

# El tránsito entre las formaciones Camarillas y Artoles (Cretácico Inferior) en la zona de Miravete de la Sierra (Teruel): mineralogía e implicaciones genéticas

## Trabajo de Fin de Grado

16/09/2016

Universidad de Zaragoza

Alberto Barra Ruiz de Azagra



## Índice

1. Abstract .....	1
2. Planteamiento .....	2
3. Objetivos .....	2
4. Situación y contexto geológico .....	3
4.1 Formación Camarillas .....	7
4.2 Formación Artoles .....	7
4.3 Transición Camarillas-Artoles.....	8
5. Metodología .....	8
5.1 Difracción de Rayos-x .....	9
5.2 Microscopía óptica .....	10
5.3 Microscopía electrónica .....	10
6. Resultados .....	10
6.1 Muestra de mano .....	10
6.2 Microscopía óptica .....	11
6.3 Difracción de rayos X.....	13
6.4 Microscopía electrónica .....	16
7. Discusión .....	20
8. Conclusions.....	22
9. Referencias bibliográficas .....	23

## 1. Abstract

A detailed mineralogical study has been carried out on several samples from a section near the locality of Miravete de la Sierra (Teruel) in the Galve sub-basin, which is part of the Maestrazgo basin. The samples belong to the transition between the Camarillas Formation and Artoles Formation (Lower Cretaceous). This transition consists of mixed siliciclastic-carbonated deposits including claystones/limestones, sandstones and marls.

A combination of techniques frequently used in mineralogical studies has been used. These techniques included X-ray diffraction (XRD), optical microscopy and scanning electron microscopy (SEM). They have permitted to characterize the samples from a mineralogical and textural point of view with the aim of determining the genesis of the different identified minerals.

The samples consist of a mixture of detrital and authigenic phases. Detrital phases include quartz, feldspar, plagioclase, micas, illite and occasionally kaolinite. They also include accessory minerals as zircon, tourmaline, Ti-oxides and REE phosphates. Authigenic phases include kaolinite, Fe-oxides, occasional smectite and calcite cement.

Kaolinite is the most abundant authigenic mineral. It appears as nanometric subhedral crystals, "books" and vermicular aggregates, intergrowths with muscovite and filling fractures in this mineral. The authigenesis has been favoured in sandstones, probably, due to their higher porosity.

Some of this authigenic kaolinite, together with Fe-oxides, would have a syn-sedimentary origin. These minerals would have been originated in relation to intense chemical weathering under the humid and warm climatic conditions prevailing in the study area during the Lower Cretaceous, which favoured dissolution of silicates (quartz and feldspars) and the enrichment in chemical immobile elements, such as Al, Si and Fe.

Nevertheless, some diagenetic recrystallization of kaolinite has been recognized in sandstones. Related to this, the calcite cement and probably the occasional identified smectite can also be considered as diagenetic minerals.

## 2. Planteamiento

La siguiente memoria corresponde al Trabajo Fin de Grado (TFG) del Grado en Geología de la Universidad de Zaragoza. El TFG, como se recoge en las Directrices propias del Trabajo Fin de Grado en Geología, tiene que consistir en la realización individual de un trabajo geológico de carácter general en el que se pongan de manifiesto los conocimientos, habilidades y aptitudes adquiridas por el estudiante a lo largo de su formación. Para ello se ha llevado a cabo un estudio mineralógico de un conjunto de muestras pertenecientes a las Formaciones Camarillas y Artoles, ambas de edad Barremiense (Cretácico Inferior), en las proximidades de la localidad de Miravete de la Sierra (Teruel). La Fm. Camarillas consiste en arcillas rojas y areniscas y ha sido tradicionalmente interpretada como un sistema fluvial de baja sinuosidad con amplias llanuras de inundación. Por otra parte, la Fm. Artoles incluye margas y calizas y se ha interpretado como depositada en un sistema carbonatado somero marino a transicional (Navarrete *et al.*, 2013). Generalmente, el límite entre ambas formaciones viene marcado por un cambio litológico neto. Sin embargo, en la zona de estudio esta transición es mucho más compleja y aparece un intervalo de unos 45 m de potencia de depósitos mixtos siliciclásticos-carbonatados (Navarrete *et al.*, 2013).

La Fm. Camarillas es rica en arcillas caoliníferas y en estudios previos, como el de Bauluz *et al.* (2014), realizados sobre materiales de la misma formación en la misma zona, se ha relacionado el origen de la caolinita con el medio sedimentario en que tuvo lugar y con los procesos diagenéticos registrados por estos materiales. En dicho trabajo se indica que la formación de caolinita se produce sinsedimentariamente por reemplazamiento de silicatos detríticos como consecuencia de intensos procesos de disolución debidos a una meteorización química intensa bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas. Posteriormente, durante la diagénesis, se produjo una recristalización de la caolinita, especialmente en las areniscas. Además, Bauluz *et al.* (2014) han puesto de manifiesto un descenso del contenido en caolinita hacia el techo de dicha formación y, por tanto, en la transición con la Fm. Artoles. Según se recoge en dicho trabajo, este descenso puede indicar que las condiciones estables y favorables para la formación de caolinita cambian en el tránsito entre las dos formaciones.

En consecuencia con lo anterior, en este trabajo se ha planteado la caracterización mineralógica, textural y sus implicaciones genéticas de una serie de muestras pertenecientes a la transición entre las Formaciones Camarillas y Artoles, con la intención de averiguar los posibles cambios en las condiciones que controlan la formación de los diferentes minerales presentes en dicho tránsito.

## 3. Objetivos

Los objetivos que se pretenden alcanzar con la realización de este trabajo son los siguientes:

- Familiarizarse con la aplicación de diversos métodos de estudio frecuentemente utilizados en Mineralogía.
- Mediante el trabajo en el campo y en el laboratorio, caracterizar mineralógica y texturalmente los materiales objeto de estudio.
- Aprender a presentar y discutir correctamente los datos obtenidos y, con ello, establecer las implicaciones genéticas pertinentes, coherentemente integradas en su contexto geológico.
- Aprender a elaborar correctamente una memoria en la que se recoja el trabajo realizado y su posterior presentación y defensa pública

## 4. Situación y contexto geológico

Las muestras estudiadas proceden de un afloramiento localizado entre los municipios de Aliaga y Miravete de la Sierra, en la provincia de Teruel, cuyas coordenadas UTM son 30T 0693565, 4500838 y su altitud 1180 m. A la zona se accede desde la localidad de Aliaga por la carretera A-2403, encontrándose a una distancia de unos 6 Km de dicho municipio (Fig. 1).



Figura 1. Localización geográfica del afloramiento muestreado, marcado con un recuadro rojo en el mapa.

Desde el punto de vista geológico, el área se encuentra en la Cuenca del Maestrazgo, situada en la zona de enlace entre el sector oriental de la Cordillera Ibérica y las Catalánides (Fig. 2).

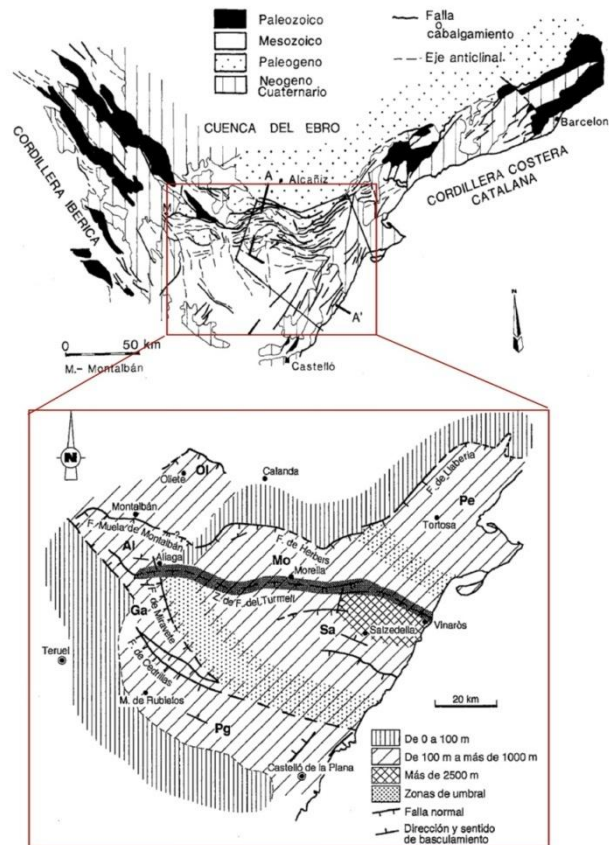


Figura 2. Situación geológica de la Cuenca del Maestrazgo (Guimerà, 1984) y esquema paleogeográfico de dicha cuenca en el que se observan las subcuencas en que está dividida (Salas y Guimerà, 1996).

La Cordillera Ibérica presenta una dirección NW-SE y se extiende desde Burgos hasta Castellón. Se formó durante el Paleógeno mediante un proceso de inversión de la Cuenca Ibérica debido a grandes esfuerzos compresivos (Salas *et al.*, 2001). Anteriormente, la Cuenca Ibérica se vio afectada por sucesivos episodios de tectónica extensional relacionados con la apertura y propagación del Tethys hacia occidente y con la apertura del Atlántico Norte, que condujeron al desarrollo de una serie de rifts mesozoicos (Sánchez-Moya y Sopeña, 2004). En función de ello se han establecido 2 ciclos. En el primero de ellos se establece una primera fase de rifting, en la cual se depositaron importantes espesores de sedimentos de origen fluvial sobre todo en facies *Bundsandstein*, facies marinas y evaporíticas del *Muschelkalk*, y sedimentos evaporíticos correspondientes al *Keuper*. Esta primera fase abarca desde el Pérmico Inferior hasta el Triásico Superior. Posteriormente, dentro de este primer ciclo, tuvo lugar una primera etapa de post-rifting, en la cual se produjo una sedimentación de carbonatos asociados a un sistema de plataformas carbonatadas someras, tramos margosos y potentes unidades evaporíticas. Estas plataformas estuvieron controladas por la actividad de fallas sinsedimentarias asociada a actividad magmática (Gómez y Fernández, 2004). El segundo ciclo está conformado por una segunda fase de rifting y una segunda etapa de post-rifting. La segunda fase de rifting se produce 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, produciéndose un sistema de cuencas muy subsidentes, entre las que se incluye la Cuenca del Maestrazgo que quedó subdividida, debido a los fenómenos extensionales, en 7 subcuencas, definidas por Salas y Guimerà (1996): Penyagolosa, La Salzedella, Morella, El Perelló, Aliaga, Oliete y Galve, siendo en esta última donde se encuentran los materiales estudiados. En la segunda etapa de post-rifting, durante el Cretácico

Superior, tiene lugar un gran ascenso eustático, lo que condujo a que se produjera una generalización de la sedimentación con facies de plataformas carbonatadas de notable homogeneidad y extensivas sobre cualquier depósito anterior (García *et al.*, 2004).

