

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA. UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA.

# Caracterización mineralógica, petrográfica e implicaciones genéticas de las arcillas lateríticas de Fredes (Castellón)

Trabajo Fin de Grado  
Diciembre 2015



**Autor:** Ivo Camacho Híjar.

**Director:** Alfonso Yuste Oliete.



**Departamento de  
Ciencias de la Tierra**

**Universidad Zaragoza**

<b>Índice</b>	<b>Págs.</b>
<b>Abstract</b>	1
<b>Planteamiento</b>	2
<b>Objetivos</b>	2
<b>Contexto geológico</b>	2
<b>Materiales estudiados</b>	5
<b>Metodología</b>	8
Difracción de rayos-X (DRX)	8
Microscopía óptica	9
Microscopía electrónica	9
<b>Resultados</b>	9
Difracción de rayos-X (DRX)	9
Microscopía óptica	11
Microscopía electrónica	13
<b>Discusión</b>	17
<b>Conclusions</b>	19
<b>Bibliografía</b>	20

## **Abstract**

This work focuses on the study of lateritic clays in two outcrops (FR and FB) in Fredes (Castellón, Spain), with the target of characterize their mineralogy and petrography, and their genetic implications.

From a geological point of view, outcrops studied are located in the Maestrat Basin and are composed by Barremian – Aptian cycle materials (Lower Cretaceous), mainly by lateritic clays, along with some intercalated limestones in one of the outcrops (FR). The study of these outcrops has been made by a field survey and using several laboratory techniques: X-ray diffraction (DRX), optical microscopy (OM) and scanning electron microscopy (SEM).

DRX has allowed to observe that the study materials mineralogy is mainly composed of kaolinite and iron oxides (goethite and hematite) at different rates, and other minerals in smaller amounts as anatase, rutile, diaspore, quartz and calcite. The kaolinite content is higher in the FB outcrop and in the upper part of FR. Furthermore, among clay minerals, illite has been only detected in FR samples. About iron oxides, goethite values are higher than hematite in the FR outcrop and on the bottom of the FB outcrop, while at the top hematite predominates.

Optical microscopy has enabled to carry out a thorough description and characterization of the pisolitic particles that constitute the lower part of the FB outcrop. The classification of these particles has been made according to their structural arrangement, which has allowed to infer the existence of several stages during their formation. On the other hand, SEM has permitted to deduce that kaolinite and Fe oxides are authigenic minerals and thus should have been formed during the lateritization process. Differences in mineral contents could be indicating that the lateritization process would have been more intense in the FB outcrop and on top of the FR outcrop. SEM observations also point out that the lateritization process could have occurred in different stages.

The obtained data and the observations made, have allow to set up that the mineralogical composition of the outcrops studied corresponds to lateritic materials generated in an intense chemical weathering process related to hot and humid climate.

The studied materials are very similar to nearby laterites which constitute the parental material of associated pisolitic bauxites. Both lateritic clays are Lower Cretaceous, related to karstified carbonates and so similar at mineralogy and kaolinite crystallinity values.

That suggests bauxites can be formed from lateritic clays if the chemical weathering process is stronger, as occurred in the near bauxitic outcrops. Nevertheless, this has not happened in the studied outcrops which, taking into account their proximity and thus similar climatic conditions, could be due to different paleogeographic conditions.

## **Planteamiento**

Esta memoria corresponde a la asignatura “Trabajo de fin de grado” (TFG) del grado en Geología de la Universidad de Zaragoza. El TFG ha de consistir en un proyecto en el que se pongan de manifiesto los conocimientos, habilidades y actitudes adquiridos mediante la realización individual de un trabajo geológico general. De acuerdo con lo anterior, el presente TFG aborda el estudio, desde el punto de vista mineralógico, de arcillas lateríticas de la provincia de Castellón. Las lateritas son un tipo de suelo producto de la meteorización en climas cálidos y húmedos, condiciones que se dan en zonas tropicales y ecuatoriales. Las precipitaciones deben ser muy intensas, con un drenaje activo que genere condiciones oxidantes y, por tanto, que la acción de la hidrólisis sea importante. En estas condiciones se produce un lavado intenso de los elementos móviles y de la materia orgánica, mientras que se produce un enriquecimiento de los elementos inmóviles (Si, Al, Fe y Ti), lo que generalmente desemboca en la formación de caolinita y óxidos e hidróxidos de hierro (en el caso de las bauxitas se forman, además, hidróxidos de aluminio como fases más importantes).

Existen trabajos previos (Yuste et al, 2015) que han estudiado materiales bauxíticos próximos y de la misma edad (Cretácico inferior), y que parecen estar relacionados de manera que se piensa que el material precursor de las bauxitas son lateritas similares a las que se abordan en este TFG.

Por ello, el trabajo plantea una caracterización petrográfica y mineralógica de estos materiales y sus implicaciones genéticas, que pueda servir para abordar el estudio de las relaciones entre ellos y los materiales bauxíticos de edad similar presentes en áreas próximas y, en última instancia, conocer la evolución de las condiciones ambientales en esta zona durante el Cretácico inferior.

## **Objetivos**

En consecuencia con el planteamiento anterior, los objetivos de este TFG son los siguientes:

- 1) Familiarizarse con la aplicación de diversas metodologías y técnicas empleadas en Mineralogía.
- 2) Caracterizar mineralógica y texturalmente los materiales lateríticos objeto de estudio.
- 3) Aprender a presentar y discutir correctamente los resultados obtenidos e integrarlos en el contexto geológico.
- 4) Establecer las implicaciones genéticas pertinentes y el control ejercido por los factores intervinientes.

## **Contexto geológico**

Los materiales estudiados proceden de dos afloramientos situados en las proximidades de la localidad de Fredes (Castellón), municipio cercano a los límites provinciales de Teruel y Tarragona (Fig. 1).

Desde el punto de vista geológico, el área se localiza en la zona este de la Cordillera Ibérica, en la denominada zona de enlace Ibérico – Catalana (Guimerà, 1984) o Cuenca del Maestrazgo (Fig. 2). La Cordillera Ibérica se formó por inversión de la Cuenca Ibérica durante el Paleógeno (Salas et al., 2001). El desarrollo de la Cuenca Ibérica, cuenca intracontinental rellena por materiales del Paleozoico superior y, principalmente, del Mesozoico, está relacionado con sucesivos episodios de tectónica extensional asociados a la apertura y propagación del Tethys hacia occidente y a la

apertura del Atlántico Norte, que condujeron al desarrollo de un sistema de rifts mesozoicos (Sánchez-Moya y Sopeña, 2004).

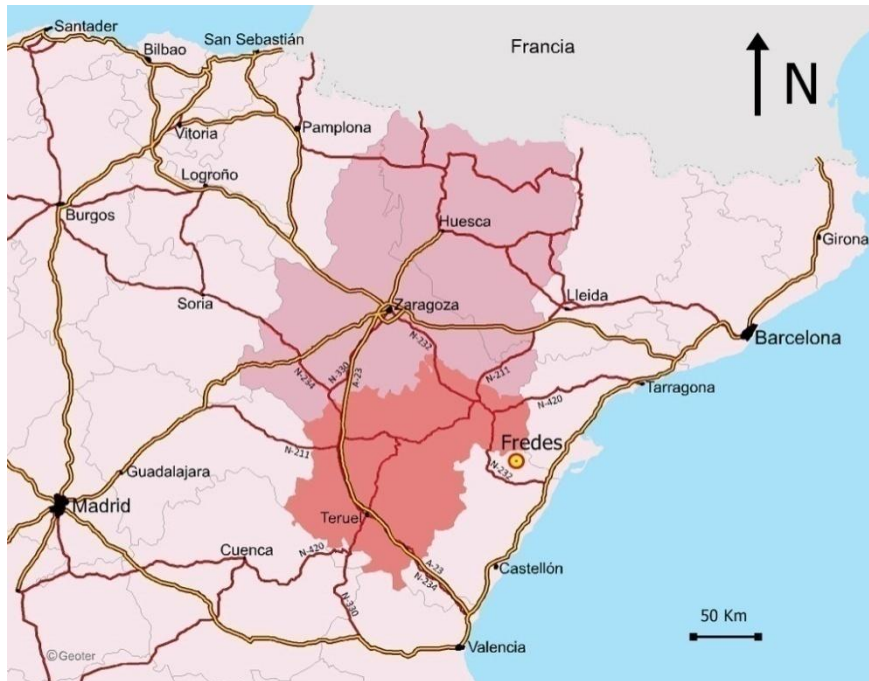


Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio.

En concreto, en la zona de estudio se han establecido cuatro ciclos principales que incluyen fases de rifting y etapas post-rifting (Salas et al., 2001). La primera fase de rifting, durante el Pérmico superior-Triásico, produjo la reactivación de fracturas tardi-variscas que actuaron como fallas normales de alto ángulo, lo que supuso una subsidencia relativamente alta y condicionó la sedimentación de importantes espesores de sedimentos fluviales, seguida de la sedimentación de facies marinas y evaporíticas. A esta fase le sigue la primera etapa de post-rifting Jurásico, acompañada de sedimentación de carbonatos asociados a un sistema de plataformas carbonatadas someras. A continuación, la segunda fase de rifting tiene lugar durante el Jurásico superior-Cretácico inferior y está relacionada con la propagación del rifting hacia el Atlántico Norte y el comienzo de la apertura oceánica en el Golfo de Vizcaya. Durante esta fase, una de las más activas, se generó un sistema de fallas extensionales sinsedimentarias y se produjo la progresiva destrucción de las plataformas carbonatadas del Jurásico superior y el desarrollo de cuencas sedimentarias de acusada subsidencia, entre las que se encuentra la Cuenca del Maestrazgo (Salas et al., 2001; Mas y Salas, 2002), en las que son muy importantes los depósitos continentales y de carácter litoral. Finalmente, la segunda etapa de post-rifting se extiende hasta el Cretácico superior y está asociada a una generalización de la sedimentación con facies de plataformas carbonatadas muy homogéneas.

