

## MINERALOGIA DE ARCILLAS Y GRADO DE DIAGENESIS DEL CRETACICO INFERIOR, EN EL FLANCO SUR DEL ANTICLINORIO DE BILBAO

J. Arostegui \*, F. Nieto \*\*, M. Ortega-Huertas \*\*, F. Velasco \*, M. C. Zuluaga \*

### RESUMEN

El Cretácico inferior del Anticlinorio de Bilbao está constituido por un potente conjunto de materiales sedimentarios, que tradicionalmente se ha organizado mediante tres sistemas de referencia: Wealdense, Urganiano y Supraurgoniano. Se han muestreado las facies pelíticas, en cuatro secciones transversales a la estructura, y mediante DRX se ha determinado la mineralogía de arcillas, el índice de Kubler (IK) y algunos otros parámetros cristaloquímicos para la illita. Los minerales de la arcilla encontrados son heredados en gran parte. Los interstratificados illita/esmectita y el IK definen un grado diagenético que aumenta con la profundidad de enterramiento, encontrándose tramos de evolución media, profunda y el estadio de anquizona en el área central. Existen determinadas anomalías mineralógicas que son explicadas a partir de la contribución del detritismo en la mineralogía y/o ligadas a la propia dinámica del medio sedimentario.

**Palabras clave:** Cuenca Vasco-Cantábrica, minerales de la arcilla, illita/esmectita, índice de Kubler, detritismo, diagénesis.

### ABSTRACT

The lower Cretaceous of the Bilbao Anticline is built up of a thick sequence of sediments. Three main sedimentary systems are defined traditionally: Wealdian, Urganian, and Supraurgonian ones. Pelitic facies were collected from four crossing sections to the structure. XRD was used to analyse the distribution of clay minerals, Kubler index (KI) and some illite crystallochemical parameters. Clay minerals are strongly source controlled. Illite/smectite interstratified distribution and KI, indicated a diagenetic grade which is increasing with deep of burial. Middle and deep diagenetic grades are identified and anchimetamorphism in the most deeply buried samples of the central area, with no schistosity. Bearing in mind the maximum burial depth and vitrinite reflectance values, unusual presence of a R1 illite/smectite interstratified mineral has been detected in some samples.

**Key words:** Basque-Cantabrian basin, clay minerals, illite/smectite, Kubler's index, inheritance, diagenesis.

### Introducción

Dentro de la cuenca Vasco-Cantábrica (fig. 1), el Cretácico inferior es el período más ampliamente representado y quizás el mejor conocido desde el punto de vista estratigráfico. Sin embargo apenas existen referencias (Arostegui et al., 1991) sobre el grado de diagénesis y su distribución en los materiales pertenecientes a este importante período de la historia geológica de la cuenca.

Las secciones más completas y así mismo las más

potentes, cuyos espesores varían entre los 5.000 y 8.000 m, se encuentran en el flanco SW del Anticlinorio de Bilbao lo que unido a la ausencia de modificaciones tectónicas importantes y a la abundante representación de litologías pelíticas, hacen idónea dicha área para estudio de la diagénesis a partir de la mineralogía de arcillas.

Tradicionalmente, todo el conjunto de materiales pertenecientes al Cretácico inferior de la cuenca, se han agrupado en tres grandes sistemas sedimentarios: Wealdense, Urganiano y Supraurgoniano (Rat, 1959;

\* Dpto. de Mineralogía-Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao. Vizcaya.

\*\* Dpto. de Mineralogía-Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avda. Fuentenueva, s/n. 18002 Granada.