Posteriormente, desde el Cretácico hasta el Neógeno, se generará, a consecuencia de la inversión de la Cuenca Ibérica mesozoica, la Cordillera Ibérica debido a una fase de tectogénesis por la colisión de las placas africana y europea (Álvaro *et al.*, 1979; Salas *et al.*, 2001).

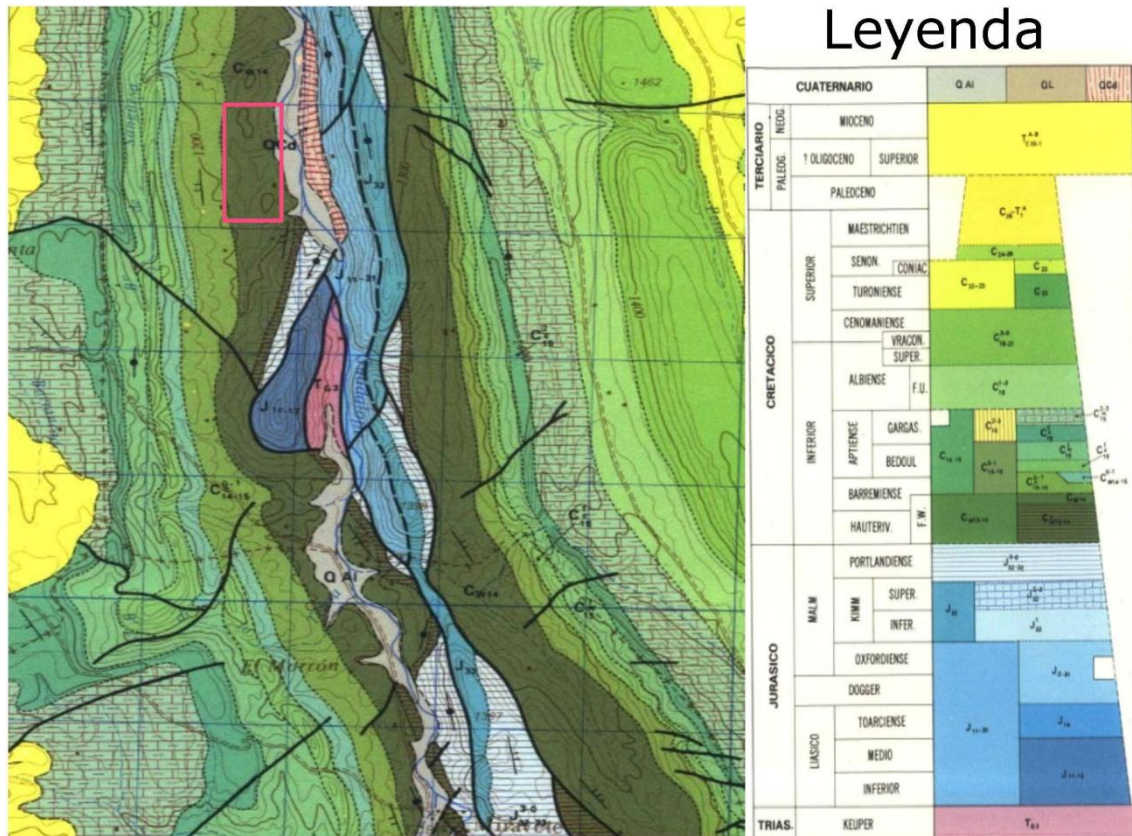


Figura 3. Mapa geológico (Gautier y Barnolas, 1980) de la zona en la que se encuentra el afloramiento muestreado, señalado con un recuadro.

En general, la Cuenca del Maestrazgo muestra un importante desarrollo de pliegues y cabalgamientos que afectan a la cobertera mesozoica, con una orientación predominante E-W (Molina y Salas, 1993). En las proximidades del afloramiento estudiado, como se puede ver en la Figura 3, se observan algunas fallas con esta dirección E-W predominante. Sin embargo, como se aprecia en dicha figura, en la zona es evidente una configuración estructural de dirección NNW-SSE. Esto es debido a que la sub-cuenca de Galve presenta una estructura extensional caracterizada por un graben de orientación NNW-SSE definido por fallas normales de orientación NNW-SSE, como la falla de Miravete. Este graben principal se encontraba compartimentado por un conjunto de fallas normales lítricas ENE-WSW, resultando en un sistema de grabens y semi-grabens menores transversos. Este sistema de fallas determina una configuración de la cuenca con una geometría con orientación alargada N-S (Navarrete *et al.*, 2013).

En cuanto a los materiales aflorantes, como se aprecia en la Figura 3, pertenecen fundamentalmente al Cretácico inferior. En concreto, la secuencia sin-rift del Cretácico inferior incluye diferentes formaciones (Fig. 4). En primer lugar aparece la Formación Castellar,

formada por niveles de calizas intercaladas con margas grises-blancas que constituyen una serie aluvial y lacustre, y registra la transición entre la fase inicial del rift y el momento de su máxima apertura (Liesa *et al.*, 2006; Meléndez *et al.*, 2009). A continuación aparece la Formación Camarillas, constituida por materiales siliciclásticos y que ha sido tradicionalmente interpretada como depositada en un sistema fluvial de baja sinuosidad y amplias llanuras de inundación (Salas, 1987; Soria, 1997). Por encima aparece la formación Artoles, que constituye una serie de limos y margas ricas en foraminíferos, moluscos e interpretada como depósitos marinos a transicionales someros (Salas, 1987; Soria, 1997). Las formaciones Chert, Morella, Forcal, Villaroya de los Pinares y Benassal, consisten en depósitos marinos siliciclásticos y/o carbonatados aptienses (Vennin y Aurell, 2001; Peropadre *et al.*, 2008; Peropadre, 2012). Finalmente, aparece la Formación Escucha formada por depósitos siliciclásticos junto con capas de carbón del Aptiense superior-Albiense inferior.

Además, como se observa en la Figura 3, también afloran, en menor proporción, materiales jurásicos del Lias-Malm, representados por carbonatos mayoritariamente brechificados. Junto a estos materiales jurásicos encontramos, en mucha menor extensión, materiales triásicos, representados por el Keuper, y materiales cuaternarios.

A continuación se describen con algo más de detalle las Formaciones Camarillas y Artoles, y el tránsito entre ambas que, como se ha mencionado, constituye el objeto de estudio de este TFG.

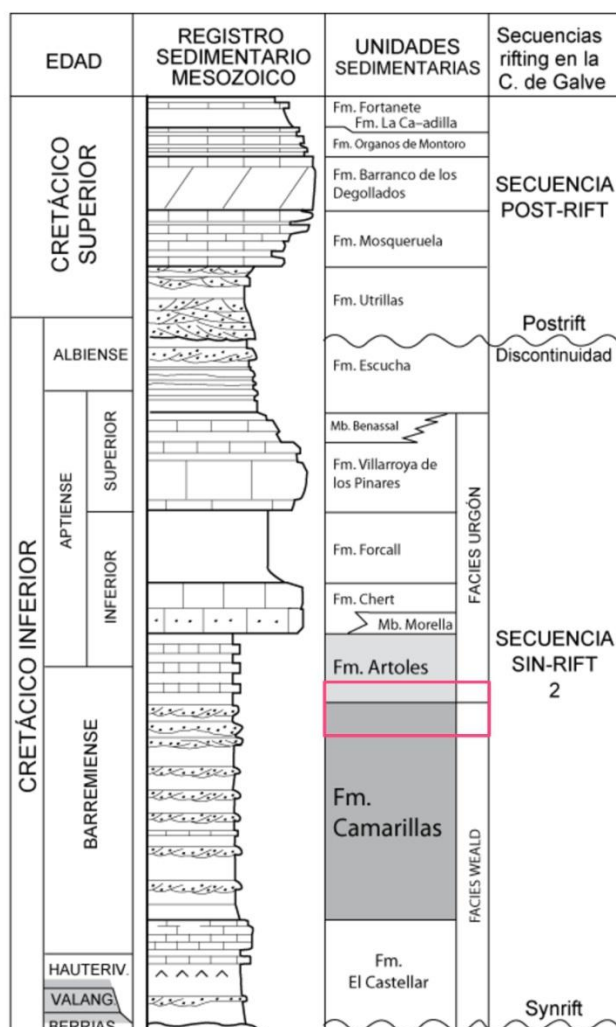


Figura 4. Columna estratigráfica de los materiales aflorantes en las proximidades de la zona estudiada (Navarrete, 2010). El recuadro indica la transición entre las formaciones, que constituye el objeto de estudio de este trabajo.

## 4.1 Formación Camarillas

La Formación Camarillas fue definida por Canerot *et al.* (1982) y redefinida con posterioridad por Salas (1987). Se trata de una unidad asíncrona correspondiente al Hauteriviense-Barremiense, edades que, junto al Valanginiense y el Berriasiense, dan inicio al Cretácico Inferior. En ella se han encontrado carofíceas típicas de la biozona Triquetra-Neimongolensis (subzona de Calcitrapus), atribuida al Barremiense Inferior (Martín-Closas, 1989; Canudo *et al.*, 1996). Según Salas (1987), presenta un espesor aproximado de unos 150 m, y está compuesta mayoritariamente por areniscas de colores rojo, blanco u ocre y, en algún caso, areniscas conglomeráticas, con estratificación a menudo oblicua y a veces canalizadas. Además, también incluye lutitas y limolitas con coloraciones rojizas, a veces con aspecto moteado y zonas verdosas que evidencian bioturbación.