Estructuralmente, la zona de enlace presenta un gran desarrollo de pliegues y cabalgamientos con una dirección predominante E – W, que afectan a la cobertera mesozoica mucho más gruesa que en la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana (Molina y Salas, 1993). En las proximidades de Fredes, donde se localizan los afloramientos estudiados, existen abundantes fallas, pliegues y cabalgamientos de dirección ENE-WSW, más en continuidad con las direcciones estructurales de la cordillera Costero-Catalana (Fig. 2). Una de estas estructuras es el anticlinal de Fredes, de núcleo jurásico y cuyo flanco N, donde se hallan los afloramientos objeto de estudio, se encuentra afectado por varios cabalgamientos (Fig. 2).

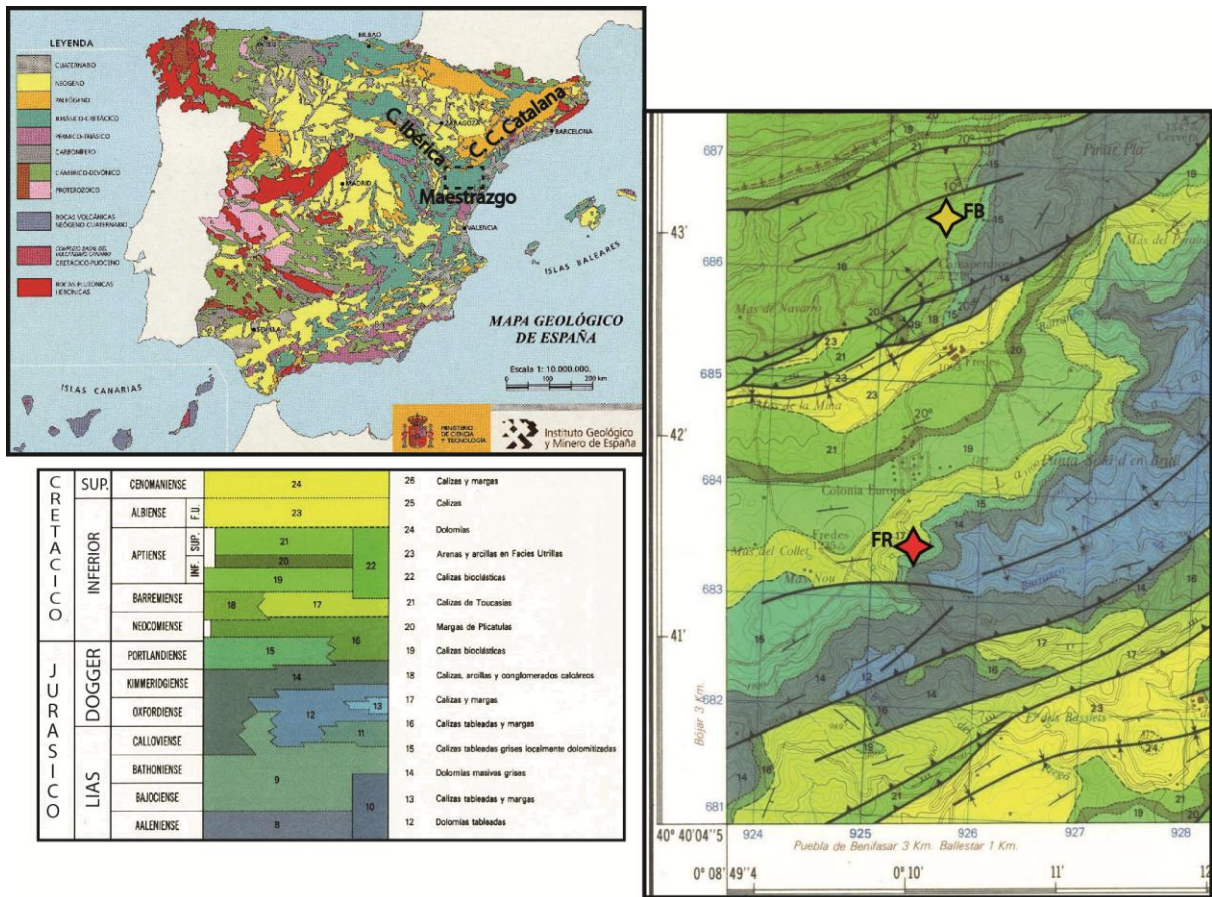


Figura 2. Esquema geológico de la Península Ibérica y geología del área donde se encuentran los afloramientos estudiados (García y López, 1985).

En general, en la Cuenca del Maestrazgo, el relleno sedimentario syn-rift sobrepasa los 4 km de potencia y se caracteriza por el predominio de depósitos carbonáticos marinos de aguas someras, interrumpidos por sistemas clásticos generalizados en el Aptiense basal y el Albiense. No obstante, la sedimentación terrígena siliciclástica predomina en el margen occidental de la cuenca durante el intervalo Jurásico terminal – Barremiense medio, con las facies Purbeck y Weald (Salas, 1989; Salas et al, 1995).

En la zona de estudio, tal y como describe García y López (1985) los materiales aflorantes van desde el Jurásico Superior (Malm) hasta el Cretácico Inferior (Albiense), si bien los materiales jurásicos se restringen al núcleo del anticlinal de Fredes (Fig. 2). El Jurásico está constituido por una serie calco-dolomítica, con pequeñas intercalaciones margosas. También el tránsito Jurásico – Cretácico aparece representado por calizas y dolomías tableadas, sobre las cuales se presentan, en suave discordancia, los depósitos del ciclo Barremiense – Aptiense, al que pertenecen las arcillas lateríticas estudiadas. Posteriormente, y en superposición a todo lo mencionado anteriormente y siempre discordantemente, aparece una serie detrítica (arenas y arcillas), con niveles carbonosos, que representa a las facies Utrillas. Sobre estos materiales se dispone el Cretácico superior, compuesto por tramos dolomíticos en su base (Cenomaniense), y por una serie calco-margosa a techo (Senoniense).

Como se ha comentado, los materiales lateríticos estudiados están incluidos en el ciclo Barremiense-Aptiense y, en concreto, pertenecen a las Formaciones Artoles y Cantaperdius, ambas de edad Barremiense (Cretácico inferior). Estas dos formaciones, tal y como se observa en la Figura 3, son equivalentes laterales, y por tanto es frecuente que se encuentren interdigitadas.

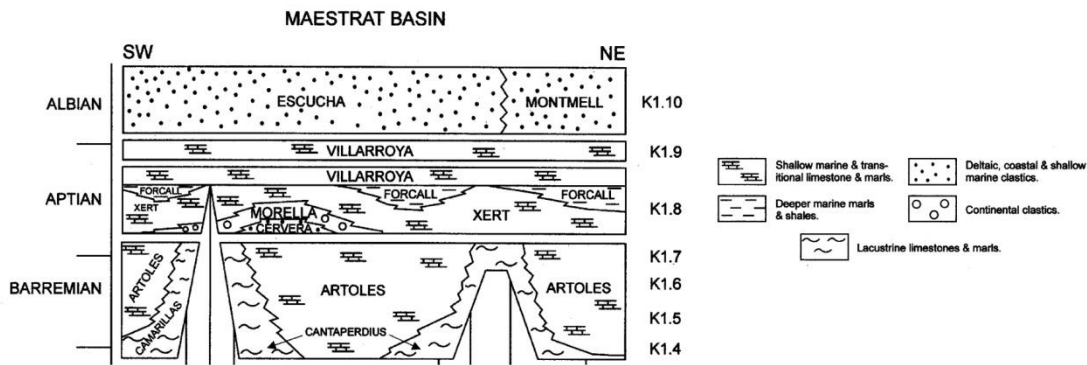


Figura 3. Diagrama crono-estratigráfico de la Cuenca del Maestrazgo durante el Cretácico Inferior. Editado de Salas et al., 2001.

La formación Artoles (Salas, 1987), cuya potencia máxima es de 200 m, es principalmente una unidad carbonatada somera, constituida por una alternancia de calizas (wackstone y packstone) y margas de color gris, que presenta en su zona basal una costra laterítica. Corresponde a un medio deposicional de zonas de plataforma costera con pequeños episodios continentales, típico de un estuario (García y López, 1985). Por otra parte, la formación Cantaperdius (o Cantaperdices) (Salas, 1987), puede superar los 300 m de potencia, es principalmente continental, con una importante influencia siliciclastica (Martín-Closas y Salas, 1998). Se encuentra formada por calizas blancas con charofitas, calizas rojas, arcillas lateríticas, y niveles de conglomerados calcáreos intraformacionales, y está relacionada con un ambiente de depósito de medio lacustre (García y López, 1985).

Finalmente, cabe destacar que la zona de estudio se encuentra en una de las tres principales regiones de bauxitas kársticas del NE de España. De hecho, próximos a los afloramientos estudiados se localizan unos de los depósitos más importantes y representativos de bauxitas kársticas del NE de España, los depósitos de Fuentespalda (Teruel) (Molina y Salas, 1993), también de edad Barremiense. Estos depósitos rellenan cavidades kársticas en rocas carbonatadas de la Formación Polpís (Oxfordiense superior-Kimmeridgiense) (Salas, 1987) y consisten en bloques de dimensiones métricas de bauxitas pisolíticas incluidos en una matriz de arcillas rojas (Molina y Salas, 1993). Yuste et al. (2015) indican que estas arcillas constituyen el material laterítico de partida para la formación de las bauxitas pisolíticas y que se trata de arcillas lateríticas similares a las de la Fm. Cantaperdius.

## Materiales estudiados

Para la realización de este trabajo se han estudiado dos afloramientos de arcillas lateríticas, siglados como FR y FB, ambos de edad Barremiense (Cretácico inferior), cuya situación se puede observar en la figura 2 y cuyas coordenadas se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1. Coordenadas y altitud de los afloramientos.

