

4/59

R.32.284

FACULTAD DE CIENCIAS UNIVERSIDAD DE GRANADA

Departamento de Mineralogía y Petrología

"Las facies oscuras del Cretácico medio  
en la Zona Subbética, Mineralogía y sedimentación"

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
Nº Documento <u>613505403</u>
Nº Copia <u>15464234</u>

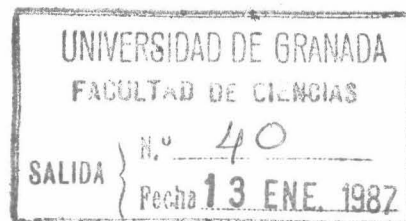
ALBERTO LOPEZ GALINDO

1.986



R. 32.284

LAS FACIES OSCURAS DEL CRETACICO MEDIO  
EN LA ZONA SUBBETICA, MINERALOGIA Y SEDIMENTACION



Memoria que presenta  
ALBERTO LOPEZ GALINDO para optar  
al Grado de Doctor en Ciencias

Vº Bº

Las Directoras de la Tesis:

Dra. Purificación Fenoll Hach-Alí

Dra. M<sup>a</sup> Carmen Comas Minondo

Granada, 20 de Noviembre de 1.986

El presente trabajo ha sido realizado en el Departamento de Cristalografía y Mineralogía, integrado desde Junio de 1986 en el Dpto. de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, durante los años 1983-1986. Algunos datos que en él se presentan han sido obtenidos en las Universidades de Pavía y Pisa (Italia).



Parte de los resultados de esta Tesis han sido presentados en la I Reunión Italo-Española sobre "Las arcillas y los minerales de la arcilla (Seiano di Vico Equense, 1984), en el I International Symposium on Geochemistry of the Earth Surface (Granada, 1986) y en las V y VI Reuniones de la Sociedad Española de Mineralogía (SEM), celebradas en Murcia (1985) y Zaragoza (1986). Han sido publicados en la Revista de la SEM (8, 295-306) y aceptados para su publicación en Mineralogica e Petrographica Acta (en prensa), Estudios Geológicos (en prensa) y en la Revista de la SEM (en prensa).

A mis padres.

A Esther.

## *Agradecimientos*

Este trabajo no hubiera podido terminarse sin la valiosa ayuda de una serie de personas e instituciones a las que estoy sinceramente agradecido.

Purificación Fenoll Hach-Alí y M<sup>a</sup> Carmen Comas Minondo fueron importantes bastiones en los que encontré constante apoyo, asesoramiento, estímulo y, algo más importante, su inestimable amistad.

Con Francisco López Aguayo, de la Universidad de Zaragoza, y José Linares González, de la Estación Experimental del Zaidín (CSIC) tuve ocasión de intercambiar provechosas impresiones acerca de los problemas mineralógicos que se derivan de algunos materiales a los que se refiere este trabajo.

No puedo olvidar la excepcional ayuda que el Profesor Fernando Veniale, de la Universidad de Pavía, me proporcionó. Su amabilidad, entusiasmo y enorme capacidad de trabajo hicieron que mi estancia en Italia fuese altamente provechosa.

Tuve la suerte de trabajar con el Dr. Marcello Mellini, de la Universidad de Pisa, verdadero genio de la microscopía electrónica. Sin los datos que gracias a él obtuve este trabajo habría quedado incompleto.

No quisiera pasar por alto la colaboración de mi compañero José Rodríguez Gordillo y de Massimo Oddone, de la Universidad de Pavía. Gracias a ellos puedo presentar en esta memoria datos químicos de los materiales subbéticos.

Me siento igualmente obligado con Massimo Setti (Universidad de Pavía) y Marco Passero (Universidad de Pisa), quienes con gran paciencia me enseñaron la utilización y aplicación de las diversas técnicas que empleé durante mi estancia en Italia.

José Manuel González Donoso, de la Universidad de Málaga, tuvo la gentileza de realizar determinadas dataciones que me han sido muy útiles. Manuel García Hernández, de la Universidad de Granada, me ayudó en el estudio de algunas láminas delgadas.

Agradezco al Profesor Manuel Rodríguez Gallego sus indicaciones en el tratamiento de las arcillas, así como el haber puesto a mi disposición todos los medios del Departamento de Cristalografía y Mineralogía.

Mis compañeros y amigos Miguel Ortega, José Torres y Fernando

Nieto soportaron estoicamente la revisión de parte de mi escrito, proporcionándome valiosos comentarios sobre el fondo y la forma del mismo; Daniel Martín tuvo la deferencia de elaborar algunos programas en el ordenador para el tratamiento de los datos; en Nicolás Velilla, Inmaculada Palomo, Fernando Gervilla y Eduardo M. Sebastián siempre encontré consejos provechosos y palabras de estímulo.

M<sup>a</sup> Teresa López Galindo fue compañera en muchas salidas al campo, haciendo más agradable la recogida de muestras. La comprensión y paciencia que durante estos últimos meses ha tenido Esther Viseras son dignas igualmente de mención.

El soporte económico de este trabajo ha correspondido al Ministerio de Educación y Ciencia, quien en 1983 me otorgó una beca del Plan de Formación de Personal Investigador en España; a la Junta de Andalucía, con la concesión de una bolsa de viaje que me permitió trabajar en algunas universidades italianas; y a la CAYCIT, a través del subproyecto nº 608/463. Sin dichas ayudas hubiese sido materialmente imposible llevar a cabo una investigación de este tipo.

Finalmente, quiero dar las gracias a todos aquellos familiares, compañeros y amigos cuya labor queda en el anonimato y sin la cual no habría superado las dificultades que surgieron en estos cuatro años. A todos, en general, mi profundo agradecimiento.

## INDICE

I. INTRODUCCION .....	1
I.1. Objetivos .....	1
I.2. Sobre los minerales de la arcilla .....	3
1.2.1. Clasificación adoptada .....	4
1.2.2. Origen de los minerales de la arcilla .....	5
Medios continentales .....	5
Medios marinos .....	8
1.2.3. Utilidad de las arcillas en el estudio de los sedimentos. Implicaciones paleogeográficas .....	10
1.3. Las <i>black shales</i> y facies afines cretácicas de los márgenes continentales .....	14
1.4. Contexto geológico general de las secuencias estudiadas ..	20
II. METODOLOGIA .....	23
II.1. Selección de los afloramientos y recogida de muestras ...	23
II.2. Técnicas de laboratorio .....	24
II.2.1. Estudio óptico .....	25
II.2.2. Estudio de la mineralogía mediante difracción de rayos X .....	26
A) Preparación de la muestra .....	26
B) Análisis mineralógico cualitativo .....	28
C) Análisis mineralógico semicuantitativo .....	30
D) Medida de parámetros cristalográficos .....	33
II.2.3. Análisis térmicos .....	37
II.2.4. Análisis químicos .....	38
A) Microscopía electrónica .....	38
B) Análisis por vía húmeda .....	40
C) Activación nuclear .....	40
II.3. Tratamiento de los datos .....	41
III. ANALISIS DE LOS DATOS MINERALOGICOS .....	42
III.1. Secuencias septentrionales de la Zona Subbética .....	43
III.1.1. Sucesión de Barbahijar-Los Prados .....	44

III.1.2. Sucesión del Cortijo Morales .....	51
III.1.2. Sucesión del Cortijo Carboneros .....	59
III.1.4. Sucesión del Puerto Carretero .....	65
III.1.5. Sucesión de la Ventana de Huelma .....	72
III.1.6. Afloramiento de Jódar .....	76
III.1.7. Síntesis mineralógica .....	81
III.2. Sucesiones del Subbético Medio Meridional .....	86
III.2.1. Sucesión del Río Fardes .....	87
III.2.2. Sucesión del Río Gor .....	96
III.2.3. Afloramientos afines .....	101
III.2.3.1. Alamedilla .....	101
III.2.3.2. Cortijo Nuevo y Bocín de Arias .....	105
III.2.3.3. Cortijo Cherín .....	106
III.2.3.4. El Cerrajón .....	109
III.2.3.5. Los Olivares .....	113
III.2.4. Sucesión de Colomera .....	118
III.2.5. Sucesión de Guadalupe .....	125
III.2.6. Sucesiones de Pinosa y Gasón .....	132
III.2.7. Síntesis mineralógica .....	142
III.3. Sucesiones del Subbético Interno (o Penibético) .....	155
III.3.1. Sucesiones de Valdeinfierno y Rambla Seca .....	151
III.3.2. Sucesiones de la Hoya de las Vacas y El Puerto ....	162
III.3.3. Sucesión del Río de la Venta .....	171
III.3.4. Sucesión del Puerto del Viento .....	178
III.3.5. Sucesión del Cortijo de los Navazos .....	183
III.3.6. Síntesis mineralógica .....	189
<b>IV. ORIGEN DE LOS MINERALES .....</b>	<b>196</b>
IV.1. Mineralogía comparada de los ámbitos paleogeográficos estudiados .....	197
IV.2. La sílice .....	204
A) La sílice en los océanos .....	206
B) Evolución del ópalo A .....	207
C) El ópalo CT de las secuencias subbéticas .....	209
IV.3. La calcita .....	211
IV.4. Los minerales de la arcilla .....	215
IV.4.1. La illita, caolinita y clorita .....	215
IV.4.2. Los interestratificados .....	217



IV.4.3. Las esmectitas .....	218
A) Modelos genéticos propuestos .....	219
B) Origen de las esmectitas subbéticas .....	221
IV.4.4. La paligorskita .....	227
IV.5. Minerales ocasionales .....	230
IV.5.1. La clinoptilolita .....	230
IV.5.2. La pirita .....	235
IV.5.3. La natrojarosita .....	236
IV.5.4. La barita .....	237
IV.5.5. La dolomita .....	238
IV.5.6. El yeso .....	239
IV.5.7. El feldespato potásico idiomorfo .....	239
V. CONSIDERACIONES PALEOGEOGRAFICAS .....	240
VI. REFERENCIAS CITADAS .....	247

ANEXO I

ANEXO II

I. INTRODUCCION

# I. INTRODUCCION

## I.1. Objetivos

En la última década han sido numerosos los trabajos que han tratado en profundidad algunos problemas específicos de la geología del Margen Continental Mesozoico Sudibérico, representando actualmente por las Zonas Subbética y Prebética. Sin embargo, pocos han sido los que, aplicando el estudio mineralógico de los sedimentos, han abordado problemas de índole paleogeográfica o sedimentológica (Comas, Ortega et al., 1982; López-Aguayo et al., 1985; López Galindo et al., 1985; Ortega et al., 1985; Palomo et al., 1985).

Con el tema elegido en esta Tesis se pretende precisamente aplicar criterios mineralógicos y geoquímicos a la determinación de los parámetros ambientales y paleogeográficos que rigieron la sedimentación en una época significativa en la evolución de dicho Margen: el Cretácico Medio (1).

Para ello se ha seleccionado un sector del Paleomargen Sudibérico en el que están representados extensamente materiales de esa edad. Los sedimentos estudiados, que hemos denominado genéricamente "facies oscuras", están constituidos esencialmente por una alternancia de facies hemipelágicas y turbidíticas, siendo la arcilla bentonítica el principal componente en gran parte de los casos. Todas las secuencias analizadas contienen, en mayor o menor grado, materia orgánica.

Las facies oscuras de edad Cretácico Medio, similares a las aquí estudiadas, son bastante comunes tanto en los materiales actualmente expuestos en las áreas continentales como en las áreas sumergidas. Del primer caso, son bien conocidas las secuencias de las Cordilleras Alpinas circummediterráneas (Bortolotti et al., 1970; Bernoulli, 1972; Arthur & Fischer, 1977; Pantic & Gauser, 1977; etc). Del segundo, las perforadas en las sucesivas campañas del *Deep Sea Drilling Project (DSDP)* (Herbin & Deroo, 1979; Chamley et al., 1980; Latouche & Maillet, 1980; Maillot & Robert, 1980; Thiede et al., 1982; Simoneit & Stuermer, 1982; entre otros) y

---

(1) El término "Cretácico Medio" no es oficial en la nomenclatura estratigráfica; sin embargo, y por razones de comodidad tal como hacen otros autores, la emplearemos aquí para designar el periodo de tiempo comprendido entre el Aptense y el Coniacense, ambos incluidos.

*Ocean Drilling Program (ODP)* (i.e. Boillot et al., 1985).

La problemática referente a los depósitos de *black shales* y facies afines ha sido abordada desde antiguo. Los interrogantes que su estudio plantea parecen haberse resuelto satisfactoriamente en algunos casos, pero en otros se mantiene aún una dualidad de interpretaciones para estos depósitos.

Algunos tópicos son, por tanto, de obligada consideración al plantearse el estudio de estos materiales: ¿cuáles fueron los caracteres físico-químicos de la cuenca de depósito?, ¿por qué, en esta época, se depositaron a escala global sedimentos ricos en materia orgánica?, ¿a qué es debida la escasez del registro fósil?, ¿cuál es la causa de que las esmectitas alcancen en algunas muestras porcentajes de hasta un 90-95%?

Estos problemas, que podrían ser tratados desde diversas perspectivas, se intentan abordar utilizando fundamentalmente la información proporcionada por la mineralogía y, en especial, por el estudio de los constituyentes más significativos de estas facies: los minerales de la arcilla. Dicho estudio ha mostrado repetidamente su valía como instrumento útil en la interpretación de ambientes de depósito (i.e. Von Rad & Rösch, 1972; Hein et al., 1978; Chamley, 1979; Kastner, 1981; Brosse, 1982; Duplay, 1984; Debrabant et al., 1985; Noack et al., 1986).

La información geológica obtenida del estudio de cada mineral depende tanto de la naturaleza de la muestra que lo contiene como de la proporción del mismo. Así, los minerales encontrados en las hemipelagitas informan sobre diversos aspectos de los ambientes de depósito y diagenético: quimismo (pirita, paligorskita), reacciones diagenéticas (esmectitas, clinoptilolita, paligorskita, ópalo CT, feldespato potásico), batimetría (carbonatos) y, por fin, sobre el área fuente de los materiales detríticos (ilita, caolinita, clorita, parte de las esmectitas, feldespatos, etc.).

La mineralogía de las facies turbidíticas, por el contrario, no aclaran suficientemente las características de dichos ambientes y sólo dan una idea sobre la naturaleza de los materiales más antiguos que son removilizados por los flujos gravitatorios.

Otros minerales (natrojarosita, yeso) son meramente anecdóticos, ya que su génesis es relativamente reciente. La información que suministran dichos componentes es, en consecuencia, muy limitada y está referida exclusivamente a los procesos de alteración supergénicos tardíos.

## I.2. Sobre los minerales de la arcilla

Teniendo en cuenta la complejidad composicional y genética que el estudio de las arcillas conlleva, se ha creído conveniente incluir en este capítulo de introducción un apartado dedicado a su particular problemática.

El estudio de las arcillas y de sus aplicaciones en Geología comenzó a mediados del presente siglo, cuando las técnicas de difracción de rayos X y de microscopía electrónica se desarrollaron lo suficiente como para permitir el análisis de partículas con tamaño tan pequeño (Brindley et al., 1951; Grim, 1953; Brown et al., 1961).

Los primeros estudios de arcillas versaron fundamentalmente sobre la presencia de estos componentes en suelos y sedimentos (Weaver, 1957; Eckhardt, 1958; Harrison & Murray, 1959; Duchaufour, 1960; Droste et al., 1962; entre otros) y trataron de explicar los posibles mecanismos que conducen a su formación y/o acúmulo.

En la década de los sesenta se comenzó a analizar la mineralogía de los sedimentos marinos actuales (i.e., Biscaye, 1965; Griffin & Goldberg, 1963; Heath 1969) y se dispuso, en consecuencia, de una primera visión sintética de la distribución global de los minerales de la arcilla en dichos medios (Griffin et al., 1968; Rateev et al., 1969). Desde entonces han sido numerosas las investigaciones que han tratado sobre la mineralogía y geoquímica de las arcillas que constituyen los sedimentos marinos antiguos, apoyadas fundamentalmente en los datos derivados de las sucesivas campañas del *Deep Sea Drilling Project*<sup>(1)</sup>.

En la mayoría de los artículos que tratan esta problemática la palabra *arcilla* se utiliza normalmente con un doble significado: por una parte es un término mineralógico que se refiere a un determinado grupo o familia de minerales y por otra, si el punto de vista es granulométrico, el término afecta a todos los sedimentos con una tamaño de grano menor a 1/256 mm. (<4  $\mu$  de diámetro), incluyendo todos los tipos de productos orgánicos e inorgánicos sin relación con los minerales de la arcilla. Teniendo en cuenta únicamente la primera acepción, los minerales de la arcilla son esencialmente aluminosilicatos hidratados que contienen cantidades apre-

---

(1) Numerosas trabajos de estas características pueden encontrarse en los *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*.

ciables de Mg, K, Ca, Na y Fe, y a veces otros iones menos comunes. A pesar de su variada composición química se pueden reunir en sólo unos pocos grupos mayores: esmectitas, *ilita*<sup>(1)</sup>, caolinita, clorita, fibrosos e interestratificados.

### I.2.1. CLASIFICACION ADOPTADA

Los minerales de la arcilla son filosilicatos cuya estructura cristalina está basada en disposiciones tetraédricas y octaédricas de átomos de oxígeno. Su clasificación se basa tanto en el número y disposición de las llamadas "capa tetraédrica" y "capa octaédrica" como en el tipo de catión que ocupa los huecos octaédricos.

En la tabla I.1 se indica la clasificación adoptada. El símbolo "x" hace referencia a la descompensación de cargas químicas, neutralizada esencialmente por medio de elementos interlaminares. Los nombres utilizados para los grupos, subgrupos y minerales son los aprobados por el Comité de Nomenclatura de la AIPEA (Bailey, 1980a).

TABLA I.1. Clasificación de los filosilicatos (de Bailey, 1980b).

TIPO DE CAPA	CARGA	GRUPO	SUBGRUPO	MINERALES
1:1	x ~ 0	SERPENTINA-CAOLIN	SERPENTINA CAOLIN	Crisotilo, antigorita, lizardita Caolinita, dickita, nacrita
2:1	x ~ 0	TALCO-PIROFILITA	TALCO PIROFILITA	Talco, willeseita Pirofilita
	x ~ 0.2-0.6	ESMECTITAS	TRIOCTAEDRICAS DIOCTAEDRICAS	Saponita, hectorita, sauconita Montmorillonita, nontronita, beidellita
	x ~ 0.6-0.9	VERMICULITAS	TRIOCTAEDRICAS DIOCTAEDRICAS	Vermiculita trioctaédrica Vermiculita dioctaédrica
	x ~ 1.0	MICAS	TRIOCTAEDRICAS DIOCTAEDRICAS	Flogopita, biotita, lepidolita Moscovita, paragonita
	x ~ 2.0	MICA FRAGIL	TRIOCTAEDRICAS DIOCTAEDRICAS	Clintonita, anandita Margarita
	variable	CLORITAS	TRIOCTAEDRICAS DIOCTAEDRICAS DI - TRI	Clinocloro, chaosita, nimita Donbasita Sudoita, Cookeita
2:1 (cadenas invertidas)	variable	SEPIOLITA - PALIGORSKITA	SEPIOLITA PALIGORSKITA	Sepiolita, loughlinita Paligorskita

(1) El término *ilita* fue introducido por Grim et al. (1937) como un nombre general para los minerales de tamaño arcilla del grupo de la mica y que se encuentran normalmente en sedimentos arcillosos. Desde entonces se han encontrado otros minerales con estas características y se han introducido nuevas limitaciones al término original; no deben expandir con los tratamientos, han de ser dioctaédricos y sus cationes principales deben ser Al y K.

Un esquema de los distintos tipos de estructura originadas por la disposición combinada de los distintos elementos constitutivos se muestra en la figura I.1.

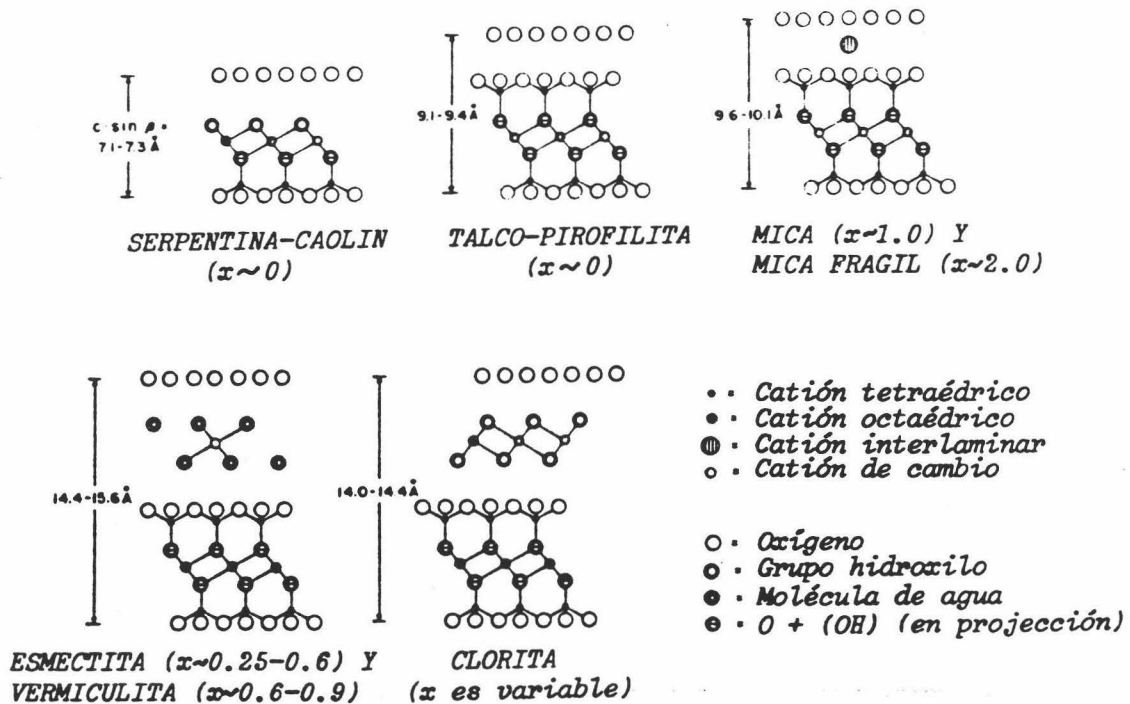


FIGURA I.1, Estructura de los grupos de arcillas más importante, vista según el eje b (tomado de Bailey, 1980b).

### I.2.2. ORIGEN DE LOS MINERALES DE LA ARCILLA

Los minerales de la arcilla constituyen una parte importante del registro sedimentario, estimándose en un 50% la proporción que estos componentes representan en el conjunto de las rocas sedimentarias (Weaver, 1958; Konta, 1983). En un sentido amplio, principalmente son tres los procesos que dan lugar a minerales de la arcilla: la neoformación, la transformación a partir de otros componentes y la herencia detrítica directa.

Los ámbitos en los que se originan y acumulan las arcillas son muy variados. Por su especial interés a continuación se tratan algunos de ellos.

#### *Medios continentales*

Los minerales de la arcilla son el principal componente de la mayoría de los suelos y en ellos se originan por la meteorización química de otros

silicatos -principalmente y en orden decreciente, feldespatos, anfíboles, piroxenos, micas, vidrio volcánico y olivino-, mediante procesos de oxidación, hidratación y cambio iónico. El tipo y cantidad de minerales de la arcilla que se forman en este ambiente depende del tipo de meteorización y "pedogénesis", determinado esencialmente por los siguientes factores generales: clima, actividad biológica, topografía, roca madre y tiempo. En la figura 1.2 se ilustra la dependencia de estos factores en la distribución mineralógica. Climas húmedos y cálidos producen, en general, suelos ricos en caolinita, gibbsita y hematites, mientras que climas más secos, tanto fríos como cálidos, favorecen el desarrollo de minerales más complejos como las esmectitas, ilita, clorita y vermiculita (Papadakis, 1969).

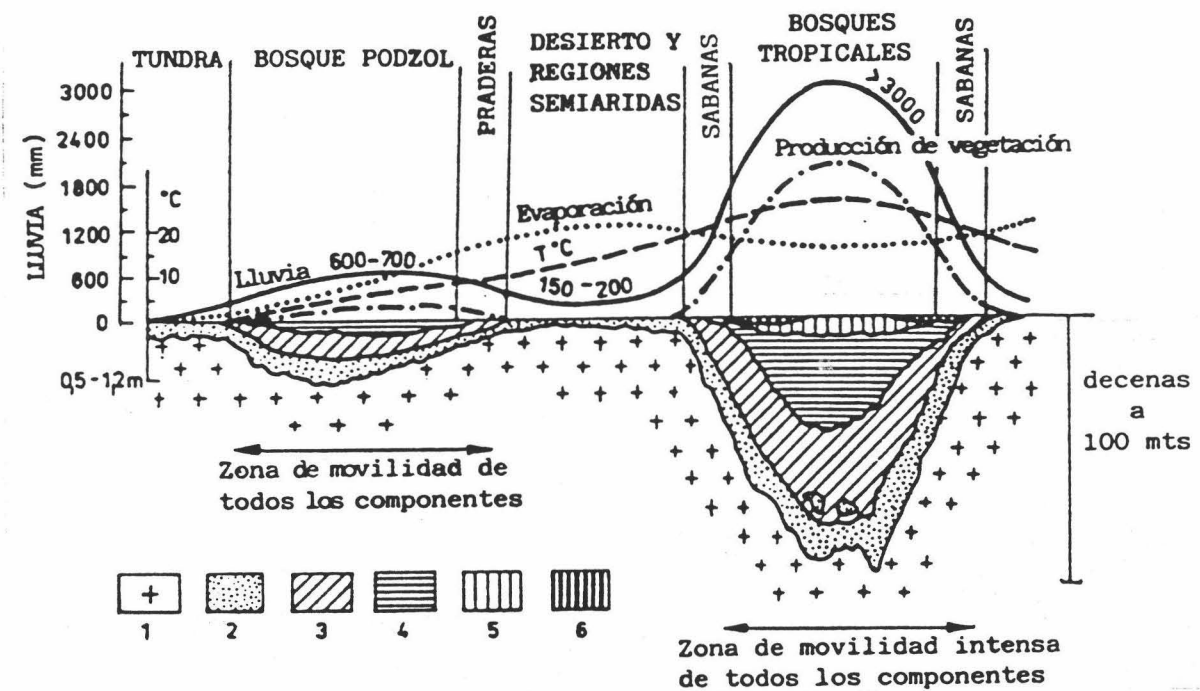


FIGURA 1.2. Distribución mineralógica zonal en perfiles edáficos (modificado de Strakhov, 1967).  
 1. Roca fresca; 2. Zona de desintegración; 3. Ilita, montmorillonita, vermiculita y clorita; 4. Caolinita; 5. Hidróxidos de hierro y aluminio; 6. Residuo laterítico.