Tradicionalmente, en esta formación se han identificado varias asociaciones de facies que corresponden a dos medios sedimentarios que coexistieron en el tiempo (Meléndez y Soria, 1999). El primero constituye un medio de abanico aluvial en el que se depositan niveles arenosos y conglomeráticos, originados en sistemas fluviales de baja sinuosidad, en cuyas áreas más distales dominan los flujos laminares, y niveles lutíticos, correspondientes a sectores inactivos que representan amplias llanuras de inundación con áreas encharcadas de carácter efímero donde tiene lugar la formación de barros carbonatados (Meléndez y Soria, 1999). El segundo se corresponde con un medio lacustre, caracterizado por facies de margas con presencia de carofitas, ostrácodos, dientes de peces y restos de vegetales. Esta asociación indica medios lacustres marginales y de baja energía que evolucionan a medios palustres (Meléndez y Soria, 1999).

## 4.2 Formación Artoles

La Formación Artoles (Salas, 1987), que se sitúa sobre la Formación Camarillas, puede tener una potencia de hasta 200 m y está caracterizada por presentar una alternancia margosa (término dominante dentro de esta formación) y calcárea, correspondientes a mudstone bioturbado, wackestone y packestone bioclásticos con presencia de restos de foraminíferos bentónicos, ostreidos, bivalvos, gasterópodos y peloides y, en ocasiones, pueden contener cuarzo detrítico (Meléndez y Soria, 1999). Corresponde a un medio caracterizado por áreas lacustres marginales de baja energía orladas por extensas áreas palustres.

Esta unidad es claramente diacrónica. En el N de la cuenca del Maestrazgo tiene una edad Barremiense (Salas, 1987). Ahora bien, en la subcuenca de Las Parras tiene una edad Barremiense superior-Aptiense basal, indicada por la presencia de *Paleorbitolina lenticularis*. En la base de esta formación se han encontrado algunas intercalaciones continentales con una flora de carofitas correspondientes a la biozona Cruciata-Pancibractrus de edad Barremiense superior-Aptiense inferior (Martín-Closas, 1989).

### 4.3 Transición Camarillas-Artoles

Generalmente, como se ha comentado anteriormente, el tránsito entre ambas formaciones viene marcado por un cambio litológico neto. Sin embargo, en la zona estudiada es complejo y gradual, apareciendo un depósito de unos 45 m de espesor de materiales carbonatados y margosos y materiales siliciclásticos.

A la luz del reciente trabajo de Navarrete *et al.* (2013), precisamente centrado en esta transición en la zona de Miravete, se ha propuesto una nueva interpretación en lo que se refiere al ambiente sedimentario para la Fm. Camarillas, distinta a la tradicionalmente propuesta. Según esta nueva interpretación, dicha formación se depositó en un sistema de *back-barrier* con una clara influencia mareal. En dicho trabajo se han reconocido dos etapas diferentes dentro de dicho sistema. La primera de ellas está caracterizada por un depósito de marismas con canales y, en menor proporción, pequeños abanicos de *wahsover* interestratificados con carbonatos de lagoon e influenciados por una tectónica sinsedimentaria local. La segunda de ellas muestra depósitos de abanicos de *washover* interestratificados con carbonatos de lagoon, una completa ausencia de barras de marismas y arroyos asociados y depósitos bandeados de inundaciones de marea.

## 5. Metodología

Se han utilizado tres técnicas de laboratorio, como son la difracción de rayos-X, la microscopía óptica y la microscopía electrónica, para cumplir los objetivos de este trabajo. Previamente, se llevó a cabo la toma de muestras en un perfil seleccionado situado en las proximidades de Miravete de la Sierra. En primer lugar se procedió al reconocimiento del perfil en el campo, localizando el tramo que comprende el tránsito entre las formaciones Camarillas y Artoles, objeto de este estudio. El muestreo se centró en dicho tránsito. Las muestras han sido localizadas en mapa y mediante GPS. Su localización en el perfil puede observarse en la Figura 5. Las muestras fueron sigladas correlativamente en el orden en el cual se encuentran en el perfil mencionado anteriormente. En total se han estudiado 13 muestras: 5 lutitas/limolitas (una de ellas de carácter margoso), 2 areniscas, 5 margas y 1 caliza arenosa.

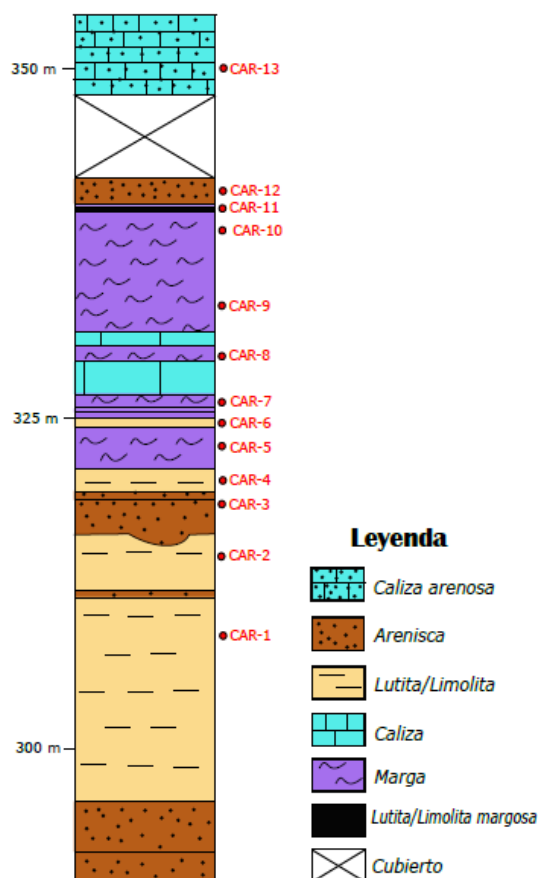


Figura 5. Esquema del perfil estudiado, modificado de Navarrete *et al.* (2013), con la situación de las muestras estudiadas.

Además, se tomaron fotografías del aspecto general del afloramiento y de los lugares donde fueron tomadas las muestras (Fig. 6). Una vez obtenidas estas muestras, se llevó a cabo su descripción en visu en el laboratorio, en lo referido al color, tamaño de grano, identificación de los minerales presentes, en los casos en que fue posible, y presencia o ausencia de características texturales y estructurales reseñables. Para poder realizar observaciones en corte fresco de las muestras, cuando su coherencia y tamaño lo permitió, se realizaron cortes mediante sierra de disco.



Figura 6. Aspecto de uno de los tramos areniscosos muestreado en el tránsito estudiado.

## 5.1 Difracción de Rayos-x

Mediante esta técnica se ha determinado la composición mineralógica de las muestras, tanto en muestra global como en la fracción arcilla ( $<2\ \mu\text{m}$ ), así como la cristalinidad de la illita y de la caolinita. Para ello se ha usado un difractómetro Philips PW 1710, utilizando radiación Cu-K $\alpha$ , ventana automática y monocromador de grafito.

Para realizar el análisis por DRX, en primer lugar se trituró una cantidad representativa de muestra, de aproximadamente unos 250 gr, manualmente mediante un martillo. A continuación, esta muestra triturada se cuarteó para obtener una pequeña cantidad representativa para el análisis de la muestra global. La pequeña cantidad destinada al análisis de muestra global fue molida mecánicamente mediante un molino FRITSCH Pulverisette y posteriormente con un molino manualmente. Ambos instrumentos son de ágata. La muestra molida fue tamizada con un tamiz de luz de malla de  $53\ \mu\text{m}$  y se prepararon los portamuestras con su sigla correspondiente.

Para la extracción de la fracción arcilla, se preparó en primer lugar una suspensión con agua destilada que fue agitada con la ayuda de batidoras durante aproximadamente 2 horas. En el caso de las muestras con calcita, previamente fue necesario eliminar el  $\text{CaCO}_3$  presente, mediante el ataque químico de las muestras con HCl con una concentración 0,3 N, hasta que se eliminó todo el carbonato existente. La extracción de la fracción arcilla se realizó separando en primer lugar la fracción  $< 20\ \mu\text{m}$  por decantación aplicando la ley de Stokes. A partir de dicha fracción, se extrajo la fracción  $<2\ \mu\text{m}$  mediante el uso de la centrifugadora Hettich

Universal 320, programándola a un tiempo de 3 minutos y 36 segundos a 580 rpm. Con la fracción arcilla obtenida, se prepararon agregados orientados duplicados, que fueron secados al aire y solvatados con etilenglicol introduciéndolos en una estufa a 60°C durante 48 horas.

Los datos obtenidos fueron procesados y almacenados mediante el uso del programa XPOWDER (Martín, 2004). La estimación semicuantitativa de la concentración de los minerales presentes en las muestras se llevó a cabo tanto en la muestra global como en la fracción arcilla utilizando los poderes reflectantes de Schultz (1964) y Biscaye (1965). El error del análisis semicuantitativo es de aproximadamente un 5 %.

Con respecto al cálculo de la cristalinidad de la illita y de la caolinita, éste se ha llevado a cabo en la fracción arcilla. Para ello se ha medido la altura a la mitad de la anchura (FWHM) de las reflexiones a 10 Å y a 7 Å de la illita y de la caolinita, respectivamente. Las medidas se han llevado a cabo tanto en los agregados secados al aire como en los solvatados con etilenglicol.

## 5.2 Microscopía óptica

Las muestras estudiadas han sido examinadas por microscopía óptica, con el microscopio OLYMPUS BX41, bajo luz transmitida. Para ello, previamente se realizaron láminas delgado-pulidas que fueron preparadas por el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de los Servicios de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza.

## 5.3 Microscopía electrónica

Se seleccionaron 8 muestra de las diferentes litologías presentes en el perfil estudiado (3 lutitas/limolitas, 2 areniscas y 3 margas) para su observación por microscopía electrónica de barrido de emisión de campo (FESEM), tanto en fragmentos como en lámina delgado-pulida. Para la obtención de información textural y química de ellas se utilizaron detectores de electrones secundarios (SE) y electrones retrodispersados (BSE). Las muestras fueron recubiertas con C para la obtención de imágenes tanto de SE como de BSE. 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. Para ello se usó un voltaje de 3 a 15 kV y una corriente de sonda de 100 a 600 pA .