	Latitud	Longitud	Altitud
Afloramiento FR	40° 41.357' N	0° 10.039' E	953m
Afloramiento FB	40° 43.112' N	0° 10.238' E	1240m

Las lateritas y materiales asociados del afloramiento FR pertenecen a la Fm. Artoles y forman un paquete de aproximadamente 5 m de espesor (Fig. 4). Las arcillas descansan sobre un nivel de calizas micríticas que muestra evidentes signos de disolución kárstica (Fig. 5 A) y zonas recrystalizadas. Como se aprecia en el esquema de la Figura 4, las arcillas presentan dos intercalaciones

carbonatadas. La inferior constituye un paquete de calizas nodulares de unos 45 cm de espesor, con colores amarillentos en su exterior, en el que se distinguen abundantes acumulaciones de óxidos de hierro en forma de pátinas (Fig. 5 B). La otra intercalación carbonatada consiste en una capa de caliza micrítica de morfología lenticular que presenta un espesor máximo de 120 cm, con abundante contenido fósil, probablemente valvas de ostrácodos o bivalvos. En ambas intercalaciones se han observado fracturas rellenas de calcita esparítica. En cuanto a las arcillas, presentan coloraciones pardo-amarillentas salvo en la parte superior, aproximadamente 2 metros, donde presentan tonalidades rojo-violáceas (Fig. 5 C). Cabe destacar que se han identificado texturas de tipo “cutan” en las arcillas, así como restos carbonosos. En este afloramientos se han tomado 9 muestras cuya situación aparece representada en la Figura 4. El afloramiento se ve afectado por una falla normal, de dirección N242 y buzamiento 70º SSW. Las muestras tomadas se han recolectadas alejadas de este plano de falla.

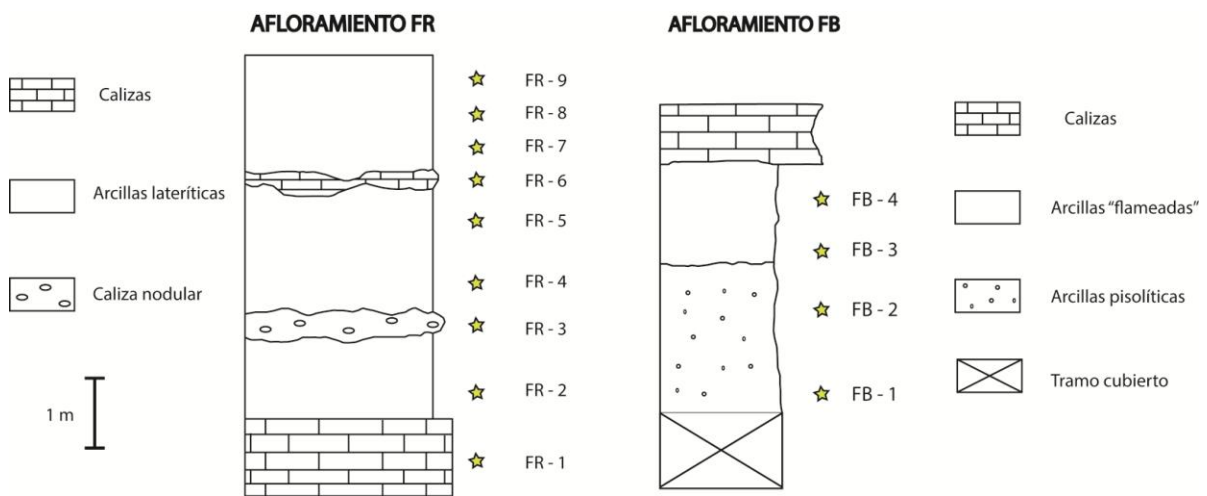


Figura 4. Esquemas de los afloramientos estudiados y localización de las muestras tomadas.

El afloramiento FB consiste en un paquete de arcillas de unos 3,5 m de espesor perteneciente a la Fm. Cantaperdius. Se pueden diferenciar claramente 2 niveles (Fig. 4). El nivel inferior, de 2 m de potencia presenta colores violáceos, tiene carácter pisolítico (Fig. 5 D), y presenta una mayor compactación que el nivel superior. Con respecto a los pisolitos, se observaron tanto pisolitos de color violáceo como otros de color ocre. Se ha comprobado que esta diferencia de color mencionada solamente afecta a la envuelta más externa, siendo todos los pisolitos en su interior de color ocre amarillento. Ambos grupos de pisolitos presentan dimensiones y morfologías similares. En general, los más grandes (de hasta 15 mm de diámetro) suelen mostrar morfologías más irregulares, mientras que los de menos tamaño (4 mm de diámetro) presentan formas más esféricas. El nivel superior, de 1,5 m de espesor, presenta aspecto “flameado” con coloraciones blancas y violáceas (Fig. 5 E) y destaca la ausencia de pisolitos. En este afloramiento se han tomado 4 muestras, cuya localización se puede observar en la Figura 4. Asimismo, se han muestreado pisolitos aislados de las 2 coloraciones mencionadas con anterioridad.



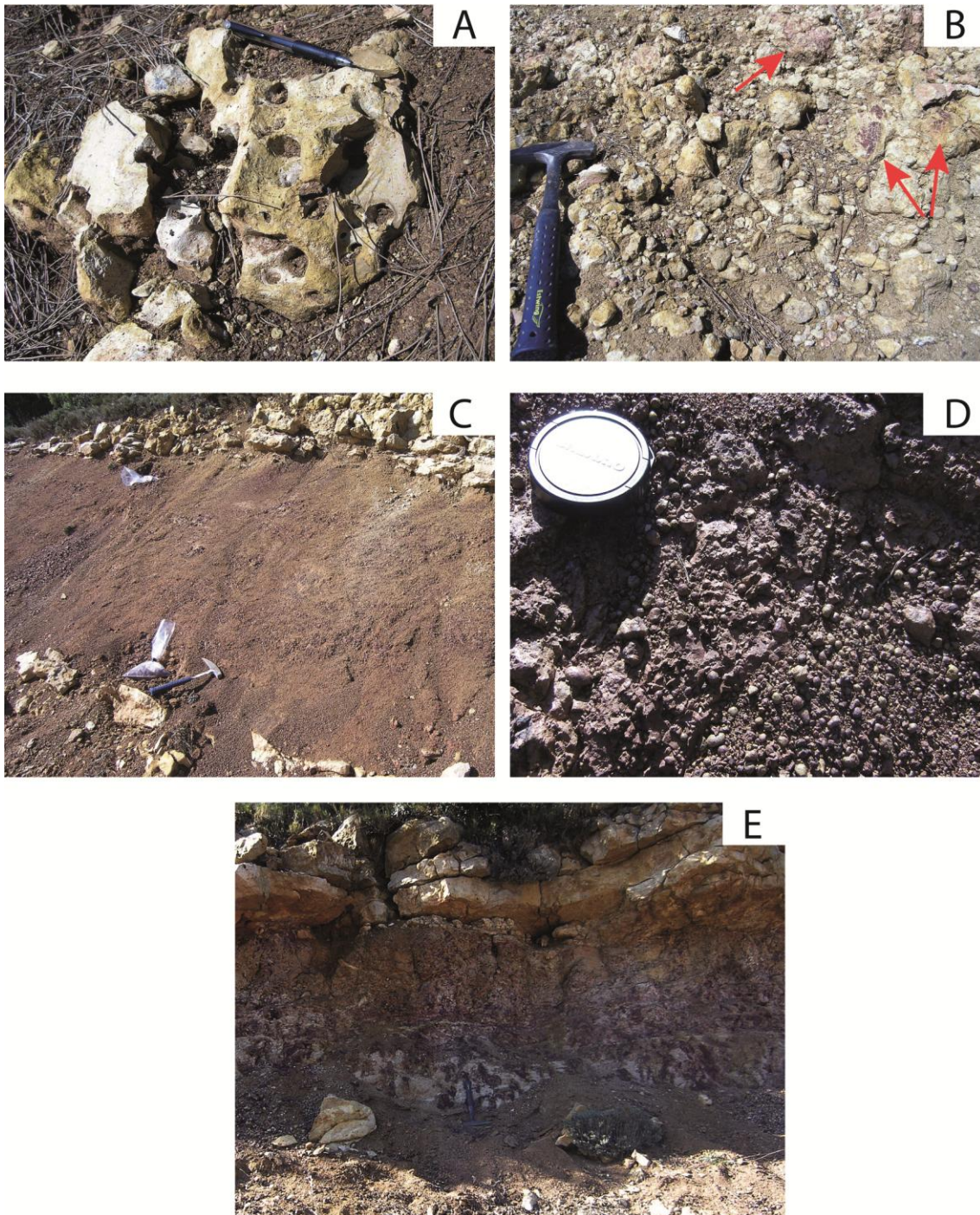


Figura 5. Imágenes de campo de los afloramientos estudiados. A: detalle de la karstificación de las calizas de la base del afloramiento FR. B. Caliza nodular del afloramiento FR; se aprecian algunas zonas de óxidos de Fe en forma de pátinas (flechas). C. Arcillas violáceas de la parte superior del afloramiento FR. D. Pisolitos del nivel inferior del afloramiento FB. E. Aspecto “flameado” del nivel superior del afloramiento FB.

## **Metodología**

Para poder completar los objetivos marcados en este trabajo, se han utilizado principalmente tres técnicas de laboratorio: difracción de rayos-X, microscopía óptica y microscopía electrónica. Previamente a la utilización de estas técnicas, se ha procedido a la toma de un número representativo de muestras de los dos afloramientos estudiados, como se ha comentado en el apartado anterior. Como ha quedado recogido en dicho apartado, se ha llevado a cabo una descripción de los afloramientos, tomando fotografías y realizando los esquemas pertinentes. Las muestras tomadas han sido localizadas correctamente en mapas, esquemas y mediante GPS. Además han sido correctamente sigladas teniendo en cuenta el afloramiento de procedencia y su ordenación en la vertical. Las observaciones y descripciones de las muestras obtenidas en el campo, se completaron con observaciones de visu en el laboratorio, fundamentalmente en lo que se refiere a color, coherencia y presencia o ausencia de características texturales o estructurales remarcables, dado el pequeño tamaño de grano de los materiales objeto de estudio. Además, en aquellas muestras en las que por coherencia y tamaño fue posible, fueron cortadas para realizar observaciones en corte fresco, y así también seleccionar cortes para la realización de láminas delgado-pulidas.

