wright, 1996) aisladas dentro de la micrita y en las cavidades. En ocasiones, se reconocen estructuras de raíces horizontales y amalgamadas, formando un «root-mat» (Wright *et al.*, 1988). Son frecuentes los granos de cuarzo y las cubiertas (cutanes) de arcillas orientadas bordeando los poros. Localmente se reconocen algunas secciones de ostrácodos y gasterópodos. En algunos casos se observa una alternancia entre calizas granulares y niveles milimétricos de arcillas muy birrefringentes. También son frecuentes las trazas de raíces, las bioturbaciones silicificadas y las estructuras fenestrales. Mediante MEB se observa que algunas

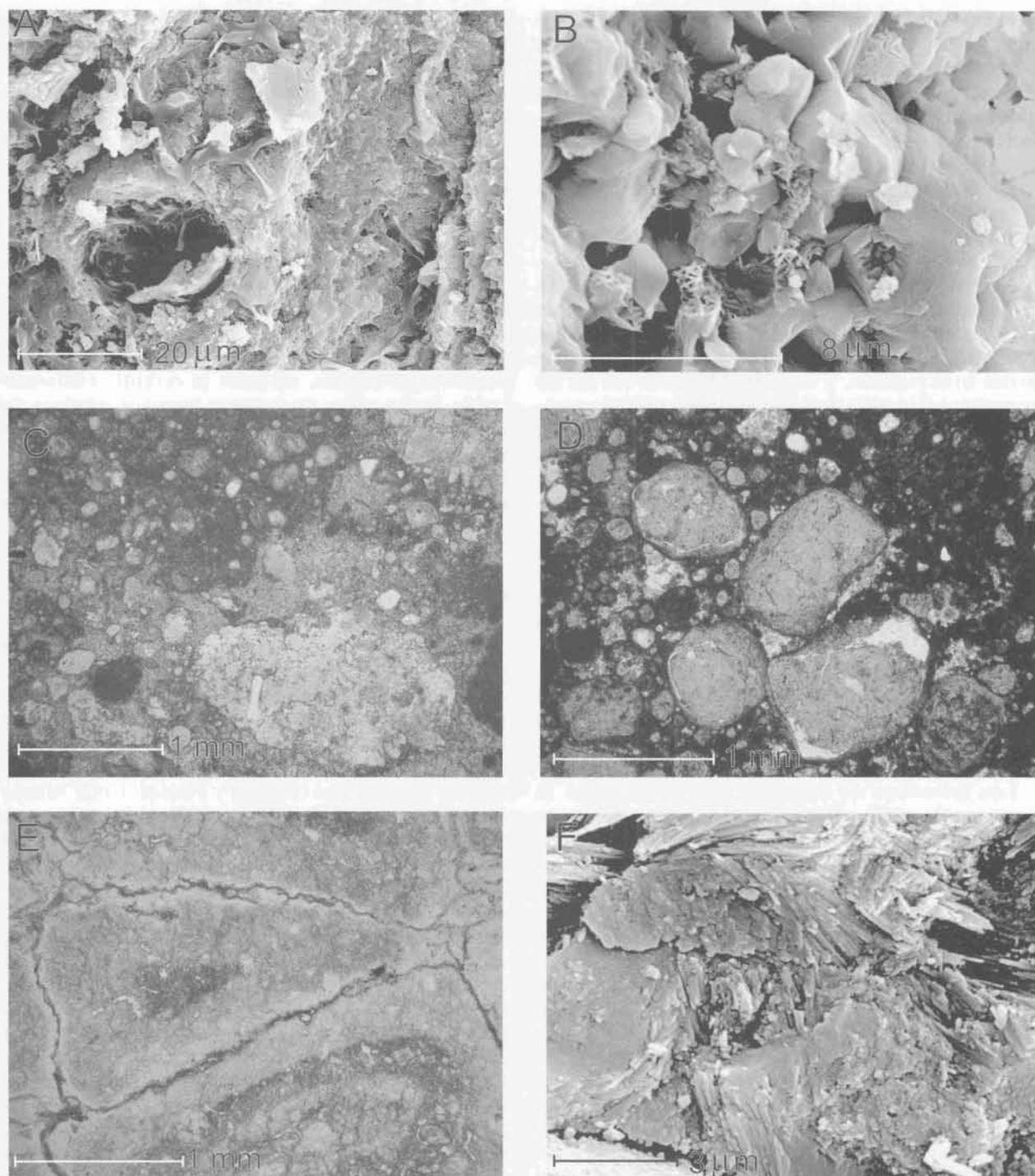


Fig. 5.—Microfacies, texturas y estructuras encontradas en muestras del perfil UPC. (A) Foto de MEB, donde se muestra una película carbonática con restos de hongos rodeando un hueco de raíz. (B) Foto de MEB donde se observan los cristales de micrita tapiados con un velo de cristales fibrosos (sepiolita), y además «lepisferas» de ópalo que cementan la porosidad y atacan algunos cristales de calcita. (C) Opalo con estructura glaebular y que encierra restos de la roca caja micrítica (zonas oscuras). Nícoles paralelos. (D) Glaebulos homogéneos de sílice entre los granos de micrita. Los glaebulos presentan también envuelta micrítica y relictos de micrita. Nícoles paralelos. (E) Opalo CT brechoide, pero siendo esta estructura heredada, ya que es idéntica a la de la roca caja que es una micrita palustre con sepiolita. Nícoles paralelos. (F) Foto de MEB, donde se advierte la estructura fibrosa de este ópalo.

facies calcáreas muestran frecuentemente la presencia de filamentos de hongos (fig. 5A). Los cristales de micrita de estas facies están tapizados por un velo de arcillas fibrosas, y además existen entre ellos lepiesferas de sílice que unas veces cementan huecos y otras reemplazan los cristales de calcita (fig. 5B).

Los dos perfiles estudiados se caracterizan por presentar importantes acumulaciones de sílice en la parte media y superior, más intensa en el nivel inferior. En general, el ópalo es la fase silíceica que aparece más reiteradamente. Este ópalo unas veces presenta birrefringencia estriada y otras es completamente isótropo presentándose los subtipos antes definidos. En la parte inferior y media