# 6. Resultados

## 6.1 Muestra de mano

Como se ha comentado, las muestras estudiadas incluyen lutitas/limolitas (se han considerado conjuntamente las granulometrías más finas teniendo en cuenta su aspecto similar en el campo), areniscas, margas y una caliza arenosa a techo de la transición estudiada. En el caso de las lutitas/limolitas, en muestra de mano presentan un color rojizo con zonas verdosas y, en algunos casos, grises, probablemente debido a la presencia de materia orgánica. El tamaño de grano ha permitido en algunas ocasiones la identificación de pequeños cristales

de cuarzo y mica. Las areniscas presentan colores claros, de blanco a gris-verdoso y ocre. Tienen un tamaño de grano medio-grueso de hasta 2 mm y se pueden identificar cristales de cuarzo y mica e incluso algún cristal más oscuro, probablemente de feldespato. Las margas tienen color gris claro y en algunos casos se han observado restos carbonosos. Por último, la caliza arenosa, presenta un color grisáceo, con tamaños de grano de hasta 1 mm.

## 6.2 Microscopía óptica

En general, las lutitas/limolitas están formadas por un esqueleto de clastos de cuarzo, feldespato, plagioclasa y mica de tipo moscovita y biotita inmersos en una matriz arcillosa (Fig. 6 a). Los granos de cuarzo, que presentan un tamaño entre 50µm y 100µm, son mayoritarios

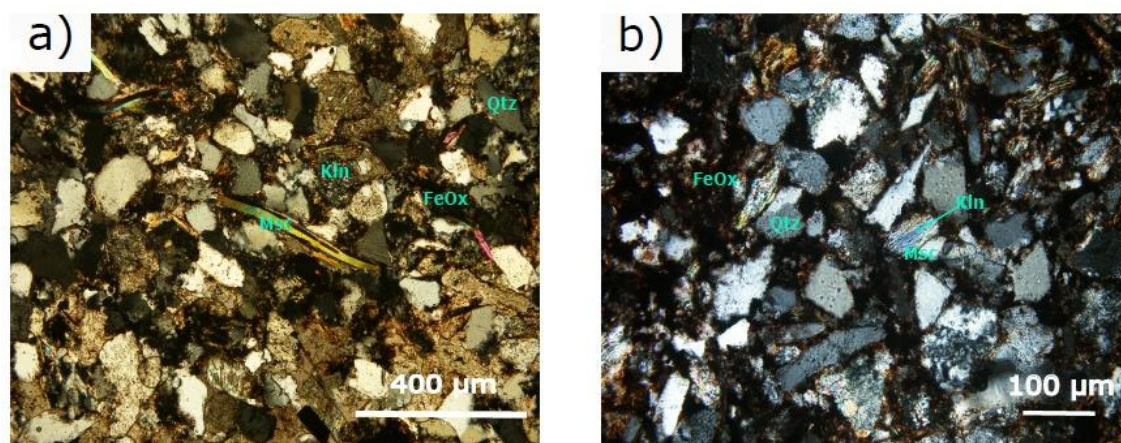


Figura 7. a) Aspecto general al microscopio petrográfico de la textura granosostenida de las lutitas/limolitas; nícoles cruzados (NX). b) Detalle de la textura en la que se aprecia una moscovita con sus láminas abiertas entre las que se distingue probable caolinita; NX. Qtz: cuarzo, Msc: moscovita, Kln: caolinita, FeOx: óxidos de Fe.

entre los componentes del esqueleto. Se presentan normalmente en contacto, dada la escasa matriz existente (textura granosostenida). Muestran una morfología, normalmente, de carácter anguloso (Fig. 7) y presentan, ocasionalmente, contactos indentados entre ellos y extinción ondulante. Los feldespatos y plagioclasas aparecen alterados y con morfologías más redondeadas que las que presenta el cuarzo. Junto a éstos aparecen, en menor medida, moscovita y biotita, frecuentemente deformadas, de tamaños de hasta 400µm.

Ocasionalmente, se ha observado una fase mineral, muy probablemente caolinita, entre las láminas ligeramente abiertas de algunos agregados de moscovita (Fig. 7b). Como minerales accesorios también se ha identificado turmalina y minerales opacos, muy probablemente óxidos de hierro. Por último, se han observado algunos clastos subredondeados, de tamaño inferior a 50 micras, cuya alta birrefringencia, hace pensar que pueda tratarse de carbonatos. La matriz, poco abundante, en ocasiones es de tono rojizo y muy opaca, por la presencia muy probable de óxidos de Fe (Fig. 7a). En algunas zonas, a pesar del pequeño tamaño de grano, se ha podido identificar caolinita como constituyente de la matriz. (Fig. 7a). Además, se ha detectado la presencia de cemento carbonatado micrítico.

La muestra de lutita/limolita de carácter margoso presenta un tamaño de grano más fino que el resto, incluso por debajo del poder de resolución del microscopio. Está compuesta fundamentalmente por una matriz formada, a juzgar por los datos de difracción de rayos-X, por filosilicatos y calcita entre la que ocasionalmente se distinguen algunos clastos de mayor

tamaño de cuarzo y moscovita (Fig. 8a). En ocasiones se han identificado fragmentos de roca

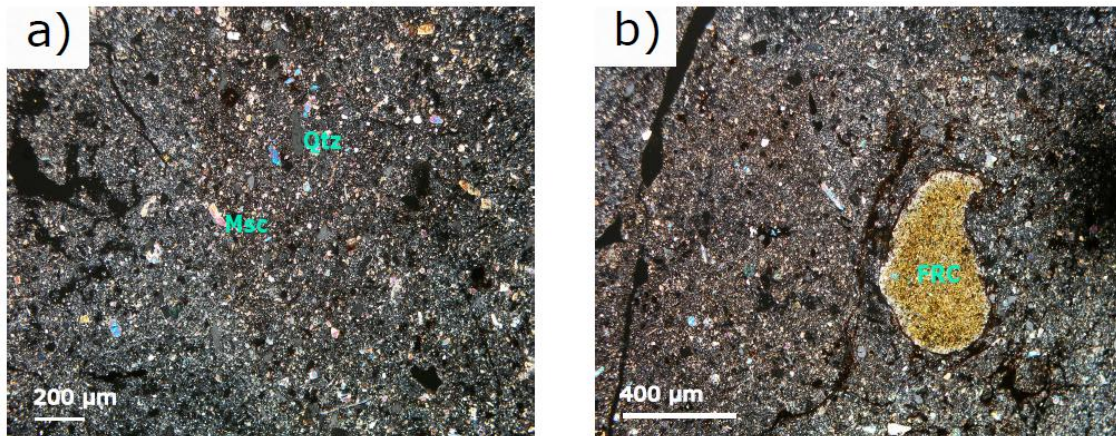


Figura 8. Imágenes de microscopio petrográfico de la muestra lutítica de carácter margoso. a) Aspecto general de la textura en que se aprecia la abundante matriz y algunos clastos de cuarzo y moscovita; NX. b) Fragmento de roca carbonatada micrítica inmerso en la matriz; NX. Qtz: cuarzo, Msc: moscovita, FRC: fragmento de roca carbonatada.

carbonatada micrítica con un tamaño de hasta aproximadamente 500 µm (Fig. 8b).

La textura de las areniscas es granosostenida formada mayoritariamente por un esqueleto constituido principalmente por clastos de cuarzo. Estos clastos de cuarzo por lo

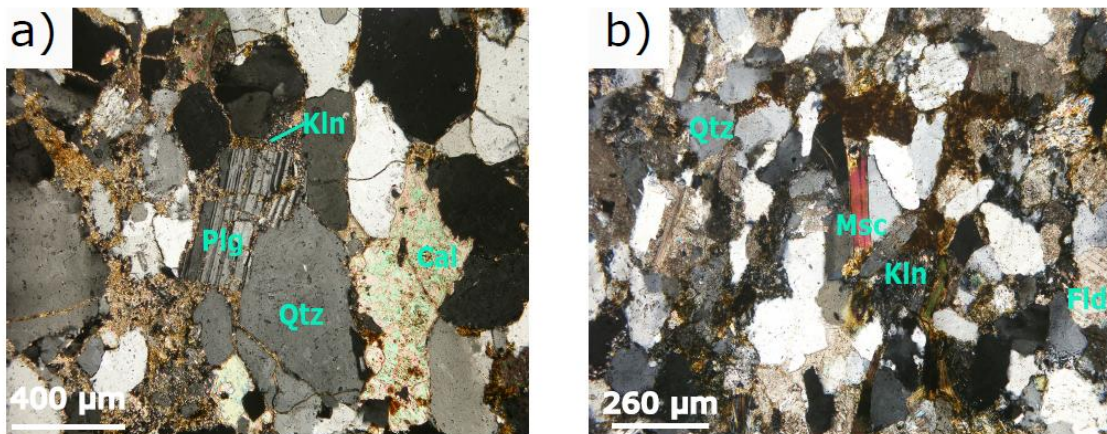


Figura 9. Imágenes de microscopio petrográfico de las muestras areniscosas: a) Se puede observar un clasto de plagioclasa alterado y fracturado, el cemento carbonatado esparítico y la presencia de caolinita en la matriz; NX. b) Aspecto general de la textura granosostenida de las areniscas; se observan agregados de tipo “book” de caolinita; Nx. Qtz: cuarzo, Fld: feldespato, Msc: moscovita, Plg: plagioclasa, Kln: caolinita, Cal: calcita.

general son heterogéneos en cuanto a tamaño (entre 50 y alrededor de 300 µm) y presentan morfologías muy irregulares de carácter fundamentalmente anguloso (Fig. 9). En menor proporción que el cuarzo, se observan clastos de feldespato y plagioclasa, frecuentemente alterados y fracturados (Fig. 9a), con tamaños entre 35µm y 150µm, y también de carácter anguloso. También como fases accesorias aparecen clastos de moscovita (Fig. 9b). La matriz, escasa, es fundamentalmente arcillosa y en ella se ha observado la presencia de cemento carbonatado de carácter esparítico (Fig. 9a). En esta matriz se ha detectado la presencia de caolinita, a veces formando agregados de tipo “book” (Fig. 9).