### **Difracción de rayos-X (DRX)**

Esta técnica ha sido usada con el fin de determinar la composición mineralógica de cada muestra, tanto en muestra global, como en la fracción arcilla ( $<2\ \mu\text{m}$ ), y para el cálculo de la cristalinidad de la caolinita y de la illita. Para ello se ha utilizado un difractómetro Philips PW 1710, usando radiación  $\text{Cu-K}\alpha$ , con ventana automática, y un monocromador de grafito. Para proceder al análisis por DRX se trituró una cantidad representativa de la muestra (150 – 200 g) de forma manual mediante un martillo. La muestra triturada se cuarteó para obtener una pequeña cantidad representativa para el análisis de muestra global y una cantidad mayor, igual de representativa, para el análisis de la fracción  $<2\ \mu\text{m}$ .

La parte correspondiente a la muestra global fue molida mecánicamente en un molino FRITSCH Pulverisette y manualmente con un mortero, ambos de ágata. Posteriormente se tamizó con un tamiz de luz de malla  $53\ \mu\text{m}$  y se preparó el portamuestras correctamente siglado.

Para la extracción de la fracción  $<2\ \mu\text{m}$  se preparó una suspensión de la muestra con agua destilada, agitándose con la ayuda de batidoras durante aproximadamente 2 horas. En el caso de la muestra de caliza nodular, fue necesario eliminar previamente la calcita presente. Esto se realizó mediante ataque químico utilizando HCl con una concentración 0,3 N, hasta la total eliminación de los carbonatos. Se realizó por decantación la extracción de la fracción  $<20\ \mu\text{m}$ , aplicando la ley de Stokes (esperando 5 minutos tras finalizar la agitación de las muestras). A partir de la fracción  $<20\ \mu\text{m}$  se extrajo la fracción  $<2\ \mu\text{m}$  mediante una centrifugadora Hettich Universal 320, programándola un tiempo de 3 minutos y 36 segundos a 580 rpm. Con la fracción así obtenida, se prepararon agregados orientados, por duplicado, que fueron secados al aire, y solvatados con etilenglicol durante 48 horas, manteniéndolos en una estufa a  $60^\circ\text{C}$ .

Los datos de difracción de rayos X han sido procesados y almacenados mediante el uso del programa XPOWDER (Martin, 2004). Para la estimación semicuantitativa de la composición mineral de la muestra total se han usado como valores de RIR (Reference Intensity Ratios) los recogidos en la base de datos usada por Smith y Johnson (2000) en el análisis de bauxitas de Jamaica. Para la estimación semicuantitativa de los filosilicatos de la fracción menor de  $2\ \mu\text{m}$  se han usado los valores de RIR usados por Biscaye (1965).

El cálculo de la cristalinidad de la caolinita (KC) se ha llevado a cabo en la fracción arcilla, midiendo la altura a la mitad de la anchura de sus reflexiones a 7 y 3.57 Å tanto en los agregados secados al aire (AO), como en los tratados con etilenglicol (EG). En el caso de la illita, se ha llevado a cabo en la reflexión a 10 Å tanto en AO como en EG.

### **Microscopía óptica**

Las muestras han sido examinadas por microscopía óptica, bajo luz transmitida, usando un microscopio OLYMPUS BX41. La realización de las láminas delgado-pulidas ha sido llevada a cabo por el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de la Universidad de Zaragoza.

### **Microscopía electrónica**

Se seleccionaron 6 muestras (3 de cada afloramiento) para su observación por microscopía electrónica de barrido de emisión de campo (FESEM), tanto en fragmentos como en lámina delgado-pulida. Se utilizaron detectores de electrones secundarios (SE), electrones retrodispersados (BSE) y rayos X de energía dispersiva (EDS) para obtener información textural y química. Las observaciones se llevaron a cabo en el Servicio de Microscopía Electrónica de Materiales de la Universidad de Zaragoza, utilizando un microscopio JEOL JSM 6360-LV, equipado con un detector Oxford (EDS) y una óptica Carl Zeiss MERLIN FESEM. Se usó un voltaje de 4 a 20 kV y una corriente de sonda de 0,01 y 2 nA, con un tiempo de conteo de 50 segundos. Las muestras fueron recubiertas con C para la obtención de imágenes tanto de SE como de BSE.

## **Resultados**

### **Difracción de rayos-X (DRX)**

En la Tabla 2 se muestra la composición mineralógica global de las muestras estudiadas.

Se observa que en ambos afloramientos, las muestras de arcilla laterítica están constituidas mayoritariamente por caolinita acompañada por goethita y, en menor medida, hematites, anatasa y rutilo. Además, se ha detectado la presencia de diásporo en todas las muestras arcillosas del afloramiento FR y en algunas del FB y, más ocasionalmente, cuarzo.

Cabe destacar que el contenido promedio en caolinita es más alto en el afloramiento FB. Por otra parte, en el afloramiento FR, como se aprecia en la Tabla 2, se observa un ligero incremento en el contenido en caolinita hacia la parte superior del perfil. Además, en este afloramiento es frecuente que las muestras de arcillas presenten pequeñas cantidades de calcita.

Con respecto a las muestras carbonatadas del afloramiento FR, están compuestas exclusivamente por calcita, excepto la muestra de caliza nodular, en la que también aparece caolinita y goethita.

Por lo que respecta al afloramiento FB, cabe destacar el predominio de goethita frente a hematites en el nivel inferior (pisolítico), mientras que en el nivel superior, de aspecto flameado, predomina hematites frente a goethita.

**Tabla 2. Composición mineralógica de la muestra global (%). PA: muestra de pisolitos amarillos, PR: muestra de pisolitos rojos. Ind: <5%. \* Solo se han tenido en cuenta los datos de las arcillas.**

		Caolinita	Goethita	Hematites	Diasporo	Anatasa	Rutilo	Cuarzo	Calcita
F B	FB - 4	74	8	13	-	ind.	-	ind.	-
	FB - 3	73	8	15	-	-	ind.	ind.	-
	FB - 2	69	12	ind.	8	ind.	ind.	-	-
	FB - 1	74	19	6	-	-	ind.	-	-
	Media	72	12	9	ind.	ind.	ind.	ind.	-
	PA	27	52	20	-	-	-	-	-
	PR	24	50	26	-	-	-	-	-
F R	FR - 9	68	11	6	9	ind.	ind.	-	ind.
	FR - 8	66	12	9	8	ind.	ind.	-	-
	FR - 7	56	21	7	10	ind.	ind.	-	ind.
	FR - 6	-	-	-	-	-	-	-	100
	FR - 5	46	20	7	8	ind.	ind.	-	12
	FR - 4	52	20	ind.	8	5	ind.	ind.	7
	FR - 3	16	7	0	-	-	-	-	76
	FR - 2	62	15	5	-	5	ind.	-	10
	FR - 1	-	-	-	-	-	-	-	100
	Media*	58	17	6	7	ind.	ind.	ind.	5

En lo que se refiere a los dos tipos de pisolitos diferenciados en el afloramiento FB, amarillos (PA) y rojos (PR), se observa que no existe ninguna diferencia significativa en su composición mineralógica, en la que más de un 70% corresponde a fases de hierro, predominando la goethita, aproximadamente con un 50%. Acompañando a estos minerales aparece caolinita.

En cuanto a la composición mineralógica de la fracción inferior a 2 µm (detallada en la Tabla 3), destaca que en las muestras del afloramiento FB, la fracción arcilla está compuesta exclusivamente por caolinita, mientras que en las muestras correspondientes al afloramiento FR, la caolinita sigue siendo el mineral predominante (entre un 72 – 94%), pero se observan porcentajes variables de illita (entre un 6 y 28%). Junto a estos minerales también se han detectado goethita, cuarzo y anatasa. En el afloramiento FR, además, se ha detectado la presencia de rutilo, e indicios probables de gibbsita.

**Tabla 3. Composición mineralógica de la fracción arcilla (%) y cristalinidad de caolinita e illita en agregados secados al aire (AO) y solvatados con etilenglicol (EG) en las reflexiones a 10 Å para la illita y a 7 y 3,5 Å para la caolinita.**

	% FRACCION <2 µm		CRISTALINIDAD					
	% Caolinita	% Illita	AO			EG		
			Illita (10)	Kln (7)	Kln (3,5)	Illita (10)	Kln (7)	Kln (3,5)
FB - 4	100	-	-	0,3	0,4	-	0,3	0,4
FB - 3	100	-	-	0,4	0,4	-	0,4	0,4
FB - 2	100	-	-	0,4	0,4	-	0,4	0,4
FB - 1	100	-	-	0,3	0,0	-	0,4	0,4
FR - 9	94	6	0,2	0,4	0,4	0,2	0,4	0,3
FR - 8	88	12	0,2	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4
FR - 7	86	14	0,5	0,4	0,4	0,8	0,4	0,4
FR - 5	72	28	0,6	0,4	0,4	0,2	0,5	0,4
FR - 4	75	25	0,2	0,4	0,5	0,2	0,4	0,4
FR - 3	84	16	0,2	0,4	0,4	0,2	0,4	0,4
FR - 2	84	16	-	0,4	0,4	0,2	0,4	0,4

Los valores de cristalinidad de la caolinita (Tabla 3) son muy similares en los dos afloramientos, no apreciándose variaciones significativas, tampoco en la vertical. Además tampoco existen diferencias entre los valores obtenidos de las dos reflexiones, independientemente de que se haya medido en los agregados secados al aire o tratados con etilenglicol, lo que permite descartar la presencia de componentes expandibles, como esmectita.