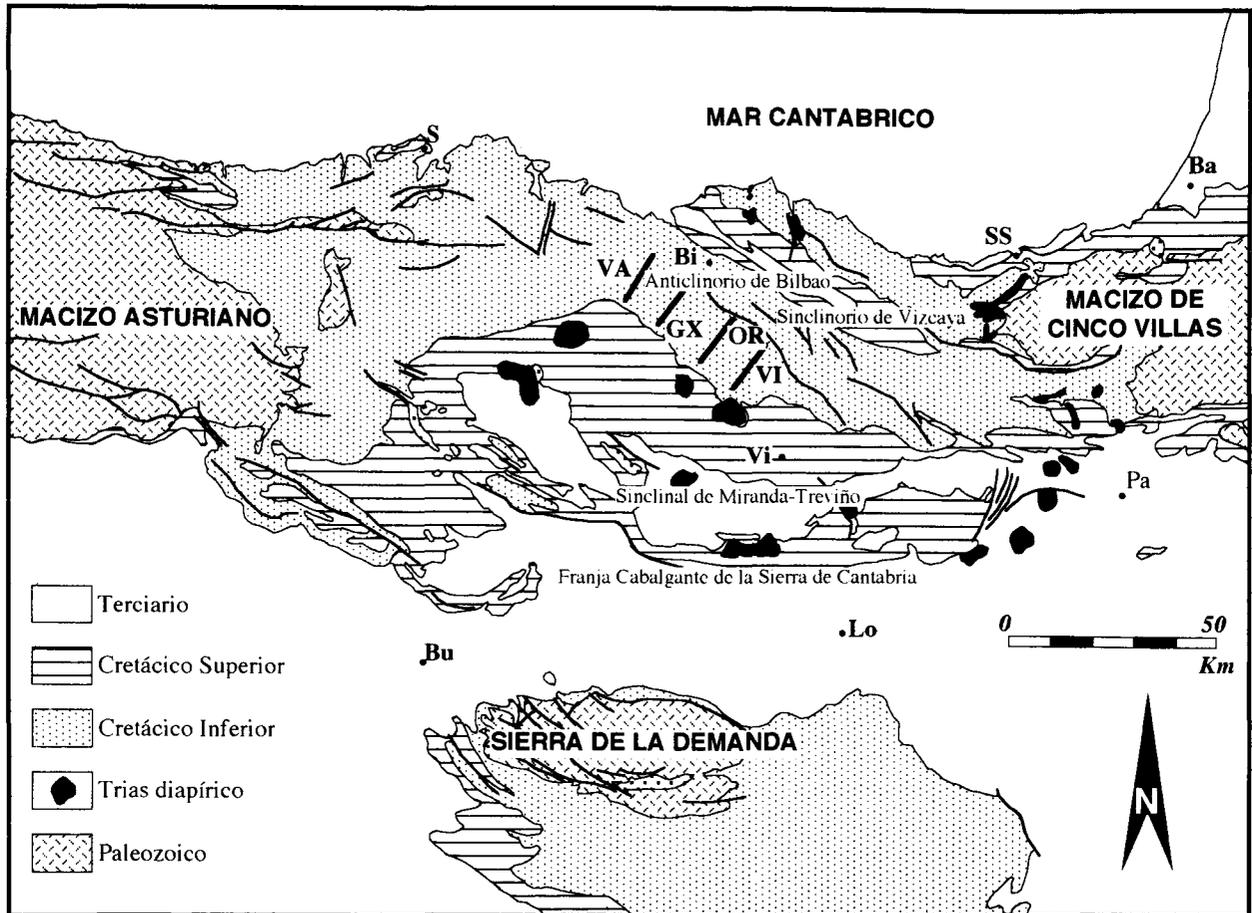


Fig. 1.—Mapa Geológico esquemático de la Cuenca Vasco Cantábrica con indicación de las principales estructuras y zona de estudio. VA, serie de Valmaseda, GX, serie de Gordexola, OR, serie de Orozko y VI, serie de Villaro.

Ramírez del Pozo, 1971), con un buen número de unidades diferenciadas (García-Mondéjar, 1982; Pujalte, 1982).

El presente trabajo se ha realizado a partir del reconocimiento y muestreo de 4 series estratigráficas que definen un surco sedimentario cuyos mayores espesores se encuentran en las series de Gordexola y Orozko, en posición central y los menores en las de Villaro y Valmaseda en posición marginal (fig. 2).

### Descripción de Unidades

#### *Wealdense* (U-1, en fig. 3)

La sección tipo en nuestro estudio se encuentra en el corte que comienza en la localidad de Villaro, en dirección SW. Constituye enteramente la denominada Formación de Villaro (Pujalte, 1982; García-Garmilla, 1987). Litológicamente se distinguen lutitas grises y negras entre las que se intercalan crestones arenosos de naturaleza deltaica. Hacia techo aparecen algunos bancos de calizas laminadas de aspecto estromatolítico.

Tanto las litofacies como las biofacies sugieren un medio de depósito lacustre con el desarrollo de lóbulos arenosos de tipo deltaico a partir de ríos provenientes de W (Cantabria) y S (Burgos) e interrelaciones con ambientes marinos someros hacia el N de Bilbao (García-Garmilla, op. cit). En la serie de Valmaseda el carácter fluvial es más acusado con frecuentes estructuras de relleno de canal y litologías arenosas más abundantes.

El muro de complejo Wealdense no aflora en la región y el techo lo hemos considerado en la posición cartográfica clásica, coincidente con una serie de niveles lumacélicos con abundante fauna de ostreoides, con buena continuidad lateral entre Villaro y Gordexola. La potencia total así considerada sería superior a los 1.800 m.

#### *Urgoniano*

Por encima de los materiales wealdense se sitúa un conjunto de sedimentos de carácter marino cuya litología más representativa son las calizas con rudistas pero en el que no faltan las litologías terrígenas. Ha sido estudiado en parte o a nivel regional por un gran número de autores (Rat, 1959; García-Mondéjar y García Pascual, 1982; Ortega, 1983; Pascal, 1984; Fernández Mendiola, 1986; etc.).

La sección tipo considerada se encuentra en el corte de Gor-

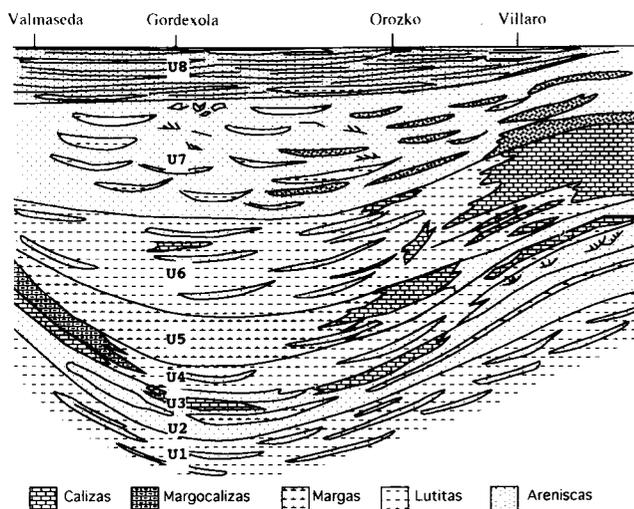


Fig. 2.—Reconstrucción esquemática, previa a la deformación, de la serie Cretácico inferior del flanco S. del Anticlinorio de Bilbao (Arostegui, 1989).

dexola (Arostegui, 1989), donde se ha medido un espesor en torno a los 4.500 m. De muro a techo encontramos las siguientes unidades.

**Formación de Ereza (U-2).** Definida por García-Mondéjar (1982). Consiste en un conjunto globalmente detrítico con frecuentes cambios de facies tanto laterales como verticales. En el corte tipo se pueden observar: lutitas con ostreoides, areniscas calcáreas bien estratificadas con abundantes fragmentos rocosos y fauna marina, margas y lutitas calcáreas y areniscas silíceas y calcáreas con estratificación cruzada planar y plegamiento hidroplástico hacia la parte alta de la unidad. El depósito de la Formación de Ereza tuvo lugar en un medio mareal-submareal coincidente con el inicio y desarrollo de la transgresión Aptiense, generalizada en todo el área de estudio.

**Formación de Galdames (U-3)** (García-Mondéjar, 1982). Agrupa a un conjunto de litosomas calizos, correlacionables lateralmente, depositados en un medio de plataforma somera. Contiene abundante fauna de rudistas, corales, orbitolinas, etc. La continuidad lateral de estos litosomas se pierde frecuentemente por tránsito a materiales típicos de la Formación de Ereza.