Las margas están formadas mayoritariamente por una matriz carbonatada micrítica que, en algunas zonas, está recrystalizada a microesparita (Fig. 10). Ocasionalmente se ha observado caolinita formando parte de la matriz (Fig. 10). Flotando en esta matriz se pueden

distinguir clastos de cuarzo heterogéneos en cuanto a tamaño (entre 10 y 500  $\mu\text{m}$ ) y morfología, normalmente de carácter anguloso, si bien algunos muestran contornos más redondeados. En menor proporción también se pueden observar clastos de biotita, moscovita, plagioclasa alterada y minerales opacos, muy probablemente óxidos de Fe (Fig. 10). Por último, también se han identificado algunos fragmentos de fósiles formados por carbonato microporoso a esparítico.

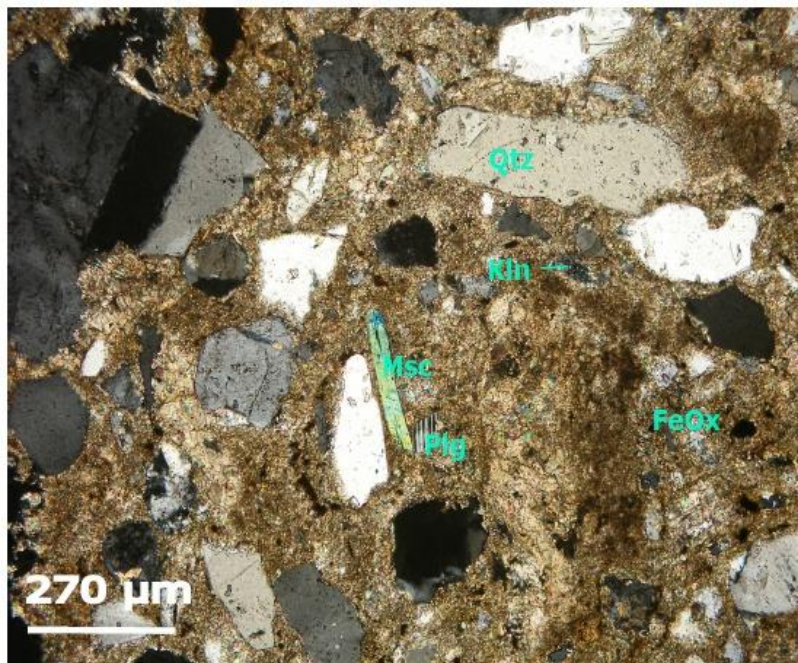


Figura 10. Aspecto general al microscopio petrográfico de las muestras margosas; NX. Qtz: cuarzo, Msc: moscovita, Plg: plagioclase, Kln: caolinita, FeOx : óxidos de hierro.

### 6.3 Difracción de rayos X

En la Tabla 1 se puede observar la composición mineralógica de las distintas muestras estudiadas en este trabajo. En muestra global, las lutitas/limolitas se aprecia que están formadas por porcentajes de cuarzo normalmente elevados (56% - 71%), exceptuando la muestra de carácter margoso, junto con minerales de la arcilla (20 % - 40 %) y, en menor proporción, feldespato y plagioclase. También se ha detectado, en casi todas las muestras, la presencia de hematites, responsable de la coloración rojiza de dichas muestras. Además, en el caso de la lutita margosa, cabe destacar la presencia de calcita (35 %) a la vez que un contenido en cuarzo menor que en el resto (34 %). En lo que respecta a las areniscas, éstas están formadas fundamentalmente por cuarzo (59 % - 88 %) y, en menor medida, minerales de la arcilla (6 % - 14 %) y feldespato y plagioclase (hasta 7%). Además, se ha detectado la presencia de calcita, especialmente en la parte superior del perfil, es decir, hacia la Fm. Artoles. Por su parte, las margas están compuestas por calcita (29 % - 70 %) y presentan porcentajes de cuarzo, en general, inferiores a los de las anteriores muestras (5% - 44 %) y contenidos en minerales de la arcilla (14 % - 39%) equiparables a los de las muestras de lutitas/limolitas. Además, también presentan feldespato y plagioclase como minerales accesorios. Por último, la caliza arenosa, está formada fundamentalmente por calcita acompañada en mucha menor medida por cuarzo y minerales de la arcilla.

Con respecto a la fracción inferior a 2  $\mu\text{m}$  (Tabla 1), en todas las muestras está constituida por illita y caolinita, si bien se han detectado algunos indicios de clorita. En el caso de las lutitas/limolitas, la illita es más abundante que la caolinita, mientras que en las areniscas es mucho más abundante la caolinita. En el caso de las margas, como en las lutitas/limolitas, el contenido en illita es mayor que el de caolinita. En la muestra de caliza arenosa, dado el alto contenido en calcita, no se ha realizado el análisis del contenido en filosilicatos en la fracción <2  $\mu\text{m}$ . Considerando cada litología por separado, no se puede apreciar en la vertical una tendencia clara de aumento o disminución del % de Kln (Fig. 11).

**Tabla 1. Composición mineralógica (%) de muestra global y de la fracción <2  $\mu\text{m}$  de las muestras recogidas en el campo. Qtz: cuarzo, Ma: minerales de la arcilla, Cal: calcita, Fto+Pl: feldespato, Pl: plagioclasa, Hem: hematites, Il: illita, Kln: caolinita, Ind.: indicios.**

		Muestra Global						Muestra<2 $\mu$	
Situación (m)	Sigla	Litología	Qtz	MA	Cal	Fto+Pl	Hem	Il	Kln
345	CAR-13	Caliza arenosa	7	11	82	-	-	-	-
342	CAR-12	Arenisca	59	14	19	7	-	21	79
341	CAR-11	Lutita/Limolita margosa	34	29	35	Ind.	Ind.	79	21
339	CAR-10	Marga	5	24	70	Ind.	-	80	20
333	CAR-9	Marga	13	39	47	Ind.	-	84	16
330	CAR-8	Marga	15	14	70	Ind.	-	64	36
327	CAR-7	Marga	44	20	29	8	-	69	31
325	CAR-6	Lutita/Limolita	56	40	-	Ind.	Ind.	72	28
324	CAR-5	Marga	29	19	47	4	-	87	13
321	CAR-4	Lutita/Limolita	71	20	-	8	Ind.	44	56
320	CAR-3	Arenisca	88	6	Ind.	Ind.	-	15	85
315	CAR-2	Lutita/Limolita	71	20	-	9	Ind.	74	26
310	CAR-1	Lutita/Limolita	64	21	-	14	-	73	27

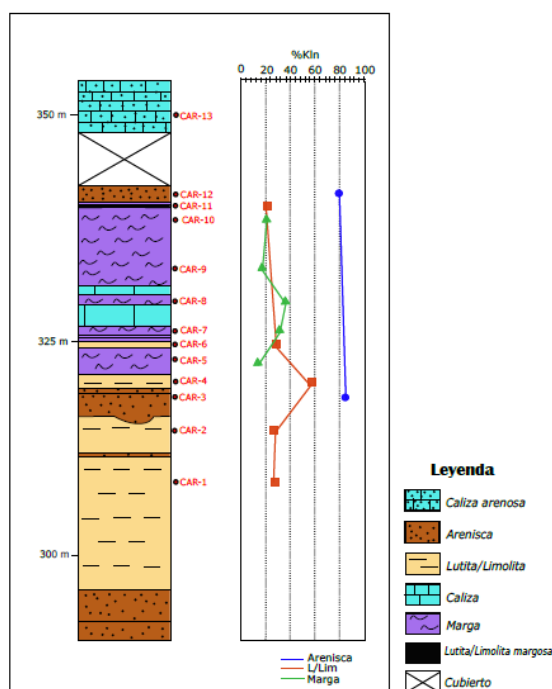


Figura 11. Distribución en la vertical del % de caolinita en las muestras estudiadas. L/Lim: lutita/limolita.

Los valores de cristalinidad (FWHM) de illita y caolinita se pueden observar en la Tabla 2. En el caso de la illita, al comparar la cristalinidad de las muestras secadas al aire (AO) y las tratadas con etilenglicol (EG), se observa con bastante frecuencia, que el valor en las muestras tratadas con EG disminuye, lo cual indica la presencia de componentes hinchables, como esmectita. En el caso de la caolinita, se observa un comportamiento muy heterogéneo, aunque en general no hay grandes variaciones entre los valores AO y EG.

Tabla 2. Valores de cristalinidad (FWHM) de illita y caolinita obtenidos en la fracción menor de  $2\mu\text{m}$  en muestras secadas al aire (AO) y tratadas con etilenglicol (EG).

		Cristalinidad			
		Illita (10 Å)		Caolinita (7 Å)	
Litología	Sigla Muestra	AO	EG	AO	EG
Arenisca	CAR-12	0,25	0,13	0,12	0,13
Lutita/Limolita margosa	CAR-11	0,36	0,62	0,34	0,41
Marga	CAR-10	0,78	0,44	0,45	0,47
Marga	CAR-9	0,47	0,37	0,31	0,36
Marga	CAR-8	0,40	0,34	0,36	0,41
Marga	CAR-7	0,37	0,31	0,39	0,35
Lutita/Limolita	CAR-6	0,25	0,24	0,28	0,29
Marga	CAR-5	0,34	0,35	0,35	0,53
Lutita/Limolita	CAR-4	0,27	0,27	0,15	0,15
Arenisca	CAR-3	0,51	0,31	0,12	0,14
Lutita/Limolita	CAR-2	0,28	0,24	0,27	0,23
Lutita/Limolita	CAR-1	0,28	0,27	0,31	0,21

En función de la litología se puede observar que el valor de FWHM de la illita en las lutitas/limolitas es más homogéneo y más bajo y por lo tanto es más cristalina, que en el caso de las areniscas y las margas, cuyos valores son en general más heterogéneos y más altos. El valor de FWHM de la lutita/limolita margosa es equiparable al observado en las muestras margosas. En el caso de la caolinita, los valores de FWHM más bajos los presentan las areniscas (media = 0,13), lo que indica que la caolinita de estas muestras es más cristalina que la del resto. Con respecto al resto de litologías, las margas presentan valores algo más altos (media = 0,37) que las lutitas/limolitas (media = 0,24). En el caso de la lutita margosa, el valor de FWHM de la caolinita es similar al de las margas, indicando, por tanto, una cristalinidad similar.

