

Arcillas caoliníferas y materiales asociados de la facies Weald (Formación Camarillas) de la provincia de Teruel: Caracterización mineral y génesis

Trabajo de Fin de Grado

Autor: Raúl Alegre Molina
Director: Alfonso Yuste Oliete
Convocatoria: Diciembre 2015



ÍNDICE

1. ABSTRACT	2
2. PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO	3
3. OBJETIVOS	3
4. METODOLOGÍA.....	4
4.1. Trabajo de campo.....	4
4.2. Descripción de VISU del material recogido	4
4.3. Microscopía óptica	4
4.4. Difracción de rayos-X (DRX)	5
4.5. Microscopía electrónica	5
5. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	6
6. CONTEXTO GEOLÓGICO	7
7. RESULTADOS	11
7.1. Muestra de mano	11
7.2. Microscopía óptica	12
7.2. Difracción de rayos-X (DRX)	13
7.3. Microscopio electrónico de barrido (SEM)	18
8. DISCUSIÓN.....	21
9. CONCLUSIONS	23
10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	23
11. ANEXOS	25

1. ABSTRACT

The results of the mineralogical and textural study carried out on samples from a 250 m thick profile, located near Mora de Rubielos (Teruel), in the Galve Sub-basin (Maestrazgo basin), are presented in this report. The study materials belong to the Camarillas Formation (lower Cretaceous).

The mineralogical and textural characterization has focused on the clay minerals and especially on kaolinite, with the aim of determining its genesis and related implications.

The samples were examined by X-ray diffraction (XRD), optical microscopy and scanning electron microscopy (SEM). The combination of these techniques has permitted to infer that the study rocks consist of a mixture of detrital and authigenic phases. Detrital phases include mainly quartz, feldspars, micas and illite and thus they are inherited from the source area. On the other hand, authigenic phases are kaolinite and Fe oxides. The most abundant authigenic mineral is kaolinite, appearing as intergrowths in another mineral phases as muscovite, as “book” aggregates, and as nanometric particles with idiomorphic to subidiomorphic character. The data indicate that kaolinite authigenesis was enhanced in sandstones, probably related to their higher quartz and feldspar contents and porosity.

Kaolinite and Fe oxides authigenesis would be related to intense dissolution of silicates as quartz and feldspars, as a result of intense chemical weathering related to the humid and warm climatic conditions prevailing during the Lower Cretaceous in the study area.

Keywords: Mineralogy, clays, Lower Cretaceous, X-ray diffraction, scanning electron microscopy, Iberian Chain.

2. PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO

El siguiente estudio corresponde al trabajo de fin de grado del Grado de Geología (Universidad de Zaragoza), el cual ha de consistir en la realización individual de un trabajo geológico en el que se pongan de manifiesto los conocimientos, habilidades y actitudes adquiridas a lo largo de la formación. Para ello, se ha llevado a cabo un estudio mineralógico en un perfil estratigráfico correspondiente a la Formación Camarillas (Cretácico inferior), en las proximidades de Mora de Rubielos (Teruel). La Formación Camarillas pertenece a las facies Weald y contiene abundantes depósitos de arcillas caoliníferas que en algunas localidades próximas se explotan. El interés del estudio de estos materiales está relacionado, además, con las importantes implicaciones paleoclimáticas que puede presentar la génesis de caolinita. La génesis de caolinita, en condiciones sedimentarias, se asocia a climas tropicales y subtropicales, pero también puede formarse bajo condiciones diagenéticas tempranas en un ambiente reductor (Piper et al., 2009). Los efectos de la diagénesis pueden modificar las asociaciones mineralógicas primarias y alterar la señal paleoclimática. Por lo tanto, es indispensable una caracterización textural precisa para deducir los posibles procesos genéticos que permitan deducir las posibles implicaciones paleoclimáticas (Bauluz et al., 2012). Estudios previos de materiales pertenecientes a la misma formación en zonas próximas han relacionado y puesto de manifiesto el origen de la caolinita con el medio sedimentario en que tuvo lugar y con los procesos diagenéticos registrados por estos materiales (Bauluz et al., 2014).

Por todo ello, el trabajo plantea la caracterización desde el punto de vista mineralógico de los materiales objeto de estudio, profundizando en sus últimas implicaciones genéticas para, en última instancia, ahondar en el conocimiento de la zona atendiendo a los procesos mineralógicos que se han registrado en estos materiales.

3. OBJETIVOS

El trabajo pretende alcanzar los siguientes objetivos:

- Familiarizarse con la aplicación de diversos métodos de estudio empleados en Geología y, más concretamente, en Mineralogía, valiéndose de las habilidades adquiridas a lo largo de los estudios de grado.
- Caracterizar mineralógica y texturalmente, especialmente en lo que se refiere a minerales de la arcilla, los diferentes materiales que conforman las muestras objeto de estudio, a partir de un análisis de detalle en el campo y en el laboratorio.
- Saber presentar y discutir correctamente el conjunto de resultados obtenidos y su integración en el contexto geológico.
- Inferir las implicaciones genéticas correspondientes y valorar la influencia de los distintos factores que han intervenido.

4. METODOLOGÍA

Para la consecución de los objetivos mencionados se han aplicado diferentes métodos y técnicas que se exponen a continuación. Previamente, se realizaron labores de búsqueda, recopilación y consulta de bibliografía existente sobre la zona de estudio.

Para la realización de este trabajo se ha contado con algunas muestras previas disponibles pertenecientes al perfil estudiado, cuyo muestreo se ha completado con la toma de muestras adicionales, como se indica a continuación.

4.1. Trabajo de campo

Se seleccionó un perfil estratigráfico de la Fm. Camarillas (facies Weald, Cretácico inferior) (Anexo 1) en las proximidades de Mora de Rubielos (Teruel). En primer lugar se procedió al reconocimiento en el campo del afloramiento. Posteriormente se procedió a la toma de muestras cuya localización en el perfil se observa en el Anexo 1. Puesto que, como se ha comentado, ya se disponía de algunas muestras procedentes de este perfil, la toma de muestras se planificó y llevó a cabo de manera que se completó de forma representativa el anterior muestreo. En total se han estudiado 33 muestras (22 lutitas y 11 areniscas) de las cuales 11 han sido recogidas en este trabajo fin de grado. De estas 11 muestras, 8 son lutitas, ya que se ha priorizado el estudio de los materiales arcillosos, más ricos en caolinita. Las muestras se tomaron indicando su polaridad, se siglaron correctamente, fueron localizadas en el perfil y se obtuvieron de cada una sus coordenadas a través de un dispositivo GPS. Además, se tomaron fotografías de los lugares de recogida de las muestras, y en general de los rasgos más distintivos del afloramiento.

4.2. Descripción de VISU del material recogido

Las muestras tomadas en el campo, especialmente las más coherentes y/o muy grandes, fueron cortadas con una sierra de disco, con el fin de realizar observaciones y descripciones en corte fresco. Los cortes se llevaron a cabo en el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de los Servicios de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza. Posteriormente, se llevó a cabo una descripción de visu detallando rasgos de color, tamaño de grano, presencia de laminaciones o bandeados, alteraciones, etc.

4.3. Microscopía óptica

Se han estudiado por microscopía óptica de luz transmitida 4 muestras de areniscas en un microscopio petrográfico Olympus BX41. El estudio se ha centrado únicamente en las areniscas, ya que el tamaño de grano de las lutitas impide un correcto estudio mediante el microscopio óptico. Se trata de 4 muestras de las que ya se disponía de lámina delgada y, por tanto, no corresponden a ninguna de las muestras tomadas para este trabajo fin de grado. En cualquier caso, son representativas de las areniscas del perfil objeto de estudio.

4.4. Difracción de rayos-X (DRX)

El estudio se llevó a cabo tanto en muestra global como en la fracción arcilla (<2 μ m). Para ello se procedió, en primer lugar, al triturado de una cantidad representativa de muestra (150-200g), mediante martillo. A continuación, se realizó el cuarteado de esa muestra triturada para la obtención de una pequeña cantidad representativa para el análisis de la muestra global y de una cantidad mayor, igual de representativa, para el análisis de la fracción arcilla. La cantidad destinada al análisis de muestra global se molió de manera mecánica con un molino (FRITSCH Pulverisette) y manualmente con la ayuda de un mortero, ambos de ágata, y se tamizó con un tamiz de luz de malla de 53 μ m. Con una pequeña porción representativa de este material se preparó el porta muestras para el análisis en el difractómetro de rayos-X.

Para el análisis de la fracción arcilla, se preparó en suspensión con agua destilada la parte correspondiente de la muestra, agitándose mediante batidora durante unas 2 horas. A partir de esta suspensión, aplicando la ley de Stokes, se obtiene, por decantación, la fracción menor a 20 μ m, tras esperar 5 minutos después de finalizar la agitación de la muestra. A partir de la fracción menor a 20 μ m, se obtiene la fracción menor a 2 μ m mediante la centrifugadora Hettich Universal 320 programando a 580 rpm durante 3'36", tiempo tras el cual, por decantación, se separa la fracción menor a 2 μ m. Con la fracción así obtenida, se prepararon agregados orientados que se secaron al aire y posteriormente fueron analizados por DRX. Tras ello los agregados fueron solvatados con etilenglicol, manteniéndolos en estufa a 60°C durante 48 horas y nuevamente analizados. Además, en la fracción menor a 2 μ m, se determinó la cristalinidad de la Illita y de la caolinita a partir de la medida de la anchura a la mitad de la altura (FWHM, por sus siglas en inglés) de las reflexiones a 10Å para la illita y a 7Å para la caolinita, tanto en los agregados secados al aire como en los solvatados con etilenglicol.

El análisis mineralógico, tanto de la muestra global como de la fracción menor a 2 μ m, se realizó mediante un difractómetro de rayos-X, modelo Phillips PW1710, utilizando radiación Cu-K α , con abertura divergente automática y monocromador de grafito.

Los datos de DRX fueron adquiridos y almacenados como ficheros informáticos con el software X Powder (Martín, 2004). Para comparar la mineralogía de las muestras entre sí se llevó a cabo una estimación semicuantitativa de la concentración de los distintos minerales tanto en la muestra global como en la fracción menor a 2 μ m usando los poderes reflectantes de Schultz (1964) y Biscaye (1965). El error del análisis semicuantitativo es de aproximadamente un 5%.

4.5. Microscopía electrónica

Se seleccionaron varias muestras (3 areniscas y 5 lutitas), para su estudio mediante el microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM), trabajando con detectores de electrones secundarios (SE), retrodispersados (BSE) y análisis de rayos-X de energía dispersiva (EDS), para obtener información textural y química de las fases minerales. Las observaciones fueron llevadas a cabo con un FESEM Carl Zeiss MERLIN, en el Servicio de Microscopía Electrónica de Materiales de la Universidad de Zaragoza. Para los análisis se usó un voltaje de aceleración de 4

a 20kV y una corriente de sonda de 1 a 2 nA con tiempo de contaje de 50 segundos. Las muestras fueron recubiertas con carbono para las imágenes de BSE, y con platino y carbono para las imágenes de SE.

5. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio se localiza al NE de la Península Ibérica, en la provincia de Teruel, en concreto en la comarca de Gúdar-Javalambre (Fig. 1). A la zona se accede desde la carretera TE-V-8021, entre las localidades de Mora de Rubielos y Cabra de Mora (Fig. 1), de la que parte el camino de la Parra (GR8), en el que, a aproximadamente 1 km hacia el NE desde la carretera, se halla la base del perfil estudiado (Fig. 1), cuyas coordenadas geográficas son: 40° 17' 10.56"N (latitud) y 0° 45' 50.4"W (longitud). El perfil se encuentra localizado en el denominado barranco de las Casas, situado entre 2 sierras de aproximadamente 1200 m de altitud y contiguo a la antes mencionada ruta GR8 o camino de La Parra. El barranco de Las Casas se extiende hasta la localidad de Mora de Rubielos, en la cual encuentra terminación con el Río Mora.