de los perfiles el ópalo aparece coexistiendo con los carbonatos y arcillas antes descritas, mostrando diferentes texturas y microfábricas. Se presenta en niveles lenticulares y masas irregulares, reflejando glaeubulos homogéneos e intraclastos (fig. 5C), que recuerdan los peloides e intraclastos calcíticos formados por granificación. Además, tanto los glaeubulos como los intraclastos de ópalo pueden presentar restos de micrita y también las envueltas micríticas-orgánicas (fig. 5D). El ópalo con birrefringencia estriada, y a veces, con microestructura glandular, es el que presenta en su composición algo de sepiolita (tabla 1) y se localiza preferentemente en la parte superior de los dos perfiles de encostramiento. En el nivel inferior, este ópalo presenta una estructura de brecha (fig. 5E) que no es inherente a él, sino heredada de su roca caja que es una caliza con sepiolita.

El cuarzo se presenta cementando huecos, y en masas irregulares formadas por envejecimiento. Se localiza también silicificando microfósiles y fragmentos vegetales. Son texturas en mosaico de cuarzo microcristalino y calcedonitas. Minoritariamente sobre determinadas estructuras orgánicas, y en zonas de envejecimiento, aparece quartzina. Ciertas grietas de desecación, o de raíces, suelen rellenarse por un primer cemento de cuarzo en mosaico, al que sigue un cemento esparítico en mosaico de gran tamaño. Localmente sobre los cementos de cuarzo se reconocen cementos microestalactínicos (vadosos) de calcita.

En el MEB el ópalo de birrefringencia estriada que aparece en la parte superior de los encostramientos está formado por fibras, con las características descritas anteriormente (fig. 5E) y que sirven para interpretarlo como resultado de la silicificación de calizas micríticas con una proporción significativa de sepiolita. El ópalo isótropo, sin embargo, es distinto ya que no refleja las fibras, y a veces, aparecen huecos de raíces en los que se reconocen filamentos de hongos.

Discusión

La complejidad y variedad mineralógica y textural de los dos perfiles estudiados, es el resultado de numerosos procesos edáficos y diagenéticos tempranos que operaron en estas zonas aluviales distales. Los procesos implicados son: formación de suelos, neoformación de sepiolita, silicificación y dolomitización.