## 6.4 Microscopía electrónica

Mediante electrones secundarios (SE), se ha podido observar que en las lutitas/limolitas los filosilicatos son de tamaño muy fino (incluso inferior a 1  $\mu\text{m}$ ). La illita es fundamentalmente alotriomorfa, presentando contornos irregulares y, en ocasiones, se amolda a la superficie disuelta de feldespatos y plagioclasas (Fig. 12a). La caolinita se presenta como cristales subidiomorfos-alotriomorfos (Fig. 12b) y formando, también, agregados de tipo "book", a veces en relación con feldespatos y plagioclasas alterados (Fig. 12c). Mediante electrones retrodispersados (BSE), se han podido observar filosilicatos de aspecto detrítico, tanto moscovitas como biotitas, así como clastos de cuarzo, feldespato y plagioclasa con signos de disolución en los bordes (Fig. 12d). Se han podido observar también algunos minerales accesorios como óxidos de titanio, circones y, en ocasiones, fosfatos de REE (Fig. 12d). En cuanto a lo que a la caolinita se refiere, se ha podido observar que se presenta formando "books" a veces en relación con bordes disueltos de cuarzo (Fig. 12e) y también entre las láminas de moscovita o illita (Fig. 12f). También se han podido identificar óxidos de hierro entre las láminas de filosilicatos (Fig. 12f).

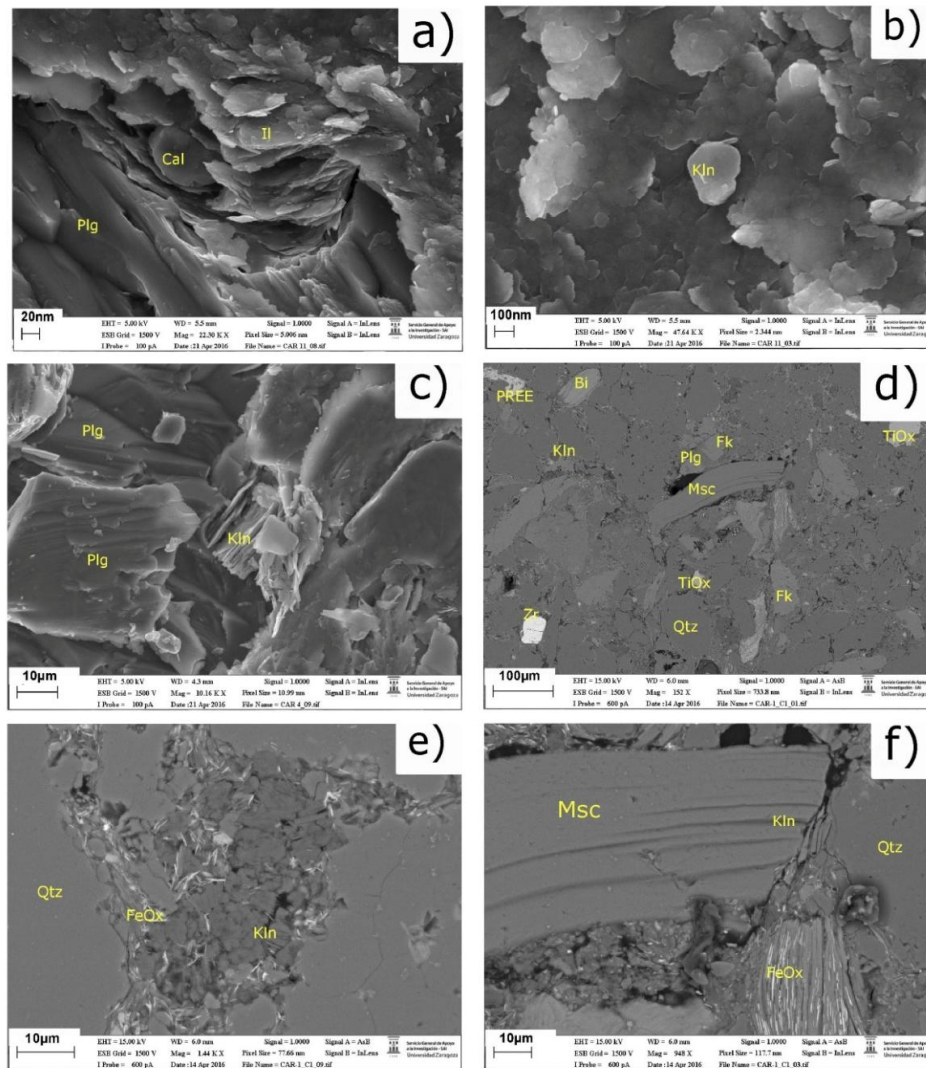


Figura 12. Imágenes de electrones secundarios (SE) y retrodispersados (BSE) representativas de las muestras de lutitas/limolitas. a) Iilita alotriomorfa amoldándose a la superficie alterada de un cristal de plagioclase (imagen SE). b) Cristales subidiomorfos de caolinita (imagen SE). c) "Books" de caolinita en relación con bordes disueltos de cristales de plagioclase. d) Imagen general de BSE de una muestra de lutita/limolita donde se observa un filosilicato detrítico de tipo moscovita, y clastos de cuarzo, plagioclase y feldespato; como minerales accesorios se pueden observar óxidos de titanio, circón y un fosfato de tierras raras. e) "Books" de caolinita junto a óxidos de hierro y clastos de cuarzo con los bordes con evidencias de disolución (imagen BSE). f) Imagen BSE de caolinita entre las láminas de moscovita; también se observan abundantes óxidos de Fe entra las láminas de un filosilicato de tamaño superior a 2  $\mu\text{m}$ . Cal: Calcita, Qtz: Cuarzo, Fk: Feldespato Potásico, Plg: Plagioclase, Msc: Moscovita, Bi: Biotita, FeOx: óxidos de hierro, TiOx: óxidos de titanio, PREE: fosfato de tierras raras, Zr: circón, Il: iilita, Kln: caolinita.

En cuanto a las areniscas se refiere, las imágenes de SE han permitido observar que la caolinita, fundamentalmente, forma agregados vermiculares o "books" de tamaño considerable (hasta de unas 15  $\mu\text{m}$  de desarrollo longitudinal) y que frecuentemente están relacionados con los bordes o superficies disueltas de cuarzo y feldespato (Figs. 13a y b).

También se ha podido observar esmectita con textura "honey comb" (panal de abeja) tapizando granos de cuarzo y agregados vermiculares de caolinita (Figs. 13b y c). Las imágenes BSE han permitido observar los clastos angulosos de cuarzo, feldespato y plagioclase, cuyos bordes presentan evidencias de disolución (Fig. 13d). También se han podido observar filosilicatos de tamaño arcilla, tanto caolinita como clorita, y calcita cementando a las fases anteriores (Fig. 13d). En cuanto a la caolinita, son muy frecuentes los agregados de tipo "book"

e incluso, en ocasiones, se ha observado caolinita entre las láminas abiertas de illita o moscovita (Fig. 13e). Las imágenes de BSE también han permitido observar que la abundante calcita normalmente cementa y parcialmente incluye alguna de las fases anteriores, como plagioclasa y caolinita formando “books” (Fig. 13f).

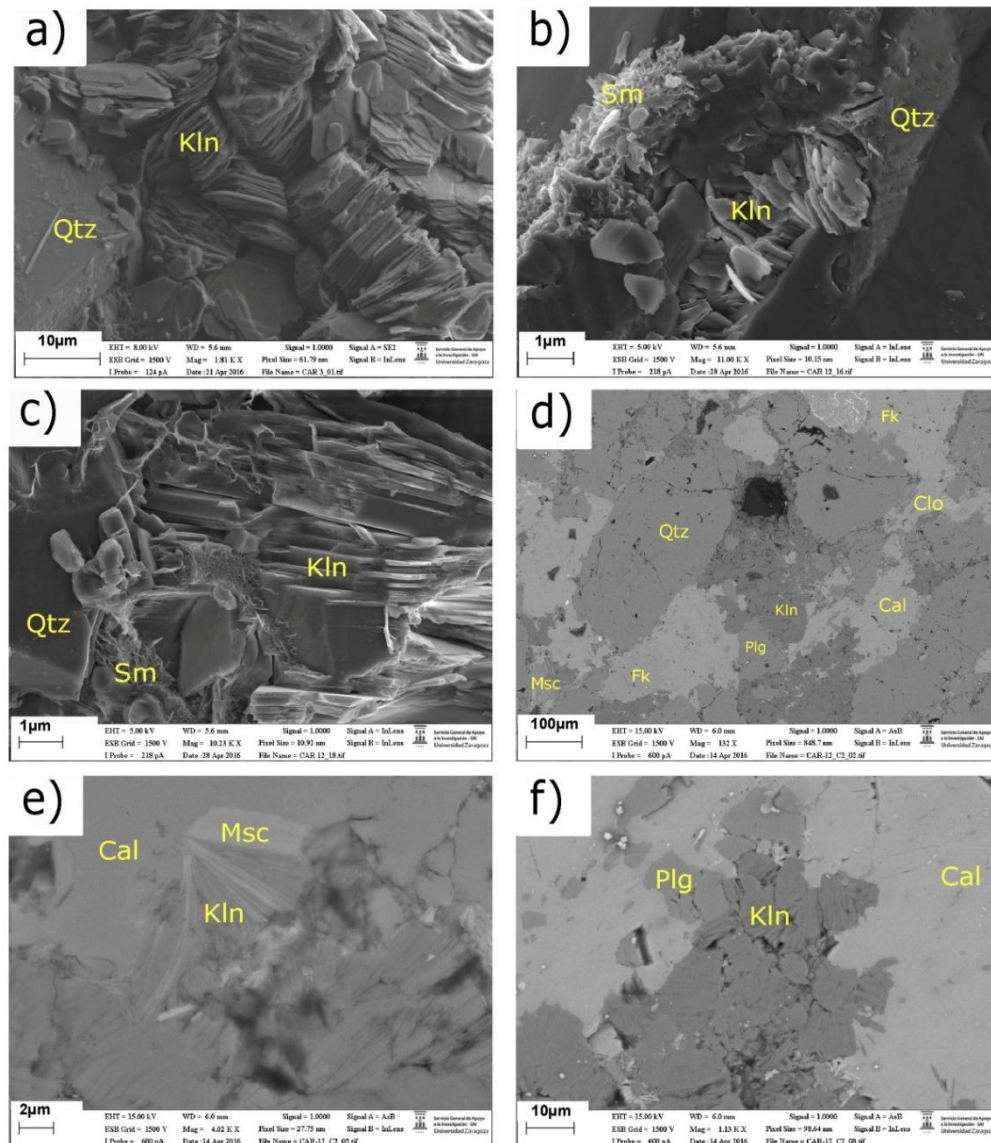


Figura 13. Imágenes de electrones secundarios (SE) y retrodispersados (BSE) de areniscas. a) “Books” de caolinita en relación con cuarzo con evidencias de disolución; imagen SE. b): “Books” de caolinita creciendo sobre bordes disueltos de cuarzo y esmectita con textura “honey comb” tapizando al cuarzo. c) Detalle de la textura “honey comb” de esmectita tapizando un agregado vermicular de caolinita; imagen SE. d) Imagen BSE de un aspecto general de las areniscas. e) Detalle de una mica abierta con caolinita entre sus láminas; imagen BSE. f) Imagen BSE en la cual se observa el cemento calcítico incluyendo parcialmente a plagioclasas y a “books” de caolinita. Cal: calcita, Qtz: cuarzo, Plg: plagioclasa, Msc: moscovita, Clo: clorita, Sm: esmectita, Kln: caolinita.