En el caso de la illita (Tabla 3), solo observada en el afloramiento FR, los valores son muy heterogéneos, existiendo 3 muestras con resultados distintos en AO y EG, pero no en el mismo sentido. Cabe destacar que debido a los pequeños porcentajes de illita detectados en las muestras, su reflexión a 10 Å en los difractogramas no aparece muy desarrollada, lo que probablemente introduce errores en la medida de la cristalinidad y hace que estos datos no resulten del todo fiables.

### **Microscopía óptica**

El estudio por microscopía óptica se ha centrado en la descripción de la muestra correspondiente al nivel pisolítico del afloramiento FB, debido al pequeño tamaño de grano del resto de muestras tomadas. No obstante, antes de pasar a describir la muestra pisolítica, se describe brevemente las principales características texturales del resto de muestras que han permitido las observaciones mediante el microscopio petrográfico.

Las muestras carbonatadas del afloramiento FR consisten en calcita micrítica, pudiéndose distinguir alguna zona de calcita esparítica o microesparítica, normalmente rellenando huecos o fracturas o en relación con restos fósiles. En lo que se refiere a la caliza nodular, cabe destacar la mayor abundancia de restos fósiles, la presencia de zonas redondeadas de color marrón-ocre (Fig. 6 A) relacionadas con su carácter nodular y con la acumulación de goethita, como indican los datos de DRX.

En el caso de las muestras arcillosas de ambos afloramientos, el tamaño de grano se encuentra por debajo del poder de resolución del microscopio óptico lo que, junto a la abundancia de óxidos de hierro, hace muy difícil su estudio y descripción detallada por microscopía óptica. Cabe destacar, no obstante, que en algunas muestras de la parte superior del perfil del afloramiento FR se han identificado escasas partículas pisolíticas, carentes de la estructura interna (Fig. 6 B) que presentan las del nivel pisolítico del afloramiento FB, como se detalla a continuación.

En cuanto a la muestra pisolítica del afloramiento FB, para su descripción se han utilizado los términos propuestos por Bardossy (1982): macropisoides (5 mm), pisoides (1 - 5 mm), ooides (100 - 1000 μm) y micro-ooides (<1000 μm). En la lámina se han observado partículas de las anteriores de todos los tamaños excepto las más grandes (macropisoides), predominando los pisoides y ooides. Estas partículas se encuentran en una matriz de color pardo oscura, si bien a veces las partículas se encuentran en contacto unas con otras, sobre todo aquellas de mayor tamaño. En cuanto a su color, las hay desde tonos amarillos, naranjas o cobrizos, hasta colores rojos-pardos. Respecto a su morfología, se ha podido observar que todas tienen contornos redondeados, presentándose en algunos casos con formas casi circulares (Fig. 6 C) y, ocasionalmente, con morfologías más alargadas y sección lenticular (Fig. 6 D). Todas las partículas presentan un núcleo y una serie de envueltas concéntricas que se diferencian por su distinto grosor y coloración en función, como se ha comprobado en el SEM, del mayor o menor contenido en óxidos de Fe. No obstante, en función de las diferencias en su estructura interna, se han podido diferenciar dos grupos de partículas: simples y compuestas.

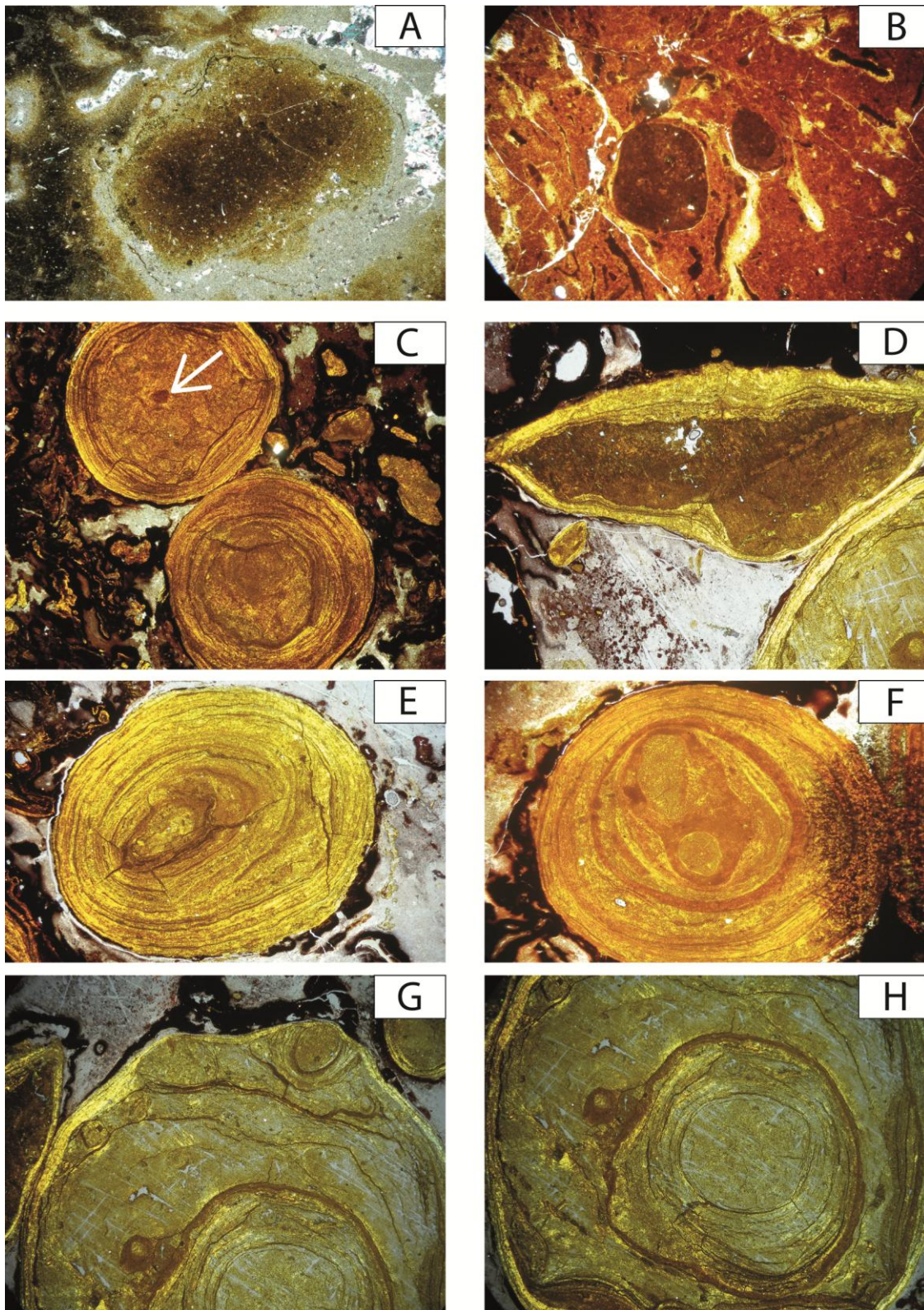


Figura 6. Imágenes de microscopía óptica de las muestras estudiadas. A. Acumulaciones de goethita de aspecto nodular en la muestra de calcita nodular del afloramiento FR; 5x, NP. B. Partícula pisolítica carente de estructura interna en el afloramiento FR; 5x, NP. C. Pisolides de forma casi circular; en el pisolide superior se identifica un posible clasto en el centro del núcleo (flecha); 5x, NP. D. Pisolide alargado lenticular; 5x, NP. E. Pisolide simple con núcleo granular masivo, envueltas concéntricas y corteza externa opaca de óxidos de Fe; también se observan algunas fracturas radiales rellenas de óxidos de Fe; 5x, NP. F. Pisolide simple en cuyo núcleo se distinguen 2 ooides; 10x NP. G. Pisolide compuesto formado por 2 partículas simples más pequeñas; 5x, NP. H. Pisolide compuesto cuyo núcleo está constituido por una partícula simple; 5x, NP. 5x – 10x: aumentos del objetivo usado. NP: nicoles paralelos.

Se han considerado partículas simples aquellas que están formados por un núcleo, una serie de envueltas concéntricas y por una corteza externa opaca de óxidos de hierro (Fig. 6 E). El núcleo suele ser de carácter granular masivo, aunque en algunas partículas pisolíticas simples se ha podido distinguir en la parte central una partícula de geometría irregular, muy probablemente un clasto (Fig. 6 C) y, en ocasiones, la presencia de hasta 2 ooides o pisoides (Fig. 6 F).

Como partículas compuestas hemos considerado aquellas formadas por varias partículas simples unidas y rodeadas por varias envueltas concéntricas (Fig. 6 G) en mayor o menor número. También hemos considerado como partículas compuestas aquellas en las que una partícula simple actúa como núcleo de una partícula de mayor tamaño (Fig. 6 H). En ambos casos, las partículas simples mantienen la estructura elemental comentada anteriormente para dichas partículas.

En ambos tipos de partículas, simples y compuestas, se ha observado la presencia de fracturas radiales con longitud variable desde el núcleo hacia las envueltas concéntricas, pero que en ningún caso llegan hasta el exterior (Fig. 6 E). El color en estas fracturas indica que están rellenas de abundantes óxidos de hierro.

### **Microscopía electrónica**

Las imágenes de electrones secundarios de las muestras del afloramiento FB muestran que predomina la caolinita idiomorfa a subidiomorfa de pequeño tamaño, con diámetros incluso inferiores a 100 nm (Fig. 7 A), aunque también se han observado algunos cristales más grandes de hasta 5  $\mu\text{m}$ . Más ocasionalmente se han observado agregados de tipo “book” de caolinita de poco espesor (0,5 – 3  $\mu\text{m}$ ) tapizados parcialmente por los abundantes cristales nanométricos idiomorfos o subidiomorfos de caolinita comentados (Fig. 7 B).