La disponibilidad de determinados iones también es un factor importante. Considerando que Si y Al están disponibles comúnmente, se necesita Mg para la formación de esmectitas y K para la ilita, en tanto que la



ausencia de tales iones probablemente originará caolinita. El que un catión se retenga en los suelos dependerá de la naturaleza de los componentes minerales de la roca madre, de su alterabilidad y de la capacidad migradora de ese elemento bajo unas determinadas condiciones de meteorización. El lavado es más efectivo en relieves suaves, con buen drenaje y una alta permeabilidad de las rocas.

Algunos minerales de la arcilla no se originan normalmente en este ambiente y se heredan de otros. Este es el caso de la clorita y de gran parte de la illita, por lo que, en múltiples ocasiones, ninguno de ellos es indicativo de la evolución sufrida por el suelo donde se encuentran. Los minerales heredados son especialmente abundantes en regiones de climas áridos y fríos, en los que domina la meteorización física.

Las arcillas que se encuentran en los depósitos fluviales reflejan claramente la naturaleza litológica y el clima de la cuenca de recepción. Durante el transporte, las partículas minerales no sufren cambios químicos importantes, permaneciendo en la mayoría de los casos intactas. No obstante, la asociación mineral puede variar notablemente a lo largo del curso del río en función de la zona atravesada y de los materiales aportados por sus afluentes. En cualquier caso, siempre hay mezcla de diversos minerales, todos ellos detríticos.

Tipos de arcillas similares ocurren en los depósitos lacustres, ya que a ellos llegan esencialmente minerales aportados por diversos agentes de transporte. De hecho, Picard & High (1972) indican que no hay una asociación de arcillas lagunar típica. Sin embargo, en lagos donde la concentración iónica es importante, se crean condiciones apropiadas para la neoformación y/o transformación de minerales de la arcilla, sobre todo en el caso de los fibrosos (Milot, 1964).

La mineralogía arcillosa de los depósitos originados en pantanos es, en general, variada. Las aguas suelen ser químicamente agresivas debido a la masiva presencia de materia orgánica generándose, en consecuencia, un medio con fuerte lavado iónico. Los productos finales que se originan son caolinita e illita.

## Medios marinos

Es un hecho constatado que aparecen modificaciones en los minerales de la arcilla cuando se pasa de agua dulce a salada. Se han observado transformaciones de esmectita a illita y clorita, así como algunos cambios diagenéticos en depósitos de **medios litorales**. Estas alteraciones pueden explicarse por la rapidez con que el K y Mg, iones frecuentes en estos medios, entran en la estructura de las partículas peor cristalizadas, en las que el catión de cambio ha sido frecuentemente removido durante el transporte.

Algunas de las rocas más abundantes en los **sedimentos marinos profundos**, las pelitas, están constituidas casi exclusivamente por arcillas. Shaw & Weaver (1965) proponen la siguiente composición global media para este tipo de rocas:

30,8 % de cuarzo	60,9 % de minerales de la arcilla
4,5 % de feldespatos	1,0 % de materia orgánica
3,6 % de carbonatos	2,0 % de otros materiales
<0,5 % de óxidos de hierro	

Considerando su distribución global, la naturaleza de este casi 61% de arcillas está fuertemente influenciada por la latitud del depósito, hecho muy evidente en el caso de la caolinita y la clorita, en respuesta al tipo de clima existente. La distribución latitudinal se ve ligeramente modificada por los diversos tipos de corrientes y/o circulación oceánica (Rateev et al., 1969).

La distribución de la caolinita, abundante en áreas continentales tropicales, está limitada en los sedimentos marinos actuales a la franja ecuatorial. El descenso en la concentración de este mineral a medida que la situación de la cuenca de depósito es más alejada del ecuador es claramente indicativo del cambio gradual hacia climas más fríos y menos húmedos, en los que disminuye la intensidad de la meteorización química.

La clorita rara vez es abundante en sedimentos marinos profundos dada la menor proporción de este mineral frente a caolinita e illita en las áreas fuente continentales. Su mayor susceptibilidad a la meteorización química hace que predomine sobre los otros minerales en los sedimentos marinos originados en las regiones polares, donde suele ser un mineral heredado de las rocas metamórficas y sedimentarias.

Asimismo, se puede encontrar clorita en sedimentos próximos a dorsa-

les oceánicas e islas volcánicas ligada genéticamente a éstas (Copeland et al., 1971).

La distribución de la *ilita* está controlada, igualmente, por la latitud, aunque esta característica es menos acusada que en la *clorita* debido a su ubicuidad y extremada abundancia. El efecto de dilución que ejercen los altos contenidos de caolinita ecuatorial y *clorita* polar puede contribuir a esta aparente ordenación (20°N-70°N y 20°S-70°S), detectándose una mayor proporción al norte del ecuador que al sur (i.e., Biscaye, 1965).

Al contrario que la *ilita*, las *esmectitas* abundan más en el hemisferio sur, donde la influencia detrítica es menor. Es extremadamente abundante en el Pacífico Sur, coincidiendo con la alta cantidad de rocas basálticas allí existentes. En esta zona puede ser un producto de alteración directo y rápido del vidrio volcánico básico. La prueba más evidente de esta génesis, aparte de su alta proporción, es su asociación a otros productos típicos de la alteración volcánica, como son la *phillipsita* y/o *clinoptilolita* (Iijima, 1978; Kastner & Stonecipher, 1978; Stonecipher, 1976).

De lo expuesto en este apartado se puede concluir que los minerales de la arcilla suministran información importante acerca de los diversos procesos que han conducido a su acúmulo. Las *esmectitas* constituyen el grupo de minerales cuyo origen puede ser más diverso. Aparecen en varios tipos de suelos continentales, desde regiones tropicales pobremente drenadas hasta áreas desérticas; es un producto común de la alteración submarina y subaérea de materiales volcánicos y, por último, se puede originar por procesos de neoformación en medios ligeramente básicos, si hay suficiente cantidad de Si, Al, Fe y Mg.

La *ilita* tiene una génesis muy diversa, motivo por el cual es el mineral más abundante en los sedimentos marinos profundos. La frecuente aparición de dicho mineral en las áreas continentales hace difícil discernir sus fuentes específicas y los mecanismos de transporte que intervienen en su depósito. En general es un mineral detrítico aunque puede originarse por procesos de neoformación e incluso diagenéticos.

La *caolinita* se suele formar en suelos de áreas continentales con climas tropicales y meteorización química intensa, proceso que deja el suelo relativamente enriquecido en aluminio. Sus apariciones en sedimentos marinos profundos representan, por lo tanto, una clara indicación de influencia detrítica a partir de áreas de baja latitud.

Al contrario que la *caolinita*, la *clorita* es más abundante en altas

latitudes. Aparece en rocas que han sufrido metamorfismo de bajo grado, en rocas sedimentarias generalmente premesozoicas y en suelos alcalinos de áreas con climas fríos. Es particularmente sensible a la meteorización química y, por lo tanto, abunda más en sedimentos derivados de procesos físicos. Nunca es mineral mayoritario y, salvo raros ejemplos en donde se encuentra asociada a dorsales oceánicas, es claramente detrítica.

La *paligorskita*, mineral que apenas hemos comentado por su relativa rareza, puede aparecer en lagos con alta concentración iónica y en medios marinos. En este último caso, los orígenes son variados: se ha descrito como un mineral autógeno (neoformado) en cuencas restringidas ricas en Mg y con pH alcalino; como una fase originada durante las primeras etapas de la diagénesis a partir de montmorillonita degradada; como un producto de la alteración hidrotermal de la serpentina y, finalmente, puede ser un mineral detrítico. Recientemente se ha encontrado en medios marinos abiertos (Hathaway & Sachs, 1965; Bonatti & Joensuu, 1968) aunque los resultados del DSDP han generalizado su presencia en sedimentos profundos, siendo muy frecuente su asociación a depósitos volcanogénicos (Von Rad & Rösch, 1972).

Los *minerales interestratificados* muestran diversos grados de ordenamiento y es muy probable que la mayoría de éstos sean productos de alteración o bien representen estadios intermedios en la transformación de algunos minerales de la arcilla (Sudo & Shimoda, 1977).

### I.2.3. UTILIDAD DE LAS ARCILLAS EN EL ESTUDIO DE LOS SEDIMENTOS. IMPLICACIONES PALEO-GEOGRAFICAS

Las aplicaciones geológicas que se derivan del estudio de las arcillas son amplias y variadas. Entre otras, estos minerales son utilizados en estudios regionales como marcadores de cambios climáticos y tectónicos globales y en diversas reconstrucciones paleogeográficas. En nuestro caso, la principal utilidad radica en el conocimiento de algunos factores que afectan a los medios de depósito y diagenético.

Son numerosos los artículos en los que, de una u otra forma, se recoge alguna aplicación de estas características. En medios marinos actuales, donde se conocen suficientemente los factores que controlan el depósito, no existen controversias en cuanto a la génesis de estos minerales. Es clási-

co el trabajo de Biscaye (1965), quien analiza la fracción fina de los materiales del Atlántico y, entre otras observaciones interesantes, concluye que gran parte de las arcillas en ellos existentes son detríticas.

Cierta problemática subsiste, sin embargo, al tratar de extrapolar las conclusiones obtenidas sobre materiales actuales a otros más antiguos. Quizás la controversia más conocida sea la referente a la génesis de las esmectitas cretácicas del Atlántico. Von Rad & Rösch (1972) indican que una parte importante de los sedimentos pelágicos mesozoicos y cenozoicos dragados por el DSDP en el Atlántico Medio Meridional (NW de Africa y NE de Sudamérica) está compuesta por minerales producto de alteraciones diagenéticas de cenizas volcánicas -gran cantidad de esmectitas se originan por halmirolisis de vidrio rico en Mg- y sugieren que los minerales derivados de la erosión continental -ilita, clorita y caolinita- sólo son abundantes en los sedimentos claramente terrígenos.

A esta idea se oponen Chamley et al. (1980) quienes, en su ilustrativo trabajo sobre los sedimentos mesozoicos de las cuencas de Cabo Hatteras y Cabo Verde, manifiestan que durante el Jurásico superior hubo una interferencia de las influencias continental y oceánica, observándose una mezcla de minerales detríticos originarios de las áreas continentales en erosión durante la etapa de rifting y de esmectitas autóctonas intrabasálticas, generadas en la etapa de acreción oceánica. No obstante señalan que, durante el Cretácico, la madurez de los relieves continentales -reflejado por la homogeneización cualitativa y cuantitativa de la mineralogía- permitió el desarrollo de suelos mal drenados propicios para la génesis de grandes cantidades de esmectitas, por lo cual abogan por un origen detrítico para estos componentes.

En un trabajo posterior sobre la mineralogía de las *black shales* cretácicas del Atlántico, Chamley & Robert (1982) redundan en esta idea oponiéndose de forma clara a una importante influencia volcánica en la génesis de las esmectitas en ellas existentes y establecen que el clima y la morfología de las áreas fuente de los sedimentos atlánticos son los factores principales que causan la alta concentración de estos componentes.

Finalmente, Brosse (1982) considera que una parte importante de las esmectitas cretácicas del Atlántico Norte son, fundamentalmente, productos de neoformación originados durante los primeros estadios de la diagénesis.

Sin embargo, este caso de interpretaciones contrapuestas no puede considerarse representativo de todas las conclusiones geológicas que pueden derivarse del estudio de las arcillas. En la mayoría de las ocasio-

nes es el análisis de la asociación mineral el que conduce a resultados realmente congruentes con otro tipo de observaciones. Así, para asociaciones detríticas, Chamley (1979a y b; 1981) concluye que la mezcla de especies provenientes de rocas -ilita, cuarzo, feldespatos, etc.- y de suelos -caolinita, esmectitas, interestratificados- constituye un argumento a favor de un rejuvenecimiento tectónico, en tanto que un aporte arcilloso homogéneo sugiere la ausencia de dicho rejuvenecimiento en el dominio emergido. Por otra parte, partículas transportadas al mar durante periodos fríos y secos están bien cristalizadas, muestran una alta relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  y contienen abundante ilita, clorita y feldespatos, mientras que las depositadas en periodos cálidos y húmedos son más pequeñas y en ellas abundan los interestratificados, caolinita y esmectitas pobremente cristalizadas.

Otros autores (i.e. Andrews et al., 1977; Pritchard, 1980) indican que la presencia de paligorskita, ópalo CT y zeolitas del tipo phillipsita, clinoptilolita y/o analcima en la asociación mineral puede ser indicativo de que la influencia volcánica ha podido ser importante en la génesis de determinadas arcillas (p.e., las esmectitas).

La figura I.3 ilustra un ejemplo de la utilización de la mineralogía de arcillas en reconstrucciones paleogeográficas. En ella puede verse la evolución temporal de la cuenca de Cabo Verde y cómo la asociación mineral registra los diversos eventos paleoambientales -tectónicos, climáticos e hidroquímicos- que ocurren en el continente y en el dominio marino.

La utilidad de la mineralogía de sedimentos en estudios oceanográficos ha sido señalada frecuentemente. Algunos ejemplos bien conocidos son, entre otros, los referidos por Maldonado & Stanley (1981) que muestran, para el caso de la cuenca sureste mediterránea, cómo las asociaciones arcillosas pueden reflejar transportes importantes por corrientes submarinas, por corrientes de turbidez y por procesos de dispersión eólica; Donnelly et al. (1980) estudian la evolución de la corteza oceánica por medio de la composición química de las arcillas en ella originadas; Perry (1975) subraya que la formación de esmectitas submarinas a partir de vidrio volcánico es un mecanismo muy importante en la fijación del Mg marino; y, como ejemplo curioso, Chamley & Cadet (1981) concluyen, a partir de las sucesiones arcillosas identificadas en el borde interno de la fosa del Japón, la existencia de un antiguo continente presente en esa zona durante el Cretácico superior y sumergido en el Oligoceno terminal.

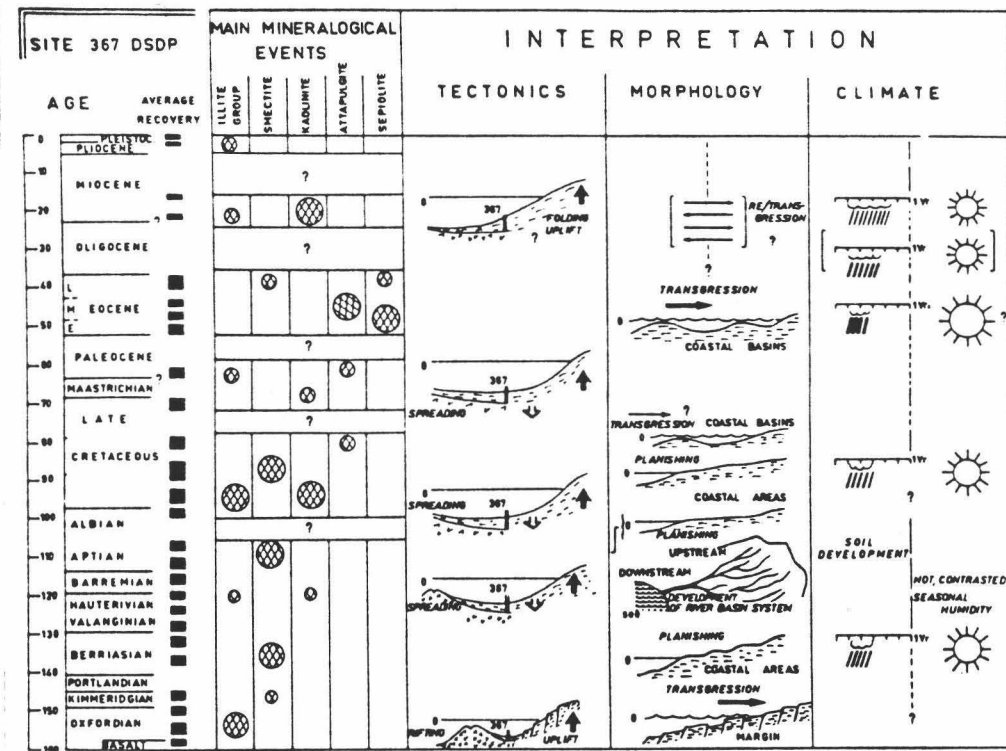


FIGURA I.3. Cambios mineralógicos e implicaciones paleoambientales observadas en la cuenca de Cabo Verde (tomado de Chamley, 1981).

En algunas ocasiones, los datos que proporciona la geoquímica de los sedimentos completan la información paleogeográfica obtenida a partir del estudio de las arcillas. En este sentido, Mosser (1978, 1983) señala la utilización de los oligoelementos como indicadores de los ambientes de depósito y de la naturaleza de la roca madre que origina las arcillas - aquellos derivados de la alteración de rocas magmáticas básicas son ricos en Ni, Co, Cu, Cr, V y Zn y pobres en Ba, Rb, Li, Pb y Ga, en tanto que se observa una tendencia contraria para los provenientes de rocas ácidas-; Chamley et al. (1980) indican que una anomalía positiva de Mn y un carácter más magnésico en los carbonatos representa la influencia vulcano-hidrotermal de las dorsales oceánicas en los sedimentos; y Maillot & Robert (1980) expresan que las concentraciones de Fe, Mg, Mn y otros elementos de transición (Co, Ni, V, Pb) son menores en los materiales acumulados en cuencas próximas a márgenes continentales que en aquellos encontrados en las cercanías de dorsales, en tanto que las variaciones en el contenido de Sr permite la reconstrucción de la evolución del nivel de compensación de los carbonatos.

Por otra parte, en las Cordilleras Béticas se han realizado, con anterioridad a nuestro estudio, algunos trabajos que abordan el análisis paleogeográfico fundamentado en el estudio de los minerales arcillosos. Ejemplos recientes son las investigaciones llevadas a cabo sobre los materiales de la "Block Formation" (Ortega Huertas, 1978), de la Depresión de Guadix-Baza (Sebastian Pardo, 1979), del Jurásico subbético (Palomo et al., 1985) y del Corredor de las Alpujarras (Ortega et al., 1985).

### I.3. Las *black shales* y facies afines cretácicas de los márgenes continentales.

En los últimos años, tanto como consecuencia de los resultados derivados del programa internacional *Deep Sea Drilling Project (DSDP)* como por el interés que despierta su potencial como posibles rocas madre de hidrocarburos -el 72% de de todo el petróleo conocido probablemente se originó en rocas cretácicas (Irving et al. (1974)- han sido descritos numerosos horizontes de pelitas oscuras, bautizados con el nombre de "black shales", en todos los océanos principales.

En un sentido amplio, el término "black shales" se utiliza para designar a las rocas arcillosas, margosas o silíceas de color oscuro, con laminación fina muy marcada, depositadas de forma cíclica y ricas en materia orgánica. El contenido en ésta no suele exceder unos pocos porcientos -son habituales valores de 1-6% y raramente se alcanza el 15%- siendo generalmente la pirita, mineral diagenético común en estas rocas, más responsable del color oscuro que la propia materia orgánica. El contenido faunístico suele ser muy limitado por la presencia de bacterias reductoras que eliminan el oxígeno y generan ácido sulfídrico. La cantidad de carbonato cálcico es generalmente menor del 10% y la concentración de algunos elementos traza es muy elevada, como ocurre con el Mo y Cu -elementos que suelen asociarse a la materia orgánica-, Ag, Zn, Ni, Cr y V.

Sedimentos similares han sido, a su vez, estudiados en secuencias marinas expuestas en los continentes<sup>(1)</sup>, pudiéndose constatar con la profusión de datos dos hechos relevantes: primero, que la edad de la mayor parte de estos sedimentos está incluida en dos intervalos de tiempo, el Ba

---

(1) En Jenkyns (1980) se puede encontrar una exhaustiva recopilación de estas descripciones



rremense superior-Albense y el Cenomanense-Turonense (Schlanger & Jenkyns, 1976; Fischer & Arthur, 1977); y segundo, que un gran número de afloramientos de la región alpino-mediterránea correlacionan estrechamente con ejemplos de la misma edad en el Atlántico (Jenkyns, 1980).

Las primeras facies tipo *black shales* perforadas en el Atlántico Norte (Ewing & Hollister, 1972; Hayes et al., 1972) fueron interpretadas como debidas a la particular configuración de este océano durante el Cretácico - cuencas estrechas y restringidas originadas tras la fragmentación de Gondwana-, que favorecía el desarrollo cíclico de condiciones anóxicas en las masas de agua inferiores (Berger y Von Rad, 1972; Lancelot et al., 1972).

Bernoulli & Jenkyns (1974) pusieron de manifiesto por primera vez la similitud entre estas facies atlánticas y las aflorantes en los Alpes y otras regiones mediterráneas, proponiendo la existencia de un estancamiento abisal a gran escala, tal y como ocurre hoy día en el Mar Negro (Degens & Ross, 1974). En estos modelos, una marcada pycnoclina separa la capa de agua superior -caliente, con baja salinidad y bien oxigenada- de las aguas de fondo, más densas, con alta concentración iónica y carente de oxígeno. La estratificación por densidad resultante inhibe el reciclaje de las masas de agua y la oxigenación del fondo.

Posteriores descubrimientos de este tipo de sedimentos en los Océanos Pacífico e Índico (Larson et al., 1975; Schlanger et al., 1976) mostraron que las condiciones anóxicas durante ciertas épocas del Cretácico ocurrieron a escala global (figura I.4). Schlanger & Jenkyns (1976) interpretan los niveles de *black shales* de edad Aptense-Albense y Cenomanense-Turonense como producto de periodos euxínicos a gran escala -"Oceanic Anoxic Events". La amplia aparición de *black shales* en estos periodos fue originada por el incremento del área ocupada por mares epicontinentales durante las transgresiones cretácicas, que, además, fue acompañado de un aumento en la producción de carbono orgánico y/o de un clima uniforme a escala global, conducente a una disminución en el aporte de oxígeno a las aguas de fondo. Producción de carbono orgánico y uniformidad climática favorecieron la extensión de una capa de agua intermedia entre la superficial y la del fondo cuyo contenido en oxígeno era mínimo, originándose las facies oscuras en la zona de intersección entre dicha capa y la topografía submarina. Recientemente Southam et al. (1982) han descrito de forma amplia la dinámica de este proceso.

Un esquema de la posición de la capa con contenido mínimo de O<sub>2</sub>

puede verse en la figura I.5.

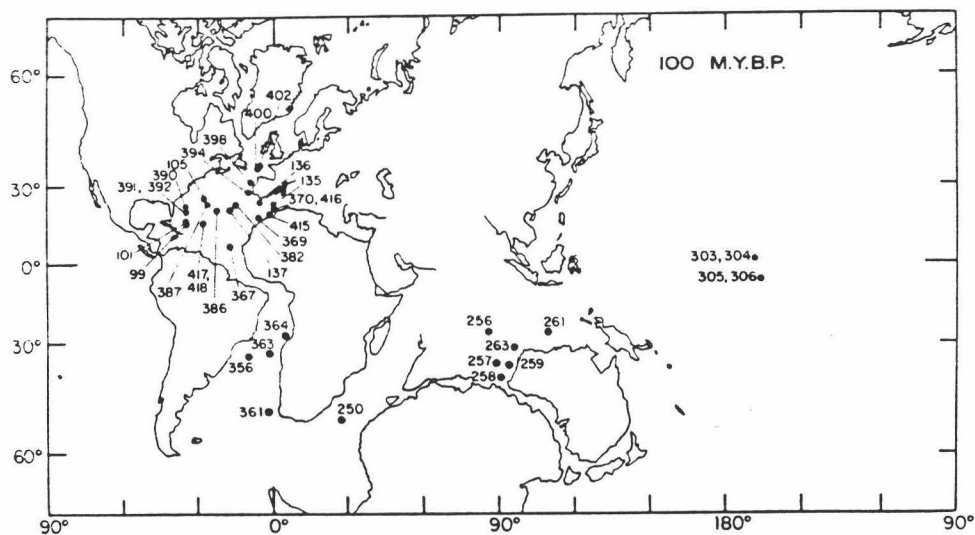


FIGURA I.4, Localización de los lugares en donde el DSDP encontró *black shales* de edad Cretácico inferior y medio (modificado de Thierstein, 1979).

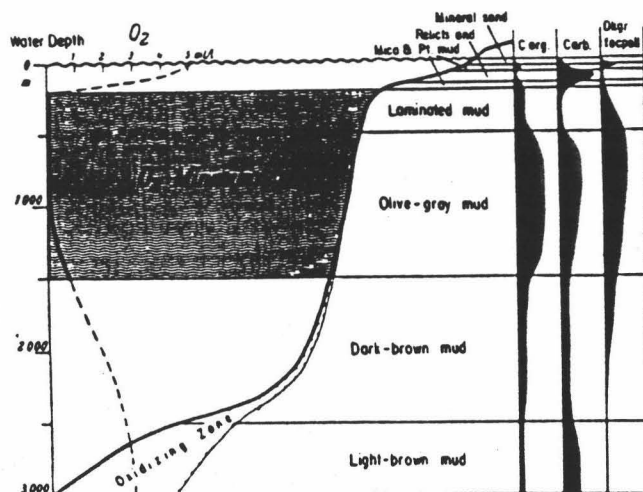


FIGURA I.5, Expansión de la capa con contenido mínimo en oxígeno (tomado de Demaison & Moore, 1980).