Con respecto a las margas, mediante SE, se puede observar la presencia de caolinita subidiomorfa-alotriomorfa de pequeño tamaño (nanométrico), y de illita alotriomorfa y contornos irregulares (Fig. 14a). También se han observado filosilicatos de mayor tamaño y aspecto detrítico de tipo mica y caolinita (Fig. 14b). La calcita se observa como cristales alotriomorfos–subidiomorfos, pudiéndose presentar como cemento de otras fases minerales (Figs. 14b y c) o como clastos con evidencias de disolución (Fig. 14a). En las imágenes BSE, se

aprecia la abundante calcita subidiomorfa-alotriomorfa, que se encuentra normalmente cementando a otras fases detríticas como cuarzo, feldespato y plagioclasa con signos de disolución en sus bordes (Fig. 14d) o entre las láminas de agregados de mica tipo moscovita (Fig. 14e). En la Figura 14d se observan también algunas fases detríticas accesorias como fosfatos de REE, circón y óxidos de titanio. En lo que respecta a la caolinita, las imágenes de BSE han permitido observar su presencia entre las láminas abiertas de grandes cristales de mica e incluso rellenando microfracturas en dicho mineral (Fig. 14e).

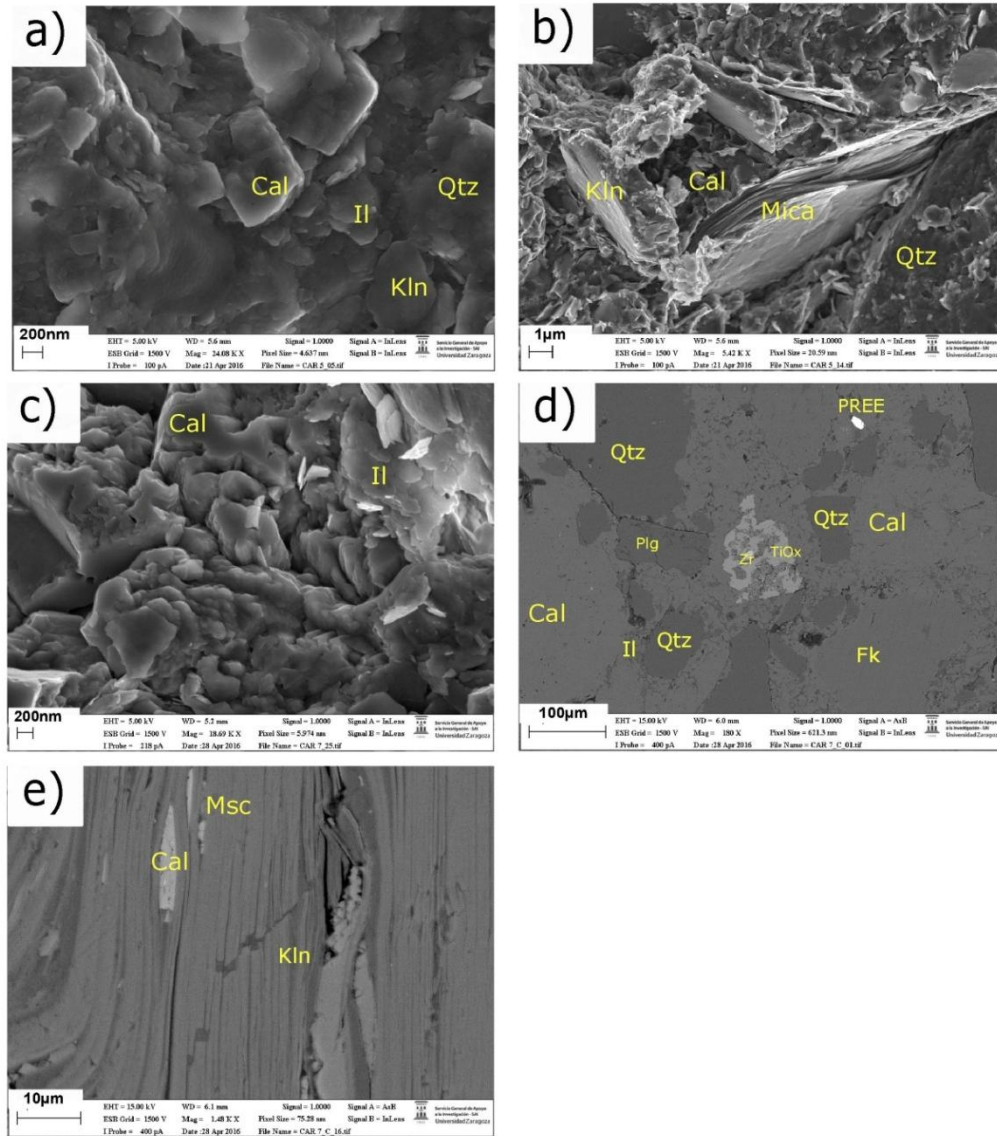


Figura 14. Imagen de electrones secundarios (SE) y retrodispersados (BSE) de muestras margosas. a) Irita alotriomorfa y caolinita subidiomorfa; también se aprecia un clasto de calcita con evidencias de disolución; imagen SE. b) Agregados de mica y caolinita y cemento calcítico. c) Imagen de SE del cemento calcítico. d) Imagen de BSE del aspecto general de las margas, con abundante calcita cementando a fases detríticas como cuarzo, feldespato y plagioclasa; también se aprecian minerales accesorios como circón, fosfatos de REE y óxidos de titanio. e) Imagen de BSE donde se observa la presencia de caolinita entre las láminas de moscovita y rellenando fracturas en este mineral. Cal: calcita, Qtz: cuarzo, Plg: plagioclasa, Msc: moscovita, Fk: Feldespato potásico, TiOx: óxido de titanio, Zr: circón, PREE: fosfatos de REE, Il: illita, Kln: caolinita.

## 7. Discusión

Como se ha comentado anteriormente, la transición entre la Fm. Camarillas y la Fm. Artoles es compleja y gradual y en ella aparecen depósitos mixtos siliciclásticos y carbonatados. Entre los materiales estudiados, aparecen abundantes niveles margosos hacia techo del perfil estudiado. Además, hacia la parte superior de la transición se observa un nivel lutítico, de aspecto similar al observado en el resto de tramos lutíticos, cuya mineralogía (DRX) indica, sin embargo, que se trata de un nivel margoso, con un alto contenido en calcita. También, en las areniscas estudiadas se observa un aumento del contenido en calcita hacia techo de la transición, es decir, hacia la Fm. Artoles. Según el trabajo de Navarrete *et al.* (2013), la Formación Camarillas corresponde a un ambiente de *back-barrier* y refleja unas condiciones de depósito someras. Esto pudo posibilitar el desarrollo de periodos de emersión en los que, bajo unas condiciones ambientales favorables, se desarrollara vegetación causante de la bioturbación observada en estos materiales. Por otra parte, las coloraciones ocres y rojizas de las areniscas y lutitas/limolitas se deben a la presencia de óxidos de hierro. La presencia de óxidos de Fe es frecuente en rocas que han sufrido una meteorización química intensa, como por ejemplo bauxitas y lateritas. Bauluz *et al.* (2014) asocian la formación de óxidos de Fe, entre otras fases minerales, en la Fm. Camarillas en áreas próximas, a procesos de meteorización química intensa en relación con la existencia de un clima húmedo tropical-subtropical en el área de estudio durante el depósito de estos materiales.

Mineralógicamente, el uso de las distintas técnicas empleadas para el estudio de los materiales estudiados, ha permitido conocer que están formados mayoritariamente por cuarzo, feldespato, plagioclasa, calcita, filosilicatos (fundamentalmente illita y caolinita), óxidos de hierro y otros minerales accesorios como óxidos de titanio, zircón, turmalina o fosfatos de tierras raras.

En el caso del cuarzo, mediante microscopio petrográfico y electrónico se ha observado que se trata de una fase detrítica, ya que se presenta como clastos heterométricos, con morfologías angulosas y frecuentemente con extinción ondulante. Del mismo modo, los granos de feldespato y plagioclasa se encuentran frecuentemente alterados e incluso fracturados, indicando también que se trata de minerales detríticos. Con respecto a los filosilicatos, la deformación que presentan las moscovitas y biotitas junto con el hecho de que en ocasiones aparecen fracturadas, también indicaría que se trata de fases detríticas. En el caso de la illita, su morfología fundamentalmente alotriomorfa, como se ha observado por microscopía electrónica, también indicaría que es de carácter detrítico, formando parte de la matriz, como atestigua su amoldamiento a otras fases detríticas como la plagioclasa, tal y como se ha descrito anteriormente. Los valores de cristalinidad de la illita en general son variables, lo que apoyaría su carácter detrítico, probablemente en relación con una procedencia a partir de distintos materiales. En el caso de las lutitas/limolitas, los valores de la cristalinidad son bastante homogéneos y más bajos que en el resto de litologías, lo que podría estar relacionado con que la illita presente, de tamaño incluso inferior a 1  $\mu\text{m}$ , es predominante frente a las moscovitas y biotitas, que presentan un tamaño mayor. En cuanto al resto de litologías, los valores de la cristalinidad de la illita son más altos y heterogéneos, lo que puede indicar que haya una mayor proporción de micas (moscovita y biotita) de mayor tamaño. Además, los minerales accesorios, como los óxidos de titanio, zircón, turmalina o fosfatos de tierras raras, también pueden considerarse fases detríticas, como es frecuente en litologías

como las estudiadas. Todas estas fases habrían sido transportadas hasta la zona de depósito desde el área fuente, que Caja (2004) sitúa al Oeste del Maestrazgo en el Sistema Central.