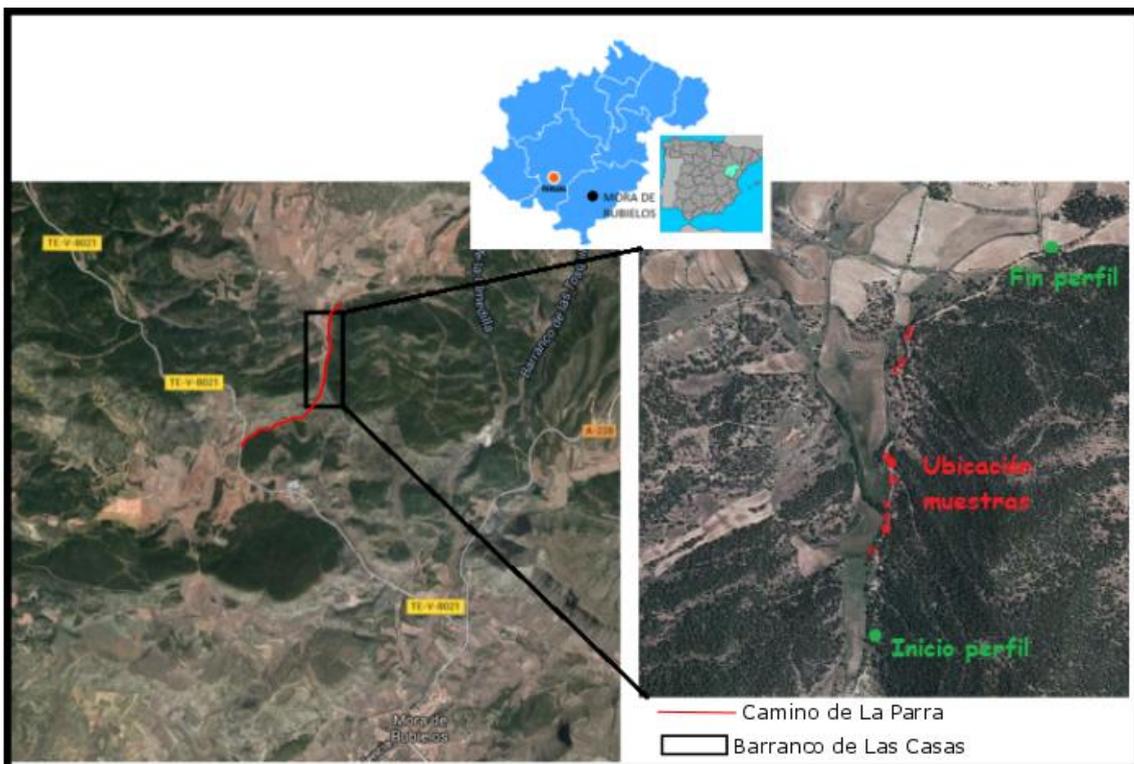


Fig. 1. Localización geográfica y accesos al perfil estudiado. En la ortofotografía de detalle de la derecha se indica la base del perfil estudiado y las muestras tomadas.

6. CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra en el sector más oriental de la Cordillera Ibérica, la denominada Cuenca del Maestrazgo (Fig. 2). La cuenca del maestrazgo se genera en el Jurásico Superior - Cretácico Inferior, durante la segunda etapa del rift Ibérico Mesozoico (Salas y Casas, 1993), ligado a la expansión del Tethys hacia el oeste y a la apertura del océano Atlántico. En este contexto, se asienta un sistema de cuencas extensionales, en general muy subsidentes, que permanecerá hasta el Cretácico Superior (Cenomaniense-Santonense) en toda la Cuenca Ibérica.

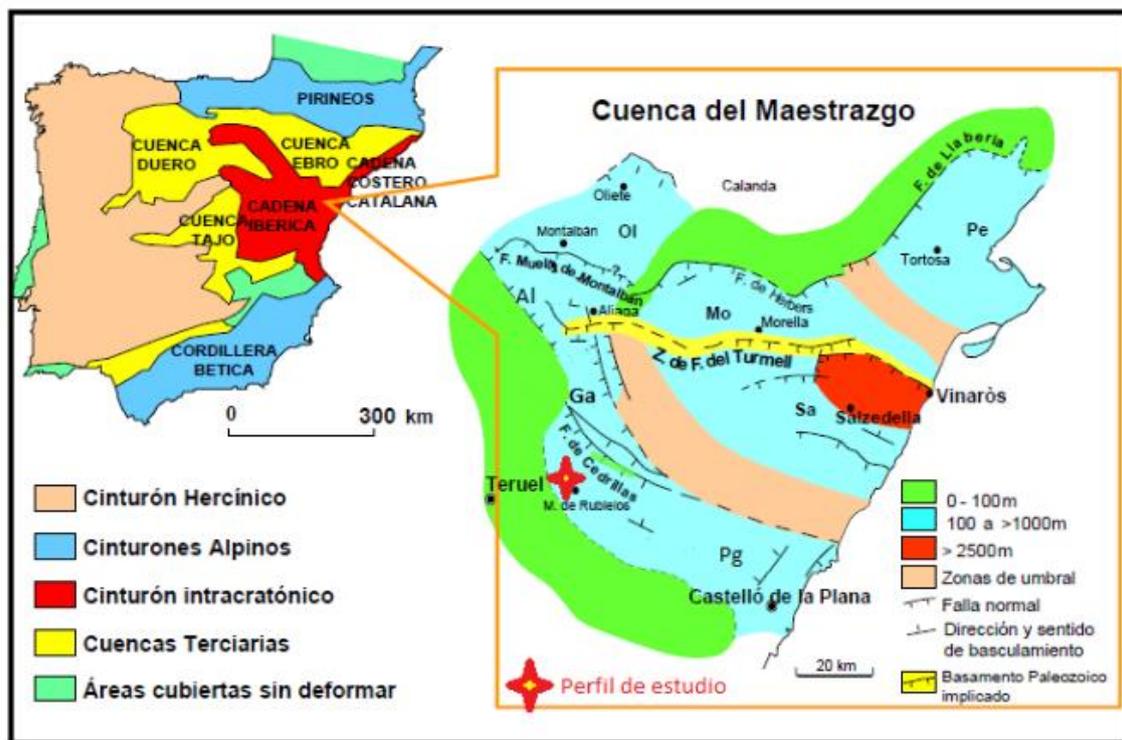


Fig. 2. Esquema de las principales unidades estructurales de la Península Ibérica. A la derecha, esquema paleogeográfico de la Cuenca del Maestrazgo y situación del perfil estudiado. En la imagen se observan las subcuencas en que está dividida la Cuenca del Maestrazgo. Galve (GA), Oliete (OI), Morella (Mo), Perelló (Pe), Salzedella (Sa), Penyagolosa (Pg) y Aliaga (AI). (Modificado de Caja, 2004)

Debido a estos fenómenos de extensión, la Cuenca del Maestrazgo quedó dividida en 7 pequeñas subcuencas (Penyagolosa, La Salzedella, Morella, El Perelló, Aliaga, Galve y Oliete) (Fig. 2). Estas 7 cuencas fueron propuestas por Salas y Guimerá, (1996), quienes proponen extender la Cuenca del Maestrazgo a toda el área con afloramientos de edad Jurásico Superior- Cretácico Inferior. La formación de estas subcuencas fue consecuencia de una subsidencia diferencial, causada por la reactivación de estructuras previas (Variscas y triásicas) y la formación de fallas normales NW-SE y NE-SW (Meléndez y Soria, 1999). El perfil estudiado se encuentra ubicado en una de las subcuencas más occidentales: la subcuenca de Galve (Fig. 2).

Posteriormente, desde el Cretácico superior hasta el Neógeno, tiene lugar una fase de tectogénesis que generará por inversión de la cuenca ibérica mesozoica, la

Cordillera Ibérica como resultado de la colisión de las placas africana y europea (Álvaro et al., 1979; Salas et al., 2001). La Cordillera Ibérica presenta dirección NW-SE, se extiende desde Burgos hasta las costas de Castellón y está constituida fundamentalmente por depósitos mesozoicos.

Desde el punto de vista estructural, la zona del Maestrazgo muestra un importante desarrollo de pliegues y cabalgamientos que afectan a la cobertura mesozoica, con orientación predominante E – W. Estas estructuras están condicionadas por fallas del zócalo, que también controlaron las principales características paleogeográficas durante la sedimentación mesozoica (Molina y Salas, 1993). En las inmediaciones del perfil estudiado (Fig. 3), se observan algunos pliegues E – W y la presencia de abundantes fallas en esta dirección, así como otras NE – SW.

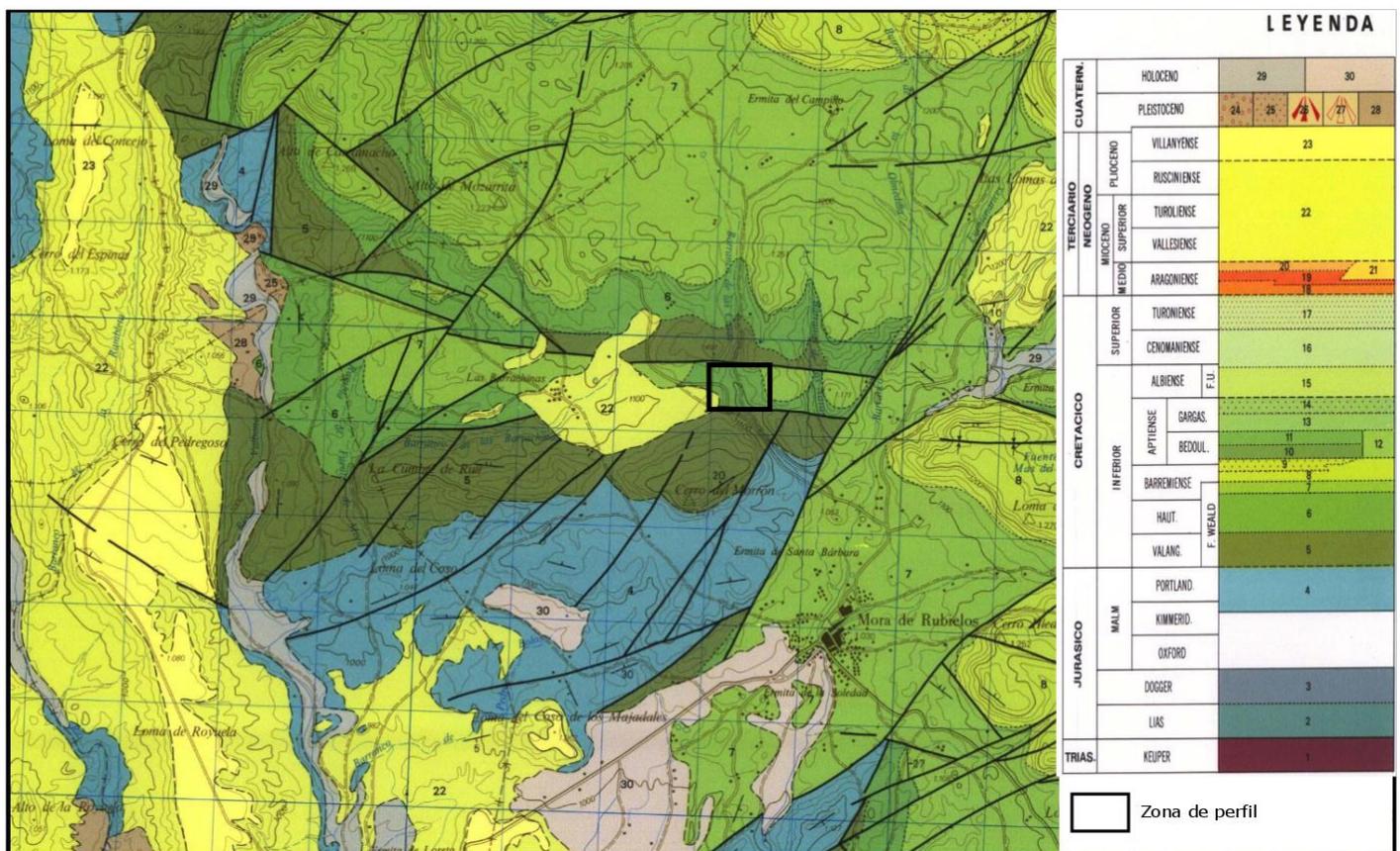


Fig. 3. Mapa geológico de las proximidades de Mora de Rubielos (Godoy y Anadón, 1986)