El modelo de Schlanger y Jenkyns parece adecuado para interpretar la distribución de los sedimentos anóxicos depositados durante el Cretácico en zonas concretas del Atlántico Sur (Thiede & Van Andel, 1977) y en algunas plataformas del Tethys. Es igualmente válido para explicar porqué los sedimentos encontrados en el Pacífico, análogos en facies y edad, están restringidos a los flancos de las elevaciones submarinas, en tanto

que existen condiciones de buena oxigenación en aguas más profundas.

Thierstein & Berger (1978) y Thierstein (1979) precisaron más tarde que, durante el Aptense, la estabilidad de la columna estratificada de agua en los Océanos Pacífico y Atlántico se incrementó por inyecciones periódicas de salmueras. La ciclicidad en el depósito de sedimentos carbonosos se debió, por tanto, al aporte pulsante de dichas aguas, altamente salinas.

Estudios sedimentológicos y geoquímicos posteriores mostraron la dificultad de explicar la génesis de "black shales" utilizando un escenario global único. En los modelos basados en datos de medios marinos profundos, los parámetros oceanográficos tales como circulación y productividad orgánica fueron considerados como los factores principales que controlaban el grado de anoxia en las aguas, en tanto que aquellos otros construidos para medios cercanos a los continentes enfatizaron la importancia de las fluctuaciones climáticas en el aporte terrígeno. Hailwood & Sayre (1979) y Roberts & Montadert (1979) indicaron que, en el Aptense-Albense del Golfo de Vizcaya (Site 402A, DSDP), un factor importante en la génesis de algunos depósitos de *black shales* fue el acúmulo de un considerable volumen de materia orgánica de origen terrestre, especialmente restos de plantas, conducida al fondo marino por medio de corrientes gravitatorias. La preservación del este material fue, quizás, preferentemente debida a la alta velocidad de acúmulo más que a la existencia de un medio anóxico. La caída de tal cantidad de restos orgánicos condicionó la eliminación del oxígeno del fondo y produjo condiciones euxínicas locales. Los autores citados prueban la existencia de corrientes gravitatorias por la orientación preferencial de minerales magnéticos.

Otras ideas completan o simplemente matizan algún aspecto de estos modelos. Así, Ryan & Cita (1977) enfatizan los diferentes orígenes de los sedimentos anóxicos del Cretácico medio e indican que, aunque algunos son de origen terrestre, otros son "verdaderas *black shales* pelágicas" depositadas, probablemente, como resultado de una deficiencia de oxígeno en aguas estancadas profundas debida a la descomposición de la materia orgánica. Proponen diversos factores ligados al clima, a un descenso de los gradientes termales en el océano o a un incremento de agua dulce en la superficie de los océanos, en los que pudo influir algún tipo de barrera física. Fischer & Arthur (1977), a partir de un estudio de las variaciones seculares en el dominio pelágico, propusieron que el depósito de *black shales* tiene lugar durante episodios "politáxicos", caracterizados por una diversidad máxima de fauna pelágica, gradientes de temperatura más bajos a

causa de temperaturas elevadas y uniformes, alta productividad orgánica primaria, condiciones anaeróbicas ampliamente extendidas, subidas eustáticas en el nivel del mar y un nivel de compensación de los carbonatos (CCD) elevado. Saunders et al. (1973) sugirieron que la estratificación de masas de agua y la consiguiente aparición de fondos anóxicos podría estar condicionada por barreras que bloquearan la circulación profunda. Sheridan et al. (1978) indicaron que un clima húmedo en el Aptense-Albense favoreció el crecimiento de plantas en Europa y Norteamérica y la formación de grandes deltas, con la subsiguiente acumulación de grandes volúmenes de materia orgánica de origen terrestre. Tissot et al. (1979) pusieron de manifiesto la diversidad en la composición de la materia orgánica encontrada en el Atlántico Norte y que el dominio de la de origen terrestre era indicativo de una fuerte influencia de corrientes de turbidez que transportaban los restos orgánicos hacia cuencas oxigenadas.

Otros muchos autores han tratado el problema de la génesis de las *black shales* cretácicas (Arthur & Natland, 1979; Berger, 1979; Tourtelot, 1979; Tucholke & Vogt, 1979; Demaison & Moore, 1980; Chamley & Robert, 1982; Habib, 1982; Waples, 1983; entre otros). Algunos plateamientos que han sido habitualmente tratados en estos estudios podrían resumirse en los siguientes puntos:

- a) La paleobatimetría de los diversos océanos y la relación subsidencia/expansión oceánica (Berger & Winterer, 1974; Violanti et al. 1979).
- b) La fuente de la materia orgánica -análisis elementales del kerógeno, determinación de lípidos, etc- (Arthur, 1979; Deroo et al., 1978; Tissot et al. 1979; McKenzie, 1982; Simoneit & Stuermer, 1982).
- c) La mineralogía y micropaleontología, indicativos de procesos deposicionales y modelos paleoceanográficos (Byers, 1977; Lancelot & Seibold, 1978; Chamley & Robert, 1982).
- d) La orientación preferencial de minerales magnéticos (Hailwood & Sayre, 1979) y análisis de isótopos (Scholle & Arthur, 1980), como métodos útiles para reconstruir la circulación y fertilidad de océanos antiguos.

Por otra parte, Weisser (1981) agrupa las facies *black shales* y afines del Cretácico en cuatro tipos fundamentales:

Tipo primero: Océanos Atlántico Central y Tethys Occidental.- *Black shales* depositadas en medios de cuenca profundos (entre 2000 y 5000 metros, según las zonas), en alternancia rítmica con calizas, margas y limos. Bajo

contenido en CO<sub>2</sub>Ca indicativo de una subida de la CCD. Predominio de los minerales de la arcilla -ilita, montmorillonita- y contenido minoritario de cuarzo, pirita, zeolitas y calcita. El porcentaje en materia orgánica varía generalmente entre 1 y 4% y su origen principal parece ser detrítico en el Aptense-Albense y marino en el Cenomanense.

*Tipo segunda: Océano Atlántico Norte.*- Depósitos sobre márgenes continentales pasivos. Un modelo es el del Margen Cantábrico (Bahía de Vizcaya), con depósitos entre 200 y 2000 metros de profundidad, secuencias rítmicas de pelitas calcáreas en la base y arcillas negras en los centímetros superiores de cada ritmo, materia orgánica de origen terrestre y una asociación mineralógica detrítica -ilita, cuarzo y esmectitas- que apoyan la existencia de corrientes de turbidez. Otro corresponde al Margen W Ibérico (costa portuguesa), en el que los sedimentos carbonosos de edad Barremense-Aptense, depositados en una semi fosa situada entre 2500 y 4000 metros, alternan con areniscas y limos turbidíticos; la materia orgánica no excede el 2%, siendo su origen terrestre. En el Cenomanense sube la proporción hasta un 9% debido a la contribución marina.

*Tipo tercera: Océanos Atlántico Sur e Indico.*- Propuesto para dos cuencas restringidas -Angola y El Cabo- y un umbral -la meseta de las Malvinas-. En las primeras, aunque con batimetría netamente diferente, existen pruebas de una mezcla de materia orgánica marina y terrestre, una estratificación de las aguas por densidad y un clima semiárido, seco y cálido. En la meseta de las Malvinas y en el Océano Indico la materia orgánica es de origen terrestre y los depósitos de *black shales*, esencialmente constituidos por ilita y montmorillonita, muestran laminaciones paralelas intactas y abundante pirita.

*Tipo cuarta: Océano Pacífico.*- *Black shales* con materia orgánica, en parte de origen terrestre, acumuladas en épocas de alta velocidad de sedimentación pelágica, asociadas a margas, calizas, cherts y rocas volcanoclasticas y ligadas a altas acumulaciones biogénicas. Este tipo indica una alta productividad orgánica en las aguas oceánicas superficiales. Las condiciones anóxicas sólo se desarrollaron cuando coincidieron ciertos factores estructurales e hidrográficos.

En definitiva, la controversia aún no está cerrada. Según hemos visto, varios autores han propuesto que el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica estuvo causado por una serie de fenómenos de escala mundial cuyo auge tuvo lugar durante el Barremense-Albense y el Cenomanense-Turonense, épocas que registran el mayor número de apariciones de estas facies. La periódica expansión de la capa con contenido mínimo en O<sub>2</sub>, la existencia de cuencas restringidas o la estratificación por densidad de la columna de agua han sido sugeridas como posibles mecanismos. Sin embargo, las apreciables diferencias composicionales que se observan de unos sitios a otros ha llevado a otros autores a pensar en modelos regionales, en los que la tectónica local, las condiciones climáticas y la productividad orgánica primaria son los factores más ponderados. Probablemente ambos

planteamientos aportan ideas complementarias, pues si bien es claro que las condiciones locales influyen fuertemente en el depósito de un determinado sedimento, no es menos cierto que las condiciones idóneas para el acúmulo de materia orgánica debieron producirse a escala global durante el Cretácico. Las investigaciones futuras deben, en consecuencia, tratar de integrar las pruebas de unas y otras hipótesis.

#### I.4. Contexto geológico general de las secuencias estudiadas

En la más amplia subdivisión de las Cordilleras Béticas, cadena más occidental de las Cordilleras Alpinas mediterráneas, se han distinguido tradicionalmente dos conjuntos geológicamente bien diferenciados, con naturaleza y límites tectónicos claramente definidos: las denominadas Zonas Externas y Zonas Internas. Además, comprende las llamadas Unidades o Complejos alóctonos del Campo de Gibraltar y las Zonas ocupadas por las depresiones.

Las Zonas Externas Béticas, constituidas por materiales mesozoicos y cenozoicos acumulados sobre corteza continental, forman parte del Margen meridional de la Placa Ibérica, cuya evolución geodinámica ha sido interpretada de forma diversa (Bourgeois, 1980; Vera, 1981; Malod, 1982; Wildi, 1982, entre otros). Recientemente se ha sugerido que la evolución paleogeográfica mesozoica de este margen tuvo lugar en un régimen transtensivo, que alcanzó su máxima componente extensional durante el Cretácico (García-Dueñas & Comas, 1983; Comas & García-Dueñas, 1984).

En dicho paleomargen pueden diferenciarse dos grandes dominios paleogeográficos: uno septentrional, *Zona Prebética*, limitado al norte por la Depresión del Guadalquivir y el Sistema Ibérico, y otro adyacente y meridional, *Zona Subbética*, limitado al sur por las Zonas Internas. Para designar el ámbito del surco paleogeográfico limítrofe entre ambas zonas se ha acuñado el término *Unidades Intermedias o Dominio Intermedio* (Foucault, 1960; Ruiz-Ortiz, 1980). Es bien conocido el registro sedimentario que caracteriza y diferencia estos grandes dominios paleogeográficos (numerosas referencias pueden encontrarse en García-Hernández et al. 1980, y Vera et al. 1982).

En base esencialmente a los caracteres diferenciales de la serie sedimentaria jurásica, se han distinguido aún, dentro de la denominada Zona Subbética, varios subdominios que de norte a sur, y según alineaciones generales WSW-ENE, son llamados *Subbético Externo, Medio e Interno* (i.e. García-Hernández et al. 1980). La porción SW del Subbético Interno ha sido denominada por varios autores *Penibético*.

En relación con las facies cretácicas se han diferenciado tres dominios con sedimentación diferente, fundamentalmente referidos a los tipos de facies del Cretácico inferior (Vera, 1982, en Vera et al. 1982): *Dominio de sedimentación marina somera*, sobre la Zona Prebética; *Dominio de las facies pelágicas*, superpuesta a las series jurásicas de las Unidades Intermedias y Zona Subbética, y *Dominio con facies pelágicas e importantes lagunas estratigráficas*, ubicados en el Penibético.

En la evolución jurásica del Paleomargen Sudibérico, la diferenciación de los dominios paleogeográficos aludidos comenzó a partir del Lias medio, tras la ruptura de la plataforma carbonatada liásica (Comas, 1978; García-Hernández et al., 1978, 1980). La subsidencia diferencial de los bloques así delimitados condicionó el desarrollo de surcos y umbrales que evolucionaron durante el resto del Jurásico hasta originar una fisiografía de cuenca compartimentada. Los surcos más subsidentes son los dominios del Subbético Medio y Unidades Intermedias, con un registro sedimentario que denota variado régimen de sedimentación pelágica y turbidítica, en tanto que los dominios Subbético Externo e Interno permanecen en situación de umbrales pelágicos. Además, en el Subbético Medio el vulcanismo máfico alcanzó su máximo en el Jurásico superior terminal, y edificios volcánicos condicionaron un alto -Cresta Volcánica Medio Subbética (Comas, 1978)- que dividió longitudinalmente este surco en dos dominios: *Subbético Medio Septentrional* y *Subbético Medio Meridional*.

En la Zona Subbética, los depósitos neocomienses están constituidos esencialmente por calizas de nannoplancton, margocalizas y margas, blancas y grises, con episódicos niveles de *slumps* y brechas intraformacionales. La distribución y el carácter de estas facies denota una uniformización en las condiciones de depósito y una subsidencia generalizada para todo el Dominio Subbético.

A partir del Barremense-Aptense, la diversidad de facies se hace manifiesta. Ello sugiere una nueva configuración de la cuenca subbética a partir de esta época. Facies de turbiditas -esencialmente carbonatadas, y

también siliciclásticas-, de olistostromas y niveles de *slumps* indican pendientes tectónicamente activas. El depósito de facies radiolaríticas y de tipo *black shale* asociadas a turbiditas en algunos depocentros evidencian batimetrías considerables desde el Albense superior al Santoniense.

Esta reorganización paleogeográfica, quizás consecuencia de un régimen netamente extensivo durante estas épocas del Cretácico, debió originar una nueva fisiografía del fondo marino, con umbrales pelágicos y surcos "colgados", no coincidentes en dirección y distribución con los jurásicos previos (Comas & García-Dueñas, 1984).

En estos materiales se han delimitado diversas Unidades litoestratigráficas, tanto en la Zona Subbética como en las Unidades Intermedias: **Formación Cerrajón** (Ruiz-Ortiz, 1980), con una edad comprendida entre el Hauteriviense superior y el Cenomanense inferior; la **Formación Argos** (Van Veen, 1969) de edad semejante a la anterior; la **Formación Represa** (Van Veen, 1969), cuya edad es Aptense medio-Cenomanense basal; la **Formación Carretero** (Comas et al. 1982), acumulada entre el Berriasense y el Albense; y la **Formación Fardes** (Comas, 1978), depositada entre el Albense y el Santonense. La extensión lateral y relaciones verticales entre estas formaciones puede encontrarse en Comas et al. (1982).

Las secuencias analizadas en este trabajo pertenecen a las Unidades Intermedias, Subbético Medio Septentrional, Subbético Medio Meridional y Subbético Interno (Penibético), incluyéndose algunas de ellas dentro de las formaciones referidas (Fm. Cerrajón, Fm. Carretero, Fm. Fardes). Dichas secuencias están constituidas por materiales pelágicos y resedimentados (margas verdes y grises, margocalizas, arcillas negras, radiolaritas, calcarenitas, conglomerados, etc.) acumulados en surcos "colgados", en los cuales la sedimentación y circulación durante el Cretácico medio eran restringidas (Comas & García-Dueñas, 1984).



**II. METODOLOGIA**

## II. METODOLOGIA

En este capítulo se describen el conjunto de técnicas que se han empleado durante la realización de esta investigación. Se hace especial hincapié en la difracción de Rayos X pues la propia naturaleza pelítica de las muestras hizo que ésta fuese, con diferencia, la técnica más empleada.

### II.1. Selección de los afloramientos y recogida de muestras

Mediante una amplia revisión bibliográfica se realizó una primera selección de los afloramientos donde están bien representados materiales del Cretácico medio y que, para nuestro propósito, mostraban un interés mayor, tanto por su contenido en arcillas y materia orgánica como por su ubicación dentro del conjunto de las Zonas Externas Béticas.

Se han estudiado un total de 24 afloramientos, 22 de los cuales se incluyen en los diversos dominios de la Zona Subbética y 2 pertenecen a las Unidades Intermedias. Todos ellos están comprendidos entre los meridianos de Caravaca (Murcia) y Ronda (Málaga) (fig. II.1.).

En un gran número de casos, la secuencia analizada forma parte de otra más potente. Deficientes condiciones de afloramiento o una excesiva alteración de parte de ella han impedido el muestreo de la totalidad de la secuencia. Por dicho motivo, y habida cuenta que el registro fósil de las facies oscuras subbéticas es muy limitado, no se ha podido determinar con precisión la edad de los niveles estudiados, por lo que hemos utilizado aquella que determinaron otros autores para el conjunto de los materiales entre los cuales se incluye los tramos investigados en esta Memoria.

En la tabla II.1 se indican el nombre de cada afloramiento, el dominio paleogeográfico al cual pertenece y el intervalo de edad durante el cual se depositaron las muestras analizadas. Para la ordenación por dominios se ha adoptado el criterio de utilizar los ámbitos paleogeográficos considerados tradicionalmente para las series jurásicas infrayacentes.

En todas las sucesiones se tomaron muestras de los niveles más ricos

en arcilla, así como de aquellos con alto contenido en materia orgánica. En las secuencias con capas turbidíticas intercaladas se muestrearon, además de dichas capas, algunos niveles de pelitas asociados genéticamente a ellas. El número de muestras tomadas en cada caso varía en función de la naturaleza de la secuencia, oscilando entre un mínimo de 2 y un máximo de 23.

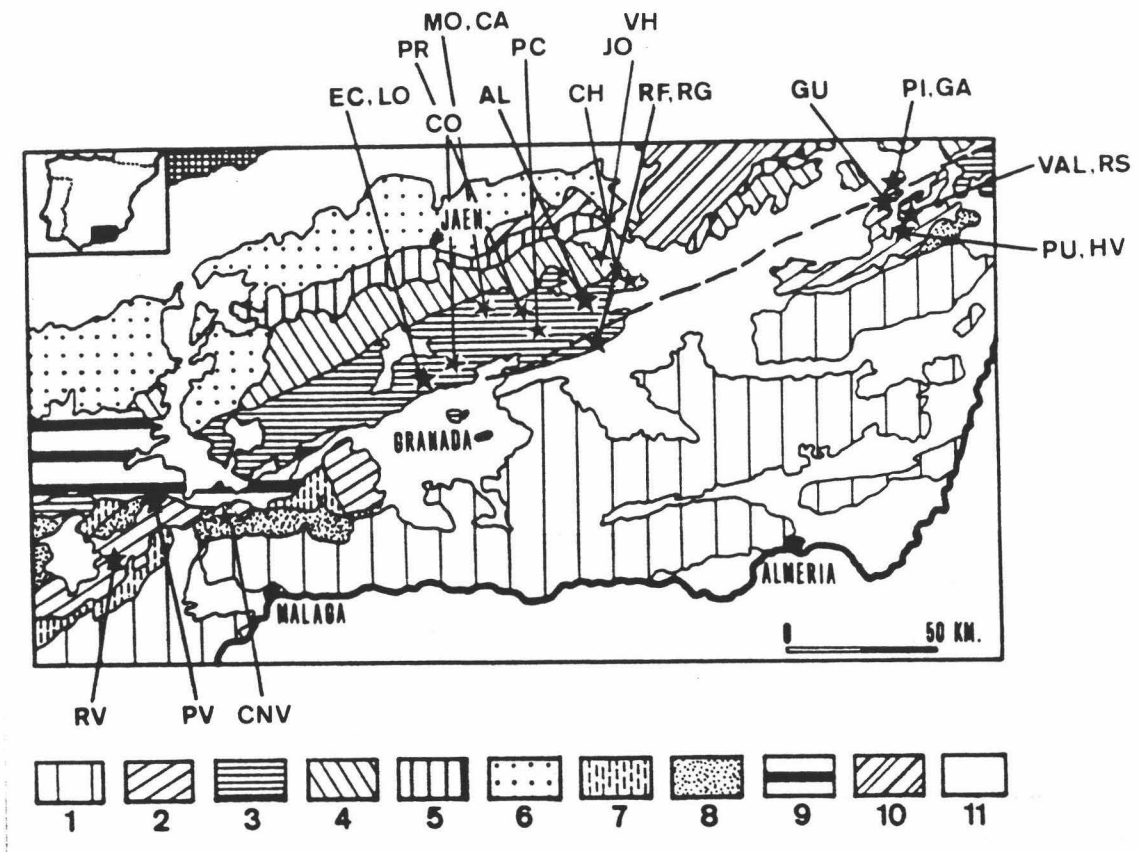


FIGURA II,1. Localización de las series estudiadas sobre un esquema simplificado de Azema et al, (1979), El significado de las siglas se indica en la tabla II,1.

1. Zonas Internas; 2. Subbético Interno y Penibético; 3. Subbético Medio; 4. Subbético Externo; 5. Unidades Intermedias; 6. Unidades del Guadalquivir; 7. Dorsal Bética; 8. Flysh del Campo de Gibraltar; 9. Trias Keuper; 10. Prebético; 11. Neógeno y Cuaternario

## II.2. Técnicas de laboratorio

El conjunto de técnicas que se describen en este apartado han sido empleadas fundamentalmente para la identificación, caracterización y estimación cuantitativa de cada mineral presente en los sedimentos analizados. Además, ha sido necesario un estudio óptico para dos aspectos muy

concretos: el análisis de los niveles detríticos y la datación de algunas muestras.

TABLA II.1. *Secuencias estudiadas.*

Nombre del afloramiento	Sigla	Muestras	Dominio paleogeografico	Edad
Barbahijar-Los Prados	PR	16	Subbét. Medio Septentrional	Aptense-Cenomanense
Morales	MO	15	Idem,	Aptense super.-Albense
Carboneros	CA	11	Idem,	Albense
Puerto Carretero	PC	15	Idem,	Hauteriv. super.-Albense
Ventana de Huelma	VH	6	Unidades Intermedias	Albense-Cenomanense inf.
Jódar	JO	5	Unidades Intermedias	Barremense-Albense
Río Fardes	RF	23	Subbético Medio Meridion.	Albense sup.-Turonense
Río Gor	RG	12	Idem,	Idem,
Cherín	CH	4	Idem,	Albense sup.-Cenomanense
Alamedilla	AL	4	Idem,	Idem
Los Olivares	LO	22	Idem,	Albense sup.-Cenomanense
El Cerrajón	EC	5	Idem,	Cenomanense-Turonense
Cortijo Nuevo	CN	2	Idem,	Cenomanense-Coniacense
Colomera	CO	17	Idem,	Barremense-Aptense medio
Guadalupe	GU	19	Subbético Medio	Aptense-Albense
Pinosa	PI	15	Idem,	Aptense-Albense
Gasón	GA	6	Idem,	Idem,
Valdeinfierno	VAL	17	Subbético Interno	Aptense super.-Albense
Rambla Seca	RS	13	Idem,	Aptense med-Albense med.
Hoya de las Vacas	HV	5	Idem,	Turonense-Santon.infer.
El Puerto	PU	7	Idem,	Aptense-Coniacense
Río de la Venta	RV	21	Subbético Interno (Penib.)	Albens.sup.-Cenoman.inf.
Puerto del Viento	PV	17	Idem,	Idem,
Cjo. Navazos	CNV	10	Idem,	Idem,

### II.2.1. ESTUDIO OPTICO

El análisis de los niveles turbidíticos se ha llevado a cabo mediante microscopía de luz transmitida y ha permitido conocer la composición y disposición de los diversos elementos constitutivos de los bancos de areniscas y conglomerados.

Para comprobar la edad de algunas secuencias ha sido necesaria la realización de 43 levigados, cuyo contenido en microfósiles se efectuó con la ayuda de lupa binocular. Igualmente, y para las muestras con escaso o nulo contenido en foraminíferos, se ha realizado el estudio de su contenido en nannoplancton mediante microscopía de luz transmitida y microscopía electrónica.

## II.2.2. ESTUDIO DE LA MINERALOGIA MEDIANTE DIFRACCION DE RAYOS-X

### A) Preparación de la muestra

El procedimiento general seguido en todas las muestras, esquematizado en la figura II.2, comprende los siguientes apartados:

1. *Primera desagregación y molienda.*- Debido a la naturaleza arcillosa de las muestras, éstas no han necesitado, en general, una molienda mecánica. Aquellas especialmente ricas en carbonatos o sílice han sido trituradas hasta conseguir un tamaño inferior a 5 mm.

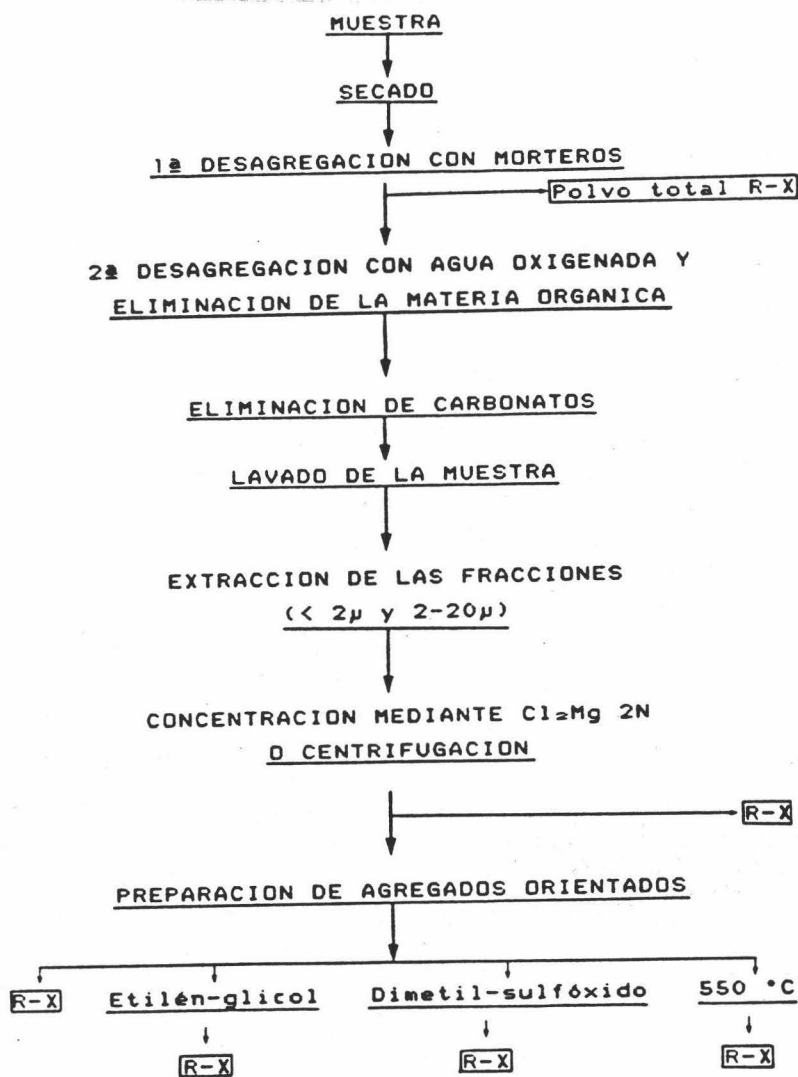


FIGURA II.2, Esquema de la metodología seguida en el estudio mineralógico de las pelitas,

Unos pocos gramos de muestra han sido molidos manualmente en un mortero de ágata, con objeto de obtener un tamaño de partícula inferior a  $53 \mu$  (140 ASTM), óptimo para el estudio de la mineralogía total mediante rayos X.