Los óxidos de hierro, muy abundantes, suelen presentar muy pequeño tamaño, incluso inferior a 10 nm, y morfologías redondeadas e irregulares (Fig. 7 C). Sin embargo, en la muestra correspondiente al nivel de aspecto flameado también se han observado cristales idiomorfos de hematites especular rodeados de cristales de hábito alargado de óxidos o hidróxidos de hierro con textura botroidal y que parecen estar relleno de huecos (Fig. 7 D). Muy ocasionalmente se han observado cristales de feldespato y calcita con signos de disolución y cristales de tipo mica entre cuyas láminas y tapizándolos aparecen óxidos de hierro y cristales idiomorfos nanométricos de caolinita (Fig. 7 E).

Las imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de las muestras perteneciente al nivel pisolítico del afloramiento FB muestran que la estructura interna de las partículas pisolíticas refleja diferencias en la composición mineralógica. En la Figura 7 F se puede apreciar como el núcleo es muy rico en óxidos de hierro y las distintas envueltas concéntricas vienen marcadas por la alternancia de bandas más ricas en óxidos de hierro con otras más ricas en caolinita. En ocasiones, la caolinita se presenta como agregados laminares, apareciendo entre sus laminas óxidos de hierro (Fig. 7 G).

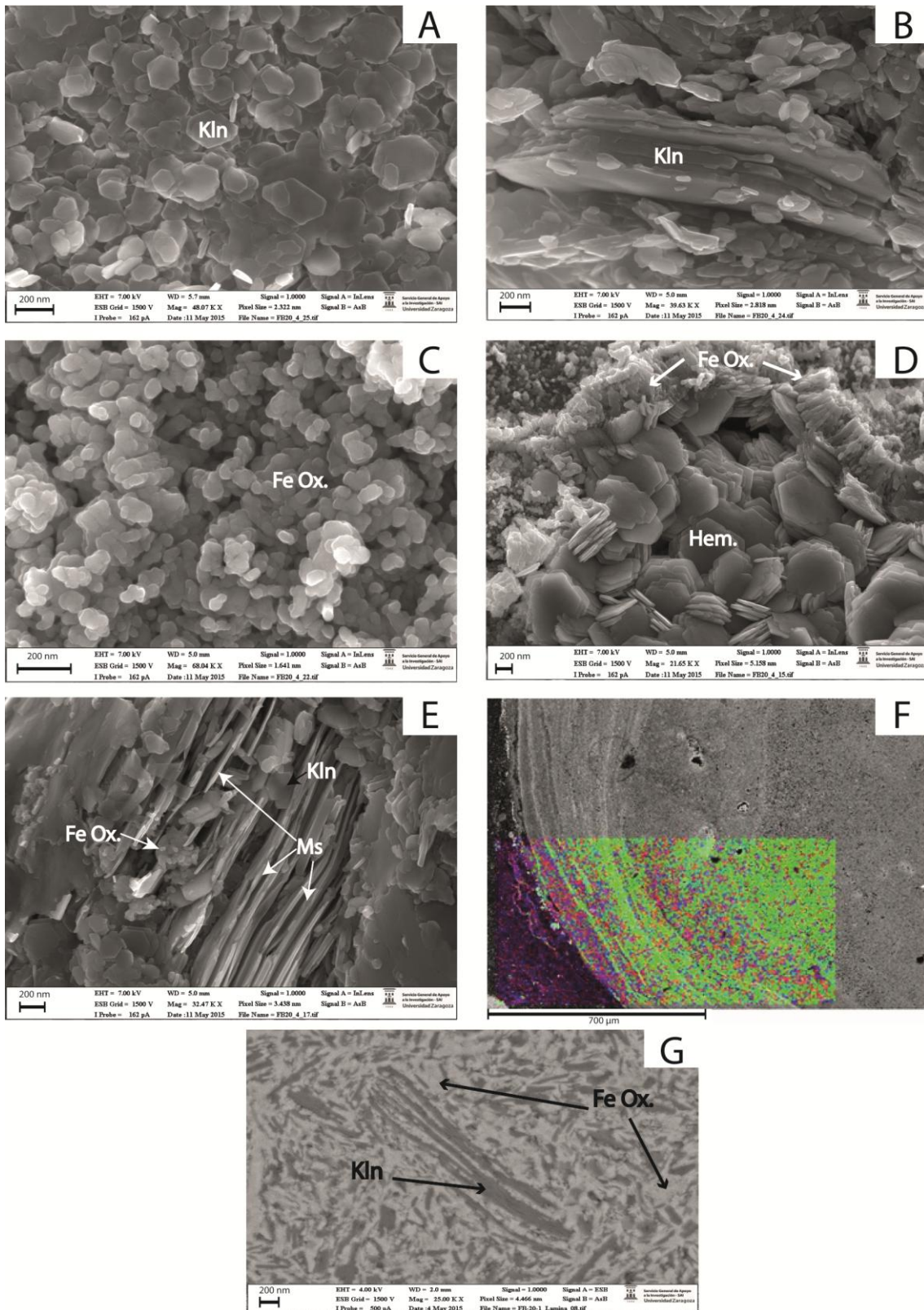


Figura 7. Imágenes de electrones secundarios (SE) y retrodispersados (BSE) del afloramiento FB. A. Imagen SE; se observan cristales de caolinita, de idiomorfa a subidiomorfa. B. Imagen SE; agregado de caolinita de tipo "book" tapizado por cristales de caolinita. C. Imagen SE; agregados de óxidos de Fe con morfologías redondeadas. D. Imagen SE; cristales idiomorfos de hematites especular rodeados de cristales de óxidos e hidróxidos de Fe de hábito alargado. E. Imagen SE; cristales de tipo mica entre cuyas láminas y tapizándolos aparecen óxidos de Fe y cristales idiomorfos de caolinita. F. Imagen BSE; diferencias composicionales entre las envoltas concéntricas de las partículas pisolíticas. Cada color corresponde a un elemento: Verde (Fe), azul (Si) y rojo (Al). G. Imagen BSE; agregado laminar de caolinita que presenta entre sus lamina óxidos de Fe. Kln: Caolinita. Hem: Hematites. Fe Ox: Óxidos de Fe. Ms: Mica.



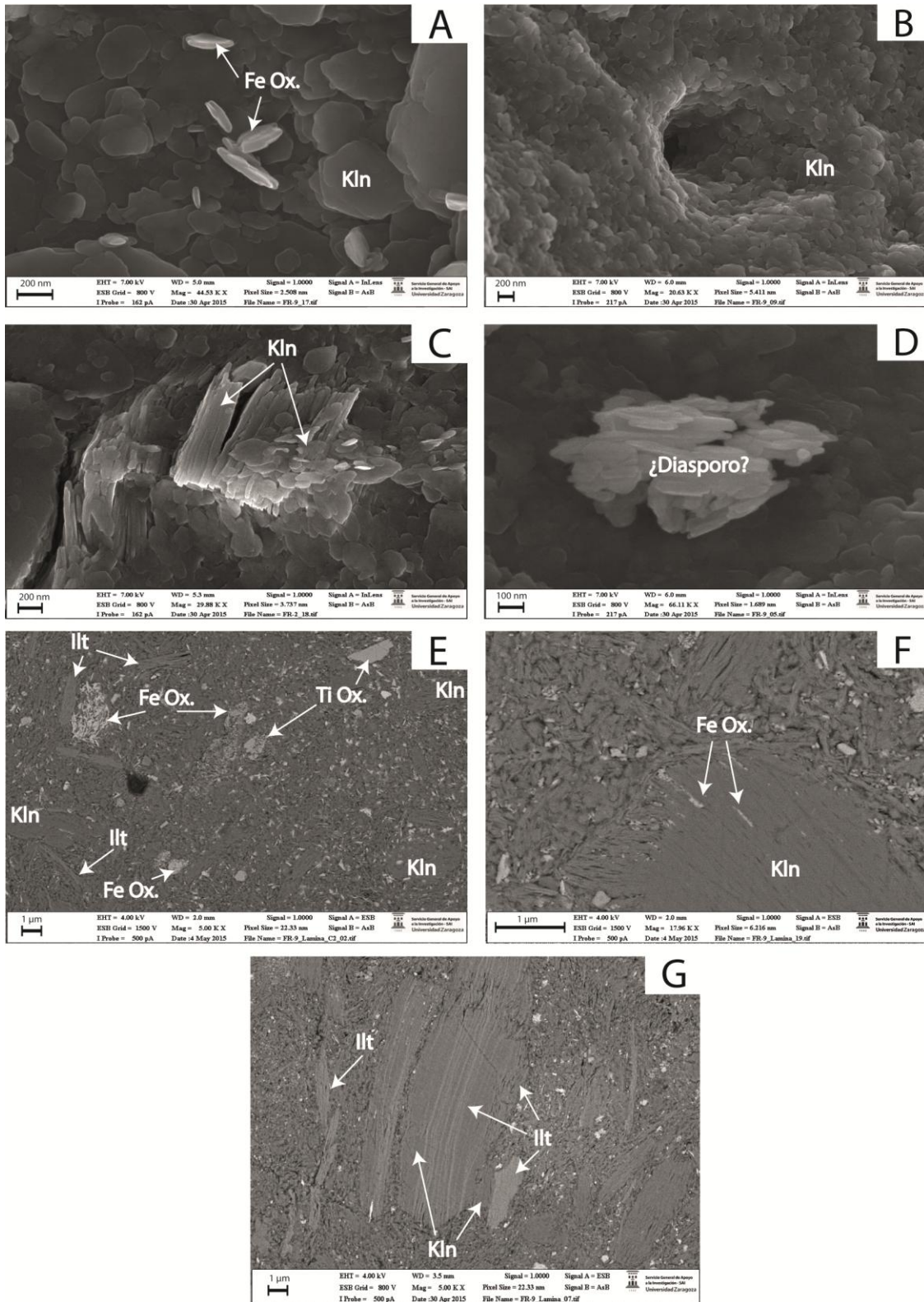


Figura 8. Imágenes de electrones secundarios (SE) y retrodispersados (BSE) del afloramiento FR. A. Imagen SE; cristales de caolinita idiomorfa a subidiomorfa y óxidos de Fe con morfología laminar. B Imagen SE; cristales de caolinita tapizando huecos. C. Imagen SE; agregado de tipo “book” de caolinita tapizado parcialmente por cristales nanométricos de caolinita. D. Imagen SE; cristales de morfología prismática, pudiendo tratarse de diásporo. E. Imagen BSE; aspecto general de las muestras arcillosas, observándose una matriz caolinítica con óxidos de hierro dispersos, agregados laminares más grandes de caolinita y de illita o mica y acumulaciones de óxidos de hierro y de titanio. F. Imagen BSE; agregado de caolinita que presenta óxidos de hierro entre sus láminas. G. Imagen BSE; agregados de illita o mica entre cuyas láminas se observan láminas de caolinita. Kln: Caolinita. Fe Ox: Óxidos de Fe. Ti Ox: Óxidos de Ti. Illt: Illita.