En cuanto a la sedimentación, en la segunda etapa del rift mesozoico se depositaron sedimentos continentales que comprenden material terrígeno siliciclástico y carbonatos lacustres (Formación Castellar, Valanginiense Superior – Hauteriviense Inferior) y material terrígeno siliciclástico (Formación Camarillas, Barremiense). Estas dos formaciones, junto a la Fm. Mora, forman las facies Weald (Ruiz-Omeñaca et al., 2004; Canudo et al., 2012) (Fig. 4). Sobre la Formación Camarillas encontramos la Formación Artoles, representada por carbonatos marinos, que constituyen las facies Urgon (Fig. 4).

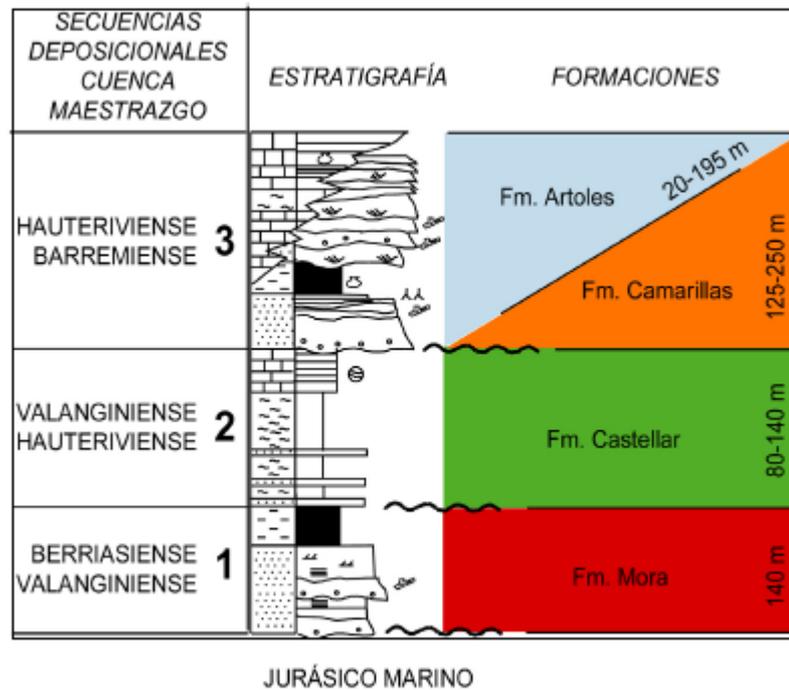


Fig. 4. Columna estratigráfica sintética para las formaciones en facies Weald y Urgon (Caja, 2004).

En las proximidades de la zona de estudio, afloran fundamentalmente materiales de edades comprendidas entre el Jurásico (Malm) y el Cuaternario (Fig. 3) (Godoy y Anadón, 1986). Los materiales Triásicos afloran de manera muy escasa, y están formados por arcillas abigarradas, yesíferas de color fundamentalmente rojo. Los materiales Jurásicos están representados de forma más extensa, pero solo queda bien representado el Malm. En general está formado por dolomías, calizas y areniscas en los términos superiores. Los materiales Cretácicos, a los que pertenece el perfil estudiado, ocupan la mayor parte del mapa, pudiendo encontrar la serie completa desde el Valanginiense hasta el Gargasiense. Especialmente abundantes en la zona son los materiales cretácicos en facies Weald, como los estudiados en este trabajo. De estos materiales, aparece la Formación Areniscas de Mora al NW de Mora de Rubielos (Fig. 3), caracterizada por una alternancia de areniscas, margas, arcillas y limos hacia la base y areniscas blanquecinas con intercalación de arcillas rojizas hacia techo. Hacia el N se encuentran materiales de la Formación Castellar y, en mayor extensión, de la Formación Camarillas. En general están formados por areniscas hacia la base y calizas y margas en los términos superiores. El Terciario está también representado y se encuentra discordante sobre los materiales subyacentes.

Formación areniscas de Camarillas

La Formación areniscas de Camarillas objeto del presente trabajo fue definida por Canerot et al. (1982) y redefinida más tarde por Salas (1987). El corte tipo lo encontramos en la carretera que une las localidades de Aguilar de Alfambra y Camarillas (Teruel). Se trata de una unidad asíncrona correspondiente al Hauteriviense-Barremiense, edades que, junto al Valanginiense y el Berriasiense, dan inicio al Cretácico Inferior. Según Martín-Closas (1989), la Fm. Camarillas presenta una flora correspondiente a la biozona Triquetra-Neimongolensis (subzona de Calcitrapus), atribuida al Barremiense inferior. Esta unidad aflora ampliamente en la

zona cartografiada en la hoja 591 del Mapa Geológico de España (Fig. 3), pudiendo alcanzar regionalmente espesores de hasta 300 metros (Godoy y Anadón, 1986). Gracias a esto encontramos en esta zona una sección estratigráfica excepcional para el estudio de esta unidad.

El límite inferior de la formación viene marcado por un cambio litológico brusco respecto a la Formación Castellar infrayacente, formada por niveles de calizas intercaladas con margas grises-blancas. El límite superior, por el contrario, viene marcado por un cambio litológico gradual, lo que hace de éste un límite bastante difuso, sobre el que encontramos las margas y calizas de la Fm. Artoles. (Meléndez y Soria, 1999).

La Fm. Camarillas (Salas, 1987) es una unidad esencialmente siliciclástica, de unos 200 m de espesor de materiales de colores rojizos. Litológicamente está formada por areniscas, arcillas y limolitas con intercalaciones de calizas y margas. Las areniscas son de grano medio-grueso, de colores ocre, blanco y rojo menos frecuente, y pueden observarse a techo de los estratos paleosuelos y superficies ferruginosas. Las lutitas y limolitas tienen coloraciones rojizas y presentan aspecto moteado y zonas verdes que evidencian bioturbación. En esta formación se han identificado (Meléndez y Soria, 1999) distintas asociaciones de facies correspondientes a 2 medios sedimentarios coetáneos en el tiempo: el primero de ellos (Fig. 5A) correspondería al sector medio-distal y distal de abanicos aluviales con materiales originados en un sistema fluvial de baja sinuosidad con algunos niveles de influencia marina hacia techo. El sistema fluvial se localiza en un medio continental sumergido con emersiones periódicas que permiten el desarrollo de paleosuelos (Soria, 1997). El segundo medio sedimentario (Fig. 5B) se correspondería con un medio lacustre de baja energía que evoluciona hacia un medio palustre caracterizado por facies de margas con carofitas, ostrácodos, dientes de peces y restos vegetales que evolucionan hacia techo a facies de margas con restos vegetales carbonosos y restos de vertebrados. La colmatación del medio lacustre se observa por la progradación de facies lutíticas con intercalaciones conglomeráticas que constituyen sectores medio-distales de abanicos aluviales. No obstante, trabajos recientes han apuntado que la unidad se depositó en un sistema de isla – barrera con una clara influencia mareal (Navarrete et al., 2013).

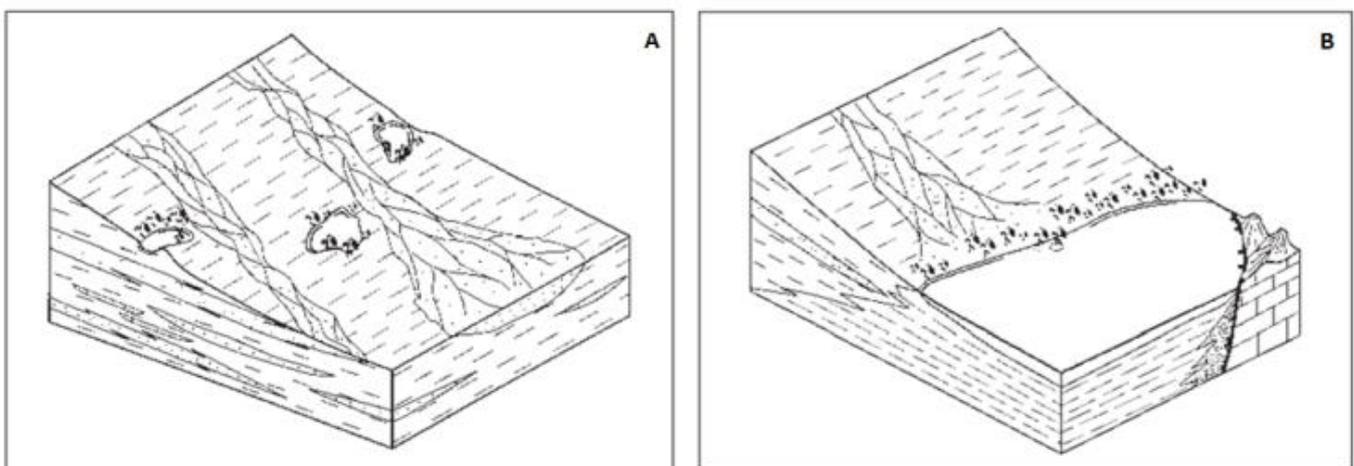


Fig. 5. Medios sedimentarios propuestos para la Formación Camarillas (Meléndez y Soria, 1999). A: Medio de depósito para las asociaciones de facies aluviales. B: Medio de depósito para las asociaciones de facies lacustres.

En el perfil estudiado, predominan las litologías lutíticas con niveles arenosos de grano medio-grosso intercalados. Las lutitas son predominantemente rojas, por la presencia de óxidos de hierro, mientras que las areniscas pueden presentar coloraciones ocre a grises. Un aspecto general del perfil estudiado se puede observar en la Figura 6.



Fig. 6. Aspecto del perfil estudiado.

7. RESULTADOS

7.1. Muestra de mano

Las muestras estudiadas incluyen areniscas y lutitas. En muestra de mano las areniscas (Fig. 7A) presentan colores grises y ocre, aunque en ocasiones muestran zonas de color verdoso y rojizo, este último debido a la presencia de óxidos de hierro. Presentan un tamaño de grano medio – grueso, pudiéndose identificar fácilmente granos de cuarzo y de mica. Pueden presentar zonas con tamaño de grano más grueso (microconglomerático) (Fig. 7B) con cantos que pueden alcanzar hasta 1cm de diámetro. Ocasionalmente se observa en alguna muestra bioturbación, perpendicular a la estratificación, probablemente debida al crecimiento de raíces. En cuanto a las lutitas (Fig.7C), tienen color rojo, con zonas de colores verdes y grises oscuros debidas probablemente a la presencia de materia orgánica. Por lo general, se encuentran bien compactadas y el tamaño de grano permite, en algunas muestras, la identificación de cuarzo y micas.