2. *Segunda desagregación y eliminación de la materia orgánica.*- Se ha realizado mediante un ataque con agua oxigenada de 20 volúmenes durante 48 horas, seguido de varios lavados posteriores con agua hasta conseguir la total limpieza de la muestra.

3. *Eliminación de carbonatos.*- A fin de evitar las coincidencias de algunos picos de difracción de los minerales de la arcilla y los carbonatos es preferible eliminar estos últimos. Se han propuesto varios métodos, la mayor parte de los cuales requieren el uso de ácidos. El menos destructivo para los minerales de la arcilla consiste en utilizar una mezcla de ácido acético 1N, acetato sódico 1N y ácido clorídrico 14N, en una proporción 1 : 1 : 0,02 respectivamente (Barahona & Palumbo, 1981). La total eliminación de los iones acetato y cloruro se consigue mediante lavados sucesivos de la muestra.

4. *Extracción de fracciones.*- Los minerales de la arcilla se concentran preferentemente en la fracción menor de  $20 \mu$ , hecho que permite una mejor identificación de los distintos componentes presentes. Con tal objeto se han separado las fracciones  $<2\mu$  y la comprendida entre 2 y  $20\mu$  mediante las técnicas habituales y basándose en la ley de STOKES. Con la aplicación estricta de esta ley se introducen varios errores en la separación de las fracciones, entre ellos el suponer una misma densidad para todas las partículas y el asignar una forma esférica ideal en lugar de la planar que realmente tienen las arcillas. En los casos de floculación de las arcillas, se utiliza una primera dispersión con una pequeña cantidad de hexametafosfato sódico.

La extracción cada 8 horas de los 10 cms. superiores de la columna de agua permite la separación de la fracción menor de  $2\mu$ , y si esta operación se realiza cada 4,6 minutos, se consigue reunir las partículas con tamaño comprendido entre 20 y  $2 \mu$ .

Cada una de estas operaciones se realiza 4 ó 5 veces, y posteriormente se concentran las partículas, bien por centrifugación, bien mediante adición de  $\text{Cl}_2\text{Mg}$  2N (Croudace & Robinson, 1983) como floculizante de las

arcillas. Con esta técnica se consigue, además, la homoionización de todos los minerales de la arcilla con facilidad de cambio iónico (sobre todo esmectitas e interestratificados), facilitando así su comparación, ya que diferentes cationes interlaminares pueden dar diferentes espaciados, incluso después de la solvatación con etilén-glicol (Novich & Martin, 1983). No obstante, si se han de realizar análisis químicos posteriores no se recomienda utilizar esta técnica.

5. *Preparación de agregados orientados.*- Se ha utilizado la técnica de "smear-on-glass slide", consistente en separar una parte alicuota de cada fracción y preparar con ella una suspensión en agua destilada. Se deposita entonces ésta en un portamuestras de vidrio y se deja secar a la temperatura ambiente, favoreciendo así las reflexiones (001) de los minerales de la arcilla. Se realizaron 4 agregados de cada fracción y muestra para utilizarlos en las distintas determinaciones (normal, etilén-glicol, dimetil-sulfóxido y calentamiento a 550° C). Algunos autores utilizan el mismo agregado orientado para realizar las diversas pruebas. Sin embargo, Tettenhorst & Roberson (1973) citan algunos ejemplos de muestras que retienen etilén-glicol después del calentamiento.

### B) *Análisis mineralógico cualitativo*

Se han utilizado dos difractómetros Phillips, modelos PW-1710 y PW-1011/02, con objeto de comparar las condiciones utilizadas por el Instituto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Pavía con las empleadas en Granada.

Las condiciones instrumentales en las que ambos han operado son las siguientes:

MODELO	PW-1710 (Granada)		PW-1011/02 (Pavía)	
	Total	Arcillas	Total	Arcillas
Radiación	CuK $\alpha$	CuK $\alpha$	CuK $\alpha$	CuK $\alpha$
Filtro	Ni	Ni	Ni	Ni
KV	40	40	40	40
mA	40	40	20	20
Sensibilidad	5x10 <sup>3</sup>	2x10 <sup>3</sup>	1x10 <sup>3</sup>	4x10 <sup>2</sup> , 4x10 <sup>3</sup>
Constante de tiempo	0,2	0,5	2	2
Velocidad de exploración	6° min	1-6° min	1° min	1/2° min
Velocidad de papel	1 cm/°2 $\theta$	1-4 cm/°2 $\theta$	1 cm/°2 $\theta$	1/2 cm/°2 $\theta$
Rendija ventana	1°	1°	1°	1°
Rendija de contador	0,1°	0,1°	1°	0,2-1°
Zona explorada	2-60°	2-35°	2-70°	2-15°

## DIAGRAMAS DE POLVO

Para analizar la mineralogía total, la fracción molida a un tamaño inferior a  $53 \mu$  (140 ASTM ó <240 mesh) se ha preparado en un portamuestras de aluminio, mediante la técnica habitual, evitando ejercer excesiva presión para no favorecer ninguna orientación. Los picos de difracción así obtenidos se han comparado con el fichero JCPDS (*The Joint Committee of Power Diffraction Standards*).

Algunas medidas cristalográficas -en concreto, la medida del parámetro "bc"- se han realizado sobre muestra molida de las fracciones arcilla y limo, utilizando para ello portamuestras de vidrio con carga lateral, que favorecen la orientación (010).

## DIAGRAMAS DE AGREGADOS ORIENTADOS

Debido a que los minerales de la arcilla suelen presentar picos de difracción comunes, son necesarios diversos tratamientos para establecer con claridad qué mineral está presente. Para cada muestra se realizaron, en consecuencia, los siguientes tipos de diagramas:

- *Agregado orientado sin tratamiento (AO).*
- *Agregado orientado solvatado con etilén-glicol (AO+EG),* como técnica para caracterizar los minerales hinchables (esmectitas, clorita hinchable e interestratificados illita/esmectita y clorita/esmectita). El tratamiento se realiza mediante calentamiento a  $60^{\circ} \text{C}$  durante 48 horas, según describen Martín Vivaldi & Rodríguez Gallego (1961).
- *Agregado orientado solvatado con dimetil-sulfóxido (AO+DMSO),* para comprobar la presencia de caolinita y determinar el tipo de interestratificado. El tratamiento se efectúa a  $80^{\circ} \text{C}$  durante 72 horas (González García & Sánchez Camazano, 1968).
- *Agregado orientado sometido a calentamiento de  $550^{\circ} \text{C}$  (AO+550),* durante 60 minutos, para destruir la caolinita, comprobar la presencia de clorita y analizar el comportamiento de los minerales hinchables (Martín Vivaldi & Rodríguez Gallego, 1961). Este tratamiento muestra, no obstante, el inconveniente de destruir parte de éstos últimos (Austin & Leininger, 1976).

Como resumen de lo arriba expuesto se muestra en la tabla II.2 el



efecto que estos tratamientos producen sobre el espaciado de la primera reflexión de los minerales de la arcilla. Los espaciados se expresan en Å y son sólo orientativos.

El uso correcto de estas técnicas sirve para identificar, en la mayoría de los casos, el mineral en cuestión. No obstante, algunos problemas complican el resultado. Por ejemplo, no toda la caolinita expande a 11,18 Å mediante dimetil-sulfóxido sino que sólo lo hacen las partículas grandes, en tanto que las pequeñas permanecen en la posición de 7,1 Å. Otro problema consiste en la debilidad de los picos a 14 y 4,7Å de la clorita. Si se calienta la muestra para eliminar la caolinita y observar entonces el pico de la clorita, la cristalinidad de ésta varía, la intensidad de sus reflexiones puede disminuir e, incluso, algunas se destruyen. Por último citaré el problema de las esmectitas, que tienen reflexiones a espaciados muy diferentes dependiendo del catión de cambio (MacEwan & Wilson, 1980).

*TABLA II.2. Efecto ejercido por los distintos tratamientos sobre el espaciado basal de los minerales de la arcilla.*

MINERAL	AD	AD+EG	AD+DMSO	AD+550
Caolinita	7,1	7,1	11,18	Desaparece
Ilita	10,0	10,0	10,0	10,0
Esmectita (Mg,Ca)	14-15	17,0	19,0	10,0
Esmectita (Na)	12,5	17,0	19,0	10,0
Clorita	14,0	14,0	14,0	14,0
Clorita hinchable	14,0	16-17	17-18	14,0
Paligorskita	10,5	10,5	10,5	10,0
Ilita/esmectita	12,0	14,0	15,0	10,0
Ilita/clorita	12,0	12,0	12,0	12,0
Clorita/esmectita	14,0	15,7	16,5	12,0

### *C) Análisis mineralógico semicuantitativo*

En cualquier intento de cuantificación de las distintas fases minerales presentes se han de considerar los diversos factores que afectan a la intensidad de una reflexión dada. Ya que ésta viene expresada por la relación:

$$I = I_0 * K * P * L * O * A * j * \gamma * N^2 * F^2 \quad (\text{Van der Marel, 1966})$$

se deben tener en cuenta las variables instrumentales ( $I_0$  = intensidad del rayo incidente;  $K$  = constante instrumental), las que varían con la

radiación (P = factor de polarización; L = factor de Lorenz), con la naturaleza de la muestra (j = factor de multiplicidad;  $\psi$  = factor de orientación preferencial de la muestra; N = número de celdillas unidad por  $\text{cm}^3$ ; F = factor de estructura) o con ambas (O = superficie efectiva de rayos X difractados por la muestra; A = factor de absorción).

Otros factores que no están contenidos en esta expresión y que igualmente influyen son el método utilizado en la cuantificación (Pierce & Siegel, 1969), el enmascaramiento por otros compuestos tales como materia orgánica y sustancias amorfas, el solapamiento de picos de dos o más minerales, las condiciones geológicas que han afectado a la muestra (Starkey et al., 1984) y, por fin, la cantidad de muestra que se utiliza en el agregado orientado (Stokke & Carson, 1973). Mellinger (1979) realiza un estudio exhaustivo de todos los factores que influyen en la intensidad, y se remite al lector interesado a dicho trabajo.

No obstante lo dicho anteriormente, y aun con todas las reservas que estas determinaciones implican, se ha creído conveniente abordar el estudio semicuantitativo, como medio de caracterizar los distintos tipos de sedimentos estudiados. Este estudio se ha realizado sobre los difractogramas obtenidos en los dos modelos de Phillips empleados, pudiéndose comprobar que los factores instrumentales no introducen, en este caso, errores significativos.

En conclusión, los datos no deben tomarse como valores absolutos de cantidad sino como indicadores relativos de la concentración de cada mineral.

#### MINERALOGIA TOTAL

La estimación de los minerales no pertenecientes a las arcillas se ha efectuado sobre el difractograma de la muestra total, midiendo las áreas de las reflexiones más significativas. Para la obtención de los valores finales se utilizaron los poderes reflectantes recogidos en la tabla II.3, con las siguientes puntualizaciones: a) para la estimación de los filosilicatos se han utilizado diferentes poderes reflectantes en función de la cantidad de esmectitas existente en cada muestra (0.10 para aquellas sin esmectitas; 0.125 para cantidades comprendidas entre 20-50%; y 0.15 para cantidades superiores al 50%) debido al alto poder reflectante que éstas poseen (Barahona, 1974; Schultz, 1964) y b) se debe restar a la reflexión de  $3.34\text{\AA}$  del cuarzo aquella área correspondiente a la reflexión (003) de la illita, asignando a ésta una intensidad igual a la (001) (Bradley & Grim,

1961). Cosgrove & Sulaiman (1973) describen un método alternativo basado en la altura de la reflexión a 4.25Å del cuarzo y señalan que el porcentaje de este mineral se obtiene de la siguiente fórmula: %Q = (0,013 x I x 36,4) + 2,58, siendo I la altura de la reflexión indicada a unas determinadas condiciones experimentales. Ambos métodos proporcionan resultados similares.

TABLA II.3. Poderes reflectantes utilizados durante la cuantificación de la mineralogía total.

Mineral	Reflexión (Å)	Poder reflectante	Referencia
Filosilicatos	4,45	0,10 - 0,15	Barahona(1974);Schultz (1964)
Cuarzo	3,34	1,50	Bradley & Grim (1961)
Opalo CT	4,1	0,57	Linares (comun. pers.)
Calcita	3,03	1,00	Schultz (1964)
Feldespatos	3,2	1,00	Schultz (1964)
Yeso	7,56	1,50	Schultz (1964)
Clinoptilolita	9,0	1,00	Este trabajo

#### MINERALES DE LA ARCILLA

Se han escrito diversos artículos sobre la estimación cuantitativa de los minerales de la arcilla (Barahona, 1974; Biscaye, 1965; Carroll, 1970; Pierce & Siegel, 1969; Schultz, 1964, entre otros) señalándose en todos ellos los problemas que habitualmente se encuentran en ésta. Por su frecuencia cabría citar, entre otros, a las sustituciones isomórficas, que pueden producir cambios apreciables en la intensidad de las reflexiones; la baja cristalinidad y la meteorización, que causan un ensanchamiento, asimetría y pérdida de intensidad de los picos; el solapamiento de diversas reflexiones, etc. Estas variables se unen a las ya indicadas y dificultan aún más la cuantificación de cada componente.

La técnica seguida es semejante a la descrita para la mineralogía total y, al igual que en ésta, es necesario comentar dos factores: a) prácticamente todas las medidas de áreas se han efectuado en los diagramas de AO+EG; b) la determinación de la clorita y la caolinita se realiza teniendo en cuenta la diferencia de área que existe entre la reflexión a 7.1Å del diagrama de AO+EG (clorita+caolinita) y el de AO+550 (sólo clorita).

Se han elegido las reflexiones y poderes reflectantes expresados en la tabla II.4 como los más idóneos.

TABLA II.4. Poderes reflectantes utilizados durante la cuantificación de la mineralogía de arcillas.

Mineral	Pico	Poder Reflectante	Referencia
Esmectitas	17,0 (EG)	4,00	Barahona (1974); Biscaye (1965)
Ilita	10,0	1,00	Schultz (1964); Biscaye (1965)
Paligorskita	10,6	0,67	Schultz (1964)
Clorita	7,1	2,00	Biscaye (1965)
Caolinita	7,1	2,00	Biscaye (1965)
Ilita/esmectita	15,0 (DMSD)	2,50	Palomo (1982)
Ilita/clorita	12,0	1,50	Palomo (1982)
Clorita/esmectita	15,7 (EG)	3,00	Barahona (1974)

#### D) Medida de parámetros cristalográficos

Algunos parámetros son, igualmente, útiles en la identificación y caracterización de un mineral determinado. Las medidas se han centrado en el cuarzo, la calcita, las esmectitas y la ilita, siendo los parámetros estudiados los siguientes:

##### RELACION DE INTENSIDADES $I_{(100)}/I_{(101)}$ DEL CUARZO

Esta técnica ha sido descrita por Eslinger et al. (1973) y consiste en determinar la relación de intensidades entre las dos reflexiones más importantes del cuarzo, esto es, la (101) -3.34 Å- y la (100) -4.25 Å-. Dicha razón varía en función del origen que tengan los cristales de cuarzo, obteniéndose los valores más elevados en cuarzos hidrotermales, volcánicos y autígenos. No obstante, presenta dos inconvenientes: primero, el que algunos minerales pueden interferir con la reflexión a 4.25Å, como es el caso del yeso y el ópalo CT, mineral que incluye tridimita desordenada en su estructura; y segundo, hay que tener en cuenta la contribución de la ilita a la reflexión a 3,33Å del cuarzo..

Las medidas se han efectuado en los difractogramas correspondientes a la muestra total

##### CONTENIDO EN Mg DE LA CALCITA

Basado en el espaciado (1014) de la calcita, esta medida permite conocer, al menos aproximadamente, la proporción de Mg presente en la red de la calcita -la proporción aumenta con la disminución del espaciado-. Esta técnica ya ha sido empleada por Palomo et al. (1981) y Palomo (1982)

para conocer el origen de los carbonatos en muestras subbéticas de edad Jurásica, aunque en nuestro caso el standard utilizado ha sido el propio cuarzo contenido en la muestra. El porcentaje de moles de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  se ha calculado empleando para ello los datos de Liborio & Mottana (1973).

#### CRISTALINIDAD Y TAMAÑO DE CRISTALITO DE LA ILITA

La forma de la reflexión a  $10 \text{ \AA}$  de la ilita que se obtiene en los difractogramas de agregados orientados sin tratar puede utilizarse para evaluar la cristalinidad de la ilita; cuando el material está bien cristalizado, este pico es estrecho y simétrico. Kubler (1968) y Dunoyer de Segonzac (1969), en un intento de cuantizar este parámetro, introdujeron el denominado "*Índice de cristalinidad*", consistente en medir la anchura de esta reflexión a mitad de su altura, aumentando esta anchura cuando la cristalinidad de la ilita disminuye. La ventaja de este índice es su rápida y fácil medida, y sus inconvenientes, el tener que utilizar las mismas condiciones experimentales que dicho autor y el estar sujeto a las variaciones instrumentales.

Weber et al. (1976) definieron una nueva expresión de la cristalinidad de la ilita para eliminar estos problemas y propusieron el uso de una modificación de la fórmula de Scherrer ( $E = 0.9 \lambda / l \cos \theta$ ) no sujeta a las condiciones experimentales:  $E = 1.40 / l_1 - l_0$ , siendo  $E = \text{Espesor aparente o tamaño de cristalito}$ ,  $l_1 =$  anchura medida a mitad de la altura de la reflexión a  $10 \text{ \AA}$  y  $l_0 =$  idem. en una lámina de mica patrón, expresando estos dos últimos valores en radianes. La fórmula permite mostrar la cristalinidad de la ilita en términos de espesores, e indica el tamaño que teóricamente tendrían las partículas que dan una reflexión de anchura  $l_1$ . Los valores más elevados corresponden, lógicamente, a las ilitas mejor cristalizadas.

En las medidas efectuadas en este trabajo, la cristalinidad se expresa como  $2\theta$  y se utiliza la fórmula de Weber et al. (*op. cit.*) para determinar el tamaño de cristalito.

#### COMPOSICION QUIMICA DE LA ILITA. RELACION $I_{002} / I_{100}$

La medida de la relación de intensidades entre las reflexiones (002) y (001) de la ilita da información sobre el cociente  $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{MgO}$ , observándose que dicha relación aumenta con el incremento de aluminio en la capa octaédrica de la ilita. Así, se obtienen valores superiores a 0.4-0.5 en moscovitas e inferiores a 0.15 en biotitas, como casos extremos

(Esquevin, 1969). Las medidas se realizan, al igual que en el caso anterior, sobre los diagramas de agreados orientados sin tratar.

#### ESPACIADO BASAL DE LA ILITA

Este parametro proporciona información sobre el contenido en sodio de la ilita, esto es, del grado de paragonitización. La medida se ha realizado sobre la reflexión (00,10) utilizando el programa MAX del difractómetro PW-1710, que determina el máximo de una reflexión dada mediante medidas a intervalos regulares. El programa efectúa una primera pasada, con salida a 45°, a intervalos de 1/100 °2θ y 1/10 segundo y, una vez encontrado el pico, afina el espaciado con otras dos pasadas cuyas características son las siguientes: 2/100 °2θ cada segundo y 5/1000 °2θ cada segundo, respectivamente. Como standard interno se emplea el propio cuarzo de la muestra.

#### MEDIDA DEL b<sub>0</sub> DE LA ILITA

Este parámetro marca el grado de fengitización de las ilitas, de forma que se tiende hacia términos más ricos en Mg y Fe al aumentar dicho índice. Las medidas se han efectuado fundamentalmente en la fracción limo, y se ha utilizado el cuarzo como standard interno. Las condiciones experimentales han sido las siguientes:

Polvo sobre portamuestras de carga lateral  
Sensibilidad 2 x 10<sup>2</sup>; 5 x 10<sup>2</sup>  
Velocidad de exploración 1/2° minuto  
Zona explorada 59-63° 2θ

En algunos casos se ha utilizado el programa MAX ya comentado que, en este caso, tiene su salida a 61,84°2θ.

La cifra final se obtiene de la siguiente ecuación:

$$b_0 = 6 \times d(060) \text{ \AA}$$

La proporción de Fe + Mg se ha obtenido con la ayuda de las curvas deducidas por Hunziker et al. (1986).

#### MEDIDA DEL b<sub>0</sub> DE LAS ESMECTITAS.

Las variedades dioctaédricas poseen una reflexión (060) situada entre 1,49 y 1,52Å, en tanto que las trioctaédricas la tienen entre 1,53 y 1,54Å. Para determinar este carácter, se registra en el intervalo 59°-63° 2θ de la fracción limo (2-20μ) y, a veces, de la fracción arcilla, la diferencia en Å que existe entre la reflexión a 1,54Å del cuarzo -utilizando éste como standard interno, una vez comprobado en la fracción <2μ que no existen

variedades de esmectitas a  $1,54\text{\AA}$ - y la correspondiente a las caras (060) de las esmectitas (véase la figura II.3). Las condiciones experimentales fueron las mismas que se utilizaron para la medida análoga en la illita.

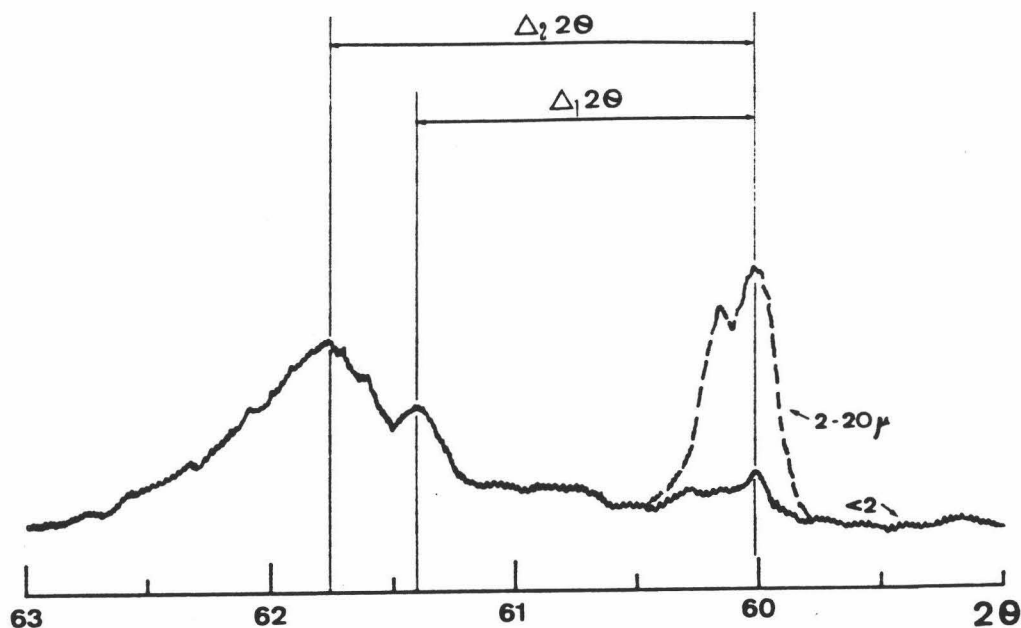


FIGURA II.3. Determinación del parámetro  $b_0$  en las esmectitas ( $\Delta_1$ ) e illitas ( $\Delta_2$ ). La línea discontinua señala la reflexión (2131) del cuarzo en la fracción limo,

Para calcular la proporción de Fe + Mg existente en la capa octaédrica de las esmectitas se han comparado los datos así obtenidos con los ofrecidos por Brigatti (1983) y Desprairies (1983).

#### CRISTALINIDAD DE LAS ESMECTITAS. INDICE DE BISCAYE

Se ha seguido el índice propuesto por Biscaye (1965), consistente en la medida de la altura de la reflexión a  $17 \text{ \AA}$  en el diagrama de AO+EG (valor expresado por la letra "P" en la figura II.4 y la altura del valle de este mismo pico (valor expresado como "V"). Una esmectita perfectamente cristalizada tiene una relación V/P cercana a la unidad (diagrama A de la figura indicada, correspondiente a una muestra de la serie del "Río Fardes") y aquellas con una pobre cristalinidad tendrán un V/P bastante más bajo (diagrama C, medido en la fracción  $<2\mu$  de una muestra de "Jódar").

Cristalinidades intermedias se observan, por ejemplo, en el afloramiento del "Río de la Venta" (diagrama B).