Por encima aparece un conjunto de materiales con relativamente buena continuidad hasta la serie de Orozko y que presentan importantes cambios de facies en las series marginales (Valmaseda y Villaro). En la sección tipo se han distinguido las siguientes unidades:

**Margas, lutitas y areniscas de Elubarrí (U-4).** Se trata de un conjunto muy heterogéneo litológicamente en el que las margas son más abundantes en la parte inferior de la unidad. En la mitad superior dominan las lutitas apizarradas y las areniscas en bancos decimétricos con estratificación cruzada de bajo ángulo.

Hacia el E, en la serie de Orozko, los bancos areniscosos son más potentes y a techo se han observado varios niveles métricos de calcarenitas. En Villaro las areniscas son mayoritarias, presentando además frecuentes estructuras tractivas: Unidad de Arimekorta (Fernández-Mendiola, 1986).

Hacia el W (Valmaseda) las litologías terrígenas son muy escasas y se limitan a una serie de intercalaciones areniscosas dentro de un conjunto globalmente margoso y margocalizo en el que se detectan algunas pasadas calcareníticas.

**Margas de Sodupe (U-5).** Comienza con un tramo de lutitas calcáreas y margas laminadas para continuar con una alternancia muy rítmica de bancos decimétricos de margas y margocalizas de potencia creciente hacia el techo. La unidad termina con un intervalo de calizas brechoides y algún banco de areniscas silíceas con canalizaciones. Esta unidad se adelgaza lateralmente de forma

muy notable pasando a calizas y brechas calizas, de la unidad de Ibarra en Orozko y a lutitas y areniscas con lentejones de calizas con rudistas, en la unidad de Pagomakurre en Villaro según Fernández-Mendiola (op. cit.).

**Lutitas de Gordexola (U-6).** Se trata de un potente conjunto, de potencia superior a los 2.000 m en la sección tipo, constituido por lutitas grises y negras con estratificación lenticular y ocasionalmente laminación cruzada de ripple. Escasamente aparecen intercalados algunos crestones areniscosos de tipo canaliforme. Hacia la parte media de la unidad son frecuentes los niveles de ruditas intraformacionales y slumps. Así mismo se detecta un tramo de calizas brechoides. En la parte superior aparecen niveles aislados de brechas y algunos slumps. Esta unidad presenta buena continuidad lateral pero aparece notablemente adelgazada hacia el W donde tiene un carácter más calcáreo (Valmaseda). Hacia el E sin embargo los episodios areniscosos son más frecuentes (Orozko) donde termina con un intervalo de calizas coralinas. Ya en la serie de Villaro pasa lateralmente a la Formación de Itxina (Fernández-Mendiola, 1986) constituida por potentes acúmulos de calizas con rudistas, corales y margas.

### Supraurgoniano

El sistema deposicional característico de ambientes de plataforma urgoniana queda interrumpido a techo de manera más o menos brusca en la región estudiada por la instauración de un nuevo dispositivo de naturaleza en general deltaica que comprende el Albiense medio y superior y el Cenomaniense inferior y cuyo techo viene marcado por el comienzo de la serie margocaliza del Cretácico superior. Durante este período llegan a acumularse espesores por encima de 3.500 m en las series centrales (Gordexola y Orozko). El muro del complejo Supraurgoniano puede situarse en general coincidente con el comienzo del predominio de las litologías areniscosas sobre las lutíticas, en las series de Valmaseda y Gordexola. En Orozko viene marcado por un intervalo de calizas coralinas. En la serie de Villaro el contacto viene definido por una neta discontinuidad, definible a escala regional.

Globalmente se pueden diferenciar dos unidades de acuerdo con el predominio de términos areniscosos y/o lutíticos, que en el corte tipo son:

**Areniscas y lutitas de Irazagorria (U-7).** Consiste en un conjunto de secuencias areniscoso/lutíticas con predominio de areniscas mayoritariamente silíceas y ferruginosas con laminación paralela o cruzada de bajo y alto ángulo, que suelen alternar con otras micáceas muy deleznable. Las lutitas son negras y grises, estas últimas comúnmente calcáreas y con frecuentes nódulos (septarias) ricás en siderita y ankerita. Ocasionalmente se han observado pequeños cristales de galena. Hacia la parte alta de la unidad existen bancos areniscosos muy competentes que engloban bloques areniscosos decimétricos con laminación paralela, convoluta y «slumps». Así mismo aparecen bioturbaciones, «burrows», verticales.

En la serie de Villaro las areniscas son de grano más grueso con abundantes cantos centimétricos de naturaleza cuarcítica, a veces se trata de verdaderos lechos conglomeráticos. Presentan estratificación cruzada planar y de surco. Igualmente hacia techo aparecen algunos bancos con abundantes estructuras «ball and pillow» y «slumps» bien correlacionables hacia el W (Serie de Gordexola).

**Lutitas y areniscas con orbitolinas (U-8).** La unidad está constituida mayoritariamente por lutitas carbonatadas. No obstante la litología distintiva la constituyen los frecuentes niveles decimétricos de areniscas calcáreas y calcarenitas con abundantes orbitolinas y rudistas que a veces forman verdaderas lumaquelas, con pátinas rojizas. En la serie de Valmaseda esta unidad comienza con una serie de bancos de calizas bioclásticas. En la de Villaro las calcarenitas son más abundantes.

### Metodología

Se ha efectuado el levantamiento y muestreo de 4 secciones estratigráficas en el Cretácico inferior del flanco S del Anticlinorio



*Mineralogía de arcillas*

Se ha analizado la mineralogía de arcillas en las fracciones 2-20  $\mu\text{m}$  y  $< 2 \mu\text{m}$ . En ambos casos la composición cualitativa y semicuantitativa es muy similar (fig. 3). Los minerales de la arcilla identificados han sido: caolinita, clorita, mica dioctaédrica e interstratificados de illita/esmectita (I/S).

Las únicas diferencias entre las fracciones analizadas se refieren a los interstratificados I/S. Así el tipo R1 se encuentra en mayores cantidades o bien de forma exclusiva, en la fracción  $< 2 \mu\text{m}$ , frente al tipo R3.