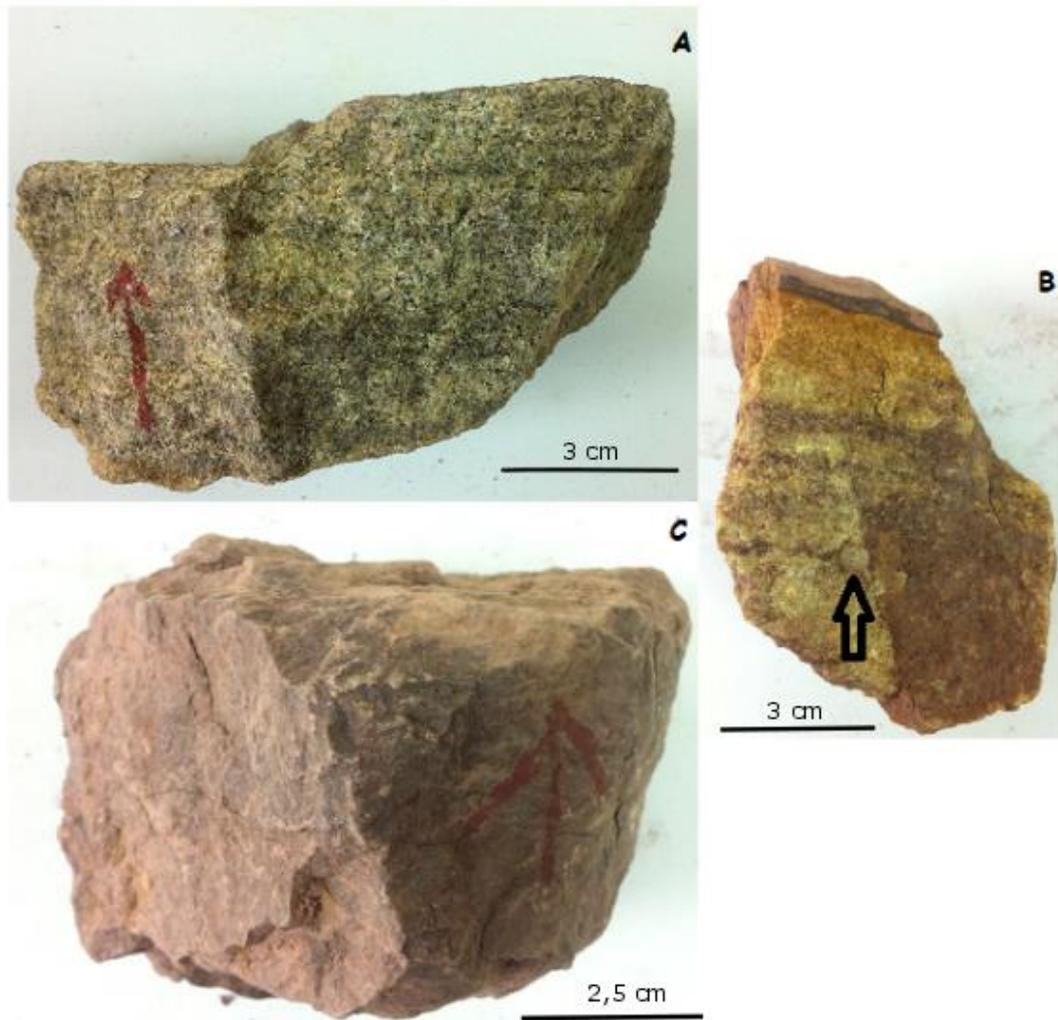


Fig.7. Aspecto característico de las litologías estudiadas. A: Arenisca de color gris y grano medio – grueso. B: Zona microconglomerática en arenisca ocre y zonas rojizas. C: Lutita de color rojizo.

7.2. Microscopía óptica

Las areniscas estudiadas están formadas fundamentalmente por un esqueleto constituido por clastos de cuarzo acompañados, en menor medida, por micas y minerales accesorios como feldespato, plagioclasa, turmalina, zircón y óxidos de hierro, y una matriz arcillosa muy escasa.

Las areniscas por lo general están bien seleccionadas, aunque en algunas muestras el tamaño de los granos puede variar, con valores de 0,2 a 0,8 mm. Por lo general presentan textura granosostenida bastante homogénea (Fig. 8A), si bien en algunas ocasiones la matriz arcillosa es más abundante, encontrándose los granos del esqueleto inmersos en ella. Como se ha comentado, el esqueleto está formado fundamentalmente por granos de cuarzo de morfología bastante angulosa que, en ocasiones, presentan contactos indentados (Fig. 8A). Menos abundantes, las micas (fundamentalmente moscovita y, en menor medida, biotita) pueden tener tamaños que van desde 0,1 a 0,4 mm y, normalmente, se encuentran bastante deformadas. Es frecuente que las láminas de las micas se encuentren abiertas, especialmente en los bordes, apareciendo una fase, muy probablemente caolinita, entre ellas (Fig. 8B). En

ocasiones se aprecian morfologías características de micas pero con propiedades ópticas que corresponden, muy probablemente, a caolinita (Fig. 8C). En algunos casos, se observan “books” de caolinita entre las láminas de mica (Fig. 8D). Los feldespatos y las plagioclasas, mucho menos abundantes, se encuentran normalmente muy alterados. En cuanto a la matriz, como se ha comentado, por lo general es escasa, aunque existen zonas donde el carácter granosostenido general de la muestra cambia a estar sostenido por la matriz (Fig. 8E). A pesar de que generalmente, la matriz presenta un tamaño de grano por debajo del poder de resolución del microscopio óptico, en ocasiones exhibe un tamaño que ha permitido identificar caolinita como constituyente de la matriz (Fig. 8E). Ocasionalmente, se han identificado también en la matriz “books” de caolinita de dimensiones entre 0,1 y 0,2mm (Fig. 8F). En algunas zonas es muy opaca y rojiza por la presencia de abundante óxido de hierro (Fig. 8G).

7.2. Difracción de rayos-X (DRX)

En la Tabla 1 se muestra la composición mineralógica de las muestras recogidas en este trabajo. En el Anexo 2 se muestra la tabla con la composición mineralógica de todas las muestras consideradas en el trabajo. Se observa que las muestras están formadas fundamentalmente por cuarzo y minerales de la arcilla y, como accesorios, plagioclasas y ocasionalmente feldespatos y, en algunas muestras, hematites. Tal y como se aprecia en la Figura 9, el porcentaje de filosilicatos en las lutitas es mayor que en las areniscas e, inversamente, el porcentaje de cuarzo es mayor en las areniscas. En cuanto a la fracción menor de 2 μ m (Tabla. 1 y Anexo 2), los filosilicatos presentes son illita y caolinita; ocasionalmente se ha identificado esmectita en una muestra areniscosa. Por litologías, en general se observan porcentajes más altos de caolinita en las areniscas que en las lutitas, e inversamente, las lutitas muestran porcentajes más altos de illita que las areniscas (Fig. 9).

Los datos de cristalinidad de illita y caolinita se muestran en la Tabla 2 y en el Anexo 3. Al comparar los datos de cristalinidad de illita y caolinita obtenidos en las muestras secadas al aire (AO) y en las tratadas con etilenglicol (EG), se observan valores bastante similares, con valores promedio iguales en cada caso, por lo que se puede descartar la presencia importante de componentes expandibles (como esmectita), en ambos minerales. En cuanto a los rangos de variación, en el caso de la illita es ligeramente mayor, con valores que varían de 0,2 a 0,6 (AO) y de 0,2 a 0,7 (EG). En el caso de la caolinita, los valores varían de 0,1 a 0,4, en ambos casos. Teniendo en cuenta la litología, se observa que el valor medio de cristalinidad de la illita (Anexo 3) es ligeramente mayor en las areniscas (0,5) que en las lutitas (0,4), por lo que las illitas son más cristalinas en estas últimas. En cuanto a la cristalinidad de la caolinita, se puede observar que, en promedio, el valor de cristalinidad (Anexo 3) es ligeramente mayor en las lutitas (0,3), que en las areniscas (0,2), es decir, la caolinita de las areniscas es ligeramente más cristalina. Como se puede observar en la Figura 10, no se aprecia ninguna tendencia significativa en la vertical en lo que a cristalinidad de illita y caolinita se refiere.

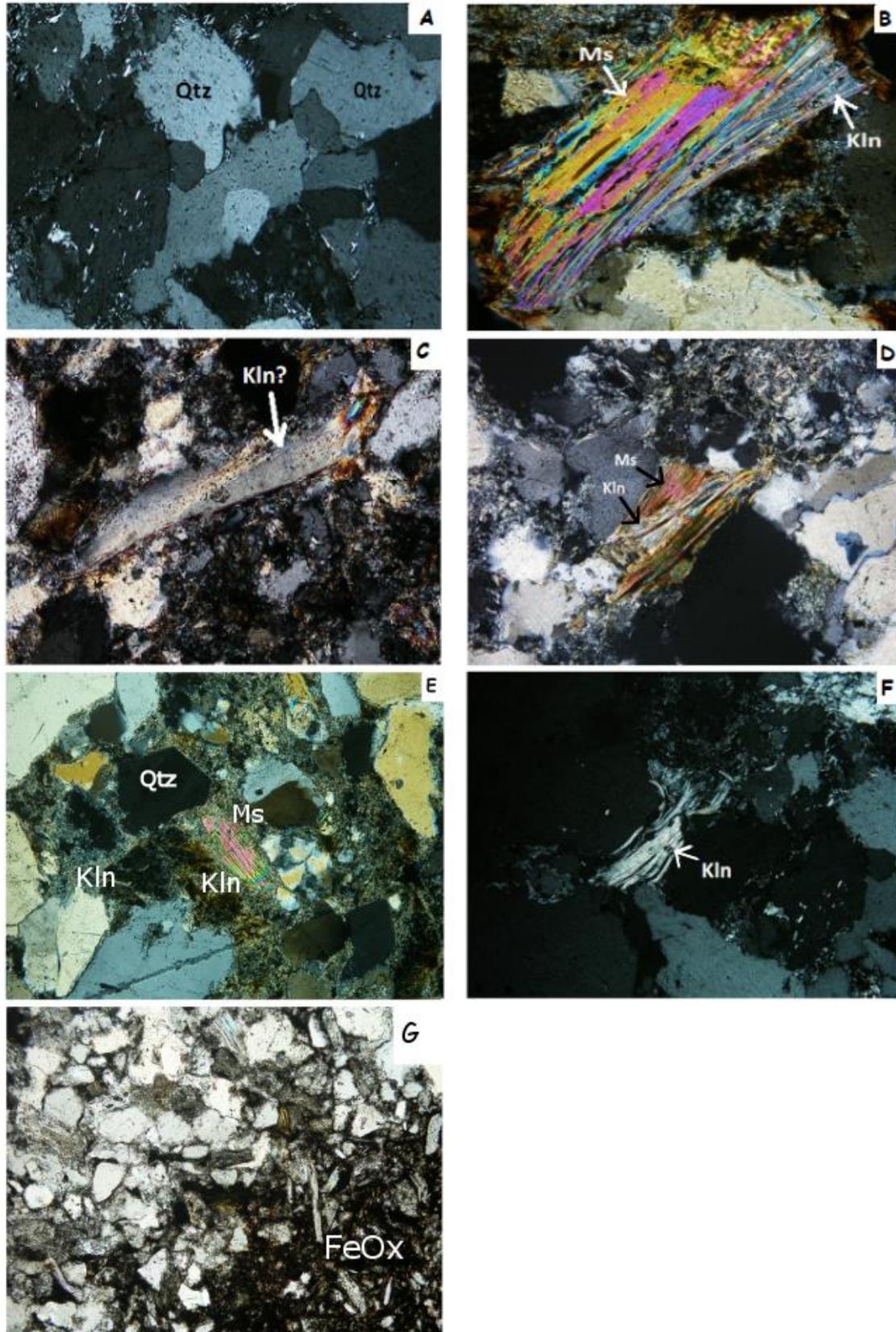


Fig.8. Imágenes de microscopio óptico: A: Aspecto general de la textura granosostenida de las areniscas con granos de cuarzo con contactos indentados; 10X, nícoles cruzados (NX). B: Moscovita con láminas abiertas en los bordes con láminas de caolinita entre ellas; 20X, NX. C: Morfología característica de moscovita probablemente caolinitizada; 10X, NX. D: "Books" de caolinita entre láminas de moscovita; 20X, NX. E: Zona con un alto contenido en matriz, en la que se puede identificar la presencia probable de abundante caolinita; 10X, NX. F: Books de caolinita en la matriz (10X, NX). G: Zona con abundantes óxidos de hierro; 10X, nicoles paralelos (NP).