Procesos de formación de suelos

En los depósitos de PEL los procesos edáficos condujeron a la formación de paleosuelos carbonáticos poco maduros (Alonso-Zarza *et al.*, 1992), que se desarrollaron sobre materiales lutíticos finos. En el perfil de PEL los procesos edáficos se limitan a la formación de láminas de carbonato debido a la actividad de raíces (Alonso-Zarza, 1999) y, en algunos casos, a la ordenación e iluviación de los componentes arcillosos. La actividad de raíces queda patente por las numerosas estructuras alveolares y filamentos micríticos.

En estas zonas la sepiolita pudo generarse dentro de los suelos debido al aumento en la relación Mg/Ca de las aguas intersticiales, por la precipitación de calcita dentro de los perfiles edáficos (Watts, 1980).

En el perfil UPC, los procesos edáficos operaron esencialmente sobre carbonatos lacustres muy someros, aunque en algunos niveles también se desarrollaron sobre finas pasadas de lutitas. Los procesos más importantes fueron la iluviación y ordenación de las arcillas en superficies de discontinuidad y la modificación por desecación y actividad de raíces del barro carbonático lacustre (ver más arriba). La sepiolita presente en este perfil pudo precipitar directamente en las aguas intersticiales de los barros micríticos durante la desecación o en pequeñas charcas (Mees, 2002).

Silicificación

Todos los sílex opalinos estudiados tienen como principal característica el que presentan estructura glaebular, e intraclástica, y se disponen en horizontes bandeados o lenticulares. Estas características son muy típicas de silcretas, pudiendo ser clasificados estos sílex opalinos como una silcreta glaebular con fábrica F (Summerfield, 1983). El ópalo CT, es la fase silíceica más general de la silicificación, y el cuarzo se forma por envejecimiento de este ópalo, por cementación de huecos y por silicificación directa de microfósiles y estructuras orgánicas preferentemente.

Los procesos de silicificación operaron de diferente forma en las rocas estudiadas. La mineralogía y textura que presenta la sílice está controlada esencialmente por el sustrato sobre el que se precipita o por el material al que reemplaza.

Silicificación de sepiolitas

En la mayor parte de PEL, y en la parte superior de los perfiles de UPC, tiene lugar un proceso de silicificación de pequeños niveles lenticulares de sepiolita o de niveles carbonáticos que contienen sepiolita. Durante esta silicificación, que es pseudomórfica, como se observa claramente en el MEB, se respeta la estructura y organización de las fibras de la sepiolita. En algunas zonas, las fibras silicificadas mantienen todavía cierta porosidad entre ellas, e incluso la de los canales interiores, por lo que el ópalo resultante adquiere, tanto a simple vista como en microscopía óptica, las características atípicas anteriormente descritas (falta de brillo, adhesión al agua, birrefringencia estriada...). Cuando la silicificación de las arcillas es muy intensa, las fibras se van empastando en capas, perdiéndose la estructura fibrosa y, sólo entonces, se origina también un ópalo isótropo con las características usuales.

El proceso de silicificación pseudomórfica de arcillas no ha sido todavía muy estudiado, y se propone que debe ser semejante al de las calizas, donde la disolución de la calcita está restringida a una delgada película. El borde de la fase silíceo que crece aplica una presión en el cristal de calcita, y provoca la disolución sólo en la película de contacto entre ambas fases (Thiry, 1997). En ciertas partes de los perfiles estudiados, es probable que la roca caja que se silicificó no fuera solamente sepiolita, sino una mezcla de micrita con sepiolita. En esta facies de mezcla, la sílice se nuclea preferentemente sobre la sepiolita, y se produce también como resultado un ópalo fibroso. Nahon (1991) comenta que la formación de encostramientos silíceos, por gradual glabulización, es un reemplazamiento selectivo de una matriz arcillosa o arcillo-arenosa, y cuando los encostramientos manifiestan una estructura de pseudobrecha, éstos corresponden a las partes altas de los perfiles, que no están saturadas permanentemente. En general, las arcillas fibrosas son las que preferentemente aparecen silicificadas en la Cuenca de Madrid (Bustillo, 1976) y muchas silcretas manifiestan la microestructura fibrosa. Este hecho indica que las arcillas fibrosas son reemplazadas selectivamente, frente a otros tipos, al igual que se comportan otras litologías en algunos procesos de silicificación (yesos, rocas con materia orgánica, etc.). Para