Las imágenes de electrones secundarios de las muestras arcillosas del afloramiento FR permiten observar la abundancia de caolinita idiomorfa a subidiomorfa de contornos hexagonales (Fig. 8 A), con tamaños desde aproximadamente 90 nm a 1,5  $\mu\text{m}$ , pudiendo alcanzar incluso 2,5  $\mu\text{m}$ . Su morfología es más irregular cuanto mayor es el tamaño de los cristales. En ocasiones, esta caolinita aparece como "cutans" tapizando huecos o recubriendo morfologías tubulares huecas, quizás en relación con bioturbación (Fig. 8 B). También se ha observado muy ocasionalmente formando agregados vermiculares o "books" de entre 100 y 400 nm de espesor a lo largo del eje c, tapizados parcialmente por cristales nanométricos idiomorfos a subidiomorfos de caolinita (Fig. 8 C). Además de caolinita, también se han podido apreciar óxidos de hierro, con morfología laminar y contornos irregulares, de tamaño nanométrico (Fig. 8 A) y, ocasionalmente, algunos cristales cuya morfología prismática o fibrosa podría indicar que se trata de diásporo, teniendo en cuenta los datos de DRX (Fig. 8 D).

Las imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de las muestras arcillosas de este afloramiento muestran una matriz caolinítica, con óxidos de hierro dispersos, en la que aparecen agregados laminares más grandes ( $> 1 \mu\text{m}$ ) de caolinita y de illita o mica, así como acumulaciones de óxidos de hierro y de titanio (Fig. 8 E). Estos agregados suelen presentarse deformados y fracturados, y se pueden apreciar óxidos de hierro entre sus laminas (Fig. 8 F). En el caso de los agregados de illita o mica, se ha observado entre sus láminas la presencia de láminas de caolinita (Fig. 8 G).

De las calizas del afloramiento FR, solo se ha observado al SEM la muestra de caliza nodular por contener, como indican los datos de DRX, caolinita y óxidos de hierro. Las imágenes de electrones secundarios muestran que la caolinita se presenta como cristales nanométricos (incluso  $< 100 \text{ nm}$ ) pseudo-hexagonales subidiomorfos a idiomorfos (Fig. 9 A). Como se ve en la figura anterior, a veces recubren cristales de calcita con signos evidentes de disolución. También se aprecia illita alotriomorfa, menos abundante, y óxidos de hierro de hábito laminar y contornos irregulares. Además también se han observado acumulaciones de cristales redondeados o alargados de muy pequeño tamaño ( $< 20 \text{ nm}$ ) de óxidos de titanio (Fig. 9 B).

Las imágenes de electrones retrodispersados de esta muestra permite apreciar la abundante calcita en forma de cristales subidiomorfos a alotriomorfos de tamaño variable (desde 1  $\mu\text{m}$  hasta superior a 2,5-3  $\mu\text{m}$ ), con signos de disolución, inmersos en una matriz de caolinítica y de muy pequeño tamaño, acompañados de óxidos de hierro, y en la que también se puede observar, en menor medida, óxidos de titanio y circones ocasionales (Fig. 9 C). Los óxidos de hierro pueden encontrarse formando pátinas alrededor de cristales de calcita (Fig. 9 D). Existen zonas con óxidos de hierro muy abundante en las que se ha observado agregados laminares de caolinita con óxidos de hierro entre sus laminas (Fig. 9 E).

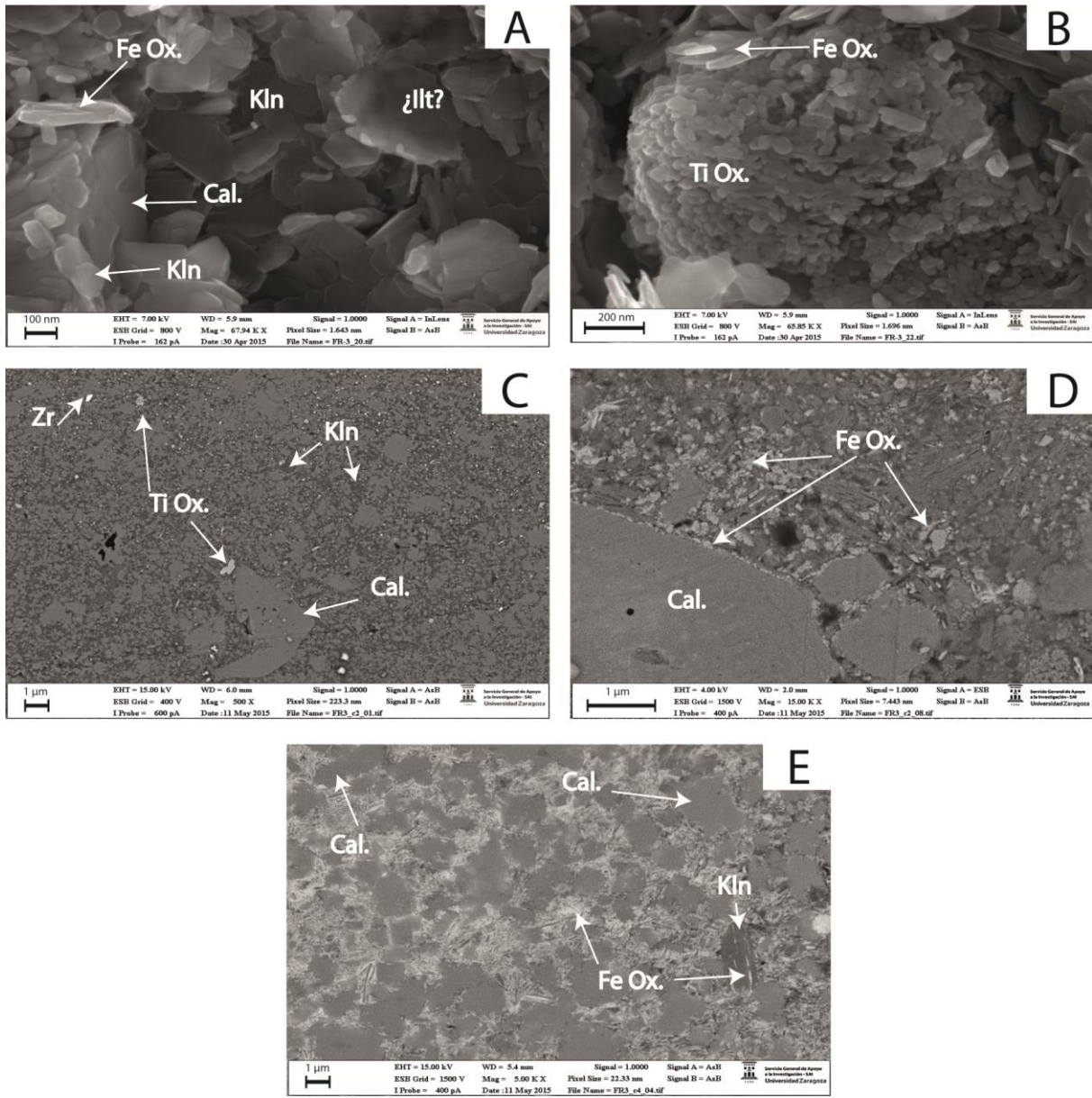


Figura 9. Imágenes de SE y BSE de la muestra de caliza nodular del afloramiento FR. A. Imagen SE; cristales de caolinita subidiomorfos a idiomorfos, tapizando parcialmente calcita con signos de disolución, junto con óxidos de Fe y cristales probables de illita. B. Imagen SE; acumulación de óxidos de Ti junto con óxidos de Fe de hábito laminar. C. Imagen BSE; aspecto general de la caliza, en la que se aprecia calcita subidiomorfa a alotriomorfa de tamaño variable en una matriz caolinítica, en la que se pueden observar también óxidos de Fe, óxidos de Ti e incluso circones. D. Imagen BSE; óxidos de Fe que forman una pátina alrededor de los cristales de calcita. E. Imagen BSE; óxidos de hierro abundantes, apareciendo incluso entre las láminas de agregados laminares de caolinita. Kln: Caolinita. Cal: Calcita. Fe Ox: Óxidos de Fe. Illt: Illita. Ti Ox: Óxidos de Ti