Tabla 1. Composición mineralógica de muestra global y de la fracción <2 μm de las muestras recogidas en la campaña de trabajo de campo. Qtz: Cuarzo, Ma: minerales de la arcilla, Hem: hematites, Plag: Plagioclasa, Kfs: Feldespato, Kln: caolinita, Il: Ilita, Sm: Esmeclita.

Muestra	Descripción	Muestra global (%)					Fracción <2μ (%)		
		Qtz	Ma	Hem	Plag	Kfs	Kln	Il	Sm
MO4A	Lutita	55	36	5	<5	-	24	76	-
MO6	Lutita	70	22	<5	<5	-	26	74	-
MO6A	Arenisca	94	5	-	<5	-	48	52	-
MO6B	Lutita	63	33	-	<5	-	25	75	-
MO11A	Lutita	57	34	5	<5	-	27	73	-
MO11B	Lutita	77	17	<5	<5	-	34	66	-
MO12A	Lutita	68	22	-	7	<5	26	74	-
MO12B	Lutita	72	15	<5	7	<5	21	79	-
MO18A	Arenisca	87	7	-	<5	<5	48	45	6
MO18B	Lutita	59	35	<5	<5	-	17	83	-
MO18C	Arenisca	86	8	-	6	-	39	61	-

Tabla 2. Datos de cristalinidad de ilita y caolinita obtenidos en la fracción menor a 2μm en muestras secadas al aire (AO) y tratadas con etilenglicol (EG).

Muestra	Litología	Cristalinidad			
		Ilita (10Å)		Caolinita(7Å)	
		AO	EG	AO	EG
MO4A	Lutita	0,4	0,3	0,3	0,3
MO6	Lutita	0,6	0,3	0,3	0,3
MO6A	Arenisca	0,6	0,7	0,2	0,2
MO6B	Arcillas	0,4	0,4	0,4	0,2
MO11A	Lutita	0,6	0,4	0,3	0,4
MO11B	Lutita	0,2	0,2	0,1	0,2
MO12A	Lutita	0,2	0,2	0,2	0,2
MO12B	Lutita	0,5	0,2	0,1	0,2
MO18A	Arenisca	0,4	0,5	0,1	0,2
MO18B	Lutita	0,2	0,2	0,3	0,2
MO18C	Arenisca	0,4	0,4	0,1	0,2
	Media	0,4	0,4	0,2	0,2

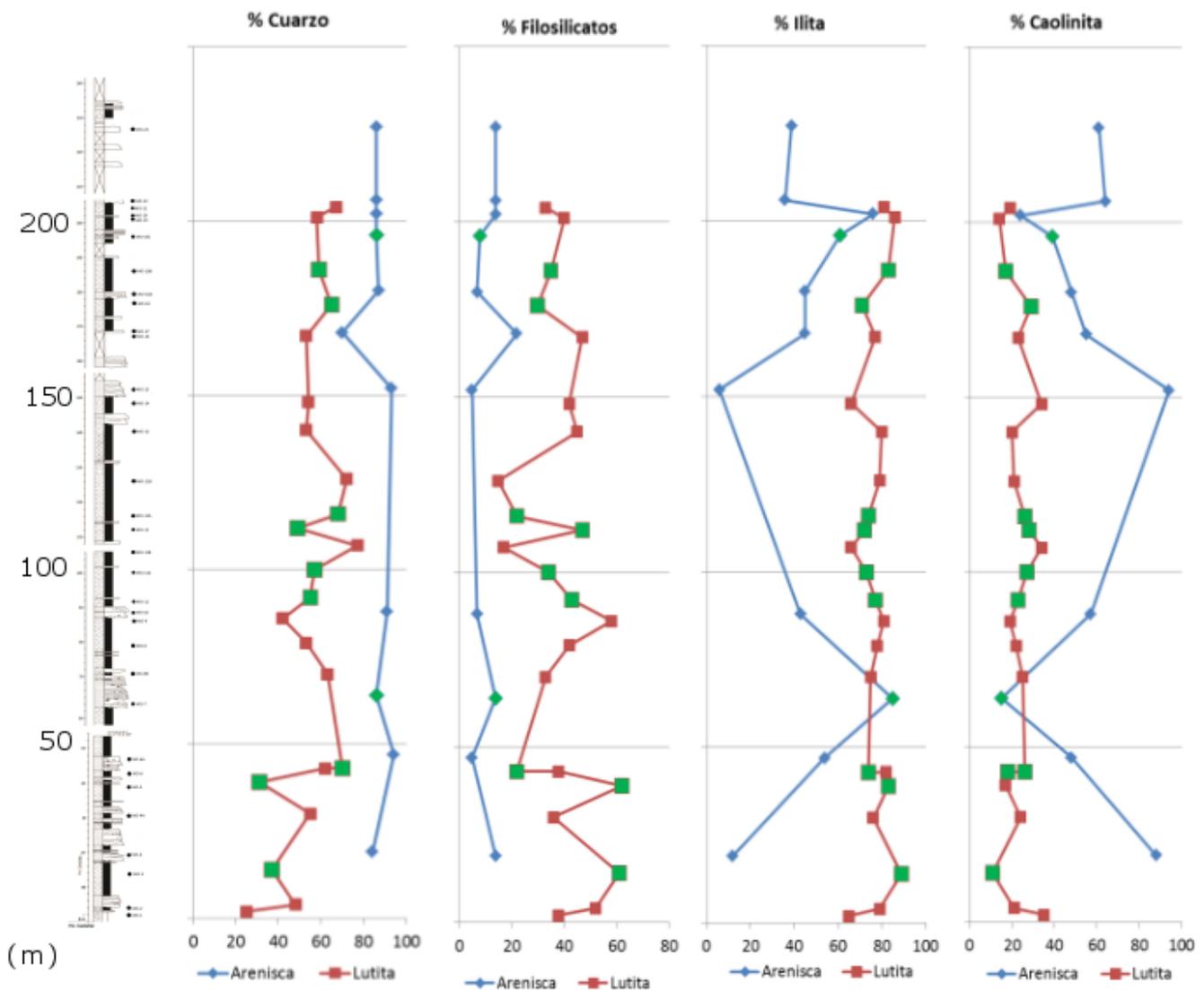


Fig.9. Distribución vertical de cuarzo, filosilicatos (en muestra global), caolinita e illita (fracción <math><2 \mu\text{m}</math>). Los puntos resaltados en verde corresponden a las muestras recolectadas en la campaña de campo de este TFG.

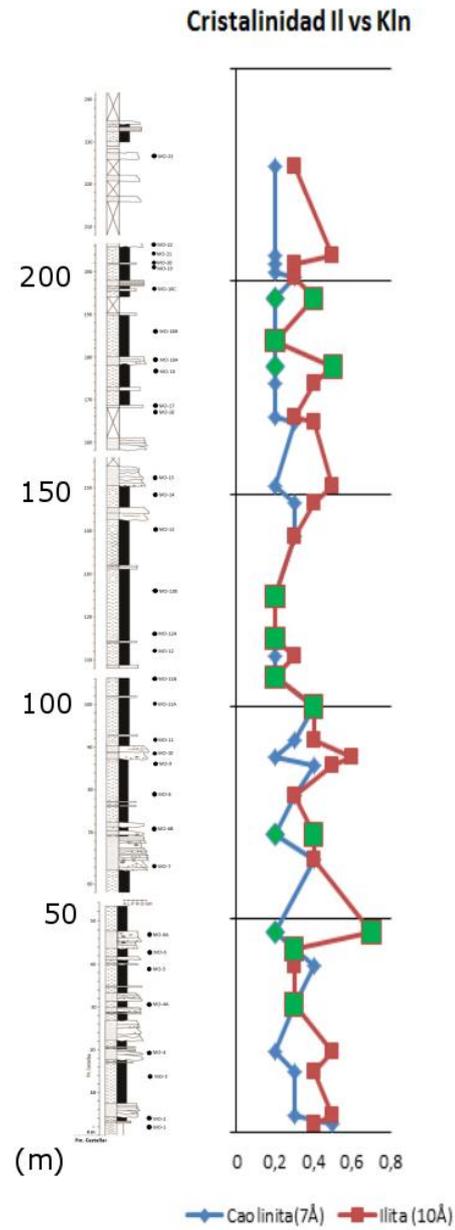


Fig. 10. Distribución vertical de los valores de cristalinidad de Illita y caolinita en el perfil estudiado. Los puntos resaltados en verde corresponden a las muestras recolectadas en la campaña de campo de este TFG.

7.3. Microscopio electrónico de barrido (SEM)

En las Figuras 11 a 14 se muestran imágenes de microscopio electrónico representativas de las muestras estudiadas. Las imágenes de electrones secundarios (SE) de las areniscas, muestran los abundantes cristales angulosos de cuarzo (Fig. 11A) en los que, en ocasiones, se han observado evidencias de disolución (Fig. 11B). En la matriz se pueden observar filosilicatos de tipo illita o mica deformados, en ocasiones con las láminas abiertas, entre las que aparece muy posiblemente caolinita (Fig. 11C). También se observa abundante caolinita en forma de placas subidiomorfas y, en algunos casos, idiomorfas de sección hexagonal de tamaño inferior a $1\mu\text{m}$ (Fig. 11D) y en forma de agregados de tipo “book” (Fig. 11E).