explicar esta predilección de la sílice por las arcillas fibrosas, se pueden esgrimir razonamientos en función de ambientes geoquímicos propicios. Sepiolita y ópalo coexisten en medios lacustres porque la precipitación de una fase u otra, en ambiente árido, está regida por pequeños cambios en la actividad de la sílice, del Mg, y por variaciones de pH (Milot 1970). Por otra parte, Stoessel (1988) ha demostrado la fácil solubilidad de la sepiolita, en función del medio y pH. También podría pensarse en razones físicas, como la gran capacidad sorcitiva de las arcillas fibrosas, y así, la sepiolita puede absorber hasta el 250% de su peso en agua (Galán, 1991). Esta porosidad tan especial de las arcillas fibrosas, con canales internos y poros de diferentes tamaños, podría facilitar la acumulación y permanencia de agua vadosa o freática, propiciando el reemplazamiento.

Silicificación de calizas

Este proceso de silicificación de carbonatos es minoritario en PEL y frecuente en UPC, y en ambos perfiles, en una misma muestra, se puede reconocer ópalo fibroso si se silicifican elementos arcillosos y ópalo isótropo cuando se silicifican los carbonatos. La silicificación afecta a todos los granos micríticos, pero esencialmente a peloides e intraclastos.

Los procesos de silicificación de carbonatos son muy habituales y están gobernados frecuentemente por variaciones de PH (ver revisión en Hesse, 1990). Valores de pH, inferiores a 9, favorecen la disolución de la calcita y la precipitación de la sílice, mientras que por encima de 9 ocurre lo inverso. En los ambientes superficiales estas variaciones son factibles, y puede suceder que calcretas o calizas palustres ya formadas se silicifiquen, o el proceso inverso de calcitización de silcretas (Nash y Shaw, 1998). En el perfil de UPC, la presencia de cementos vadados estalactíticos sobre cementos de cuarzo indicaría condiciones de PH más favorables para la precipitación del carbonato que para la sílice, en una etapa más tardía.

Para poder afirmar que los perfiles de UPC se forman por un proceso de reemplazamiento de calizas palustres en ambiente freático o son silcretas pedogénicas formadas sobre calizas palustres, es necesario discernir si los glabulos e intraclastos de ópalo son formas propias de la acumulación de la sílice que se superponen a las calizas, o son formas heredadas, y resultan de la silicificación de los granos micríticos que constituyen las calizas palustres. Determinar este hecho es difícil porque cuando la silicificación es menos intensa, se puede observar que algunos glabulos de sílice rompen la estructura

de la caliza, pero que cuando la silicificación es total es complicado saberlo.

Ambientes de silicificación y fuente de la sílice

Muchas de las silicificaciones superficiales se realizan en ambiente vadoso o freático (Thiry, 1997) y las rocas resultantes de ambas se suelen denominar silcretas. De acuerdo con este autor las texturas y estructuras de estas rocas pueden servir para diferenciar el ambiente. Las silicificaciones pedogénicas desarrollan texturas y fábricas propias, que son características de suelos (estructuras de iluviación, disyunciones prismáticas, distribución en el perfil de los minerales de la sílice, etc.) y borran las de la roca caja. En cambio, las silicificaciones freáticas mantienen perfectamente la estructura de la roca caja. Basándonos en este criterio, y teniendo en cuenta que tanto para el caso de las calizas como para el de las arcillas se conservan en parte las estructuras y fábricas de la roca caja, nos inclinamos a pensar que una parte del proceso de silicificación se realiza en ambiente freático. Sin embargo, hay características en los sílex opalinos, como ciertos glaebulos que parecen de acumulación directa y la pseudobrechificación, que indicarían que estas silcretas estuvieron también en zonas del perfil no permanentemente saturadas (vadosas) (Nahon, 1991). Las estructuras glaebulares e intraclásticas, típicas del ambiente vadoso, también se adquieren si una silcreta se forma inicialmente en ambiente freático y luego, poco después, está sometida a un ambiente vadoso por oscilaciones del nivel freático. Esta génesis mixta, con participación de ambos ambientes (freático y vadoso), ha sido también reconocida en silcretas próximas constituidas en zonas de playa (Bustillo y Bustillo, 2000).