Desde el punto de vista cuantitativo, la mica dioctaédrica y clorita son más abundantes en la fracción 2-20  $\mu\text{m}$  y los interstratificados en la  $< 2 \mu\text{m}$ . La caolinita no muestra diferencias apreciables entre las dos fracciones.

La distribución vertical y lateral de los distintos minerales de la arcilla (fig. 3) es la siguiente:

**Caolinita.** Su presencia está limitada a las series marginales (Valmaseda y Villaro) y su aparición no es sistemática. En los materiales wealdenses únicamente se encuentra en Valmaseda, donde las facies tienen el carácter detrítico más acusado de todas las series. Dentro del Urganiano sólo aparece en la serie de Villaro, ligada a las intercalaciones lutíticas de la unidad carbonatada del Gorbea (Albiense inferior-Albiense medio). En el Supraurgoniano la encontramos en ambas series, hacia la zona de techo. No obstante en Valmaseda también aparece un episodio con caolinita, en el Albiense medio.

**Clorita.** Aunque de manera discontinua y minoritaria, este mineral aparece en todas las series. Una característica común de todas ellas es la mayor frecuencia y contenidos por debajo del Supraurgoniano. En dichos materiales se constata un empobrecimiento general de clorita hacia el SE, llegando incluso a desaparecer totalmente en la serie de Villaro.

**Mica dioctaédrica.** Constituye el fondo mayoritario de todas las muestras, en las dos fracciones analizadas. Aparece en porcentajes próximos al 60-70 % o incluso superiores. En general los mayores contenidos corresponden a muestras del complejo Supraurgoniano.

**Interstratificados de I/S.** Igual que la mica los interstratificados también aparecen de forma generalizada, aunque en menores proporciones ( $< 25 \%$ ). Dentro de este grupo se han podido diferenciar los tipos R1 y R3, con proporciones en capas hinchables (esmectita) del 15-30 % y  $< 15 \%$  respectivamente. El tipo R1 aparece sobre todo en la fracción  $< 2 \mu\text{m}$ , aunque su presencia no es sistemática. Principalmente se encuentra en las litologías lutíticas del Albiense inferior-Albiense medio, U-7, en la serie tipo de Gordexola y equivalentes laterales (fig. 3). El tipo R3

Tabla 1.—Estadística para el IK de las series estudiadas. Todos los valores se han expresado en  $^{\circ} 2\theta$ .

Serie/Param.	< 2			e.g.		
	media	máx.-mín.	dev. st	media	máx.-mín.	dev. st
VA	1,02	0,52-2,12	0,38	0,64	0,42-0,81	0,02
GX	0,66	0,39-1,53	0,24	0,50	0,40-0,66	0,06
OR	0,65	0,49-0,91	0,12	0,54	0,41-0,69	0,07
VI	0,80	0,57-1,95	0,27	0,62	0,42-0,95	0,10

Serie/Param.	2-20			e.g.		
	media	máx.-mín.	dev. st	media	máx.-mín.	dev. st
VA	0,43	0,29-0,65	0,08	0,36	0,29-0,41	0,04
GX	0,48	0,32-0,75	0,01	0,41	0,32-0,60	0,06
OR	0,41	0,28-0,55	0,07	0,36	0,26-0,54	0,06
VI	0,45	0,32-0,60	0,08	0,38	0,30-0,55	0,05

st: muestra sin tratamiento. e.g.: muestra tratada con etilenglicol.

aparece en las dos fracciones de todas las muestras, siendo el único I/S en la 2-20  $\mu\text{m}$  de su casi totalidad. Las diferencias entre los difractogramas de muestras sin tratamiento y solvatadas con EG, particularmente el índice de Kubler (ver más adelante), ponen de manifiesto que hacia el muro, la proporción de capas hinchables se hace progresivamente menor. En las muestras más profundas de las series centrales el difractograma no sufre cambios apreciables después del tratamiento con EG, lo cual es indicativo de una verdadera illita o un interstratificado con más del 95 % de capas illíticas, siendo ambos casos indistinguibles mediante DRX (Reynolds, 1980).

*Parámetros cristaloquímicos de las micas*

**Índice de Kubler. Cristalinidad de la illita.** En la tabla I, se observa que el IK es mayor en la fracción  $< 2 \mu\text{m}$  que en la 2-20  $\mu\text{m}$ , disminuyendo en ambos casos con posterioridad al tratamiento con etilenglicol. Esta disminución es, no obstante, mayor en la  $< 2 \mu\text{m}$  y se amortigua notablemente, hacia el muro de las secuencias, siendo prácticamente nula en las muestras más profundas de las series centrales (fig. 4). Si consideramos los valores absolutos del IK se observa, que en la fracción  $< 2 \mu\text{m}$  (sin tratamiento) son característicos de la diagénesis ( $\text{IK} > 0,52^{\circ} 2\theta$ ) en la mayor parte de las muestras. No obstante en las series centrales (Orozko y Gordexola) también aparecen valores propios de la anquizona ( $0,52-0,31^{\circ} 2\theta$ ) hacia el muro.

En la fracción 2-20  $\mu\text{m}$  sin embargo, la gran mayoría de los valores corresponden a la anquizona e in-