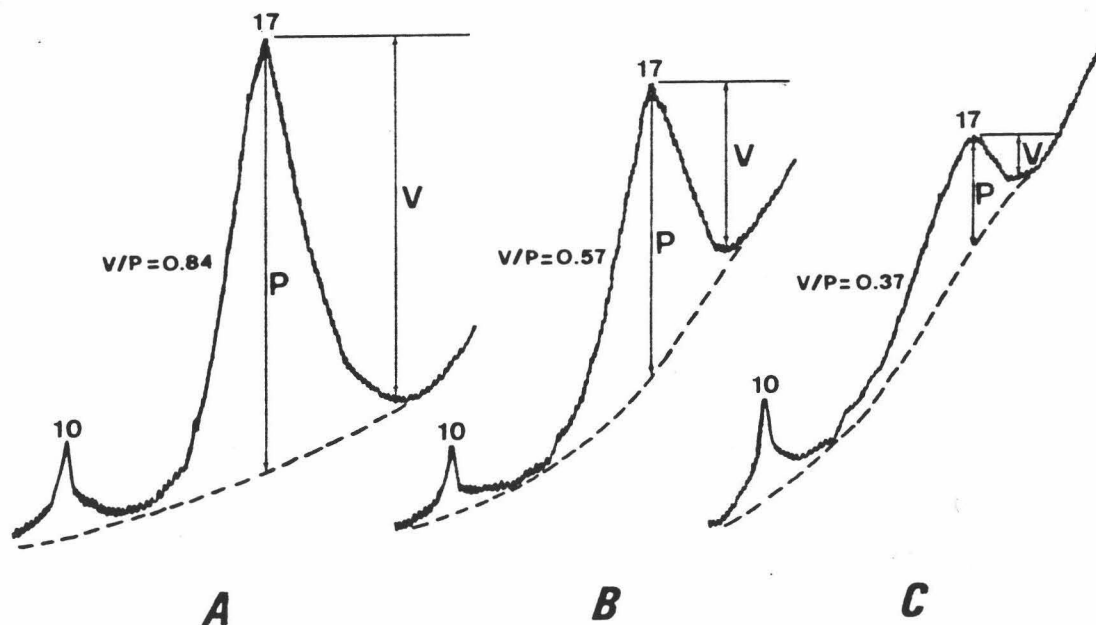


FIGURA II.4. Medida del Índice de Biscaye. Las mejores cristalinidades resultan de una relación V/P elevada, como se observa en el diagrama A.

#### ESPACIADO BASAL DE LAS ESMECTITAS

El espaciado al cual aparece la primera reflexión de las esmeclitas da una idea del grado de hidratación y de la naturaleza del catión interlaminar que está presente en su estructura (numerosos ejemplos se recogen en Brown & Brindley (1980) y MacEwan & Wilson (1980)). Los espaciados mayores corresponden a Mg, Ca y K y los menores al Na.

La medida se ha realizado en los diagramas de AO y en las dos fracciones estudiadas.

#### II.2.3. ANALISIS TERMICOS

Bajo la acción del calor muchos compuestos sufren algunas transformaciones físicas y químicas específicas, que están siempre acompañadas por procesos térmicos -desprendimiento o absorción de calor- y, a menudo, de variaciones de peso. El método del análisis térmico diferencial (DTA) se basa en la medida de las variaciones de entalpía de la muestras y el método termogravimétrico (TG) en la medida continua del peso de dicha muestra. Para hacer comparables ambas curvas se ha registrado simultáneamente la curva termogravimétrica derivada (DTG).

De todas las series se eligieron aquellas muestras ricas en arcillas



y en materia orgánica y fueron analizadas en el Instituto de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Pavia mediante el Derivatógrafo MOM (Budapest), que permite la obtención conjunta de las curvas DTA, TG y DTG sobre la misma muestra.

Las condiciones experimentales fueron las siguientes:

Cantidad de muestra calentada; 700 mg.  
Sensibilidad DTD; 1/10  
Sensibilidad DTG; 1/5  
Intervalo registrado; 0°-1000°C.  
Velocidad de calentamiento; 10°/minuto  
Voltios iniciales; 80  
Material inerte; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

El error de la balanza se ha estimado en un +/- 0.2% y en la medida de la temperatura, +/- 0.5%.

## II.2.4. ANALISIS QUIMICOS

### A) Microscopía electrónica

La microscopía electrónica, además de permitir el estudio morfológico de las arcillas -aspecto particularmente interesante cuando se trata de cristales autígenos-, ha posibilitado la realización de análisis químicos puntuales sobre las partículas arcillosas. Dado que las arcillas presentan gran facilidad de cambio iónico, el conocer con cierta aproximación la proporción de cada elemento es, en buena lógica, bastante interesante por la información que sobre el origen de los minerales se deduce de sus composiciones químicas.

El principio del microanálisis puntual consiste en un análisis de los rayos X emitidos por una partícula bombardeada por un haz de electrones focalizado. Este bombardeo produce la excitación de los elementos seguido de la emisión de fotones X, que tienen una energía característica del elemento que los ha producido. La intensidad, en número de golpes, de los picos K $\alpha$  distintivos de cada elemento se corrige en base a factores de proporcionalidad, deducidos a partir de muestras análogas con composición conocida, lo cual permite el análisis cuantitativo.

El aparato que se ha utilizado consiste en un microscopio electrónico Philips 400 T, equipado con un sistema EDAX (*Energy Dispersive Analysis of X*) con detector de Si(Li), 30 mm<sup>2</sup> de área sensitiva, resolución FWHM 154 eV para Mn K $\alpha$ , anchura nominal de la ventana de Be 7.5 $\mu$ , anchura nominal de

la capa de contacto de Au 100Å, amplificador 183 A y analizador multicanal 707 A. Las muestras se han inclinado 30° hacia el detector y la aceleración de voltaje empleada ha sido de 120 KV.

Para el establecimiento de las proporciones atómicas se ha medido el fondo de cada pico a ambos lados, sustrayendo éste al área total integrada del pico correspondiente. Los factores de proporcionalidad usados han sido los determinados por Mellini & Menechini (1985) que indican un error para los elementos mayoritarios del 1-2%, lo que garantiza la bondad del primer decimal de las fórmulas mineralógicas. El segundo decimal es indicativo.

Las fórmulas mineralógicas se han determinado suponiendo que todas las cargas químicas están compensadas. Como ejemplo se explican los pasos seguidos para el caso de las esmectitas, habiendo considerado como tales aquellas partículas de tamaño inferior a 2µ, con forma semejante a las esmectitas recogidas por Sudo et al. (1981) y que, además, tuvieran un contenido inferior a 0.60 átomos de K por media celdilla unidad.

- Se toman por media celdilla 22 cargas negativas (10 átomos de oxígeno y 2 grupos (OH)
- La totalidad del Si se asigna a la capa tetraédrica
- Dado que el número de átomos de esta capa ha de ser 4 se completa con Al hasta alcanzar dicho número
- El resto del Al, el Fe y el Mg se colocan en la capa octaédrica. El hierro se considera férrico en base al carácter dioctaédrico de las esmectitas deducido por difracción de R-X y el magnesio se incluye en esta capa por dos motivos: primero, los análisis térmicos muestran un endotérmico simple a baja temperatura, poniendo de manifiesto que un catión monovalente domina en la intercapa y, segundo, el parámetro  $b_0$  indica valores de Fe + Mg en la capa octaédrica sólo alcanzados suponiendo que prácticamente la totalidad del Mg entra a formar parte en dicha capa.
- Se presupone que todo el Ca, Na y K se encuentran en la intercapa, como elementos que compensan las sustituciones isomórficas.

A pesar de las imprecisiones que todo estudio mediante microscopía electrónica conlleva -Duplay (1984) muestra cómo varía la composición química dentro de la misma partícula-, se ha comprobado que los datos obtenidos por esta técnica en el análisis de las esmectitas, ilitas y paligorskitas pertenecientes a la Formación Fardes concuerdan aceptablemente con los ofrecidos por otros investigadores para esta misma Formación (Sebastián et al., 1984) y calculados en base a análisis químicos realizados sobre la fracción <20µ. Por dicho motivo se consideran representativos los datos que para los distintos minerales se han obtenido

por esta técnica.

### **B) Análisis por vía húmeda**

Una parte representativa -aproximadamente dos gramos- de la fracción 2-20 $\mu$  de 49 muestras se ha secado a 110°C con el fin de eliminar el H<sub>2</sub>O.

La determinación de los elementos mayoritarios -Si, Al, Ti, Mn, Ca, Mg, Na, K y Fe total, expresados en óxidos en las tablas del capítulo siguiente-, así como los minoritarios -Sr, Li, Rb, Cr, Co, Cu, Zn, Pb y Ni, expresados en ppm- se ha efectuado mediante espectrofotometría de absorción atómica (EAA), en un equipo PYE UNICAM SP-1900, utilizando La, Cs ó K como tampones de ionización según los casos (Whiteside, 1976). La disolución de las muestras se ha realizado mediante ataque con una mezcla de FH-agua regia o FH-SO<sub>4</sub>H<sub>2</sub> en recipiente hermético de teflón (Pinto et al., 1985).

La proporción de Fe<sup>2+</sup> se ha calculado, en algunos casos, mediante valoración de oxidación-reducción con Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub>K<sub>2</sub> 0.05N en crisol de grafito y, en otros, con la ayuda de un titulador automático MEMOTRITATOR. Las muestras han sido disueltas en ácido sulfúrico y fluorídrico y calentadas a 175°C durante 15 minutos. La diferencia entre Fe total y ferroso da el Fe<sup>3+</sup>.

La pérdida por calcinación corresponde al porcentaje de pérdida de peso experimentado por la muestra, previamente desecada a 110°C, después de ser sometida a una temperatura de 1000-1100°C.

### **C) Activación nuclear**

Esta técnica se ha utilizado en 20 muestras elegidas entre los afloramientos más significativos estudiados en esta Memoria. Ha permitido conocer las concentraciones de los siguientes elementos: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ba, Cs, Th, U, Zr, Hf y Ta.

Los análisis los ha llevado a cabo el Pr. Oddone en el reactor TRIGA MARK II (250 Kw) de la Universidad de Pavía. La metodología seguida se explica de forma detallada en Meloni et al. (1982) y Oddone et al. (1984) y, en síntesis, es como sigue: se pesan 300 mg de muestra y de roca standard (G-1, GSP-1 y BUVO-1, suministradas por el MSGS) en contenedores de polietileno y se irradian durante 15 horas a un flujo termal de  $1 \times 10^{12} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , seguida de una segunda irradiación de 5 minutos a un flujo termal

de  $2 \times 10^{12} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para determinar los radionúclidos de vida corta. Después de la primera irradiación, las muestras se han dejado en suspensión durante 3 días antes de ser procesadas; después de la segunda, han sido necesarios 30 minutos de suspensión antes de su análisis mediante espectrometría gamma. Ésta se ha llevado a cabo en el Laboratorio de Radioquímica de la Universidad de Pavía, utilizando un detector de Ge(Li) acoplado a un ordenador-analizador.

La propia complejidad de los métodos ha limitado fuertemente el número de análisis. Su discusión y las conclusiones que de ellos se deriven se hará conjuntamente para todas las series de un mismo dominio paleogeográfico.

### II.3. Tratamiento de los datos

Las proporciones de los minerales y de sus elementos constitutivos han sido representadas de varias maneras. Los diagramas triangulares se han obtenido mediante el programa TRIANGUL ideado por J.D. Martín Ramos para el microordenador PC M-24 (Olivetti). Los diagramas de tarta y de barras los ha diseñado el programa DR. GRAPH de AMSOFT, AMSTRAD (PCW-8256).

La escritura de esta memoria ha sido realizada con la ayuda del procesador de textos LOCOSCRIP, comercializado por AMSTRAD CONSUMER ELECTRONICS PCL.

III. ANALISIS DE LOS DATOS  
MINERALOGICOS

### III. ANALISIS DE LOS DATOS MINERALOGICOS

En este capítulo se presentan todos los datos, mineralógicos y geoquímicos, que se han obtenido en el análisis de las diversas secuencias. En su desarrollo se resaltan los hechos más significativos con la ayuda de numerosos gráficos y figuras.

Los resultados del análisis mineralógico se explican siguiendo esquemas similares en el tratamiento de las diferentes secuencias, comenzando por indicar su situación geográfica/geológica y la naturaleza litológica de las muestras estudiadas. La mineralogía, tanto global como de arcillas, se representa en una figura conjunta donde se señala el intervalo de edad en el cual se acumularon los materiales, la potencia total muestreada y las facies existentes, así como la evolución vertical de los distintos minerales.

Con objeto de obtener una visión global de los datos mineralógicos semicuantitativos, se incluyen gráficos que expresan la mineralogía media de cada sucesión o afloramiento. Además, se resaltan con letra diferente los rasgos mineralógicos que, por su especial significación, conviene retener. Después se presentan los parámetros cristalográficos de los distintos minerales, con indicación de las conclusiones, tanto genéticas como químicas, que de ellos se derivan. Datos de microscopía electrónica -referentes sobre todo a esmectitas, ilitas, paligorskitas y zeolitas-, de análisis químicos y de análisis térmicos completan el estudio mineralógico de la mayor parte de las secuencias.

El capítulo se ha dividido en tres apartados, cada uno de los cuales recoge las secuencias correspondientes a los dominios paleogeográficos considerados tradicionalmente para las series jurásicas infrayacentes. Al final de cada parte se realiza una síntesis de la mineralogía y geoquímica de las sucesiones en ella discutidas, integrando las distintas observaciones en un modelo general. Es en este resumen donde se presentan los análisis realizados por activación nuclear, con objeto de no dispersar los datos y hacerlos comparables entre las distintas secuencias.

### III.1. Secuencias septentrionales de la Zona Subbética

En el tercio central de la Zona Subbética se han estudiado seis secuencias, dispuestas en una banda de dirección general SW-NE (figura III.1.1). Las más occidentales -"Cortijo Morales", "Cortijo Carboneros" y "Barbahijar-Los Prados"- están incluidas en la llamada *Unidad Ventisquero-Sierra del Trigo* (Sanz de Galdeano, 1973) y, junto a la sucesión del "Puerto Carretero", se incluyen en las sucesiones cretácicas pertenecientes al Subbético Medio Septentrional.

Las sucesiones llamadas "Ventana de Huelma" y "Jódar" pueden atribuirse a las Unidades Intermedias, de acuerdo con los criterios establecidos por Azema et al. (1979) y Ruíz-Ortíz (1980). Estas dos secuencias son, de entre las estudiadas, las más próximas al paleocontinente cretácico Ibérico. Aunque genéticamente difieren en su conjunto del resto de las facies analizadas -son esencialmente turbiditas siliciclásticas- se han seleccionado para su estudio porque pueden ilustrar la naturaleza de las fases minerales ciertamente detríticas.

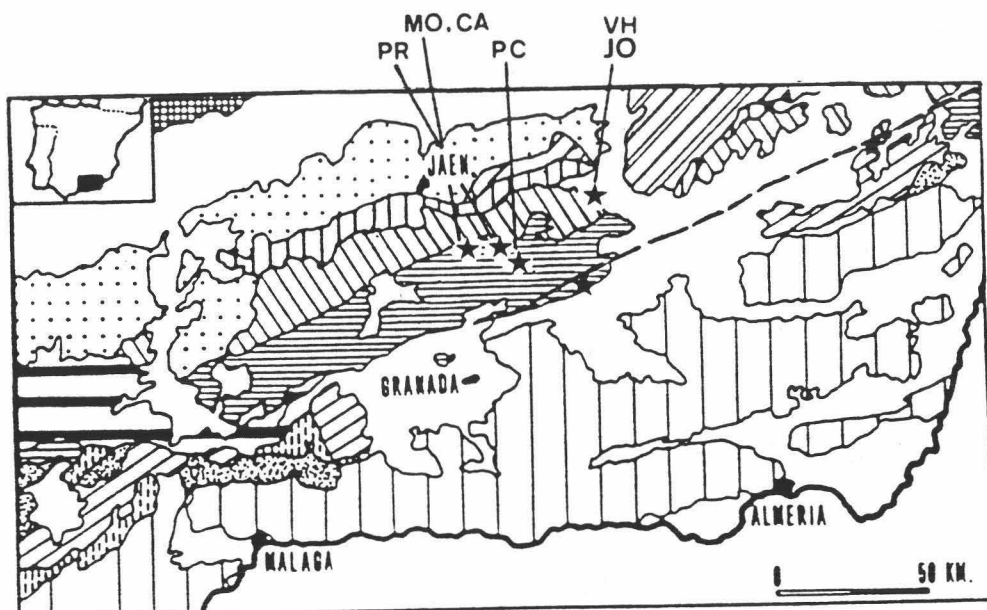


FIGURA III.1.1. Situación de las secuencias más septentrionales estudiadas en la Zona Subbética.

MO= Cjo. Morales; CA= Cjo. Carboneros; PR= Barbahijar-Los Prados; PC= Puerto Carretero; VH= Ventana de Huelma; JO= Jódar.

### III.1.1. SUCESION DE BARBAHIJAR - LOS PRADOS

Esta secuencia está incluida en la denominada por Sanz de Galdeano (1973) "Unidad Ventisquero-Sierra del Trigo" y aflora en las proximidades de los cortijos de Barbahijar y de Los Prados, situados ambos al NW de la ciudad de Campillo Arenas. Forma parte del llamado Subbético Medio Septentrional y su localización se señala en la figura III.1.2.

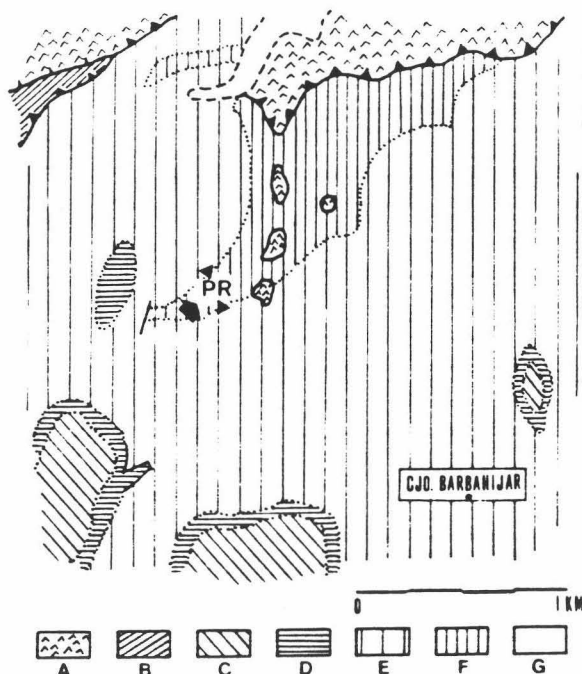


FIGURA III.1.2. Localización de la serie de "Barbahijar-Los Prados" (PR), sobre un esquema geológico tomado de Sanz de Galdeano (1973).

A, Trias Keuper; B, Lias inferior; C, Lias medio-superior; D, Dogger y Malm; E, Neocomiense-Barremense; F, Aptense-Cenomanense; G, Cuaternario.

La secuencia muestreada está constituida esencialmente por arcillas, arcillas margosas, margas y margocalizas, de tonalidades grises y negras todas ellas, dispuestas en bancos alternantes que no suelen superar los 10 cms. de potencia. A las litologías aludidas se asocian nódulos de pirita, alterados a limonita y goethita.

La ausencia de fósiles hace difícil la datación de esta secuencia. Sin embargo, Sanz de Galdeano (1973) considera que la edad está incluida en el intervalo Aptense-Cenomanense, basándose en la similitud de estos materiales con otros del mismo dominio subbético.



## Mineralogía

Un esquema de la litología, situación de las muestras y mineralogía de éstas, tanto global como de arcillas, se ofrece en la figura III.1.3. En la tabla I del Anexo I se hallan los porcentajes de cada uno de los minerales encontrados en las diversas muestras.

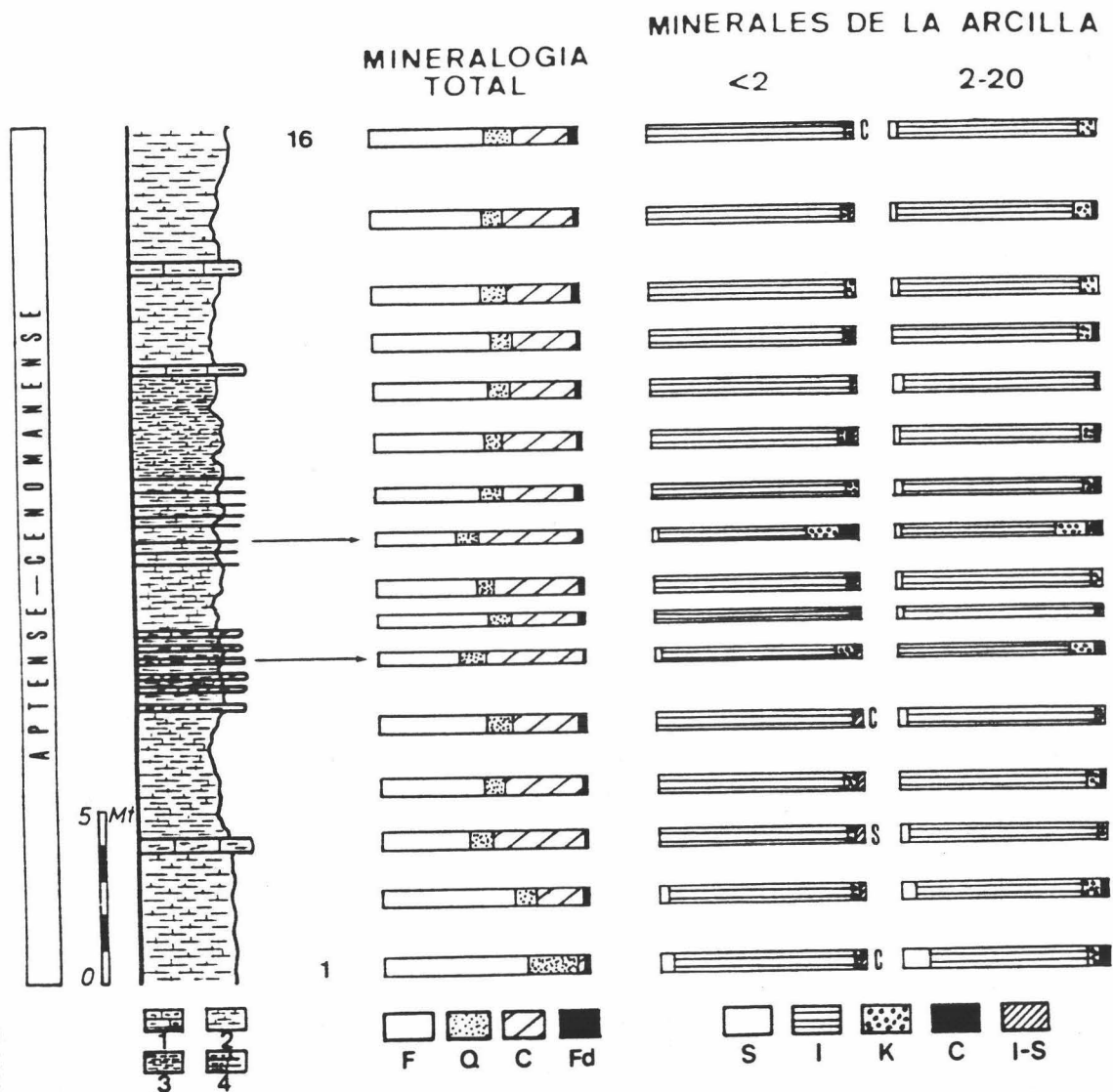


FIGURA III.1.3. Mineralogía de la secuencia de "Barbahijar-Los Prados".

1. Calizas margosas; 2. Margas; 3. Arcillas; 4. Alternancia margas-arcillas, en lechos muy finos.

F, Filossilicatos; Q, Cuarzo; C, Calcita; Fd, Feldespatos; S, Esmectitas; I, Ilita; K, Caolinita; C, Clorita; I-S, Interestratificado ilita-esmectita.

#### A) MINERALOGIA GLOBAL

Los componentes mayoritarios son, en orden decreciente, filosilicatos, calcita, cuarzo y feldespatos. Los primeros están en una proporción media del 52%, alcanzando los valores más elevados en la base de la sucesión. Las cantidades de cuarzo y de feldespatos no varían apreciablemente de unas muestras a otras y la calcita oscila entre un 3 y un 50%. En la figura III.1.4 queda esquematizada la mineralogía global media.

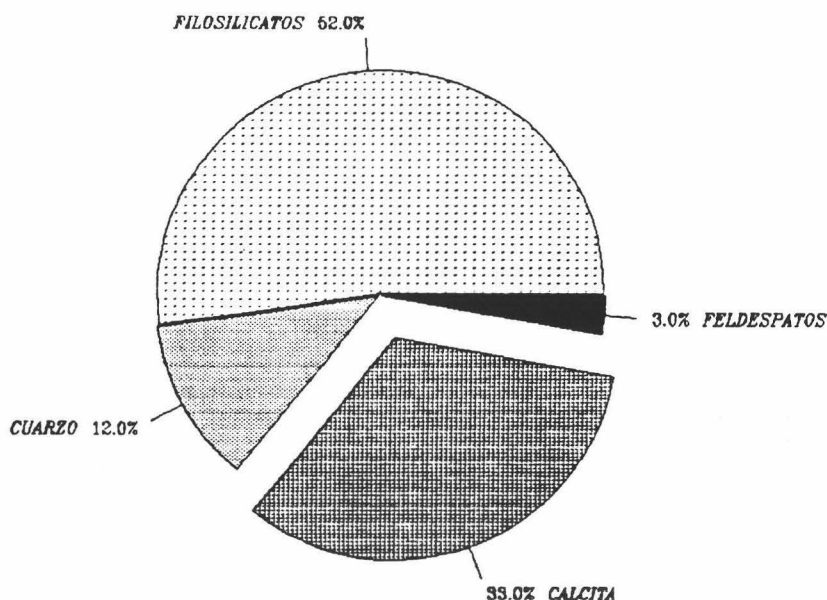


FIGURA III.1.4. Mineralogía global media de la serie de "Barbahijar - Los Prados".