La aparición en UPC, de cementos estalactíticos de calcita, posteriores a los cementos de cuarzo, apoyaría además que en determinadas épocas estos perfiles estuvieron en ambiente vadoso. Este ambiente vadoso, también favorecería los procesos de envejecimiento o transformación a cuarzo que manifiestan los sílex opalinos. Vemos, por lo tanto, que estos perfiles de encostramiento están reflejando un cambio del límite vadoso/freático.

El proceso de silicificación genera principalmente minerales opalinos, por lo que hay que pensar que las soluciones silicificantes son ricas en sílice (alrededor de 100 ppm) (Heaney y Banfield, 1993). Para explicar la silicificación de las sepiolitas no necesitaríamos que toda esta concentración en sílice fuera aportada por las aguas vadosas o freáticas ya que la roca arcillosa en su desmantelamiento podría aportar parte de la sílice, pero sin embargo, para el

caso de las calizas sí sería necesario. Cuando existen silcretas en relación con calcretas, como sucede en la zona de estudio, donde aparecen calcretas en las partes medias de los abanicos aluviales (Alonso *et al.*, 1986), la fuente de la sílice suele estar en el proceso de calcretización. En este proceso, los granos siliciclásticos y arcillas se reemplazan por calcita y, las aguas freáticas, enriquecidas en sílice, migran a través de los abanicos aluviales hacia los márgenes del lago. En las partes distales de los abanicos y en los márgenes del lago, estas aguas están más cerca de la superficie y pueden además aumentar su concentración en sílice por evaporación.

Dolomitización

De los tres perfiles estudiados sólo se ha reconocido dolomita en el perfil PEL, y es diferente a la habitualmente descrita en el área de Paracuellos. En general las dolomías que se han estudiado en el área de Paracuellos corresponden a dolomicritas de tamaño cristalino muy pequeño, siendo la dolomitización un proceso muy temprano, casi sinsedimentario (Calvo *et al.*, 1995). Estas dolomías de tamaño cristalino fino se sitúan en las zonas de transición entre los ambientes aluviales muy distales y las áreas lacustres (Calvo *et al.*, 1995). La presencia de dolomías cristalinas y esferoidales sólo se ha citado ocasionalmente (Alonso, 1985), pero su origen no se ha discutido hasta el momento.

En el perfil de PEL, las dolomías cristalinas forman cuerpos lenticulares, y en las zonas donde la dolomita se mezcla con el ópalo/cuarzo, se advierte que los cristales de dolomita son posteriores a la silicificación, porque se superponen a las estructuras de la parte silíceas. El hecho de que existan también indicios de dolomicrita, hace pensar en la posibilidad de que algunos cristales se formen por recristalización de dolomicrita.

Los aspectos más llamativos de las dolomías de mayor tamaño cristalino son su carácter esferoidal, el hecho de que el interior de muchos cristales esté hueco, y la morfología en «dumbbell» de algunos de los cristales, sobre todo de aquellos que parecen agruparse de dos en dos. Otro aspecto a tener en cuenta es el hecho de que muchos de los cristales de dolomita no están reemplazando a otra fase carbonática previa. En general, todos estos rasgos parecen ser indicativos de la precipitación de dolomita inducida por la presencia y actividad bacteriana (Cavagna *et al.*, 1999; Pedone y Dickson, 2000). Estos autores señalan que la formación de estas fases esferoidales está controlada por diversos factores como son la tasa de sobresaturación, la ausencia de otras fases carbonáticas previas, la presencia

de sulfatos o de materia orgánica y la posible formación inicial de fases hidratadas, precursoras de las dolomías.