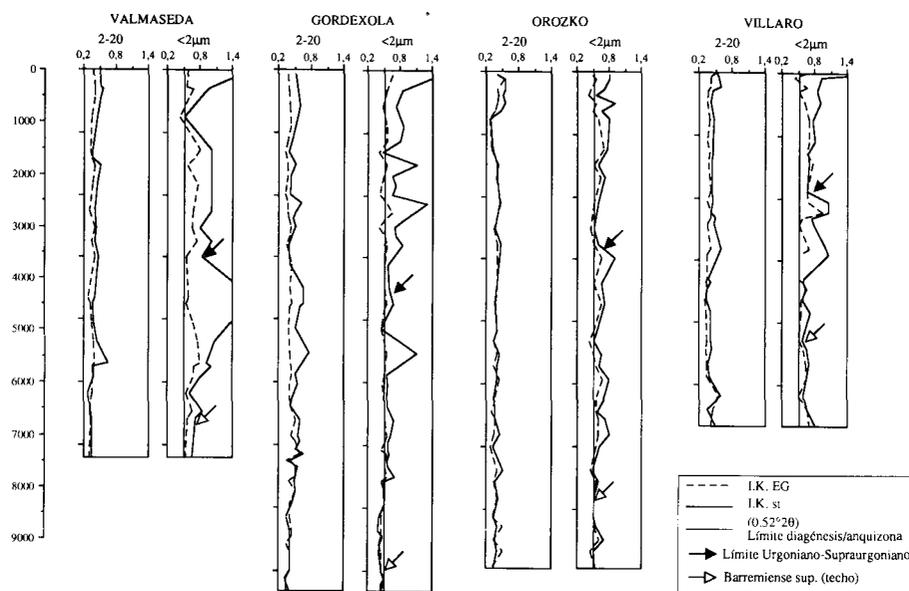


Fig. 4.—Variación del IK con la profundidad en las fracciones 2-20  $\mu\text{m}$  y  $< 2 \mu\text{m}$ .

cluso a la epizona, lo cual unido a la escasa proporción de interestratificados indica la presencia de una importante proporción de mica de origen detrítico, relativamente inalterada, en dicha fracción. Este fondo micáceo también se encuentra en la fracción  $< 2 \mu\text{m}$ , como lo prueba la similitud de algunos otros parámetros cristalquímicos, comentados a continuación.

**Relación de intensidades y espaciado basal.** La proyección de las intensidades sobre el diagrama triangular de Rey y Kubler (1983), no muestra diferencias apreciables entre las distintas series (fig. 5).

La fracción 2-20  $\mu\text{m}$  se sitúa en el campo de la fengita, con escasas o nulas diferencias antes o después del tratamiento. La fracción  $< 2 \mu\text{m}$  se sitúa en el campo de la illita, mejorando su agrupamiento en las muestras tratadas con etilenglicol. Para interpretar correctamente este último resultado hay que tener en cuenta el efecto de los I/S R3 sobre la posición de los puntos en el diagrama. Estos se solapan con el pico (001) y tienen un efecto muy pequeño o nulo sobre (002) y (005) respectivamente, causando sobre las micas de composición fengítica o moscovítica un desplazamiento hacia el campo de la illita. Dicho efecto es reconocible por el cambio de situación del punto después del tratamiento con etilenglicol. Por ello, en nuestro caso, la mica detrítica tiene una tendencia composicional fengítica como indica el diagrama de Rey y Kubler de la fracción 2-20  $\mu\text{m}$ , prácticamente libre del efecto de los interestratificados,

que en cambio, producen un falso desplazamiento hacia el campo de la illita en la fracción  $< 2 \mu\text{m}$ .

Similares conclusiones se obtienen comparando los espaciados basales de la mica de ambas fracciones. Como se observa en la tabla II, no existen diferencias. Esto indicaría un grado de paragonitización semejante, en las micas de las fracciones 2-20  $\mu\text{m}$  y  $< 2 \mu\text{m}$ .

Como conclusión general, en relación a la composición del «material micáceo», se puede decir que las muestras, presentan un fondo micáceo detrítico con similar tendencia composicional en las cuatro series. Dicho material es casi exclusivo en la fracción 2-20  $\mu\text{m}$  pero aparece también en la fracción  $< 2 \mu\text{m}$ , donde está acompañado de una proporción variable de interestratificados I/S. Estos se hacen, en general, más ricos en illita hacia el muro de las secuencias y llegan a ser prácticamente illita pura en las muestras más profundas de las series centrales.

## Discusión

### Origen de los minerales de la arcilla

El posible origen detrítico o diagenético de los minerales de la arcilla no siempre es un aspecto fácil de resolver en una cuenca. Esto es particularmente válido cuando el grado diagénesis es avanzado y un es-