#### B) MINERALOGIA DE ARCILLAS

Los rasgos más importantes que se derivan de la observación de la figura III.1.3 son los siguientes:

- El absoluto predominio de la illita sobre los demás minerales, tanto en la fracción arcilla como en la limo. Sus proporciones oscilan entre el 71 y el 95%.
- La baja cantidad de esmectitas existentes. Sólo en las tres muestras inferiores tienen una relativa importancia (hasta un 12% en la fracción limo de la muestra Pr-1).
- Presencia de clorita y de caolinita en proporciones moderadas, cuya suma no sobrepasa, en general, el 10%.
- Existencia de interestratificados del tipo illita-esmectita, aunque en muy baja proporción.

- No se observan cambios notables de la mineralogía de arcillas respecto a la litología, ni entre las dos fracciones estudiadas,

La figura III.1.5 muestra la mineralogía de arcillas media, tanto de la fracción  $<2 \mu$  como la comprendida entre 2 y 20  $\mu$ .

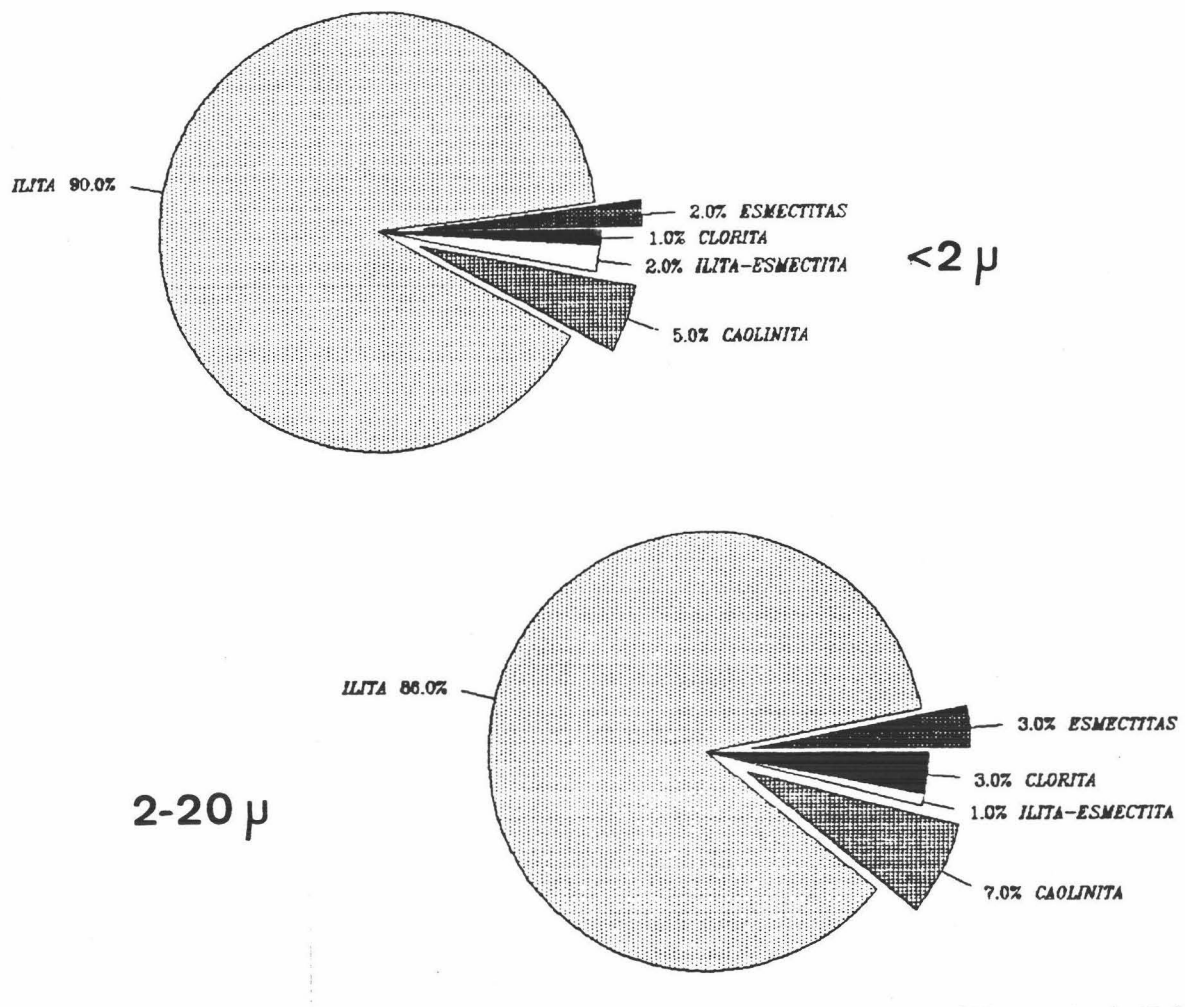


FIGURA III.1.5, Mineralogía media en las fracciones arcilla y limo de la serie de "Barbahijar - Los Prados".

### C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

La tabla III.1.1 ofrece las cifras obtenidas en el cálculo de diversos parámetros. Su significado es el siguiente:

- El contenido medio de moles de  $CO_3Mg$  en la calcita es de 0,8 - 1 %, según se desprende del espaciado (10 $\bar{1}$ 4) y acorde con los datos de Liborio & Mottana (1973).
- La relación de intensidades media entre las reflexiones a 4,25 Å y 3,33 Å del cuarzo es 0,218, correspondiente a cuarzos detríticos de grano fino en sedimentos oceánicos (Eslinger et al. 1973).

- c) La cristalinidad de la illita es, como cabría esperar, menor en la fracción arcilla, con un valor medio de 0,70 2 $\theta$ , frente al valor de 0,47 2 $\theta$  alcanzado en la fracción limo. En cualquier caso se trata de cristalinidades pobres.

TABLA III.1.1. Parametros cristalográficos pertenecientes a las arcillas de la sucesión de "Barbahijar - Los Prados".

Muestra	Mineral, total		< 2 micras				2 - 20 micras			
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
Pr-16	3,0334	0,210	0,77	0,28	1,9935	--	0,46	0,31	1,9962	9,0289
Pr-15	3,0334	0,214	0,68	0,25	1,9942	--	0,50	0,38	1,9959	9,0348
Pr-14	3,0332	0,218	0,78	0,27	1,9938	--	0,50	0,35	1,9954	9,0223
Pr-13	3,0334	0,216	0,70	0,22	1,9941	0,10	0,47	0,40	1,9961	9,0254
Pr-12	3,0325	0,216	0,70	0,26	1,9943	--	0,55	0,33	1,9964	9,0176
Pr-11	3,0334	0,214	0,75	0,25	1,9955	--	0,49	0,32	1,9955	9,0154
Pr-10	3,0334	0,211	0,68	0,25	1,9962	--	0,50	0,37	1,9944	9,0265
Pr-9	3,0334	0,188	0,55	0,27	1,9965	0,12	0,50	0,40	1,9937	9,0135
Pr-8	3,0327	0,219	0,70	0,30	1,9972	--	0,47	0,31	1,9922	9,0178
Pr-7	3,0334	0,244	0,70	0,24	1,9961	--	0,45	0,33	1,9935	9,0256
Pr-6	3,0334	0,212	0,66	0,25	1,9964	0,15	0,40	0,35	1,9954	9,0318
Pr-5	3,0334	0,218	0,75	0,35	1,9969	--	0,50	0,37	1,9959	9,0152
Pr-4	3,0331	0,237	0,68	0,27	1,9986	--	0,46	0,40	1,9984	9,0252
Pr-3	3,0334	0,244	0,65	0,30	1,9982	--	0,42	0,36	1,9974	9,0237
Pr-2	3,0329	0,224	0,72	0,28	1,9989	0,17	0,48	0,35	1,9963	9,0317
Pr-1	3,0334	0,202	0,80	0,26	1,9993	0,25	0,42	0,45	1,9957	9,0152
Media	3,0332	0,218	0,70	0,27	1,9962		0,47	0,36	1,9955	9,0232

- |   |   |
|---|---|
| 1, (10 $\bar{1}$ 4) Calcita                             | 6, Ind. Biscaye (<2 $\mu$ )                               |
| 2, I ( $100$ )/I( $101$ ) Cuarzo                        | 7, Ic Illita (2-20 $\mu$ )                                |
| 3, Ic Illita, en 2 $\theta$ , (<2 $\mu$ )               | 8, I <sub>5A</sub> /I <sub>10A</sub> Illita (2-20 $\mu$ ) |
| 4, I <sub>5A</sub> /I <sub>10A</sub> Illita (<2 $\mu$ ) | 9, (0010) Illita (2-20 $\mu$ )                            |
| 5, (0010) Illita (<2 $\mu$ )                            | 10, Bo Illita (2-20 $\mu$ )                               |

- d) La relación de intensidades entre las reflexiones de 5 Å y 10 Å de la illita ofrece valores medios de 0,27 en los cristales menores de 2  $\mu$ , y de 0,36 en los comprendidos entre 2 y 20  $\mu$ . Dichos valores corresponden a illitas con una relativa alta proporción de Fe y Mg, acorde con los datos de Dunoyer de Segonzac (1969) y Esquevín (1969).
- e) El espaciado basal de la illita oscila en estrechos márgenes, con valores medios de 9,98 Å. Esta cifra concuerda con illitas muy pobres en Na.
- f) El b<sub>o</sub> medio de la illita es 9,0232, que representa composiciones cuyo contenido en Fe + Mg varía entre 0,3 y 0,5 átomos por media celdilla unidad. (Hunziker et al., 1986).
- g) El bajo valor del Índice de Biscaye obtenido en las pocas muestras que contienen esmectitas indica que éstas han sido fuertemente degradadas, probablemente durante su transporte.

#### D) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Mediante esta técnica se han hallado las composiciones precisas de algunos cristales de ilita, esmectita y clorita. La distribución de los distintos elementos y su proporción se indica en la tabla III.1.2 En ella se puede comprobar un hecho bastante significativo: *no hay una composición homogénea en ninguno de los grupos de minerales, lo cual indicaría una proveniencia heterogénea para las arcillas.*

TABLA III.1.2. Proporciones atómicas de algunos de los minerales de la arcilla encontrados en las pelitas de la serie de "Barbahijar-Los Prados".

Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
Ilita	3,61	0,39	1,52	0,29	---	0,21	--	0,72	--	1,890	6,58
Ilita	3,48	0,52	1,81	0,13	---	0,01	--	0,70	--	1,490	18,17
Ilita	3,89	0,11	1,59	0,15	---	0,11	0,05	0,61	--	2,288	11,33
Ilita	3,26	0,74	1,84	0,08	---	0,02	--	0,97	--	1,264	31,19
Ilita	3,34	0,66	1,93	0,10	---	--	--	0,53	--	1,287	22,89
Ilita	3,57	0,43	1,62	0,25	---	0,15	--	0,64	--	1,741	8,20
Ilita	3,74	0,26	1,75	0,19	---	0,17	--	0,77	--	1,860	10,58
Esmectita	3,34	0,66	1,57	0,34	---	0,35	0,06	0,12	--	1,495	6,61
Esmectita	3,58	0,42	1,11	0,63	---	0,34	0,01	0,53	--	2,345	2,43
Esmectita	3,50	0,50	1,20	0,43	---	0,35	0,18	0,43	0,02	2,064	3,92
Clorita	3,33	0,67	1,82	--	2,42	1,18	--	--	--	1,334	1,03
Clorita	3,07	0,93	1,26	0,04	0,88	3,64	--	--	--	1,398	2,38
Clorita	3,70	0,30	2,99	0,03	0,69	0,77	0,13	0,01	0,01	1,125	4,57

#### E) ANALISIS TERMICOS

Este tipo de análisis se ha realizado en 3 de las muestras con mayor contenido en materia orgánica. Las curvas obtenidas para la más rica en esmectitas (Pr-1) se dan en la figura III.1.6, observándose la aparición de:

- Endotérmicos a 120 y 209 °C, correspondientes a la pérdida de agua en la ilita (2.85%) y la esmectita (0.85%) (Mackenzie, 1970).
- Exotérmico a 370 °C, debido a la presencia de materia orgánica. La cantidad de ésta se puede evaluar en un 4.57%, como máximo.
- Inflexión a 590 °C, probablemente debida a la dehidroxilación de la ilita (3.42%).
- Endotérmico a 710 °C, por la dehidroxilación de las esmectitas (0.2%).
- Endotérmico a 890 °C, debido a las esmectitas y a la destrucción de

la estructura de la ilita (Greene-Kelly, 1957; Muñoz & Aleixandre, 1957). Igualmente ha podido influir la escasa proporción de calcita que en esta muestra se ha detectado.

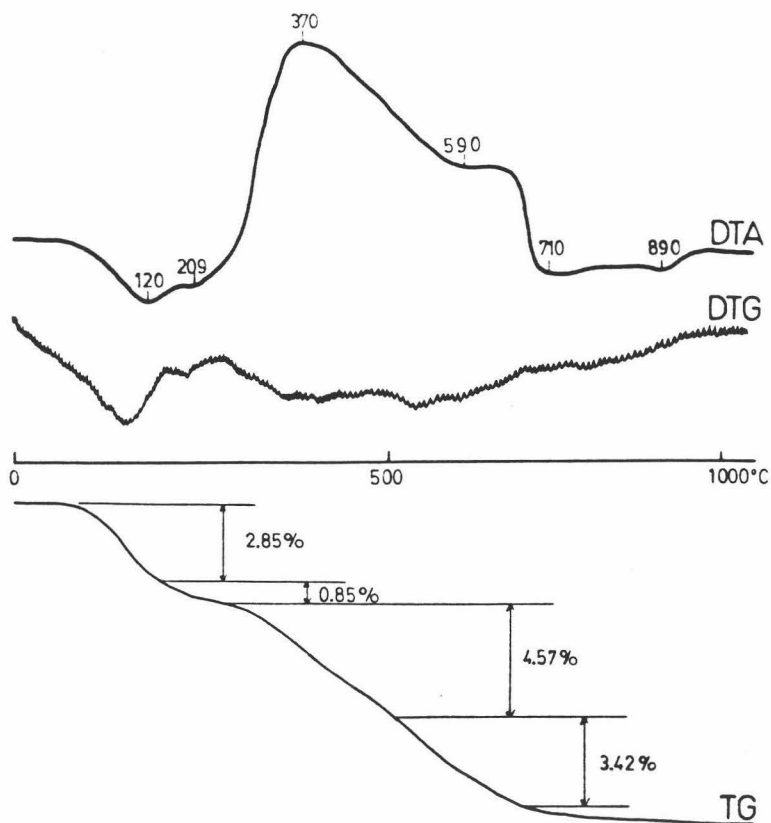


FIGURA III.1.6. Curvas ATD, TG y DTG obtenidas en el análisis térmico de la muestras Pr-1.

#### F) ANÁLISIS QUÍMICOS

La tabla III.1.3 recoge los datos químicos obtenidos en el análisis de dos de las muestras pertenecientes a esta secuencia. Dichas muestras se han elegido en función de su bajo contenido en calcita, situándose una en la base y otra en el techo de la sucesión.

TABLA III.1.3. Análisis químicos de las pelitas de la secuencia "Barbahijar-Los Prados".

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	Co	Cu	Zn	Li	Pb	Rb
Pr-16	51.25	21.35	4.97	1.07	1.7	1.70	1.13	3.5	0.80	0.03	50	70	85	125	35	35	340
Pr-1	58.10	18.31	3.50	1.50	0.2	1.18	1.10	3.0	0.90	0.01	75	60	120	260	50	50	300

Las pérdidas por calcinación son; Pr-1 = 11,67; Pr-16 = 11,42.

### III.1.2. SUCESION DEL CORTIJO MORALES

La secuencia analizada aflora en las proximidades de Valdepeñas de Jaén, al Sur del Cerro Altomiro, y pertenece igualmente a la unidad "Ventisquero-Sierra del Trigo" (véase la figura III.1.7). Incluye materiales cuya edad está comprendida entre el Cretácico inferior y el Cretácico superior más bajo (Vraconense).

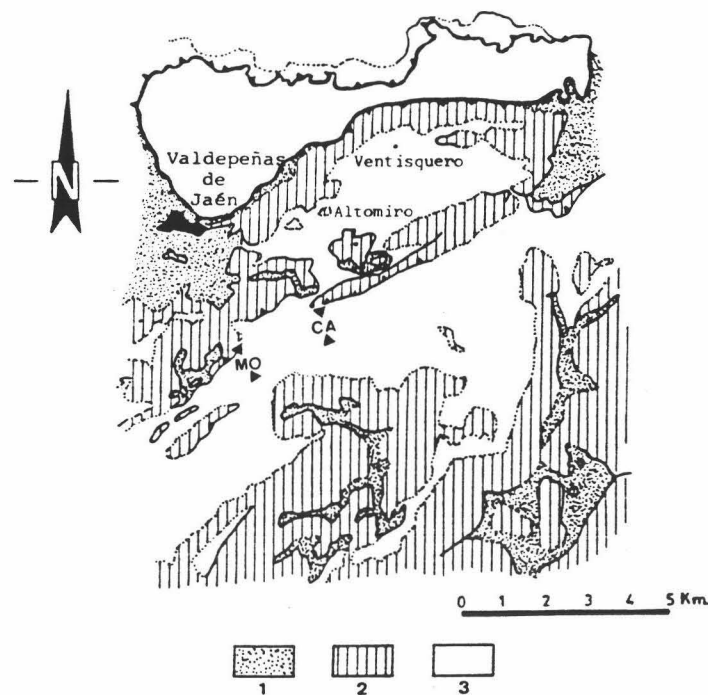


FIGURA III.1.7. Esquema geológico de los alrededores de las series "Cortijo Morales" (MO) y "Cortijo Carboneros" (CA), (tomado de Sanz de Galdeano, 1973).  
1, Triásico; 2, Jurásico; 3, Cretácico.

La sucesión muestreada se sitúa sobre margocalizas neocomienses de color gris y azul, con algunos niveles de brechas intercalados. Comienza con un paquete de radiolaritas y margas radiolaríticas de coloración ocre (denominado "tramo inferior" en la figura III.1.7), en las que con cierta frecuencia se pueden reconocer niveles silíceos turbidíticos que poseen estructuras gradadas y laminadas. Los bancos más potentes de radiolaritas tienen espesores comprendidos entre 10 y 15 cms. y alternan con episodios pelíticos más arcillosos, de tonalidad gris oscuro. Hacia la parte alta de

este tramo se pueden apreciar algunos *slumps* en niveles de margocalizas e intercalaciones arcillosas muy negras.

La parte superior de la secuencia ("tramo superior" en la misma figura) está desprovista de los términos radiolaríticos y constituida por una alternancia de margocalizas y margas grises en la que se intercalan turbiditas carbonatadas en bancos delgados de gran continuidad lateral y *slumps*. Igualmente, se pueden encontrar calcilitas laminadas e intercalaciones más arcillosas de color negro, ricas en materia orgánica.

Este tramo finaliza con arcillas negras, margas y conglomerados de cantos calizos. El tamaño de estos cantos es muy variable, oscilando entre 0.5 y 10 cms.

Las turbiditas existentes en ambos tramos son, en general, de facies D y, ocasionalmente, A, C y F (según la clasificación de Mutti & Ricci-Lucchi, 1975). Lechos finos de conglomerados (no más de 10 cms.) se amalgaman en la base de algunas facies C.

Debido a la falta de microfósiles que daten estos materiales, es incierta su edad. Busnardo (1964) cree que ésta es Aptense superior-Albense, y Sanz de Galdeano (1973), en base a correlaciones con otras series, propone la de Aptense-Albense.

### **Mineralogía**

La figura III.1.8 nos muestra esta secuencia, con indicación de los tipos de facies turbidíticas dominantes en cada tramo y de la localización de las diversas muestras pelíticas. Aquellas que genéticamente están ligadas a lechos turbidíticos y que en el campo evidencian fehacientemente este hecho han sido señaladas con una estrella.

La neta diferencia litológica que existe entre el tramo inferior y el superior hace aconsejable presentar los datos mineralógicos medios de cada uno de ellos independientemente. Igual observación puede hacerse para el caso de las pelitas turbidíticas, debido a la distinta génesis que estas pelitas tienen respecto a las hemipelagitas.

Se debe indicar, por último, que el estudio de esta serie fue en parte abordado por el autor de esta Memoria en su intento de tipificar y diferenciar mineralógicamente las pelitas turbidíticas y las hemipelagitas (López Galindo, 1984).



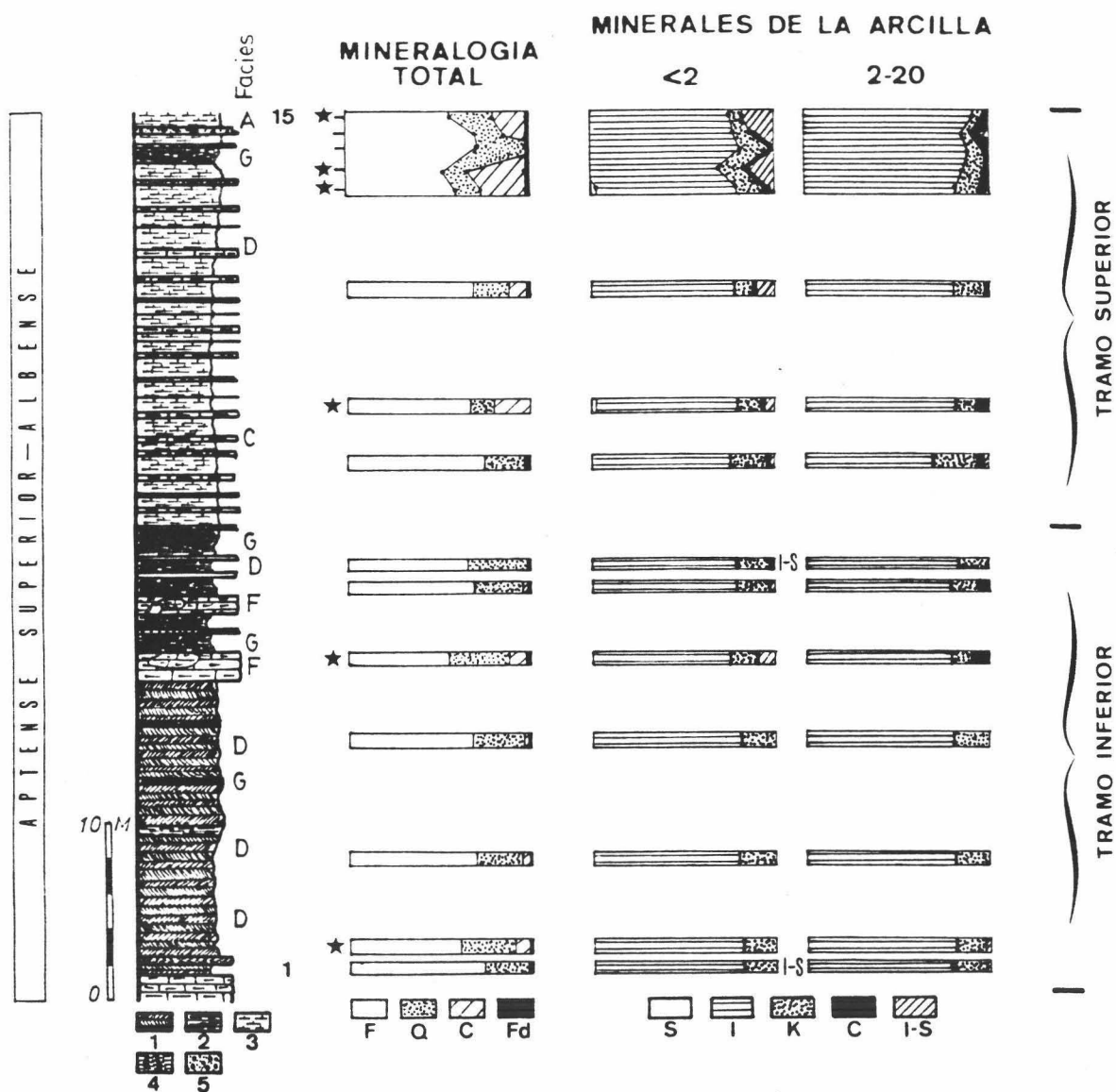


FIGURA III.1.8. Mineralogía de la secuencia del "Cortijo Morales", con indicación de la localización y naturaleza de las diversas muestras (aquellas marcadas con una estrella son pelitas turbidíticas).  
 1, Margas radiolaríticas ocreas; 2, Margocalizas; 3, Margas;  
 4, Arcillas margosas y margas negras; 5, Conglomerados, microconglomerados y calcarenitas finas.  
 F, Filosilicatos; Q, Cuarzo; C, Calcita; Fd, Feldespatos; S, Esmectitas; I, Iilita; K, Caolinita; C, Clorita; I-S, Interestratificado iilita-esmectita.

A) MINERALOGIA GLOBAL

En todas las muestras son constituyentes exclusivos los filosilicatos, el cuarzo, la calcita y los feldespatos. El porcentaje de cada uno de ellos viene indicado en la tabla II del Anexo I.

En el tramo inferior, aparte de la abundancia de sílice, resalta la ausencia casi generalizada de calcita, que alcanza un máximo de un 8% sólo en las muestras de carácter turbidítico

En el tramo superior disminuye apreciablemente la cantidad de cuarzo, mientras que la calcita está presente en la práctica totalidad de las muestras, alcanzando valores superiores al 30% en alguna de ellas.

Una representación gráfica de estos hechos viene recogida en la figura III.1.9, donde se muestra la mineralogía media de los diversos tramos y tipos de muestras existentes en esta secuencia.