Arvindson y Mackenzie (1999), con datos experimentales, sugieren que un alto índice de sobresaturación y la no competencia con otras fases carbonáticas favorece la formación de dolomita a temperaturas sedimentarias. La morfología de crecimiento depende del grado de sobresaturación, de tal forma que, un alto grado de sobresaturación favorece un crecimiento rápido y continuado, que puede dar lugar a una morfología esferoidal en lugar de rómbica, por tener mayor superficie. Parece ser que la formación de grandes cristales puede estar favorecida por el crecimiento en poros en un fluido de alta alcalinidad y subsaturado con respecto a la calcita. Las mismas conclusiones sobre el crecimiento en poros se han obtenido en dolomías esferoidales formadas en áreas de infiltración de hidrocarburos (Gunatilaka, 1989). En este caso, la dolomita cristalizó en un fluido que ocupaba los poros, y las burbujas de gas fueron los centros de nucleación de los esferoides. Este autor también indica que los esferoides de dolomita sólo se forman cerca de la superficie y que los cristales de dolomita pueden presentar en su superficie fibras de paligorskita.

Trabajos experimentales recientes (Kelleher y Redfern, 2002) han demostrado que la formación de dolomita esferoidal puede hacerse, a temperaturas de 80 °C, en un tiempo relativamente corto (23 días), partiendo de soluciones con nitrato cálcico, sulfato magnésico y carbonato sódico. La fase obtenida (protodolomita) tiene morfología esferoidal y una clara diferenciación entre un núcleo más oscuro y una corteza en continuidad óptica. La presencia de sulfatos parece favorecer la tasa de nucleación y disminuir la tasa de crecimiento cristalino, originándose esta dolomita poco ordenada, rica en calcio y con cierta proporción de agua (2-3%). Esta fase hidratada tiene menos barreras cinéticas que la dolomita estequiométrica y, por tanto, su formación es más fácil desde el punto de vista energético. Esta fase puede ser inestable incluso en etapas diagenéticas tempranas y transformarse en dolomita sin agua y mejor ordenada.

En los cristales de dolomita que crecen sobre el sustrato opalino, hay ciertas coincidencias con todos los datos expuestos: crecimiento en poros, ausencia de calcita, y presencia de sulfatos. Es muy probable que la formación de dolomita, estuviera favorecida, además, por la silicificación de la sepiolita, lo que daría lugar a soluciones ricas en magnesio. Los puntos de enriquecimiento en magnesio pudieron actuar como lugares para la nucleación de dolomita (Nielsen *et al.*, 1997). La formación de

dolomita dentro del ópalo es un hecho que tiene lugar posiblemente cuando este ópalo encierra todavía mucha agua. Los entramados de sílice favorecen la neoformación puntual de carbonatos, y este fenómeno ya ha sido observado en otros sílex (Bustillo y Ruiz Ortiz, 1987; Misik, 1992).

Conclusiones

Este estudio, llevado a cabo en los tres perfiles seleccionados, muestra la importancia de los procesos edáficos y diagenéticos superficiales en los ambientes de orla distal de abanico (perfil PEL) y en áreas palustres (perfiles UPC). El tipo y la intensidad del proceso que afectó a estos depósitos, fue controlado por la litología, textura y estructura inicial y por el ambiente diagenético superficial en el que se desarrollaron las transformaciones.

En las zonas distales de abanico los procesos se desarrollan sobre lutitas finas, y las primeras transformaciones fueron edáficas, dando lugar a la formación de finas láminas de carbonato y probablemente también a sepiolita. Posteriormente se produjo la silicificación y, por último, la constitución de dolomías, esencialmente esferoidales. En los ambientes lacustres someros, se originaron fundamentalmente calizas palustres, que quedaron bien registradas en el perfil de UPC, y en las que la silicificación subsiguiente tendió a conservar su textura y estructura inicial.

Los procesos de silicificación generaron sílex con gran proporción de ópalo y donde el cuarzo, que globalmente es minoritario, se originó por varios procesos, pero principalmente por envejecimiento. Ello indica soluciones bastante enriquecidas en sílice. En los perfiles estudiados, como consecuencia de la silicificación se produjeron silcretas que presentan, entre otros caracteres, fábricas homogénea, glaeular, intraclástica y glandular, así como, microestructura fibrosa. Esta estructura microfibrrosa señala la presencia de sepiolita y su importante participación en la fijación de la sílice, quedando patente que su ausencia indica, en muchos casos, los tramos de carbonato que fueron silicificados. En ambos perfiles, es posible encontrar rasgos que apuntan que estas silcretas se generaron, en parte, en ambiente freático, y en parte, en ambiente vadoso. Este hecho pensamos que no es infrecuente en las silcretas porque es lógico pensar que el límite vadoso/freático puede ir variando durante el tiempo de su formación.