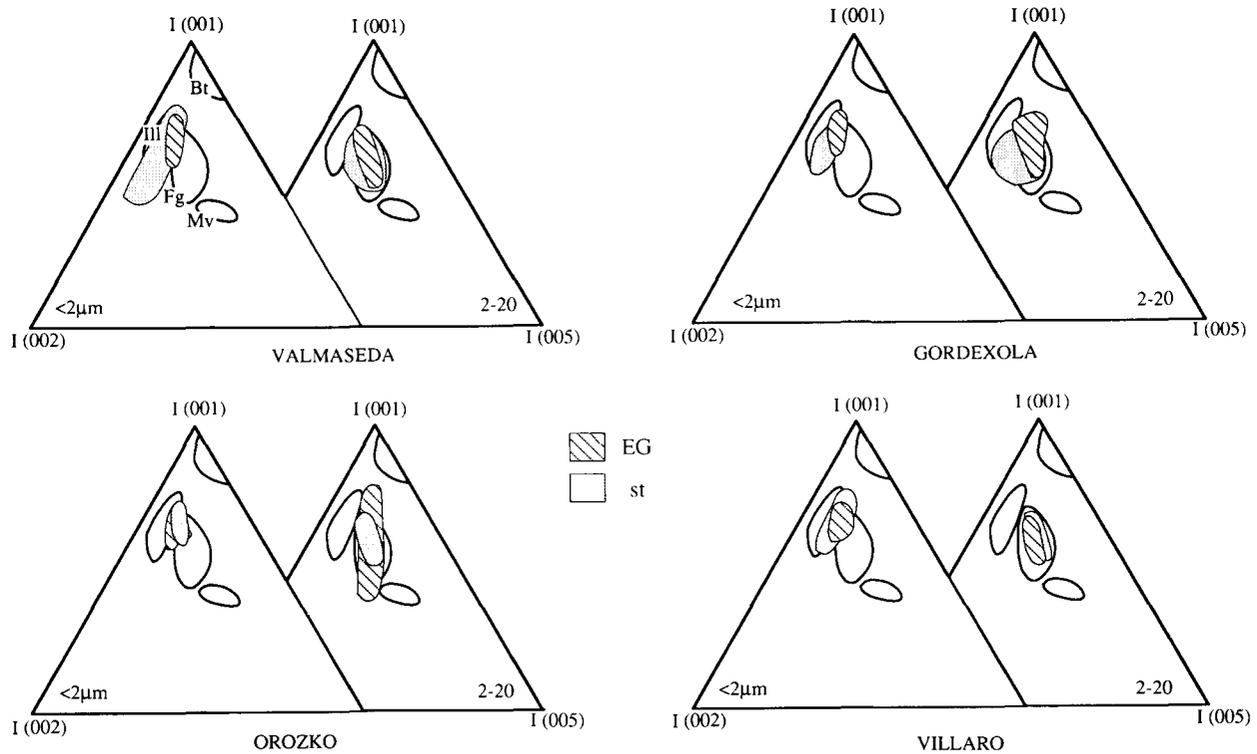


Fig. 5.—Diagramas triangulares de intensidades (001) (002) (005) de las micas. Bt: Biotita, Fg: Fengita, Mv: Moscovita, Il: Illita.

pesor importante de columna ha sido erosionado, como ocurre en el área objeto de este estudio.

Una característica común a muchas cuencas es la concentración de los minerales heredados en fracciones más gruesas, que los de origen diagenético. En el anticlinorio de Bilbao, como se ha comentado, existe mucha similitud cualitativa y semicuantitativa entre las fracciones analizadas, lo cual es indicativo de la existencia de un fondo detrítico incluso en la fracción fina ( $< 2 \mu\text{m}$ ). No obstante se han podido constatar algunas diferencias, tanto en la vertical como lateralmente, que pueden interpretarse ligadas a las características del área fuente o bien al avance de la diagénesis.

Así la presencia de caolinita en el Wealdense sólo en la serie de Valmaseda, puede explicarse a partir de la posición más proximal de ésta en relación al área fuente, la cual estaría situada hacia el W-NW durante este período, según lo atestiguan las direcciones de paleocorrientes. A esto hay que añadir la existencia de un clima subtropical cálido y húmedo contrastado en la mencionada área fuente (Pascal, 1985), adecuado para el desarrollo de caolinita.

Similares planteamientos pueden hacerse para justificar la presencia de caolinita en el supraurgoniano

de Valmaseda y Villaro, de carácter detrítico más acusado que en las otras series.

La mica dioctaédrica y clorita son interpretadas de carácter heredado por su mayor abundancia en la fracción  $2-20 \mu\text{m}$ . El bajo IK que presenta la mica en dicha fracción, donde apenas existen interestratificados I/S lo corrobora. Por otra parte la presencia constante de ambos minerales, mayoritaria en el caso de la mica, en todas las series, indica el predominio de procesos de erosión mecánica frente a la meteorización química en el área fuente y la contribución mayor a los aportes, de rocas plutónicas y metamórficas.

Los interestratificados I/S, son más abundantes en la fracción  $< 2 \mu\text{m}$  y se interpretan de naturaleza diagenética. Esto significa la existencia de fases previas con mayor contenido en capas de esmectita. En este sentido, Chamley (1979) encuentra una presencia sistemática de esmectita durante todo el Cretácico inferior, independientemente de la litología, en el margen atlántico nordoriental. Así mismo en el borde sur de la cuenca es muy frecuente la presencia de I/S R0 y R1 en los sedimentos pelíticos de dicho período (Arostegui et al. 1991). En ambas zonas la profundidad de enterramiento del Cretácico inferior fue siempre menor que en el anticlinorio de Bilbao.

Tabla 2.—Estadística para el espaciado basal de la mica de las series estudiadas. Todos los valores se han expresado en d.Å.

Serie/Param.	< 2			e.g.		
	media	st máx.-mín.	dev. st	media	máx.-mín.	dev. st
VA	10,00	9,96-10,01	0,02	9,99	9,93-10,03	0,02
GX	9,99	9,97-10,06	0,02	9,99	9,97-10,02	0,00
OR	9,99	9,97-10,03	0,02	9,99	9,97-10,03	0,01
VI	9,99	9,88-10,01	0,03	9,99	9,96-10,01	0,01

Serie/Param.	2-20			e.g.		
	media	st máx.-mín.	dev. st	media	máx.-mín.	dev. st
VA	9,98	9,95-10,01	0,01	9,98	9,97-9,99	0,01
GX	9,98	9,97-10,03	0,01	9,98	9,93-10,00	0,01
OR	9,98	9,98-9,99	0,01	9,98	9,98-10,00	0,01
VI	9,98	9,98-9,99	0,01	9,98	9,98-10,00	0,01

Indirectamente un hecho que apoya el origen diagenético propuesto para los interestratificados como consecuencia del enterramiento, es la disminución del IK con la profundidad, dada la influencia que tiene sobre dicho parámetro la presencia de interestratificados.

En cuanto a la probable área fuente de los sedimentos, la similitud mineralógica y la igualdad en todas las series de algunos parámetros composicionales de las micas, tales como la relación de intensidades o el espaciado basal, apoyan la existencia de un área fuente común para todas ellas. Este área es lógico suponer, que estaría constituida por una extensa zona, capaz de generar los potentes acúmulos registrados (7.000-8.000 m) durante el Cretácico inferior. Teniendo en cuenta las direcciones de paleocorrientes (S-W), la rápida disminución de potencia del Cretácico inferior en ese sentido, atestiguada por los sondeos petrolíferos (IGME, 1987) y el tipo y representación volumétrica de rocas, el Macizo Hespérico (Julivert et al. 1972) pudo constituir la citada área fuente.

### Diagénesis

Como se ha dicho, la distribución de minerales de la arcilla en el Cretácico inferior del Anticlinorio de Bilbao está muy determinada por factores hereditarios, ligados al área fuente de los sedimentos y a la situación paleogeográfica del medio de depósito. No obstante la distribución de interestratificados I/S y la evolución y valores del IK en la fracción fina, son en

gran medida atribuibles a la diagénesis y permiten definir el avance de la misma.