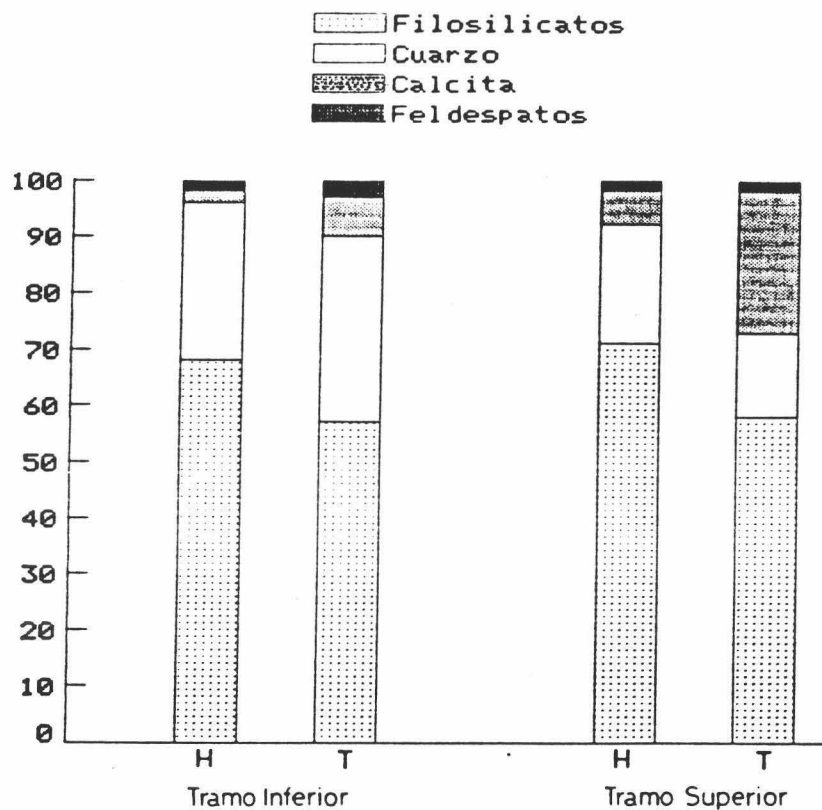


FIGURA III.1.9. Mineralogía global media de la serie del "Cortijo Morales". T = Pelita turbidítica; H = Hemipelagita.

#### B) MINERALOGÍA DE ARCILLAS

En las fracciones arcilla y limo, y dentro del grupo de los filosilicatos, se han identificado los siguientes minerales: illita, esmectitas, caolinita, clorita e interestratificados del tipo illita-esmectita e illita-clorita. Su proporción y variación vertical se puede apreciar en la figura III.1.8 y en la tabla II del Anexo I.

Algunos de los hechos destacables relativos a la mineralogía de arcillas son los siguientes:

- La illita, con valores variables entre el 70 y el 85%, es el mineral más abundante en todas las muestras.

- Le sigue en importancia la caolinita (10-20%), con una proporción ligeramente mayor (aproximadamente un 4% más) en las hemipelagitas que en las pelitas turbidíticas de ambos tramos.

- El interestratificado illita-esmectita es relativamente abundante en la fracción menor de 2  $\mu$ , predomina en las muestras de origen turbidítico y su cantidad disminuye claramente hacia el muro de la serie.

- La clorita, siempre minoritaria, alcanza su valor máximo (5% de media) en la fracción limo de las pelitas turbidíticas analizadas en el tramo inferior

- Sólo se han detectado esmectitas, aunque en pequeña cantidad (<5%), en la fracción arcilla del tramo superior.

En la figura III.1.10 se ha representado gráficamente la mineralogía media de arcillas, tanto de la fracción <2  $\mu$  como la comprendida entre 2 y 20  $\mu$ , con indicación de los diferentes tramos de la secuencia y de la naturaleza de las muestras.

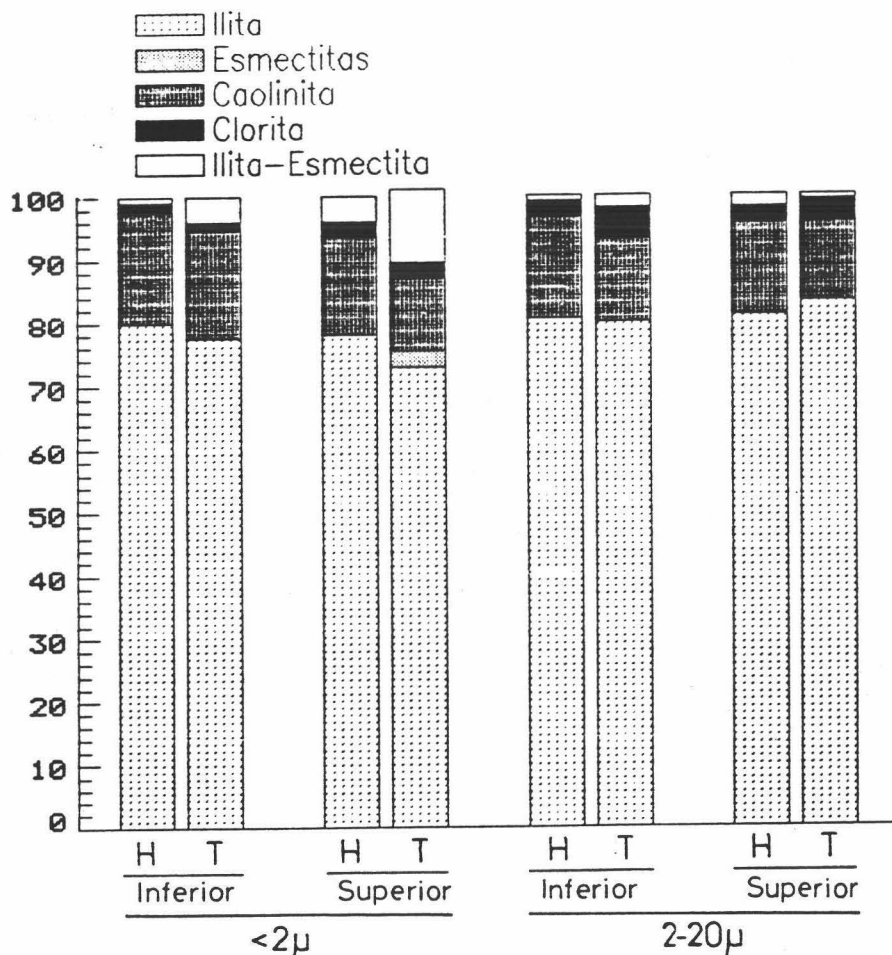


FIGURA III.1.10. Mineralogía media de arcillas correspondiente a las pelitas de la serie del "Cortijo Morales".  
T= Pelitas turbidíticas; H = Hemipelagitas.

C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

Los diversos parámetros que se han podido medir en los minerales de esta secuencia vienen recogidos en la tabla III.1.4. Por su especial interés cabe destacar lo siguiente:

TABLA III.1.4. Parámetros cristalográficos pertenecientes a las arcillas de la secuencia del "Cortijo Morales".

Muestra	Mineral, total		< 2 micras				2 - 20 micras		
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
Mo-15	3,0334	0,193	0,32	0,15	1,9949	--	0,22	0,16	9,0263
Mo-14	3,0332	0,267	0,30	0,15	1,9952	--	0,28	0,15	9,0231
Mo-13	--	0,216	0,25	0,25	1,9992	--	0,27	0,22	9,0274
Mo-12	3,0325	0,248	0,30	0,11	1,9958	--	0,25	0,25	9,0194
Mo-11	3,0334	0,176	0,38	0,13	1,9955	--	0,24	0,17	9,0408
Mo-10	3,0329	0,192	0,32	0,12	1,9962	--	0,25	0,15	9,0232
Mo-9	3,0334	0,195	0,40	0,12	1,9969	0,10	0,31	0,20	9,0135
Mo-8	--	0,218	0,38	0,12	1,9982	--	0,27	0,16	9,0078
Mo-7	--	0,205	0,37	0,14	1,9949	--	0,27	0,18	9,0214
Mo-6	3,0334	0,204	0,36	0,12	1,9964	--	0,27	0,19	9,0323
Mo-5	3,0329	0,208	0,34	0,15	1,9969	--	0,28	0,22	9,0159
Mo-4	--	0,201	0,32	0,15	1,9963	--	0,29	0,21	9,0234
Mo-3	--	0,199	0,35	0,15	1,9982	--	0,28	0,20	9,0124
Mo-2	3,0329	0,198	0,30	0,20	1,9964	--	0,28	0,19	9,0219
Mo-1	--	0,196	0,31	0,15	1,9963	--	0,31	0,18	9,0125
Media	3,0331	0,207	0,33	0,14	1,9965		0,27	0,19	9,0214

- |  |  |
|--|--|
| 1. (10 $\bar{1}$ 4) Calcita                            | 6. Ind. Biscaye (<2 $\mu$ )                              |
| 2. I (100)/I(101) Cuarzo                               | 7. Ic Ilita (2-20 $\mu$ )                                |
| 3. Ic Ilita, en 2 $\theta$ , (<2 $\mu$ )               | 8. I <sub>5A</sub> /I <sub>10A</sub> Ilita (2-20 $\mu$ ) |
| 4. I <sub>5A</sub> /I <sub>10A</sub> Ilita (<2 $\mu$ ) | 9. Bo Ilita (2-20 $\mu$ )                                |
| 5. (0010) Ilita (<2 $\mu$ )                            |  |

- a) No se aprecian diferencias entre las pelitas hemipelágicas y las pelitas turbidíticas.
- b) La proporción media de moles de CO<sub>3</sub>Mg en la calcita, la relación de intensidades entre las dos reflexiones más importantes del cuarzo, el espaciado basal de la ilita y el índice bo de la ilita son semejantes a los observados en la serie de "Barbahijar-Los Prados".
- c) La cristalinidad de la ilita es, sin embargo, apreciablemente mayor en esta secuencia, con valores próximos a 0,30 2 $\theta$  en ambas fracciones.
- d) La relación de intensidades entre las reflexiones de 5 Å y 10 Å de la ilita ofrece valores medios de 0,14 en los cristales menores de 2  $\mu$ , y de 0,19 en los comprendidos entre 2 y 20  $\mu$ , que corresponden a composiciones con un apreciable contenido de Fe y Mg en la capa octaédrica.

#### D) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se ofrecen a continuación algunas proporciones atómicas precisas de ilitas y esmectitas presentes en esta secuencia. Se puede apreciar que las composiciones son bastante heterogéneas.

TABLA III.1.5. Proporciones atómicas de algunas ilitas y esmectitas encontradas en la serie del "Cortijo Morales".

Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
Ilita	3,06	0,94	1,82	0,15	---	0,01	--	0,92	--	1,109	18,25
Ilita	3,65	0,35	1,52	0,29	---	0,21	--	0,75	--	1,952	6,36
Ilita	3,71	0,29	1,62	0,15	---	0,11	--	0,69	--	1,942	12,73
Esmectita	3,25	0,75	0,74	1,08	---	0,32	--	0,61	--	2,180	1,38
Esmectita	3,45	0,55	1,23	0,41	---	0,19	0,2	0,23	--	1,834	4,58

#### E) ANALISIS TERMICOS

Se han obtenido diagramas de tres muestras correspondientes a esta serie, sin que existan grandes variaciones entre ellos. Como ejemplo, en la figura III.1.11 se dan las curvas obtenidas para una de las muestras (MO-14). Se observa la aparición de:

- Endotérmicos a 142 y 205 °C, correspondientes a la pérdida de agua de la ilita y del interestratificado Ilita-Esmectita (Cole & Hosking, 1957). Esta pérdida representa el 3.14%.

- Exotérmicos a 365, 419 y 510 °C, debidos a la materia orgánica existente, fundamentalmente de tipo "turba" (Grimshaw & Roberts, 1957).

La cantidad de materia orgánica se puede evaluar entre 2-3% en esta muestra, aunque alcanza un 6.5% en las otras dos.

- Endotérmico a 590 °C, debido a la dehidroxilación de la ilita y de la capa brucítica de la clorita, junto a la expulsión del agua estructural de la caolinita (Holdrigge & Vaughan, 1957; Caillère & Hénin, 1957). En total se pierde un 1.7 %.

- Endotérmicos a 779 y 879 °C. El primero lo origina la dehidroxilación de la clorita y el segundo, la destrucción de la calcita (Webb & Heystek, 1957). La suma de estas pérdidas representa un 13.42%.

- Exotérmico a 916 °C, por la posible transformación de clorita a olivino (Holdrigge & Vaughan, 1957).

- Endotérmico a 940 °C, por la destrucción de la estructura de la ilita (Muñoz & Aleixandre, 1957).

- Exotérmico a 976 °C, por la transformación de caolinita en mullita

y/o  $\gamma$   $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Holdrigge & Vaughan, 1957).

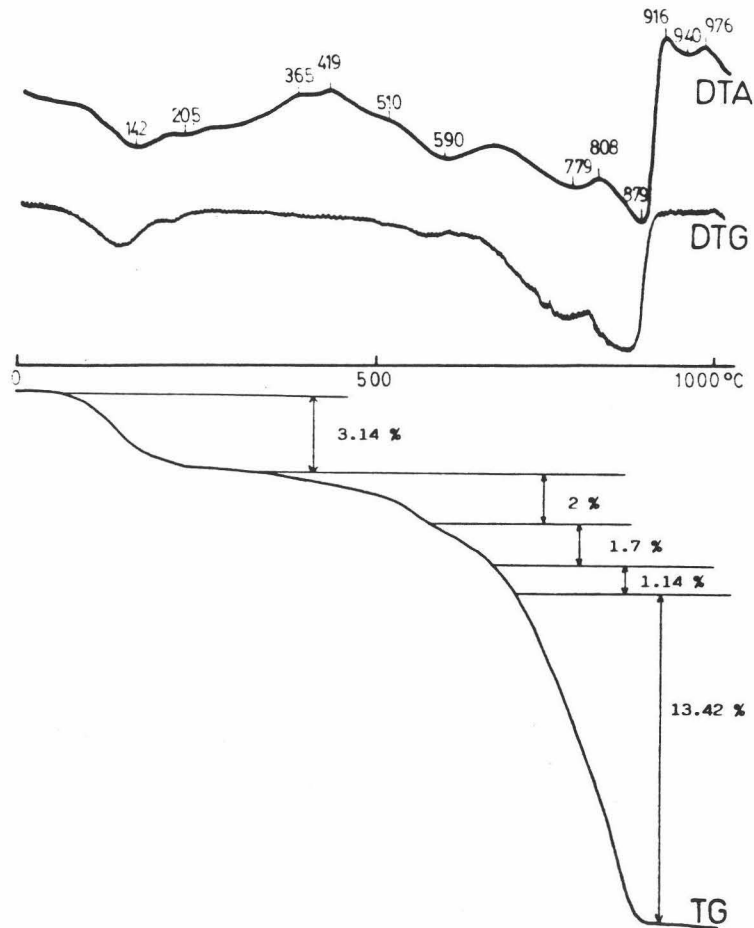


FIGURA III.1.11. Curvas DTA, TG y DTG correspondientes a la muestra MO-14, de la serie del "Cortijo Morales".

#### F) ANÁLISIS QUÍMICOS

Las fracciones limo de las muestras MO-7 y MO-13, ambas hemipelágicas, han sido analizadas químicamente. Los resultados obtenidos se pueden observar en la tabla III.1.6.

TABLA III.1.6. Análisis químicos de algunas pelitas del Cortijo Morales.

Muestra	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	CaO	MgO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	MnO	Cr	Co	Cu	Zn	Li	Pb	Rb
MO-13	44,80	20,16	4,97	0,45	0,5	2,12	4,40	3,2	0,85	0,01	100	70	115	350	35	35	210
MO-7	39,50	32,37	5,38	0,46	0,9	1,75	3,00	4,1	0,75	0,02	50	60	75	190	50	35	295

Las pérdidas por calcinación son; MO-7 = 12,58%; MO-13 = 6,66%.

### III.1.3. SUCESION DEL CORTIJO CARBONEROS

La secuencia que aflora en las proximidades del Cortijo Carboneros es continuación lateral de los tramos más altos de la que se acaba de describir con el nombre de "Cortijo Morales" y se sitúa unos 1700 metros al NE de ésta (véase la figura III.1.7). En ella, diferentes tipos de turbiditas se asocian a niveles hemipelágicos margoso-arcillosos de tonalidades grises y negras.

La naturaleza de las facies turbidíticas es netamente diferente en el tramo inferior y en el superior de la secuencia. En el primero dominan las turbiditas esencialmente carbonatadas, entre las cuales se intercalan margas negras muy ricas en materia orgánica. El tramo superior está constituido fundamentalmente por radiolaritas turbidíticas alternantes con margas y margocalizas muy oscuras, siendo muy frecuentes las granuloclasificaciones y laminaciones paralelas en los lechos turbidíticos. En general, las facies presentes son de tipo C y D, los bancos turbidíticos tienen gran continuidad lateral y sus espesores oscilan entre 5 y 60 cms.

En el techo de este último tramo se desarrollan capas conglomeráticas con base canalizada. Estas capas se acuñan lateralmente con geometría que parece corresponder al relleno de canalizaciones someras. La litología de los clastos es esencialmente carbonatada (calizas silíceas, micríticas, oolíticas, etc). En todos los casos, estos niveles conglomeráticos preceden a un lecho turbidítico de naturaleza radiolarítica, siendo el tránsito gradual.

La edad probable de esta sucesión es el Albense (Sanz de Galdeano, 1973), aunque no hay criterios paleontológicos que confirmen esta idea.

#### *Mineralogía*

En la figura III.1.12 se recoge la litología, situación y naturaleza, hemipelágica o turbidítica, de las diversas muestras seleccionadas para su estudio. Se puede observar igualmente el tipo y cantidad de cada uno de los minerales existentes.

Con objeto de apreciar si existen o no diferencias mineralógicas en concordancia con las litológicas, la presentación de los datos se efectúa considerando la existencia de los dos tramos anteriormente aludidos.

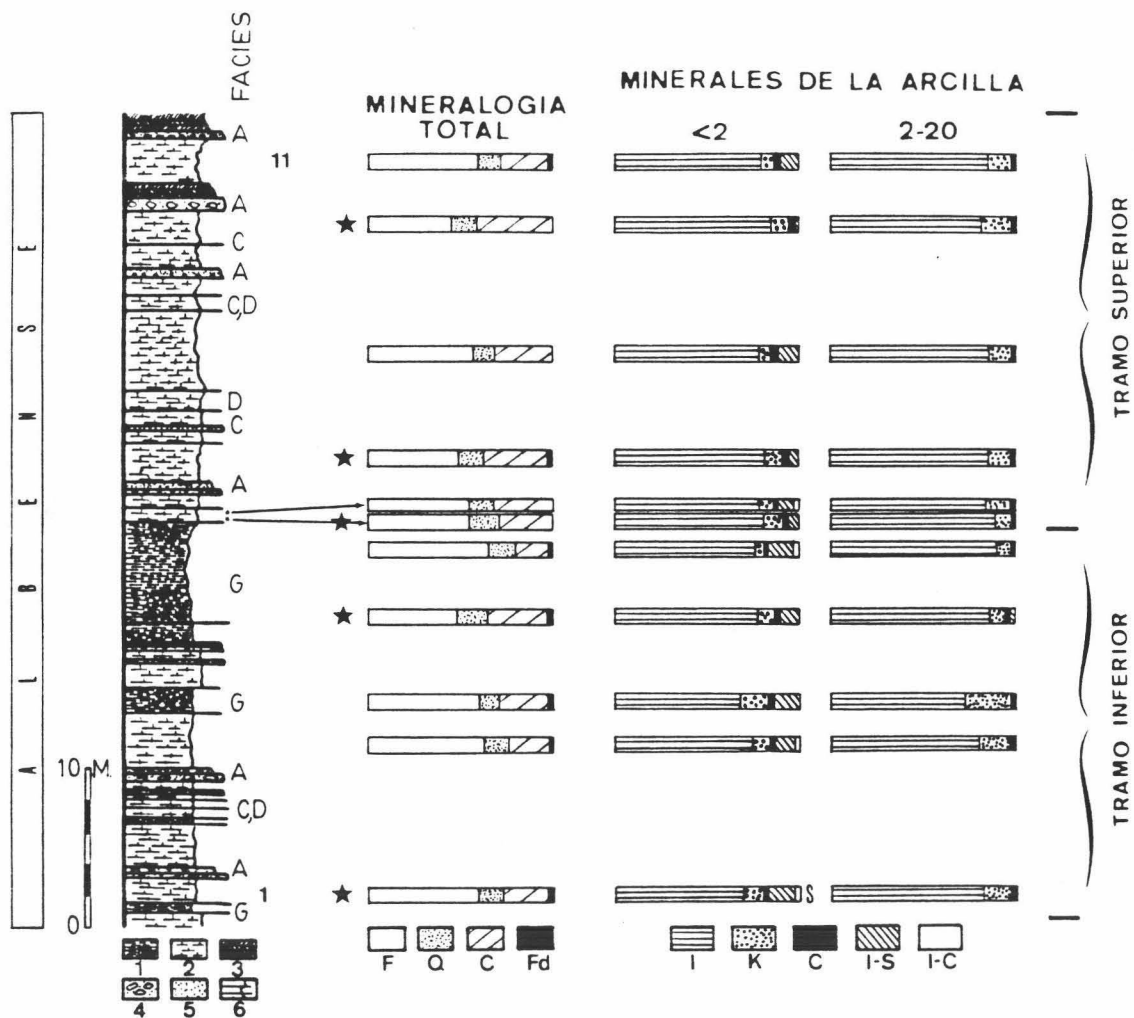


FIGURA III.1.12. Mineralogía de la secuencia del "Cortijo Carboneros", con indicación de la localización y naturaleza de las diversas muestras (aquellas marcadas con una estrella son pelitas turbidíticas).

1, Margas negras; 2, Margocalizas grises astillosas; 3, Radiolaritas turbidíticas; 4, Conglomerados; 5, Microconglomerados radiolaríticos; 6, Finas intercalaciones turbidíticas.  
 F, Filosilicatos; Q, Cuarzo; C, Calcita; Fd, Feldespatos; I, Illita; K, Caolinita; C, Clorita; I-S, Interestratificado illita-esmectita; I-C, Idem, illita-clorita.

#### A) MINERALOGIA GLOBAL

Filosilicatos, calcita, cuarzo y feldespatos son los únicos minerales identificados en esta sucesión.

La proporción de estos minerales es muy constante a lo largo de la serie, no apreciándose diferencias significativas entre los dos tramos y los diversos tipos de muestras, salvo una ligera mayor cantidad de calcita



en las pelitas turbidíticas, una concentración más elevada de feldespatos en el tramo inferior y una disminución de los filosilicatos hacia el techo. El valor medio de la concentración de cada mineral en los distintos tipos de muestras se esquematiza en la figura III.1.13.

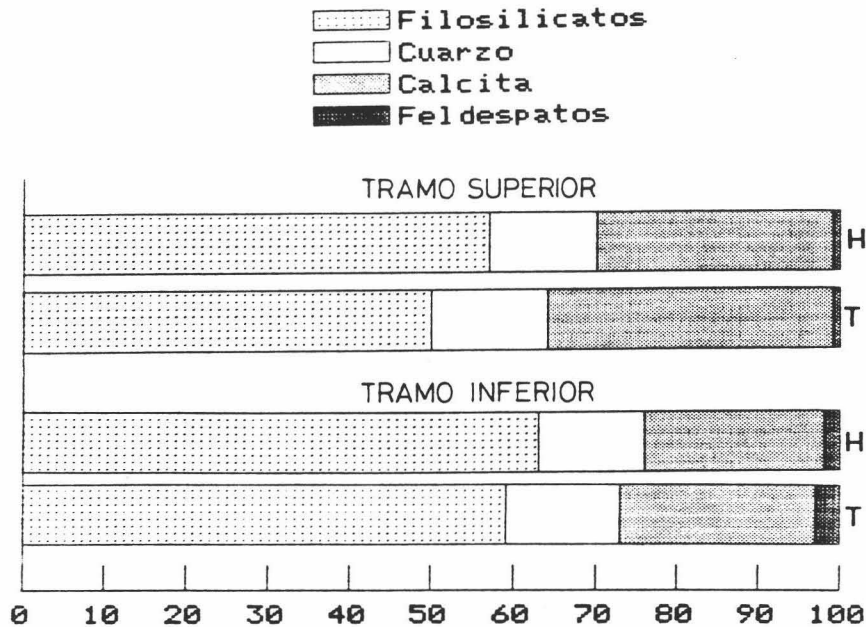


FIGURA III.1.13. Mineralogía global media de la serie del "Cortijo Carboneros". T = Pelita turbidítica; H = Hemipelagita.

#### B) MINERALOGIA DE ARCILLAS

Como indica la figura III.1.12, el mineral de la arcilla predominante es la ilita, que alcanza concentraciones superiores al 85 % en varias muestras. Le siguen en importancia la caolinita -entre el 5 y el 25%- , la clorita - que nunca supera el 5% del total- y, en cantidades minoritarias, los interestratificados ilita-esmectita e ilita-clorita. Ocasionalmente se han encontrado esmectitas, fundamentalmente en el muro de la serie (muestras Ca-1 y Ca-2).

La concentración media de los minerales, tanto en la fracción  $< 2 \mu$  como la comprendida entre 2 y  $20 \mu$ , se ha representado en los gráficos de la figura III.1.14. Los porcentajes para cada una de las muestras pueden verse en la tabla III del Anexo I.