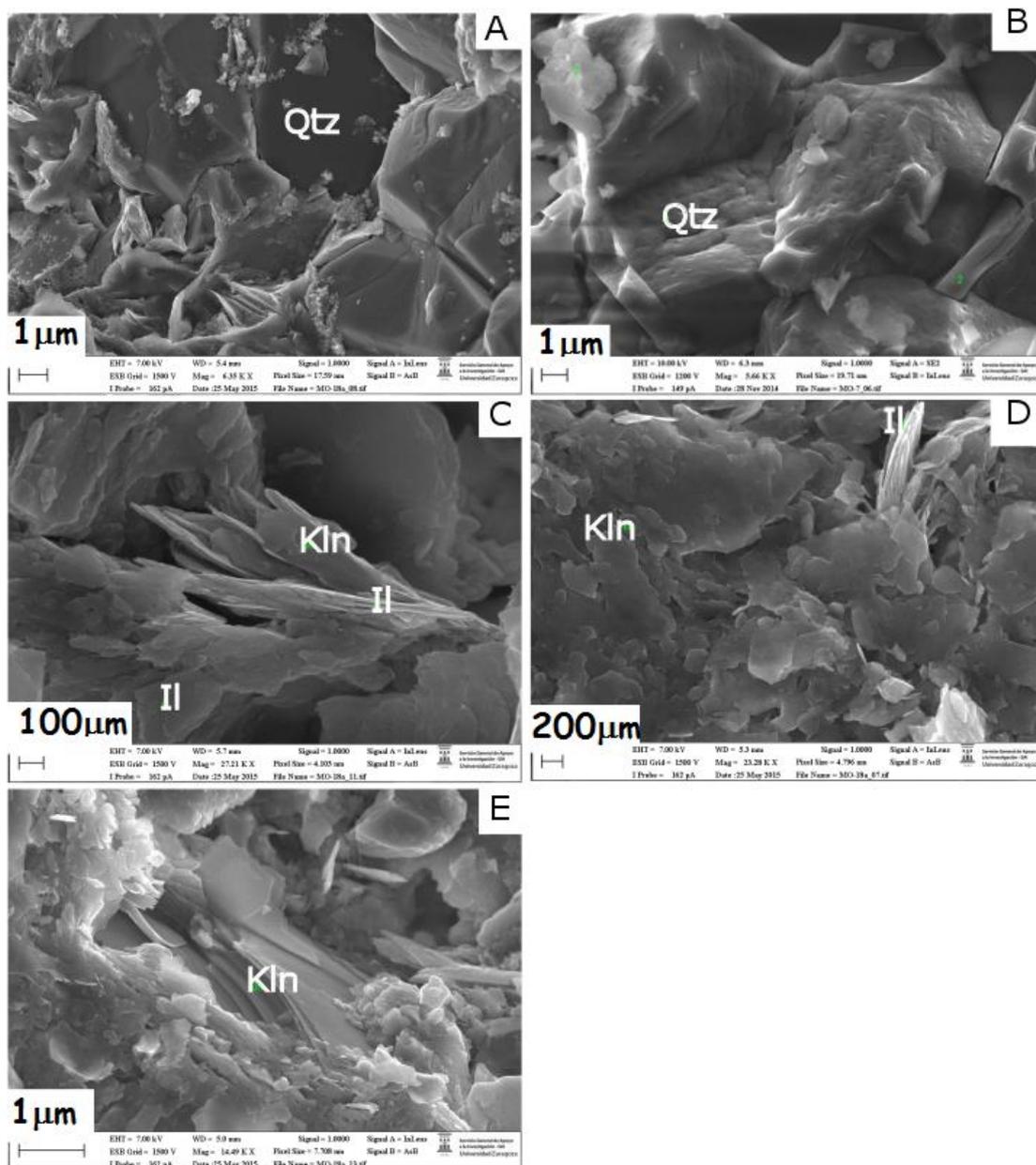


Fig. 11. Imágenes de electrones secundarios (SE) en areniscas. A: Cristales angulosos de cuarzo, B: Detalle de las evidencias de disolución en los granos de cuarzo, C: Agregado de tipo illita con posible caolinita entre las láminas, D: Cristales subidiomorfas hexagonales de caolinita, E: Agregado de tipo “book” de caolinita. Qtz: cuarzo; Il: illita; Kln: caolinita.

Las imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de las areniscas han puesto de manifiesto la presencia de frecuentes “books” de caolinita de hasta $10\ \mu\text{m}$ de grosor a lo largo del eje c (Fig. 12A). También han puesto de manifiesto la frecuente disolución de los granos de cuarzo en sus bordes, pudiendo observarse “books” de caolinita en relación con esos bordes disueltos (Fig. 12B). Finalmente, también se han observado cristales de mica de tamaño entre $20\ \mu\text{m}$ y $300\ \mu\text{m}$, fracturadas y con caolinita entre sus láminas. Esta caolinita entre láminas de mica puede ser laminar o formar “books” que deforman la estructura laminar típica de las micas (Fig. 12C y D).

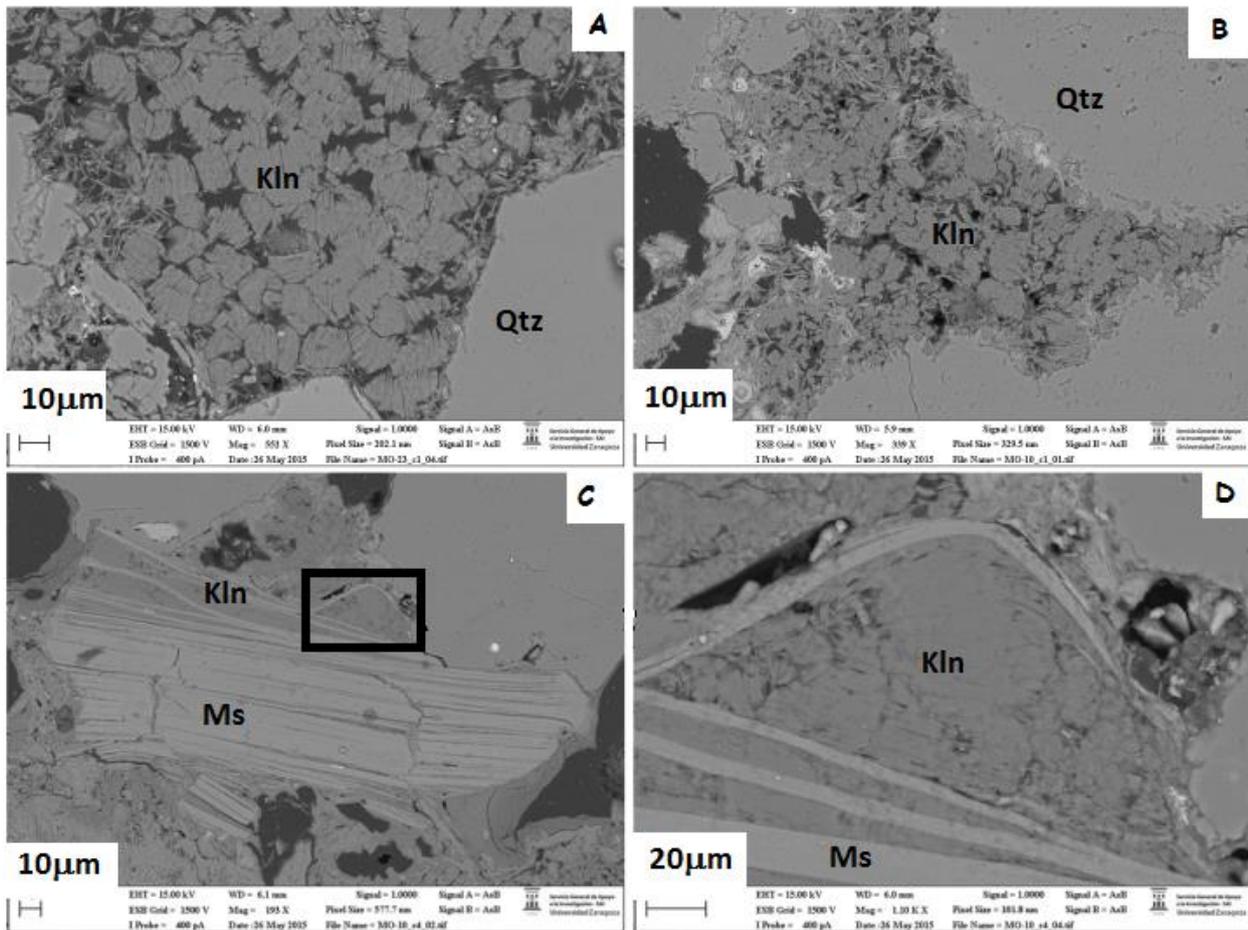


Fig. 12. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de areniscas. A: Agregados de tipo “book” de caolinita, B: Agregados de tipo “book” de caolinita en relación con disolución en los bordes de grano del cuarzo, C: Caolinita entre las láminas abiertas de mica fracturadas; el recuadro corresponde a la foto D siguiente, D: Detalle del recuadro de la foto anterior; se observan agregados de tipo “book” de caolinita entre las láminas abiertas de una mica. Qtz: cuarzo; Kln: caolinita, Ms: moscovita.

En lo que respecta a las lutitas, las imágenes de electrones secundarios (SE) muestran la presencia abundante de ilita alotriomorfa (Fig. 13A) y también de agregados de tipo mica algo deformados (Fig. 13B). En algún caso se ha detectado en este tipo de agregados la posible presencia de caolinita entre las láminas de mica. También se han observado plaquitas hexagonales subidiomorfas e idiomorfas y, en algunos casos, alotriomorfas (Fig. 13C) y agregados vermiculares o “books” de caolinita que pueden alcanzar hasta 10 μm de espesor a lo largo del eje c (Fig. 13D). Son muy frecuentes los óxidos de hierro tapizando otras fases minerales como las que se aprecian en la Figura 13D.

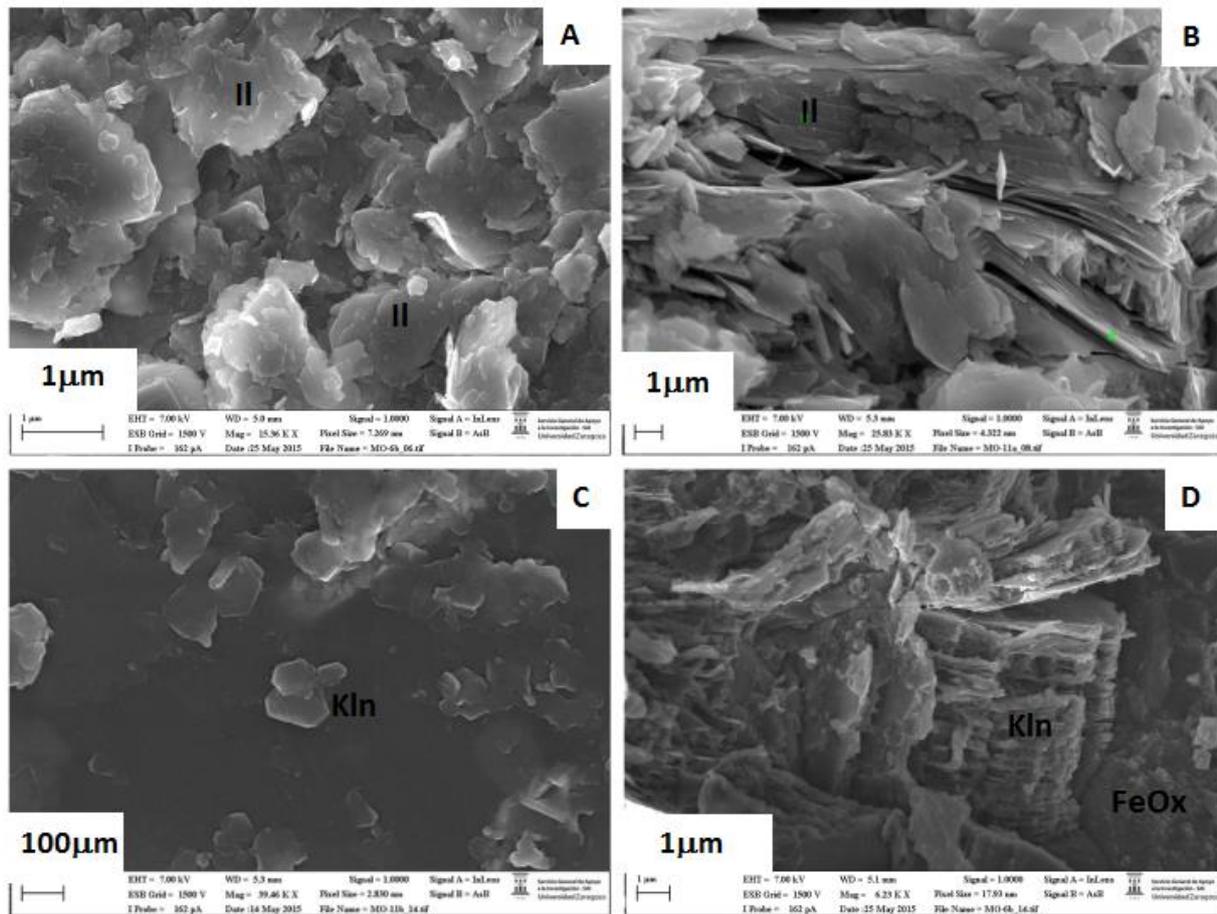


Fig. 13. Imágenes de electrones secundarios (SE) en lutitas. A: Partículas detríticas de ilita, B: Agregado de tipo mica o ilita deformado, C: Cristales idiomorfos y subidiomorfos de caolinita, D: Agregado de caolinita de tipo “book” recubierto de óxidos de hierro. Il: ilita; Kln: caolinita; Fe Ox: óxidos de hierro.