Tanto la progresiva disminución del IK hacia el muro de todas las secuencias como la evolución mineralógica con la profundidad, particularmente del sistema interestratificados I/S-illita, permite concluir la existencia de un proceso diagenético que produce a grandes rasgos materiales más maduros hacia el muro de las secuencias. El interestratificados I/S predominante es del tipo R3, acompañado en algunos tramos por R1. Hacia el muro, la proporción de capas de esmectita es menor, alcanzándose en las zonas más profundas de las secuencias centrales illita prácticamente pura y valores del IK correspondientes a la anquizona. Según el esquema diagenético propuesto para la cuenca por Arostegui et al. (1991), el grado de diagénesis en el anticlinorio de Bilbao evoluciona desde medio hasta profundo, alcanzándose la anquizona en el área central.

No obstante existen algunos puntos que matizan dicha conclusión general y son comentados a continuación:

1) A medida que aumenta la profundidad, no encontramos la pauta clásica de disminución de capas hinchables en los interestratificados I/S ya que existen tramos con R1 o próximos, característicos de la diagénesis media, confinados por R3 (fig. 6). Así mismo el IK no evoluciona de manera continua con la profundidad sino que aparecen rupturas, con valores «anómalamente» elevados, principalmente en las series laterales. Estos hechos se manifiestan sobre todo en el tramo Albiense inferior-Albiense medio (U-6 y equivalentes laterales) y cuyo techo define el límite Urgoniano-Supraurgoniano. La explicación viene dada por el cambio en el régimen sedimentario que experimentó la cuenca en el Supraurgoniano, el cual determinó un aumento muy importante del detritismo. A consecuencia del mismo, la fracción fina de dichos materiales está constituida por una elevada proporción de mica detrítica de carácter dioctaédrico. Los valores del IK son por lo tanto bajos, ya que los interestratificados no están en cantidad suficiente como para producir una notable convolución en la reflexión a 10Å y así aumentar su anchura a media altura. Por el contrario la suficiente presencia de interestratificados con importante proporción de capas hinchables (R1 o próximos) en el Albiense inferior-Albiense medio, determina elevados valores del IK.

Al objeto de definir desde el punto de vista químico el carácter de este cambio, se efectuaron análisis de la fracción total y < 2 µm, de muestras situadas por encima y debajo del citado límite, observándose un aumento neto del contenido en K al pasar de las muestras urgonianas a las supraurgonianas y

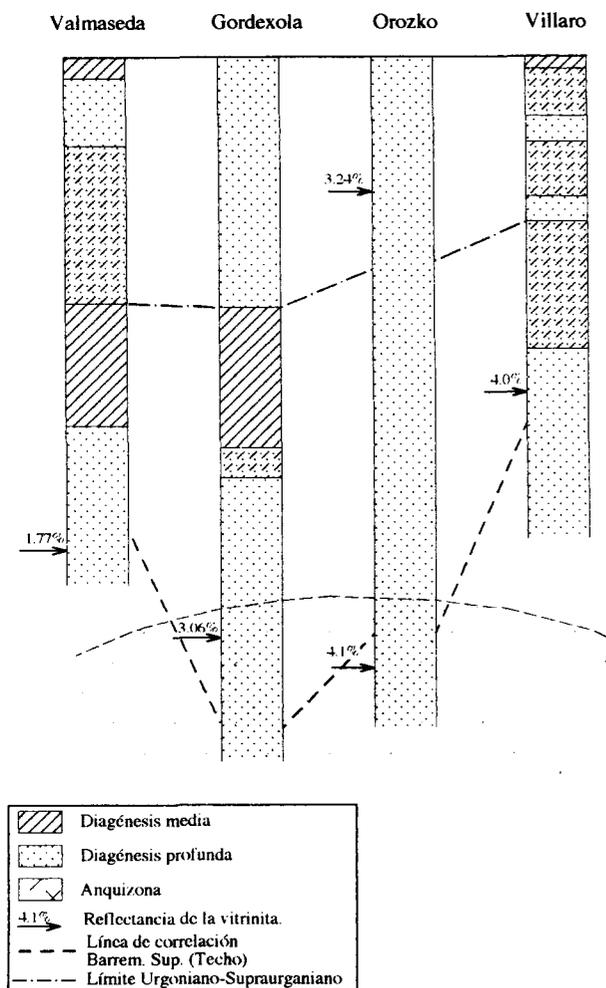


Fig. 6.—Distribución del grado de diagénesis, a partir de la mineralogía de arcillas e IK en el flanco Sur del Anticlinorio de Bilbao.

de forma menos marcada un aumento de Al y disminución de Si, este último sólo en muestra total (tabla III), lo cual es compatible con el citado aumento en mica detrítica, tanto en la muestra total como en la fracción  $< 2 \mu\text{m}$ .

2) También llama la atención, la presencia de R1 en materiales que durante la historia de la cuenca han soportado columnas de sedimento superiores a los 8.000 m., considerando el espesor hoy barrido por la erosión (Arostegui et al., 1991). Además algunas medidas de la reflectancia de vitrinita, realizadas en los lechos aislados de carbón, definen rangos de antracita-metaantracita en algunas secuencias (fig. 6), coexistiendo con valores del IK propios de la diagénesis ( $> 0,52^\circ 2\theta$ ). Estas discrepancias hacen pensar en que se alcanzaron temperaturas superiores a las que la mineralogía de arcillas parece indicar, para di-

Tabla 3.—Contenidos medios de elementos mayoritarios en las muestras urgonianas y supraurgonianas.

	% SiO <sub>2</sub>		% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		% K <sub>2</sub> O	
	total	< 2	total	< 2	total	< 2	total	< 2
S.U.	54,3	39	25,8	26,9	2,6	2,8	5,7	5,7
URG	58,2	36,8	21,3	24,7	4,4	4,8	3,5	3,6

Se han analizado 10 lutitas previamente seleccionadas a partir de su mineralogía.

ferentes tramos de las series. La explicación probablemente esté conectada con dos aspectos peculiares de la región estudiada.