## Discusión

Tal y como se ha comentado en el Planteamiento, las lateritas son un tipo de suelo que se forma por procesos de meteorización química intensa en zonas de climas cálidos y húmedos, que genera un enriquecimiento de elementos inmóviles tales como aluminio, silicio, hierro y titanio. El resultado es la neoformación de caolinita como filosilicato predominante y abundantes óxidos e hidróxidos de Fe. Los datos mineralógicos obtenidos en este trabajo han puesto de manifiesto que los materiales estudiados están formados por abundante caolinita y óxidos e hidróxidos de Fe (hematites y

goethita), acompañados de óxidos de Ti (rutilo y anatasa), así como indicios de hidróxidos de Al (diásporo y gibbsita), indicando que, mineralógicamente, se trata de materiales lateríticos. La caolinita es el mineral más abundante en las muestras estudiadas. Su forma más habitual de presentarse, como cristales nanométricos idiomorfos a subidiomorfos (Fig. 7 A y 8 A), indica que mayoritariamente es autigénica, formada in situ durante la meteorización química que condujo a la formación de lateritas. La caolinita presente entre las láminas de micas o ilitas detríticas previas, observada en las imágenes de SEM (Fig. 7 E y 8 G) y la que forma parte de los agregados en libro observados (Fig. 8 C), también puede considerarse autigénica, ya que son estructuras demasiado delicadas como para haber resistido al proceso de transporte. Estas características texturales han sido también descritas en materiales de áreas próximas, también del Cretácico inferior (Fm. Camarillas), y relacionadas con procesos edáficos debidos a meteorización química intensa (Bauluz et al., 2014). Por otra parte, algunos de los agregados de caolinita descritos (Fig. 7 G), cuya morfología en ocasiones se asemeja más a agregados de mica o ilita que a los agregados en libro más característicos, podrían ser debidos a la completa caolinitización de micas o ilitas previas y ser, por tanto, también de carácter autigénico. Hay que mencionar, sin embargo, que algunos agregados de caolinita se han observado recubiertos parcialmente por los cristales nanométricos de caolinita con morfología idiomorfa mencionados antes (Fig. 8 C), lo que puede ser indicativo de que el proceso de lateritización ha constado de varias fases o estadios. Como describen Bauluz et al. (2014) en los materiales de la Fm. Camarillas, la intensa disolución de fases silicatadas como cuarzo y feldespatos debió ser el mecanismo que favoreció la cristalización de fases ricas en cationes relativamente inmóviles (Al, Si, Fe) como la caolinita y los óxidos de hierro. En los materiales estudiados, la escasez de cuarzo junto con ocasionales evidencias de disolución en los escasos feldespatos presentes, evidenciarían una meteorización química más intensa. Esta meteorización se vería favorecida por unas condiciones climáticas cálidas y húmedas prevalecientes en la zona de estudio durante el Cretácico inferior, como mencionan Dercourt et al. (1986). En cuanto a los contenidos en caolinita, los mayores contenidos en el afloramiento FB con respecto al FR pueden estar relacionados con que la lateritización fue más intensa en dicho afloramiento. Con respecto al otro afloramiento el ligero aumento de caolinita en la parte más superior del mismo también podría indicar una mayor meteorización. Este razonamiento se vería reforzado por la ausencia de ilita en el afloramiento FB y por el ligero descenso en su concentración en la parte superior del afloramiento FR, teniendo en cuenta su carácter detrítico en las muestras estudiadas.

Las texturas y morfologías observadas en relación con los óxidos de Fe y el contexto en que nos encontramos también indican su carácter autigénico. Su presencia en ocasiones entre las láminas de micas o ilitas y entre las láminas de agregados de caolinita, o finamente dispersos entre la caolinita autigénica de tamaño nanométrico, también apuntaría, como se ha mencionado anteriormente, a que han existido varios estadios de lateritización.

Esta hipótesis de los diferentes estadios durante la lateritización, también se hace plausible tras la observación, realizada mediante microscopía óptica, de los diferentes tipos de partículas del nivel pisolítico del afloramiento FB. En general, el crecimiento de las diversas envueltas concéntricas observadas implicaría cambios en las condiciones físico-químicas del medio, que favorecerían la precipitación de distintas fases minerales (caolinita y óxidos de Fe) en distintas proporciones. Por otra parte, la existencia de partículas compuestas, formadas por varias partículas simples conjuntamente rodeadas por varias envueltas concéntricas o en las que se observa el crecimiento de envueltas concéntricas a partir de una partícula simple, también parece estar implicando la existencia de diversos estadios en el proceso de lateritización. En general, la formación de ooides y pisoides requiere, como indica Bardossy (1982), que el material esté permanentemente saturado en agua. En nuestro caso, la presencia de algunas partículas pisolíticas con morfología alargada lenticular parece indicar una deformación en estado semiplástico, de acuerdo con condiciones de saturación de agua. Además, el hecho de que la fase de hierro predominante en el nivel pisolítico sea la goethita (fase hidratada), mientras que en el nivel superior sea la hematites, estaría de acuerdo

con la idea anterior. La presencia de fracturas radiales que no llegan a afectar a las envueltas más externas y aparecen rellenas de óxidos de Fe, podría deberse a procesos de desecación y, por tanto, indicarían variaciones en las condiciones de saturación, reforzando la idea de varios episodios en la formación de estos materiales.

Tal como se comentó en el Planteamiento, existen en las proximidades de la zona de estudio afloramientos de bauxitas que parecen haberse formado a partir de material parental laterítico, muy probablemente equivalente a los materiales aquí estudiados (Molina y Salas, 1993; Yuste et al., 2015). Como en el presente trabajo, los materiales bauxíticos y las arcillas asociadas descritas por Yuste et al. (2015) pertenecen al mismo ciclo de edad (Barremiense-Aptiense) y también se relacionan con carbonatos karstificados. Además, la composición mineralógica de las arcillas de este trabajo y las asociadas a las bauxitas estudiadas por Yuste et al. (2015), con los mismos equipos y en las mismas condiciones, es muy similar, con contenidos promedio de caolinita (66 y 65%, respectivamente), goethita (13 y 15%, respectivamente) y hematites (8 y 7%, respectivamente) muy próximos. En ambos casos, además, hay rutilo, anatasa e indicios de diásporo. Cabe destacar, por último, que incluso los valores medios de cristalinidad de caolinita, son muy similares.

Es decir, a la vista de lo anterior se puede indicar que, a pesar de que con una meteorización química más intensa las arcillas lateríticas pueden constituir el material parental a partir del cual se forman las bauxitas, las condiciones existentes en la zona estudio no favorecieron la formación de bauxitas. Teniendo en cuenta la proximidad de los afloramientos bauxíticos y, por tanto, unas condiciones climáticas similares, es posible que haya sido la ausencia de lixiviado continuo en los afloramientos estudiados, quizás en relación con unas condiciones paleogeográficas distintas, lo que no haya permitido continuar los procesos de meteorización y la eliminación de  $\text{SiO}_2$  y el enriquecimiento en Al, conducentes a la formación de abundantes hidróxidos de Al, como por ejemplo gibbsita, característicos de las bauxitas.

## **Conclusions**

The techniques used in this work have allowed the mineralogic and petrographic characterization of the studied samples and also getting familiar with the application of techniques used quite often in Mineralogy.

The studied materials mineralogy shows the predominance of kaolinite along with iron oxides, which are typical of lateritic materials. The observed textures indicate that both, kaolinite and iron oxides are authigenic and would have been formed during the lateritization process. This process would have been more intense in the FB outcrop and on top of the FR outcrop.

The lateralization process seems to have taken place in different stages, as evidenced by the textural analysis.

Obtained data are coherent with intense chemical weathering processes related to the prevalence of a hot and humid climate in the study area during the Lower Cretaceous.

The similarity between laterites here studied and nearby lateritic clays related with bauxitic materials, is in line with the fact that lateritic clays may constitute the parental material for bauxite formation, which indicate more intense chemical weathering. The reason why lateritic clays in the studied area have not evolved into bauxites could be due to different lixiviation conditions, possibly related with different paleogeographic conditions.

## **Bibliografía**

- Bardossy, G. (1982): *Karst bauxites. Bauxite deposits on carbonate rock*. Elsevier, Amsterdam, 441 p.
- Bauluz, B., Yuste, A., Mayayo, M.J. y Canudo, J.I. (2014): Early kaolinization of detrital Weald facies in the Galve Sub-basin (Central Iberian Chain, north-east Spain) and its relationship to palaeoclimate. *Cretaceous Research*, 50: 214-227.
- Biscaye, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin*, 76: 803-832.
- Dercourt, J. E.A., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. y Biju-Duval, B. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- García, A. y López, F. (1985): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº521 (Beceite) y memoria*. IGME, Madrid. 41p.
- Guimerà, J. (1984): Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121: 413-420.
- Martin, J.D. (2004): Using X Powder: A Software Package for Powder X-Ray Diffraction Analysis. Retrieved 18 April 2007 from [www.xpowder.com](http://www.xpowder.com). ISBN: 84-609-1497-6.
- Martín-Closas, C. y Salas, R. (1998): Lower Cretaceous Charophyte biozonation in the Maestrat Basin (Iberian Ranges, Spain). A reply to PO Mojon [1996]. *Géologie Alpine*, 74, 97-110.
- Mas, R. y Salas, R. (2002): Lower Cretaceous of the Iberian Basin. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, eds). Geological Society: London; 284-288.
- Molina, J.M. y Salas, R. (1993): Bauxitas kársticas del Cretácico inferior en Fuentespalda (provincia de Teruel): Estratigrafía, origen y paleogeografía. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17: 207-230.
- Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà: anàlisi de conca*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 345 p.
- Salas, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense – Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13: 121-158.
- Salas, R., Martín-Closas, C., Querol, X., Guimerà, J. y Roca, E. (1995): Evolución tectonosedimentaria de las cuencas del Maestrazgo y Aliaga – Penyagolosa durante el Cretácico inferior. En: *El Cretácico inferior del nordeste de Iberia* (R. Salas y C. Martín-Closas, eds.). Publicaciones de la Universidad de Barcelona, 13-94.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). *Peri-Tethys Memoir*, 6: 145-185.
- Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A. (2004): El rift mesozoico ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed). SGE – IGME, Madrid, 484 - 522.

Smith, D.K. y Johnson Jr, G.G. (2000): Digitized database quantification, DDBQ, analysis of complex mixtures using fully digitized patterns. *Advances in X-ray Analysis*, 42: 276-286.

Yuste, A., Bauluz, B. y Mayayo, M.J. (2015): Genesis and mineral transformations in Lower Cretaceous karst bauxites (NE Spain): Climatic influence and superimposed processes. *Geological Journal*, 50: 839 – 857.