Las imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de las lutitas han permitido identificar la presencia de filosilicatos con composición tipo illita o mica y composición tipo clorita (Fig. 14A). También han permitido detectar, como en las areniscas, evidentes signos de disolución en el cuarzo (Fig. 14B), la presencia de caolinita entre las láminas de agregados micáceos (Fig. 14C) y abundantes óxidos de hierro que, en ocasiones, se disponen entre las láminas de mica (Fig. 14C).

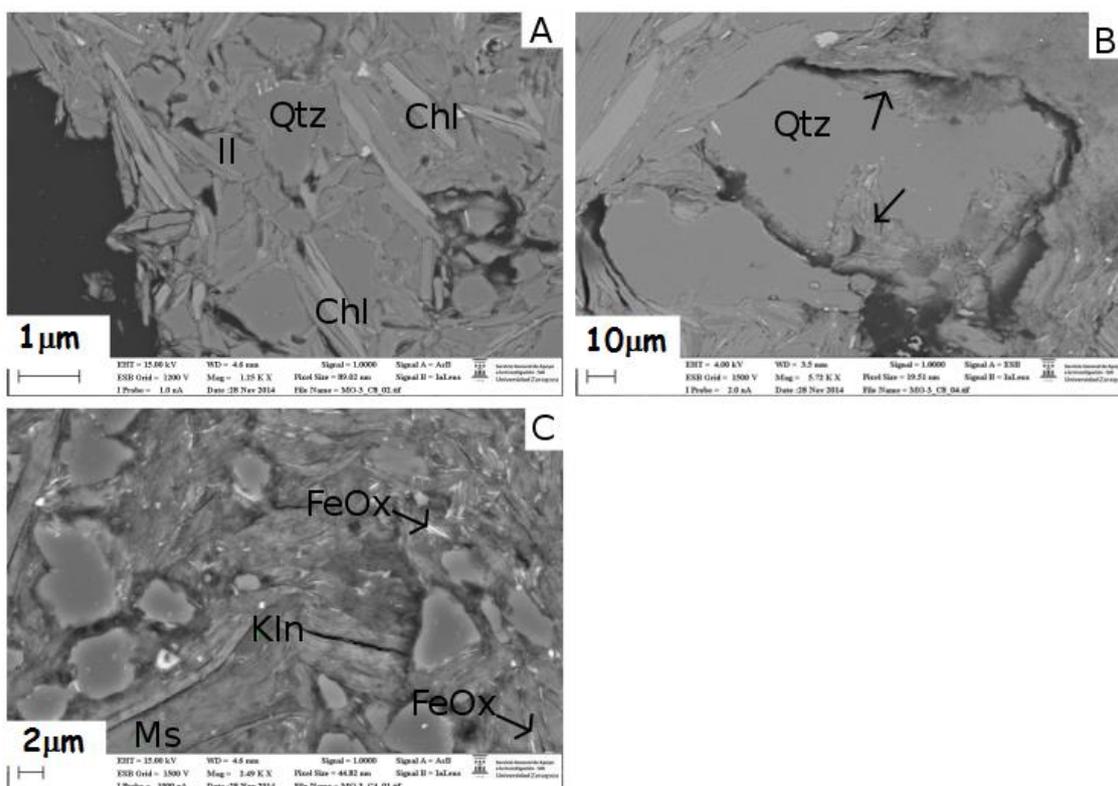


Fig. 14. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) en lutitas. A: Filosilicatos de composición tipo illita o micas y tipo clorita, B: Signos de disolución en cuarzo (flecha), C: Caolinita entre láminas de mica; también se observan abundantes óxidos de Fe, en ocasiones entre las láminas de illita o mica. Il: illita; Chl: clorita; Kln: caolinita.

8. DISCUSIÓN

Como se ha comentado, la Formación Camarillas corresponde a un ambiente sedimentario continental fluvial y lacustre a palustre (Soria, 1997; Meléndez y Soria, 1999) o, como apuntan los estudios más recientes, a un ambiente más marino de tipo isla – barrera (Navarrete et al., 2013). En cualquier caso, se trata de un ambiente somero que experimentó periodos de emersión que favorecieron el desarrollo de paleosuelos. Las evidencias de bioturbación y las frecuentes coloraciones ocre y rojizas de areniscas y lutitas, por la presencia de Fe, estarían de acuerdo con la existencia de dichos procesos en un contexto de intensa meteorización química.

La combinación de técnicas de estudio empleadas ha puesto de manifiesto que los materiales estudiados están formados por cuarzo, filosilicatos (fundamentalmente illita y caolinita), feldespatos, plagioclasa, óxidos de hierro, y otras fases accesorias como turmalina y zircón. El cuarzo, los feldespatos y la plagioclasa, de carácter

claramente detrítico, se presentan alterados, como se ha observado mediante el microscopio óptico en el caso de feldespatos y plagioclasas y mediante el electrónico en el caso del cuarzo. Las observaciones microscópicas también han puesto de manifiesto el carácter detrítico de algunos filosilicatos, como en el caso de la moscovita, que se muestran frecuentemente deformadas y fracturadas, o el de la ilita, claramente alotriomorfa en las imágenes de microscopía electrónica. Los datos de cristalinidad de la ilita muestran un mayor rango de variación, lo que podría estar relacionado con ese carácter detrítico, probablemente relacionado con su procedencia a partir de distintos materiales. Todas estas fases, junto con los ocasionales clastos de turmalina y zircón observados, habrían sido transportadas hasta la zona de depósito desde el área fuente, que Caja (2004) sitúa al Oeste del Maestrazgo en el Sistema Central.

A pesar de que, la mayor parte de las fases minerales observadas son de tipo detrítico y, por tanto, heredadas del área fuente, se han observado algunas evidencias de autigénesis en las muestras estudiadas. Estas evidencias se muestran fundamentalmente en la caolinita. La presencia de agregados tipo “book”, visibles incluso en el microscopio óptico, es claramente indicadora de procesos autigénicos, puesto que dichos agregados no resistirían los procesos de transporte hasta el medio de depósito. Así mismo, la presencia de caolinita entre las láminas de mica, a veces formando “books” y deformando dichas láminas, también es indicativa de autigénesis de caolinita. Otro proceso que evidencia el carácter autigénico de la caolinita es la posible completa caolinitización de una mica, probablemente moscovita, observada al microscopio óptico. Incluso algunas de las pequeñas placas hexagonales subidiomorfas e idiomorfas de caolinita observadas pueden ser consideradas como autigénicas. No obstante, no se descarta que puedan ser, en parte al menos, detríticas ya que, en ocasiones, se han observado alotriomorfas. A pesar de que todas estas evidencias han sido observadas tanto en areniscas como en lutitas, el mayor contenido en caolinita en general en las areniscas y la ligera mayor cristalinidad de la caolinita de estas muestras quizás esté relacionado con una autigénesis favorecida en mayor medida en dichas rocas frente a las lutitas. Como indican Bauluz et al. (2014), en materiales similares en áreas próximas, 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 el presente estudio, hay evidencias de disolución en el cuarzo y los feldespatos y, además, “books” de caolinita en los bordes de disolución de los granos de cuarzo, lo que apuntaría en la misma dirección. Según Bauluz et al. (2014), estos procesos de disolución / cristalización indican una alta relación fluido / roca, lo que quizás está relacionado con la probable mayor autigénesis detectada en las areniscas, lo que se vería favorecido por un mayor tamaño de grano y, en consecuencia, mayor porosidad. En el caso de las micas, no se han detectado evidencias de disolución, por lo que, como indica Bauluz et al. (2014), este mineral sólo habría actuado como sustrato para la formación de caolinita.

Como se ha comentado anteriormente, la autigénesis de óxidos de hierro también se vería favorecida por los mecanismos de disolución / cristalización descritos, ya que el hierro se comportaría como un catión relativamente inmóvil en estos ambientes. En las muestras estudiadas, de acuerdo con la idea anterior, también

se han observado evidencias de autigénesis de óxidos de hierro, como demuestra la presencia de éste entre láminas de illita y mica, y recubriendo algunas fases claramente autigénicas, como los agregados de tipo “book” de caolinita.

Los procesos de autigénesis mineral observados son similares a los mostrados por Bauluz et al. (2014) en materiales similares en áreas próximas y estarían, por tanto, relacionados con procesos edáficos consecuencia de una intensa meteorización química, como indican estos autores. Estos procesos se verían favorecidos en condiciones climáticas cálidas y húmedas coherentes con el clima propuesto para el Barremiense de la Cordillera Ibérica, de tipo subtropical con alternancia de estaciones secas y húmedas (Sellwood et al., 2000).

9. CONCLUSIONS

The application of the technics used in this work has allowed the mineralogical and textural characterization of the samples and become familiar with the technics above mentioned, which are used very often in Mineralogy. The information obtained from the samples, shows that they are formed by a mixture of authigenic and detrital phases. Most of the mineralogical phases have a detrital character. These detrital phases include quartz, feldspars, micas, illite and some accessory minerals as tourmaline and zircon. These detrital phases come from a source area placed to the west of the Maestrazgo basin, in the Central System.

The authigenic mineral phases are kaolinite and Fe-oxides. Of these, kaolinite is the mineral that shows more signs of authigenic processes. Kaolinite authigenesis would be related to the dissolution of previous silicates as quartz and feldspars. The authigenic processes seem to have been higher in the sandstones than in the lutites, probably related to the higher porosity and silicates contents of the first ones.

The kaolinite and Fe oxides formation, which involved the enrichment in chemical immobile elements (Fe, Al, Si), was produced as a consequence of intense chemical weathering in relation with sub-tropical climatic conditions during Lower Cretaceous in the Maestrazgo area.