En primer lugar, las elevadas tasas de subsidencia y sedimentación registradas durante el Cretácico inferior y particularmente en el período Albiense inferior-Albiense medio en el que la velocidad de sedimentación fue superior a los 0,6 mm/año (Arostegui, 1989) en algunas secuencias (fig. 3), lo que pudo determinar la existencia de tramos subcompactados en intervalos predominantemente pelíticos. En este tipo de situaciones, algunos autores (Roumeau y Sourisse, 1972; Freed y Peacor, 1989) han observado retardos en la evolución de los minerales de la arcilla como consecuencia de la falta de renovación de las soluciones intersticiales. No obstante otros autores (Kubler, 1993) no encuentran retardos asociados a las zonas subcompactadas. La causa también podría encontrarse en la posible existencia de algún acontecimiento hipertérmico de corta duración (Robert, 1985) que afectó a las series, ligado al funcionamiento distensivo de fracturas profundas, cuya existencia parece hoy admitida.

Por otra parte y de acuerdo con la bibliografía disponible, ésta es la primera referencia de una cuenca, en la que se supera la fase de interestratificados I/S para alcanzar una verdadera illita, típica de la anquizona (IK  $< 0,52^\circ 2\theta$ ) sin el desarrollo de esquistosidad penetrativa u otros signos de metamorfismo de origen tectónico. Todos los ejemplos con una evolución completa diagénesis-anquizona-epizona, están ligados a la existencia de un metamorfismo regional que desarrolla esquistosidad. Parece por tanto que la temperatura producida por el enterramiento no sería capaz por sí misma, en ausencia de esfuerzos de cizalla importantes, de llegar a producir determinados cambios mineralógicos, como la transformación illita-fengita o el cambio de politipo de la mica 1Md-2M (Freed y Peacor, 1992). La importancia relativa o incluso real de las diferentes causas apuntadas es imposible de establecer con precisión a partir de los datos disponibles y necesita de estudios complementarios más complejos como la geoquímica de isótopos, análisis TEM, y diferentes ensayos de modelización, actualmente en curso.

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por la Universidad del País Vasco y por la DGICYT dentro de los proyectos: UPV 130.310-E127/90, PB-92-0960 y PB-92-0961.

## Referencias

- Arostegui, J. (1989). *La diagénesis en los materiales pelíticos de la zona central de la cuenca Vasco-Cantábrica y anticlinorio de Bilbao*. Tesis Univ. País Vasco, 222 págs.
- Arostegui, J., Zuluaga, M. C., Velasco, F., Ortega-Huertas, M. y Nieto, F. (1991). Diagenesis of the central Basque-Cantabrian basin (Iberian peninsula) based on illite-smectite distribution. *Clay Miner.* 26: 535-548.
- Biscaye, P. E. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76: 803-832.
- Chamley, H. (1979). North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic. In: *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironment*. Talwani, M.; Hay, W.; Ryan W. B. F., (Eds.): 342-361.
- Fernández Mendiola, P. A. (1986). *EL Complejo urgoniano en el sector oriental del anticlinorio de Bilbao*. Tesis Univ. País Vasco, 421 págs.
- Freed R. L. y Peacor, D. R. (1989). Variability in temperature of the smectite/illite reaction in Gulf Coast sediments. *Clay Miner.*, 24: 171-180.
- García Garmilla, F. (1987). *Las formaciones terrígenas del Wealdense y del Aptiense inferior en los anticlinorios de Bilbao y Ventoso*. Tesis Univ. País Vasco, 340 págs.
- García Mondéjar, J. (1982). Aptiense y Albiense. In: *El Cretácico de España*. Ed. Univ. Complutense Madrid, 63-84.
- García Mondéjar, J. y García Pascual, I. (1982). Estudio geológico del anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua. *Kobie*, 12: 101-137.
- IGME (1987). *Contribución a la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. IGME, Ed. Madrid, 465 págs.
- Julivert, M. (1983). Los tiempos Precámbricos y Paleozoicos. El ciclo hercínico. Generalidades. In: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España. Tomo 1*. Ed. IGME, págs. 57-71.
- Kisch, H. J. (1991). Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. *J. metamorphic Geol.* 9: 665-670.
- Kubler, B. (1968). Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre Rech. Rau-SNPA* 2, 385-397.
- Kubler, B. (1993). Diagenèse: transformations des argiles et transformation de la matière organique. In: *Coll. «Sédimentologie et Géochimie de la Surface» à la mémoire de Georges Millot*: págs. 277-306.
- Ortega, R. (1983). *El Cretácico inferior de la región minera de Bilbao entre los ríos Cadagua y Mercañillo*. Tesis Univ. País Vasco, 239 págs.
- Pascal, A. (1985). Les systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge nord-ibérique. *Mém. Géol. Univ. Dijon.*, 10: 595 págs.
- Peacor, D. R. (1992). Diagenesis and low-grade metamorphism of shales and slates. In: *Minerals and reactions at the atomic scale: Transmission Electron Microscopy*. (P. R. Buseck, Ed.), Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, 27: 335-380.
- Pujalte, V. (1982). Tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense. In: *El Cretácico de España*. Ed. Univ. Complutense Madrid, 51-61.
- Rat, P. (1959). Les Pays crétacés basco-cantabriques. *Publ. Univ. Dijon. XVIII.*, 525 págs.
- Ramírez del Pozo (1971). Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica) *Mem. Inst. Geol. Min. de España*, 78: 1-357.
- Rey, J. y Kubler, B. (1983). Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 63: 13-36 págs.
- Reynolds, R. C. (1980). Interstratified clay minerals. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification* (G. W. Brindley & G. Brown, Eds.), Mineralogical Society, Londres 249-304.
- Robert, P. (1985). Histoire géothermique et diagenèse organique. *Bull. Cent. Rech. Pau*. 8.345 págs.
- Roumeau, J. L. y Sourisse, C. (1972). Compaction, diagenèse et migration dans les sédiments argileux. *Bull. Centre Rech. Rau-SNPA*, 6: 313-356.
- Schultz, L. G. (1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for Pierre Shale. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper 391-C*: 1-31.
- Srodon, J. (1984). X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays Clay Miner.* 32: 337-349.

Recibido el 9 de julio de 1993

Aceptado el 29 de noviembre de 1993