Aunque la mayoría de fases identificadas son de carácter detrítico, se han observado evidencias de autigénesis, especialmente en caolinita. Los agregados vermiculares y de tipo "book" observados en el microscopio electrónico e incluso, en algunos casos, en el microscopio petrográfico, son claramente indicativos de autigénesis, ya que este tipo de agregados no resistirían un proceso de transporte hasta el medio del depósito. En algunos casos, también se ha podido observar mediante el microscopio electrónico y petrográfico, el crecimiento de caolinita entre las láminas abiertas de cristales de moscovita e incluso dentro de fracturas en este mineral, lo que también indicaría autigénesis. Además, los cristales nanométricos subidiomorfos de caolinita observados al microscopio electrónico también podrían ser considerados como neoformados. Sin embargo, en otras ocasiones se han observado cristales más alotriomorfos e incluso agregados de mayor tamaño y aspecto detrítico, por lo que no se puede descartar que parte de la caolinita sea detrítica.

Bauluz *et al.* (2014), en su estudio de materiales similares en áreas próximas, relacionaron la neoformación de caolinita con la intensa disolución de fases silicatadas, como cuarzo, feldespato y plagioclasa. Esto pudo favorecer la recrystalización de fases ricas en cationes relativamente inmóviles (Al, Si, Fe), como caolinita y óxidos de Fe. En las muestras estudiadas en este TFG, existen evidencias de lo comentado anteriormente, ya que se han observado signos de disolución tanto en cuarzo como en feldespatos y plagioclasas. Incluso se han podido apreciar "books" de caolinita en estrecha relación con los bordes disueltos de estas fases minerales. Estos procesos de autigénesis mineral podrían, por tanto, ser sinsedimentarios y estar relacionados con procesos edáficos consecuencia de una intensa meteorización química, como indican Bauluz *et al.* (2014). Estos procesos se verían favorecidos por 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).

En relación con el contenido en caolinita, se ha observado que la proporción de caolinita frente a illita es mayor en las areniscas, junto a un mayor desarrollo de agregados vermiculares de caolinita, y de mayor tamaño, en estas muestras. Además, los datos de cristalinidad indican que la caolinita es más cristalina en las areniscas frente al resto de litologías. Esto podría deberse a que la autigénesis de caolinita se ha visto favorecida en las areniscas, probablemente en relación con su mayor porosidad. Como indican Bauluz *et al.* (2014), los procesos de disolución/cristalización comentados estarían relacionados con una alta relación fluido/roca, lo que se vería favorecido por la mayor porosidad de las areniscas. Esto explicaría el mayor grado de autigénesis observado en estas rocas. En este sentido, estos autores no descartan que haya podido existir una cierta recrystalización diagenética de la caolinita en las muestras areniscosas.

Por otra parte, los valores de cristalinidad indican que la caolinita presente en las margas es la menos cristalina de entre todas las litologías. Esto puede deberse a la abundancia de carbonatos en estas rocas, lo que implicaría unas condiciones más alcalinas que pudieron inhibir la autigénesis de caolinita, ya que su formación requiere condiciones más ácidas.

En lo que se refiere a los óxidos de hierro, su asociación con agregados de tipo "book" de caolinita y su presencia entre las láminas de filosilicatos detríticos, también evidenciaría su carácter autigénico. Como se ha comentado, su formación se habría visto favorecida por los

procesos anteriormente descritos de disolución y cristalización, debido al comportamiento del Fe como catión inmóvil.

La textura “honey comb” observada en la ocasional esmectita es también característica de autigénesis. Ésta se encuentra tapizando granos de cuarzo con evidencias de disolución y agregados vermiculares de caolinita en una muestra areniscosa a techo del perfil estudiado, indicando, por tanto, que es posterior a estas fases. La presencia de esta esmectita autigénica podría indicar un cambio en las condiciones paleoclimáticas hacia un clima menos húmedo y de carácter estacional que implicaría un menor grado de meteorización química (Weaver, 1989). Sin embargo, si la caolinita a la que tapiza la esmectita se ha formado por recristalización diagenética, como se ha comentado más arriba, la esmectita también se habría formado durante la diagénesis, por lo que no indicaría una variación en las condiciones climáticas. La tendencia del contenido en caolinita en la vertical observada, en la que no se aprecian variaciones significativas, quizás apoyaría el hecho de que durante la diagénesis se haya producido la recristalización de caolinita y la formación de esmectita. No obstante, la formación de esmectita ha sido muy ocasional y harían falta estudios más profundos para aclarar este punto.

Finalmente, los frecuentes cementos calcíticos también tendrían un origen neformado claramente en relación con procesos diagenéticos. Como se ha observado, este cemento parcialmente incluye agregados de tipo “book” de caolinita, lo que podría reforzar la idea de que dicha caolinita, como se ha comentado, sea de carácter sinsedimentario y esté relacionada con los procesos de meteorización indicados.

## 8. Conclusions

Different mineralogical techniques have been used in order to study the mineralogical and textural characteristics of the samples. X-Ray Diffraction, optic and electron microscopy have shown that samples are formed by a mixture of authigenic and detrital phases.

Detrital phases include quartz, feldspars and plagioclases and clay minerals (illite, micas and occasionally kaolinite). They also include some accessory minerals as zircon, tourmaline, Ti-oxides and REE-phosphates. The source area would be located to the west of the Maestrazgo Basin, in the Central System.

Regarding the authigenic mineral phases, they comprise kaolinite, Fe-oxides, smectite and calcitic cement. Mostly, authigenesis evidences are observed in kaolinite. Authigenic kaolinite occurs as vermicular aggregates and “books”, frequently related to dissolution of quartz and feldspars. Also, it can be found as nanometric subhedral crystals, as intergrowths with muscovite and filling fractures in that mineral. These authigenic processes were favoured in sandstones related to their higher porosity.

Kaolinite and Fe oxides authigenesis is associated to the enrichment in chemical immobile elements such as Al, Fe and Si. This enrichment would be produced during an intense chemical weathering related to sub-tropical climatic conditions. These conditions prevailed during the Barremian (Lower Cretaceous) in the Maestrazgo area. Nevertheless, some diagenetic recrystallization of kaolinite has been recognized in sandstones. Related to this, the observed authigenic smectite could be diagenetic too. Also, the frequent calcite cement can be considered as generated during the diagenesis.

## 9. Referencias bibliográficas

- Álvaro, M., Capote, R. y 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 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., Cuenca-Bescós, G., Ruíz-Omeñaca, J. I. y Soria, A. R. (1996): Los yacimientos de vertebrados en el tránsito Jurásico-Cretácico de Galve (Teruel). *II Reunión de Tafonomía y Fosilización. Guía de la excursión*, 1-19.
- Gautier, F., Barnolas, A. (1980): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 543 (Villarluengo) y memoria*. IGME, Madrid, 45 p.
- Gómez Fernández, J. J., Fernández López, S. R. (2004): Jurásico Medio. En: *Geología de España*, (J.A. Vera ). SGE-IGME, Madrid, Spain (2004), 500–503.
- Guimerà, J. (1984): Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121: 413-420.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, N. y Meléndez, A. (2006): Extensional fault control on thesedimentation patterns in a continental rift basin: El Castellar Formation, Galve sub-basin, Spain. *Geological Society of London*, 163: 487-498.
- 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](http://www.xpowder.com). ISBN: 84-609-1497-6.
- Meléndez, A., Soria, A.R. (1999): Estratigrafía y sedimentología de las facies Weald de la subcuenca de las Parras (Teruel). *Teruel*, 87: 7-37.
- Navarrete, R. (2010): *Sedimentación mixta silicilástica-carbonatada en el barremiense de la subcuenta de Galve (Cordillera Ibérica)*. Trabajo de Fin de Master, Universidad de Zaragoza, 99 p.
- 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.
- Martin-Closas, C. (1989): *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del Bloc de l'Ebre*. Tesis Doctoral, Univ. De Barcelona, 581 p.
- Meléndez, N., Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A. (2009): Lacustrine system evolution during early rifting: El Castellar Formation (Galve sub-basin, Central Iberian Chain). *Sedimentary Geology*, 222: 64-77.
- Molina, J.M., Salas, R. (1993): Bauxitas kársticas del Cretácico inferior en Fuentespalda (provincia de Teruel); estratigrafía, origen y paleogeografía. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17: 207-230.
- Peropadre, C. (2012): *El Aptiense del margen occidental de la cuenca del Maestrazgo: control tectónico, eustático y climático en la sedimentación*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 649 p.
- Peropadre, C., Meléndez, N. y Liesa, C.L. (2008): Variaciones del nivel del mar registradas como valles incisos en la Formación Villarroya de los Pinares en la subcuenca de Galve (Teruel, Cordillera Ibérica). *Geo-temas*, 10: 167-170.

- Salas, R. (1987): *El Malm y el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona, España, 345 p.
- Salas, R., Guimerà, 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.
- Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A. (2004): El rift mesozoico ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed). SGE – IGME, Madrid, 484 - 522.
- Segura, M., García-Hidalgo, J.F., Carenas, B., Gil, J. y García, A. (2004): Evolución paleogeográfica de la Cuenca Ibérica en el Cretácico Superior. *Geogaceta*, 36: 103-106.
- 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.
- 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.
- Vennin, E., Aurell, M. (2001): Stratigraphie sequentielle de l'Aptien du sous-basin de Galvé (Province de Teruel, NE de l'Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172: 397-410.
- Weaver C.E. (1989): Clays, Muds, and Shales. *Developments in Sedimentology*, 44. Elsevier, Amsterdam, 787 p.