En el perfil PEL, el mayor volumen de silicificación se dio sobre las arcillas, posiblemente sepiolita. Esto, pensamos, que generó una fuente importante de magnesio, que ocasionó posteriormente una

dolomitización. Los cristales de dolomita se neofor-
maron claramente sobre el ópalo, y podrían haberse
originado por influencia bacteriana, ya que tienen
formas características de las dolomías formadas por
influencia de la actividad metabólica de microorga-
nismos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos BTE2002-
04017-CO2-01 y PB98-0691-C03-03 del Ministerio de Ciencia
y Tecnología.

Referencias

- Alberdi, M. T., Hoyos, M., Mazo, A., Morales, J., Sesé,
C. y Soria, D. (1985). Biostratigrafía, paleoecología y
biogeografía del Terciario de la provincia de Madrid.
En: *Geología y Paleontología del Terciario Continental
de la provincia de Madrid*. (M.T. Alberdi, edit.)
C.S.I.C., Madrid: 99-105.
- Alonso, A. M. (1985). *Evolución de facies de abanicos
aluviales en el Neógeno de Paracuellos de Jarama
(Madrid)*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complu-
tense de Madrid, 153 págs.
- Alonso, A. M., Calvo, J. P. y García del Cura, M. A.
(1986). Sedimentología y Petrología de los abanicos
aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Para-
cuellos de Jarama (Madrid). *Estudios Geol.*, 42: 79-
101.
- Alonso-Zarza A. M. (1999). Initial stages of laminar cal-
crete formation by roots: examples from the Neogene
of central Spain. *Sedim. Geol.*, 126: 177-191.
- Alonso-Zarza, A. M. (2003). Palaeoenvironmental signi-
ficance of palustrine carbonates and calcretes in the
geological record. *Earth Sci. Rev.*, 60: 261-298.
- Alonso-Zarza, A. M., Calvo, J. P. y García del Cura, M.
A. (1992). Palustrine sedimentation and associated fea-
tures —grainification and pseudo-microkarst— in the
Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid
Basin, Spain. *Sedim. Geol.*, 76: 43-61.
- Arvidson, R. S. y Mackenzie, F. T. (1999). The dolomite
problem: Control of precipitation kinetics by tempera-
ture and saturation state. *Amer. J. Sci.*, 299: 257-288.
- Bustillo, M. A. (1976). Estudio petrológico de las rocas
silíceas miocenas de la Cuenca del Tajo. *Estudios
Geol.*, 32: 451-497.
- Bustillo, M. A. (1982). Ageing features in organic conti-
nental opals. *Estudios Geol.*, 38: 335-344.
- Bustillo, M. A. y Bustillo, M. (2000). Miocene silcretes
in argillaceous playa deposits, Madrid Basin, Spain:
petrological and geochemical features. *Sedimentology*,
47: 1023-1039.
- Bustillo, M. A., García, R. y García Pérez, M. V. G.
(2000). Caracterización y respuesta al tratamiento tér-
mico de rocas silíceas opalinas. *Bol. Soc. Esp. Cerám.
Vidr.*, 39: 741-746.
- Bustillo, M. A. y Ruiz-Ortiz, P. A. (1987). Chert occu-
rrences in carbonate turbidites: examples from the
Upper Jurassic of the Betic Mountains (southern
Spain). *Sedimentology*, 34: 611-621.
- Calvo, J. P., Jones, B. F., Bustillo, M., Fort, R., Alonso-
Zarza, A. M., y Kendall, C. (1995). Sedimentology and
geochemistry of carbonates from lacustrine sequences
in the Madrid Basin, Central Spain. *Chem. Geol.*, 123:
173-191.
- Cavagna, S., Clari, P. y Martaire, L. (1999). The role of
bacteria in the formation of cold seep carbonates: geo-
logical evidences from Monferrato (Tertiary, NW
Italy). *Sedim. Geol.*, 126: 253-270.
- Flörke O. W., Graetsch H., Martin B., Röller K. y Wirth
R. (1991). Nomenclature of micro- and non-crystalline