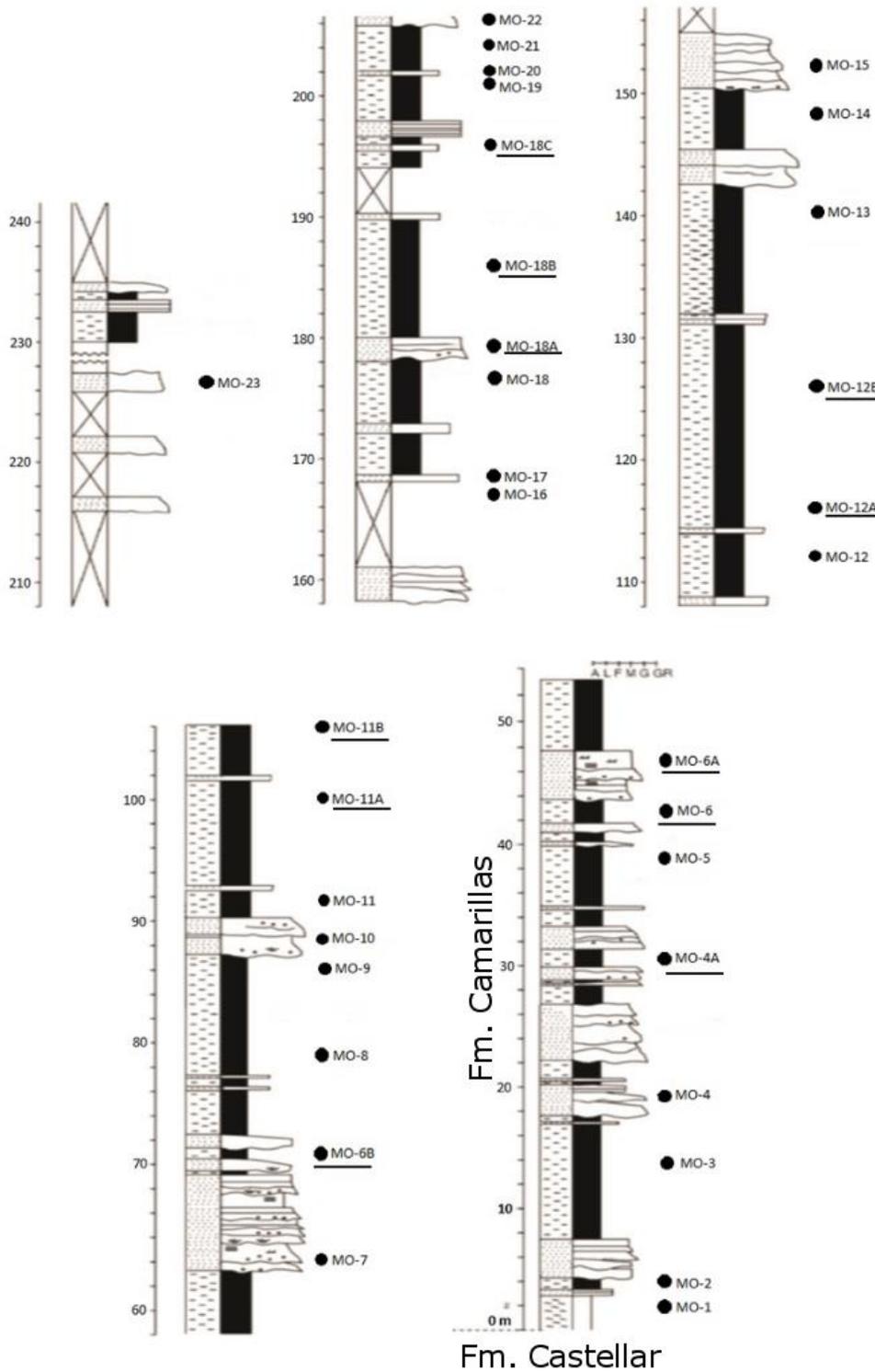
10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Álvaro, M., Capote, R., Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- Bauluz, B., Yuste, A., Mayayo, M.J. y González-López, J.M. (2012): Minerales del caolín en el Weald de la Cubeta de Aliaga (NE España). Distribución e implicaciones geológicas. *Macla*, 16: 92-93.
- 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 ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 76: 803 - 832.

- Caja, M.A. (2004): *Procedencia y diagénesis de los sedimentos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (facies Weald) en las subcuencas occidentales de la cuenca del Maestrazgo, cordillera Ibérica oriental*. Tesis doctoral, Univ. Comp. Madrid, 305 p.
- Canerot, J., Pardo, G., González, A. y Villena, J. (1982): Ibérica Central y Maestrazgo, En: *El Cretácico de España* (A. García, ed.). Univ. Comp, Madrid, 273 - 344.
- Canudo, J.I., Gasca, J.M., Moreno, M., Aurell, M. (2012): New information about the stratigraphic position and age of the sauropod *Aragosaurus ischiaticus* from the Early Cretaceous of the Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 149: 252-263.
- Godoy, A. y Anadón, P. (1986): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº591 (Mora de Rubielos) y memoria*. IGME, Madrid, 53 p.
- Martin-Closas, C. (1989): *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del Bloc de l'Ebre*. Tesis Doctoral, Univ. De Barcelona, 581 pp.
- Martin, J.D., (2004): Using X Powder: A software package for powder X-ray diffraction analysis, 105 pp. Retrieved 18 April 2007 from. www.xpowder.com. ISBN: 84-609-1497-6.
- Meléndez, A. y Soria, A.R. (1999): Estratigrafía y sedimentología de las facies Weald de la subcuenca de las Parras (Teruel). *Teruel*, 87: 7-37.
- 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.
- Navarrete, R., Rodríguez-López, P., Liesa, C.L., Soria, A.R. y de Mesquita, F., (2013). Changing physiography of rift basins as a control on the evolution of mixed siliciclastic-carbonate back-barrier systems (Barremian Iberian Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 289: 40-61.
- Piper, D.J.W., Hundert, T., Pe-Piper, G. y Okwese, A.C., (2009). The roles of pedogenesis and diagénesis in clay mineral assemblages: Lower Cretaceous fluvial mudrocks, Nova Scotia, Canada. *Sedimentary Geology*, 213: 51–63.
- Ruiz-Omeñaca, J.I., Canudo, J.I., Aurell, M., Badenas, B., Cuenca-Bescós, G. e Ibas, J., (2004). Estado de las investigaciones sobre los vertebrados del Jurásico superior y el Cretácico inferior de Galve (Teruel). *Estudios geológicos* 60: 179-202.
- Salas, R., (1987). *El Malm y el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesis Doctoral. University of Barcelona, Spain, 345 p.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and cristal evolution during the alpine cycle of the Eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salas, R. y Guimerá, J. (1996): Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20, 1704-1706.
- Salas, R., Guimerà, J., Más, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A., (2001). Evolution of the Mesozoic central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). En: *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basin and Passive Margins* (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F., Robertson y S. Crasquin-Soleau, eds.). Mémoires du Muséum Nationale de l'Histoire Naturelle, París: 145-185.
- Schultz, L.G., (1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre shale. *Professional Paper Geological Survey (U.S.)*, 391-c: 31.
- Sellwood, B.W., Valdes, P.J. y Price, G.D., (2000). Geological evaluation of multiple general circulation model simulations of Late Jurassic palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156: 147-160.
- Soria, A. R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico inferior y su control estructural*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 363 p.

11. ANEXOS

Anexo 1: Perfil estratigráfico objeto de estudio (Caja, 2004) y localización de las muestras estudiadas. Las muestras subrayadas son las que se han recolectado en este trabajo fin de grado.



Anexo 2: Tabla con la composición mineralógica de todas las muestras consideradas en el trabajo. En azul se destacan las lutitas y en verde las areniscas muestreadas durante la campaña de campo de este trabajo fin de grado.

Muestra	Litología	Muestra global (%)					Fracción <2 μ m (%)		
		Qtz	Ma	Hem	Plag	Kfs	Kln	Il	Sm
MO1	Lutita	25	38	-	-	-	35	65	-
MO2	Lutita	48	52	-	-	-	21	79	-
MO3	Lutita	37	61	2	-	-	11	89	-
MO4	Arenisca	84	14	-	2	-	88	12	-
MO4A	Lutita	55	36	5	4	-	24	76	-
MO5	Lutita	31	62	4	2	-	17	83	-
MO6	Lutita	70	22	4	4	-	26	74	-
MO6A	Arenisca	94	5	-	1	-	48	52	-
MO7	Arenisca	86	14	-	-	-	15	85	-
MO6B	Lutita	63	33	-	3	-	25	75	-
MO8	Lutita	53	42	-	5	-	22	78	-
MO9	Lutita	42	58	-	-	-	19	81	-
MO10	Arenisca	91	7	-	2	-	57	43	-
MO11	Lutita	55	43	-	3	-	23	77	-
MO11A	Lutita	57	34	5	4	-	27	73	-
MO11B	Lutita	77	17	3	3	-	34	66	-
MO12	Lutita	49	47	4	-	-	28	72	-
MO12A	Lutita	68	22	-	7	3	26	74	-
MO12B	Lutita	72	15	3	7	3	21	79	-
MO13	Lutita	53	45	-	3	-	20	80	-
MO14	Lutita	54	42	4	-	-	34	66	-
MO15	Arenisca	83	5	-	2	-	94	6	-
MO16	Lutita	53	47	-	-	-	23	77	-
MO17	Arenisca	70	22	3	5	-	55	45	-
MO18A	Arenisca	87	7	-	4	3	48	45	6
MO18B	Lutita	59	35	2	4	-	17	83	-
MO18C	Arenisca	86	8	-	6	-	39	61	-
MO19	Lutita	58	40	3	-	-	14	86	-
MO20	Arenisca	86	14	-	-	-	24	76	-
MO21	Lutita	67	33	-	-	-	19	81	-
MO22	Arenisca	86	14	-	-	-	64	36	-
MO23	Arenisca	86	14	-	-	-	61	39	-

Anexo 3: Tabla con los datos de cristalinidad de todas las muestras consideradas en el trabajo. En azul se destacan las lutitas y en verde las areniscas recolectadas en la campaña de campo de este trabajo fin de grado.

Muestra	Litología	Cristalinidad			
		Ilita (10Å)		Caolinita(7Å)	
		AO	EG	AO	EG
MO-1	Lutita	0,5	0,4	0,4	0,5
MO-2	Lutita	0,4	0,5	0,3	0,3
MO-3	Lutita	0,5	0,4	0,3	0,3
MO-4	Arenisca	0,6	0,5	0,1	0,2
MO4A	Lutita	0,4	0,3	0,3	0,3
MO-5	Lutita	0,5	0,3	0,4	0,4
MO6	Lutita	0,6	0,3	0,3	0,3
MO6A	Arenisca	0,6	0,7	0,2	0,2
MO-7	Arenisca	0,5	0,4	0,4	0,4
MO6B	Lutita	0,4	0,4	0,4	0,2
MO-8	Lutita	0,3	0,3	0,4	0,3
MO-9	Lutita	0,6	0,5	0,4	0,4
MO-10	Arenisca	0,7	0,6	0,2	0,2
MO-11	Lutita	0,5	0,4	0,3	0,3
MO11A	Lutita	0,6	0,4	0,3	0,4
MO11B	Lutita	0,2	0,2	0,1	0,2
MO-12	Lutita	0,3	0,3	0,3	0,2
MO12A	Lutita	0,2	0,2	0,2	0,2
MO12B	Lutita	0,5	0,2	0,1	0,2
MO-13	Lutita	0,5	0,3	0,3	0,3
MO-14	Lutita	0,4	0,4	0,3	0,3
MO-15	Areniscas	0,5	0,5	0,1	0,2
MO-16	Lutita	0,5	0,4	0,3	0,3
MO-17	Areniscas	0,4	0,3	0,2	0,2
MO-18	Lutita	0,5	0,4	0,3	0,2
MO18A	Arenisca	0,4	0,5	0,1	0,2
MO18B	Lutita	0,2	0,2	0,3	0,2
MO18C	Lutita	0,4	0,4	0,1	0,2
MO-19	Lutita	0,4	0,3	0,2	0,3
MO-20	Arenisca	0,3	0,3	0,2	0,2
MO-21	Lutita	0,4	0,3	0,2	0,2
MO-22	Arenisca	0,4	0,5	0,2	0,2
MO-23	Arenisca	0,4	0,3	0,2	0,2
	Media	0,4	0,4	0,3	0,3