silica minerals, based on structure and microstructure.
Neues Jahrbuch Miner. Abh., 163: 19-42.
- Freytet, P. y Plaziat, J. C. (1982). Continental carbonate
sedimentation and pedogenesis -Late Cretaceous and
Early Tertiary of southern France. *Contributions to
Sedimentology 12 págs.*, 213.
- Galan, E. (1991). Palygorskita y sepiolita. En: *Recursos
minerales de España*. (J. García Guinea y J. Martínez
Frías, eds.) Colección Textos Universitarios, CSIC.,
15: 71-94.
- Gunatilaka, A. (1989). Spheroidal dolomites, origin by
hydrocarbon seepage? *Sedimentology*, 36: 701-710.
- Heaney P. J. y Banfield J. (1993). Structure and che-
mistry of silica, metal oxides, and phosphates. En:
Health effects of mineral dusts (G.D. Guthrie and B.T.
Mossman, eds.) *Reviews in Mineralogy*, 28: 185-233.
- Hesse, R. (1989). Silica diagenesis: Origin of inorganic
and replacement cherts. *Earth Sci. Rev.*, 26: 253-284.
- Kelleher, I. J. y Redfern, S. A. T. (2002). Hydrous cal-
cium magnesium carbonate, a possible precursor to the
formation of sedimentary dolomite. *Molecular Simula-
tion*, 28: 557-572.
- Mazullo, S. J. y Birdwell, B. A. (1989). Syngenetic forma-
tion of grainstones and pisolites from fenestral carbona-
tes in peritidal settings. *J. Sedim. Petrol.*, 59: 605-611.
- Morales, J., Alcalá, L. y Nieto, M. (1993). Las faunas de
vertebrados del Terciario. En: *Madrid antes del hom-
bre*. CSIC-Comunidad de Madrid: 23-31.
- Millot, G. (1970). *Geology of clays*. Nueva York, Sprin-
ger-Verlag, 499 págs.
- Misik, M. (1993). Carbonate rhombohedra in nodular
cherts: Mesozoic of the West Carpathians. *J. Sedim.
Petrol.*, 63: 275-281.
- Mees F. (2002). The nature of calcareous deposits along
pan margins in Eastern Central Namibia. *Earth Surf.
Proc. Landforms*, 27: 719-735.
- Nahon D. B. (1991). *Introduction to the petrology of
soils and chemical weathering*. Jhon Wiley and Sons,
Inc, Nueva York, 313 pp.
- Nash D. J. and Shaw P. A. (1998). Silica and carbonate
relationships in silcrete-calcrete intergrade duricrusts
from the Kalahari of Bostswana and Namibia (1998).
J. African Earth Sci., 27: 11-25.
- Nielsen, P., Swennen, R., Dickson, J. A. D., Fallick, Q.E.
y Keppens, E. (1997). Spheroidal dolomites in a Vise-
an karst system-bacterial induced origin. *Sedimento-
logy*, 44: 177-195.
- Pedone, V. A. y Dickson, J. A. D. (2000). Replacement
of aragonite by quasi rhombohedral dolomite in a Late
Pleistocene tufa mound, Great Salt Lake, Utah, USA.
J. Sedim. Res., 70: 1152-1159.
- Summerfield, M. A. (1983) Silcrete. En: *Chemical Sedi-
ments and Geomorphology* (A. S. Goudie y K. Pye,
eds.). Academic Press, Londres, 59-61.

- Stoessel R. K. (1988). 25 °C and 1 atm. dissolution experiments of sepiolite and kerolite . *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 356-374.
- Thiry, M. (1997). Continental silicifications: a review (1997). En: *Soils and Sediments. Mineralogy and Geochemistry* (H. Paquet y N. Clauer, edits.) Springer: 191-221.
- Watts, N. L. (1980). Quaternary laminar calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27: 661-686.
- Wright P. V. (1996). The role of fungal biomineralization in the formation of Early Carboniferous soil fabrics. *Sedimentology*, 33: 831-838.
- Wright, P. V., Platt, N. H. y Wimbledon, W. A. (1988). Biogenic laminar calcretes: evidence of calcified root-mat horizons in palaeosols. *Sedimentology*, 35: 603-620.

Recibido el 14 de marzo de 2003.

Aceptado el 3 de junio de 2003.