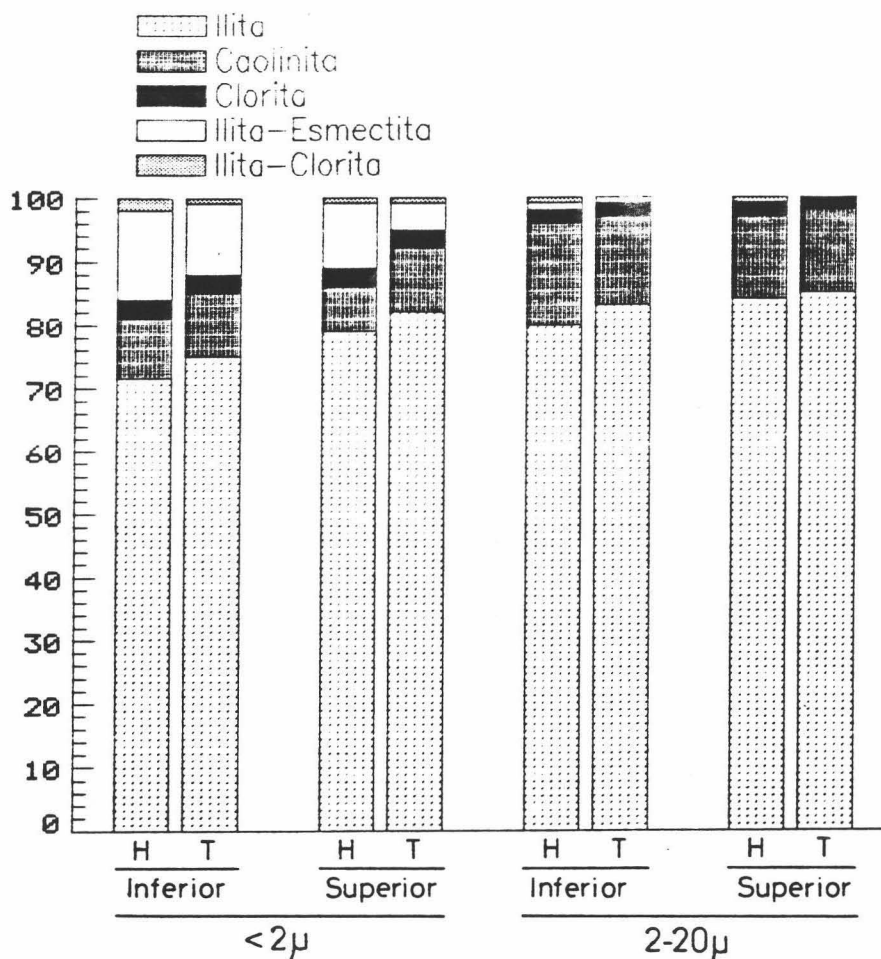


FIGURA III.1.14. Mineralogía media de arcillas correspondiente a las pelitas de la serie del "Cortijo Carboneros", T= Pelitas turbidíticas; H = Hemipelagitas.

Son interesantes de resaltar varios hechos derivados de la distribución y proporción de los diversos filosilicatos. Entre ellos se citan:

- La illita y la caolinita se concentran preferencialmente en la fracción limo, en tanto que los interestratificados lo hacen en la fracción <2μ. En este último caso representan entre el 5 y el 15% del total.
- Las muestras analizadas en el tramo inferior contienen mayor proporción de interestratificados y de caolinita.
- Las pelitas turbidíticas presentan siempre mayor proporción de illita, y las hemipelagitas del interestratificado illita-esmectita.

### C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

En la tabla III.1.7 se muestran los parámetros medidos en las arcillas encontradas en las pelitas de esta secuencia. De su observación se

deducen diversas consideraciones interesantes, entre las cuales destacan:

- a) Las medidas efectuadas sobre el cuarzo y la calcita son totalmente equiparables a las obtenidas en las pelitas de la serie del "Cortijo Morales".
- b) La cristalinidad de la illita es ligeramente menor que la observada en la serie infrayacente, lo cual indicaría bien una mayor degradación de las illitas de "Carboneros", bien leves ordenaciones diagenéticas en la estructura de este mineral en "Morales".
- c) La composición química de las illitas es bastante similar a la observada en "Morales", como así ponen de manifiesto el índice  $bo$ , el espaciado basal y la relación  $(002)/(001)$ .

TABLA III.1.7. Parámetros cristalográficos pertenecientes a las arcillas de la secuencia del "Cortijo Carboneros".

Muestra	Mineral, total		< 2 micras				2 - 20 micras		
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
Ca-11	3,0332	0,220	0,41	0,15	1,9962	--	0,32	0,18	9,0312
Ca-10	3,0334	0,226	0,40	0,10	1,9945	--	0,34	0,16	9,0241
Ca-9	3,0329	0,210	0,42	0,13	1,9954	--	0,35	0,19	9,0175
Ca-8	3,0337	0,220	0,45	0,12	1,9949	--	0,35	0,18	9,0121
Ca-7	3,0329	0,250	0,42	0,13	1,9961	--	0,38	0,15	9,0195
Ca-6	3,0329	0,210	0,38	0,15	1,9953	--	0,32	0,17	9,0213
Ca-5	3,0329	0,179	0,45	0,15	1,9924	--	0,30	0,19	9,0177
Ca-4	3,0331	0,210	0,43	0,12	1,9942	--	0,38	0,20	9,0262
Ca-3	3,0313	0,258	0,39	0,13	1,9935	--	0,25	0,21	9,0221
Ca-2	3,0334	0,220	0,42	0,13	1,9948	--	0,35	0,19	9,0185
Ca-1	3,0339	0,211	0,47	0,12	1,9945	0,1	0,40	0,20	9,0253
Media	3,0332	0,219	0,42	0,13	1,9947		0,34	0,18	9,0214

1.  $(10\bar{1}4)$  Calcita

2.  $I(100)/I(101)$  Cuarzo

3.  $Ic$  Illita, en  $2\theta$ , ( $<2\mu$ )

4.  $I_{5A}/I_{10A}$  Illita ( $<2\mu$ )

5.  $(0010)$  Illita ( $<2\mu$ )

6. Ind. Biscaye ( $<2\mu$ )

7.  $Ic$  Illita (2-20  $\mu$ )

8.  $I_{5A}/I_{10A}$  Illita (2-20  $\mu$ )

9.  $Bo$  Illita (2-20  $\mu$ )

#### D) ANÁLISIS TÉRMICOS

Los análisis térmicos de las muestras de esta secuencia dan resultados totalmente análogos a los obtenidos en la serie del "Cortijo Morales" y de "Barbahijar-Los Prados". Como ejemplo se muestran en la figura III.1.15 las curvas resultantes en el análisis de la muestra CA-5.

La pérdida de agua en la illita se evalúa en un 3.14%. La suma correspondiente a la dehidroxilación de la illita, a la combustión de la materia orgánica y a la pérdida del agua estructural de la caolinita puede

estimarse en un 10.27%, cifra muy alta pero explicable si se supone una alta proporción de materia orgánica (al menos un 8.5% ).

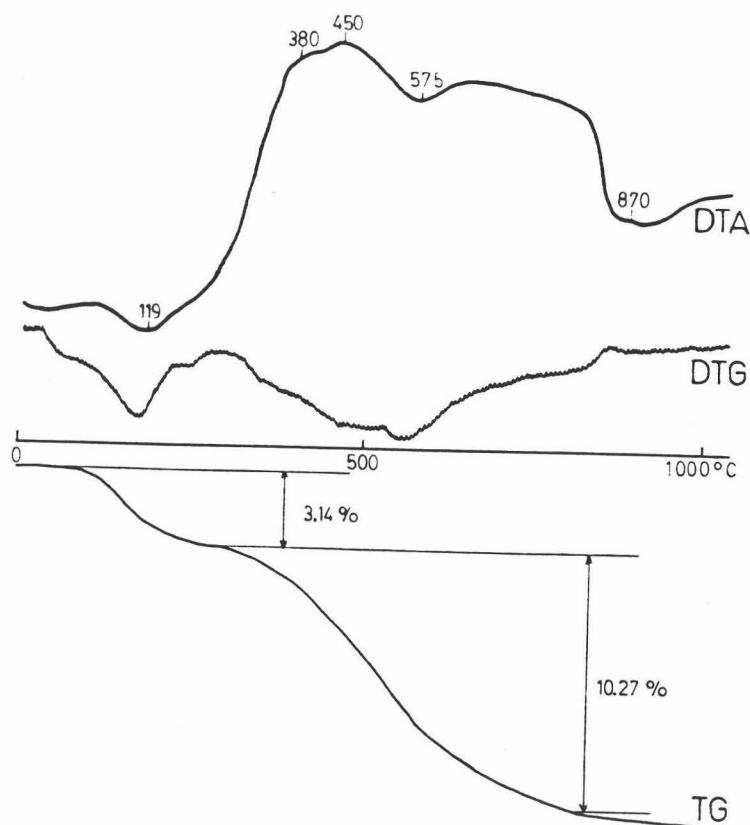


FIGURA III.1.15. Curvas DTA, TG y DTG correspondientes a la muestra CA-5 de la serie del "Cortijo Carboneros",

#### E) ANÁLISIS QUÍMICOS

La tabla III.1.8 ofrece los resultados obtenidos en el análisis químico de las fracciones limo correspondientes a las muestras CA-1 y CA-6.

TABLA III.1.8. Análisis químicos de las pelitas del Cortijo Carboneros.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	Co	Cu	Zn	Li	Pb	Rb
CA-6	55.90	22.76	4.43	0.85	0.9	1.85	1.40	3.6	0.73	0.03	100	70	90	100	30	35	225
CA-1	46.45	23.75	4.55	0.92	1.0	1.90	5.75	4.0	0.88	0.02	100	50	110	190	45	35	210

Las pérdidas por calcinación son las siguientes; CA-1 = 10,27 ; CA-6 = 6,62. .

### III.1.4. SUCESION DEL PUERTO CARRETERO

Los materiales que se analizan en este apartado están muy bien representados en el corte de la nueva carretera que une Granada y Jaén, a la altura de Campillo de Arenas y forman parte de la denominada por Comas et al. (1982) *Formación Carretero*.

La situación de los cortes levantados se observa en la figura III.1.16.

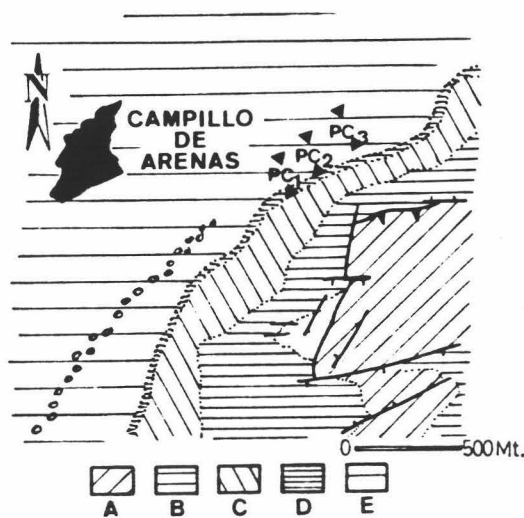


FIGURA III.1.16. Situación geológica y geográfica de los afloramientos analizados en el Puerto Carretero, sobre la base cartográfica de García-Dueñas, (1967).  
A, Lias inferior; B, Lias medio; C, Lias superior; D, Titónico; E, Cretácico (Fm. Carretero).

Los términos muestreados comienzan con una alternancia monótona de calizas margosas y margas de color gris azulado, que presentan localmente brechas intraformacionales y *slumps*. En este trabajo sólo se estudian los niveles terminales (designados "PC<sub>1</sub>"), en donde se ha encontrado un *Phylloporachieras infundibulum* que data el Hauteriviense superior-Barremense.

Por encima de estos materiales, y quizás separados por contacto mecánico ya que la relación no es suficientemente clara en esta zona, aparecen unos niveles de arcillas radiolaríticas con abundantes pátinas ferruginosas de color ocre, semejantes a las halladas en la base de la sucesión del Cortijo Morales, y otros de arcillas y/o limos de color negro,

con algunas intercalaciones siliciclásticas. Faltan fósiles que puedan datar con exactitud estas capas, pero Comas et al. (*op. cit.*), en base a correlaciones con otras series, asignan una edad Aptense-Albense al tramo que contiene los niveles descritos.

Estos materiales han sido denominados PC<sub>2</sub> y PC<sub>3</sub>, pues son dos los afloramientos estudiados, aunque con toda probabilidad uno sea superposición del otro.

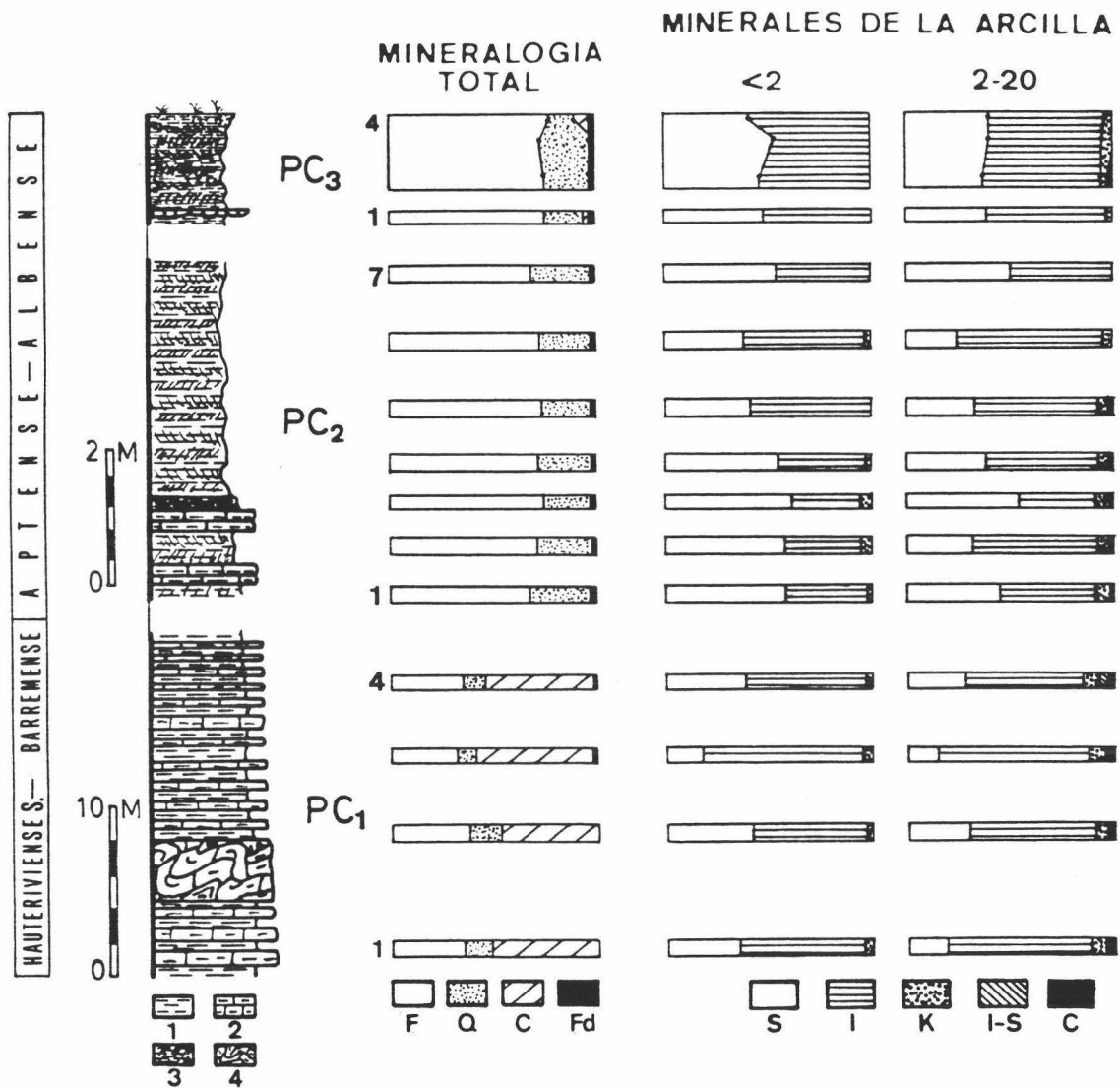


FIGURA III,1,17, Litología y mineralogía de la serie del Puerto Carretero.

1, Margas y margocalizas grises; 2, Calizas margosas; 3, Arcillas y limos radiolaríticos con algunas intercalaciones detríticas; 4, Slump.

F, Filosilicatos; Q, Cuarzo; C, Calcita; Fd, Feldespatos; S, Esmectitas; I, Ilita; K, Caolinita; I-S, Interestratificado ilita-esmectita; C, Clorita.

## Mineralogía

La figura III.1.17 muestra un esquema de la litología, potencia, mineralogía total y mineralogía de arcillas perteneciente a los tramos muestreados para este estudio.

### A) MINERALOGIA GLOBAL

Hay una diferencia composicional nítida entre el tramo inferior ( $PC_1$ ) y los dos superiores ( $PC_2$  y  $PC_3$ ): en el primero domina la calcita y en los últimos los filosilicatos y el cuarzo, siendo los carbonatos minoritarios. Los feldespatos están en proporción muy baja en ambos casos. Goethita y limonita completan la lista de minerales que han sido detectados en estas pelitas, aunque sólo esporádicamente.

Aparte de esta evidente distinción (figura III.1.18), no se han encontrado niveles cuya mineralogía rompa la monotonía que se observa en la distribución vertical de los diversos componentes.

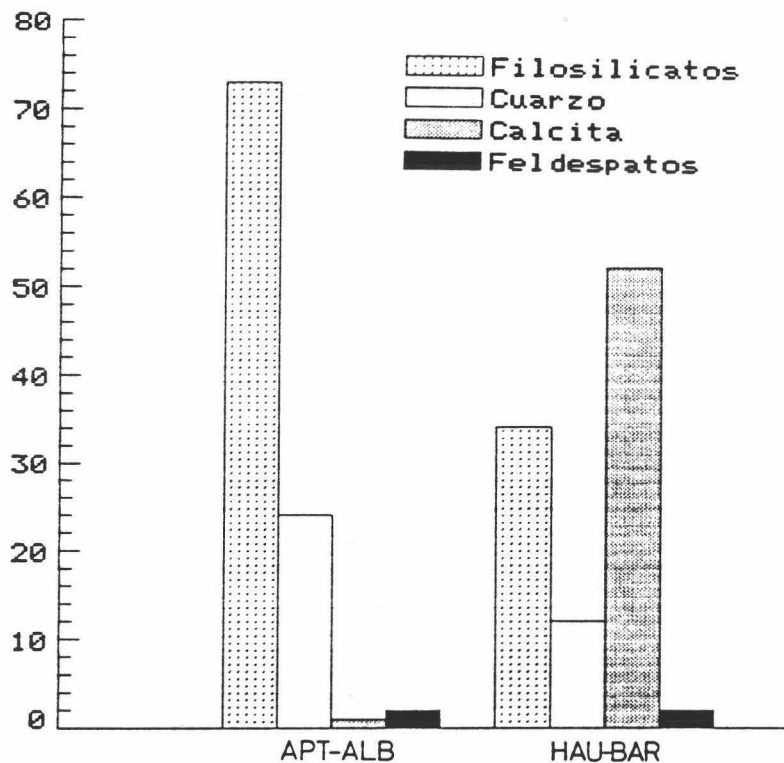


FIGURA III.1.18. Mineralogía media global del Hauter, super-Barremense (derecha) y Aptense-Albense (izquierda) de la serie del Puerto Carretero.

### B) MINERALOGIA DE ARCILLAS

Ha sido detectada la presencia de esmectitas, illita, caolinita, clorita

y los interestratificados illita-esmectita e illita-clorita, siendo con diferencia más abundantes los dos primeros.

La illita es el principal componente de los materiales pertenecientes al Hauter. super.-Barremense, superando en todas las muestras el 55% del total. En estas mismas muestras, la proporción de esmectitas oscila entre el 15 y el 40%, la caolinita varía entre <5 y 8%, y la clorita e interestratificados son siempre minoritarios (los valores de cada componente se dan en la tabla IV del Anexo I).

En el Aptense-Albense, por el contrario, el porcentaje de esmectitas es notablemente superior, situándose la media en torno al 50% en la fracción arcilla. La illita se concentra fundamentalmente en la fracción limo y, en muy baja cantidad, lo hacen igualmente la caolinita y la clorita. El interestratificado illita-esmectita sólo aparece esporádicamente y siempre como trazas.

Como resumen de lo expuesto anteriormente (véase igualmente la figura III.1.19) se destaca lo siguiente:

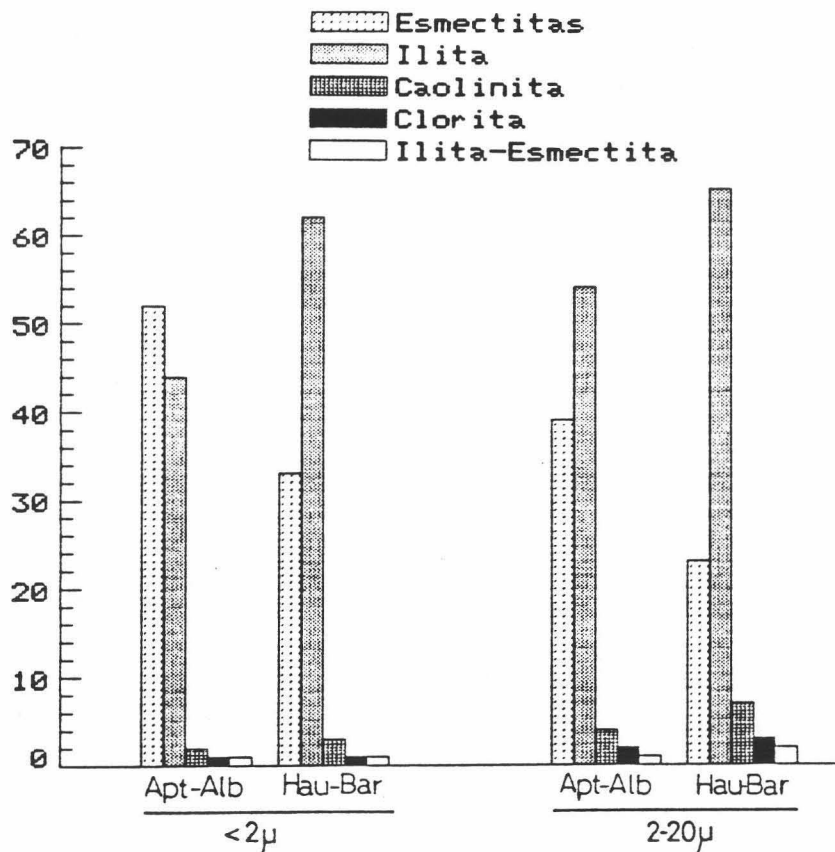


FIGURA III.1.19. Representación de la mineralogía media de arcillas hallada en las pelitas de la serie del "Puerto Carretero", Apt-Alb = Aptense-Albense; Hau-Bar = Hauteriviense superior-Barremense.



- Los materiales de edad Hauteriviense superior-Barremense son ricos en illita y, en ellos, la caolinita alcanza hasta un 8% de concentración,

- Los materiales del Aptense-Albense muestran un enriquecimiento notable en esmectitas, alcanzándose en la fracción <2 $\mu$  de algunas muestras valores superiores al 60%,

- Los demás componentes -caolinita, clorita e interestratificados- no suelen superar, en conjunto, el 5% del total en las muestras de edad Aptense-Albense. Esta proporción sube hasta un 10% en aquellas correspondientes al Hauter, super, -Barremense,

### C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

Al ser las esmectitas componentes importantes de estas pelitas se han medido en ellas algunos parámetros no utilizados hasta ahora. En concreto, se ha realizado la medida del bo y del espaciado (001) de dichos minerales. Los resultados obtenidos se exponen en la tabla III.1.9.

TABLA III.1.9. Parámetros cristalográficos determinados en las arcillas de la secuencia del "Cortijo Carboneros".

Muestra	< 2 micras						2 - 20 micras					
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
PC <sub>3</sub> -4	0,207	0,55	0,22	1,9943	0,42	13,0	0,40	0,42	8,999	9,020	15,0	0,63
PC <sub>3</sub> -3	0,189	0,50	0,20	1,9970	0,59	13,0	0,30	0,47	8,997	9,020	14,0	0,66
PC <sub>3</sub> -2	0,250	0,50	0,20	1,9951	0,54	12,5	0,35	0,46	8,995	9,015	13,5	0,70
PC <sub>3</sub> -1	0,211	0,52	0,21	1,9962	0,50	13,0	0,35	0,45	8,998	9,019	14,0	0,68
PC <sub>2</sub> -7	0,214	0,52	0,15	1,9970	0,58	12,5	0,30	0,32	8,994	9,019	14,5	0,60
PC <sub>2</sub> -6	0,211	0,43	0,25	1,9918	0,50	14,0	0,25	0,50	8,999	9,028	14,0	0,53
PC <sub>2</sub> -5	0,217	0,52	0,20	1,9984	0,50	12,5	0,30	0,39	9,003	9,020	13,0	0,65
PC <sub>2</sub> -4	0,215	0,49	0,21	1,9962	0,52	13,0	0,30	0,41	8,997	9,020	14,0	0,58
PC <sub>2</sub> -3	0,205	0,50	0,30	1,9922	0,70	14,5	0,30	0,45	9,000	9,023	13,2	0,77
PC <sub>2</sub> -2	0,189	0,45	0,21	1,9930	0,55	12,5	0,30	0,45	8,999	9,022	13,0	0,46
PC <sub>2</sub> -1	0,217	0,42	0,15	1,9934	0,50	12,5	0,30	0,42	8,996	9,020	13,0	0,77
PC <sub>1</sub> -4	0,222	0,45	0,30	1,9969	0,15	13,0	0,30	0,53	9,002	9,024	15,0	0,22
PC <sub>1</sub> -3	0,210	0,45	0,25	1,9949	0,50	12,5	0,30	0,48	9,000	9,025	14,5	0,40
PC <sub>1</sub> -2	0,182	0,48	0,30	1,9957	0,40	12,5	0,30	0,43	9,004	9,025	15,0	0,33
PC <sub>1</sub> -1	0,210	0,50	0,32	1,9938	0,35	13,0	0,32	0,35	9,002	9,021	14,5	0,25
MediaP <sub>2-3</sub>	0,211	0,49	0,21	1,9949	0,53	13,0	0,31	0,43	8,998	9,020	13,7	0,64
MediaP <sub>1</sub>	0,206	0,47	0,29	1,9953	0,35	12,7	0,30	0,45	9,002	9,024	14,8	0,30

- 1, I<sub>(100)</sub>/I<sub>(101)</sub> Cuarzo
- 2, Ic Illita, en 2 $\theta$ , (<2 $\mu$ )
- 3, I<sub>EA</sub>/I<sub>10A</sub> Illita (<2 $\mu$ )
- 4, (0010) Illita (<2 $\mu$ )
- 5, Ind. Biscaye (<2 $\mu$ )
- 6, (001) Esmectitas, en A (<2 $\mu$ )

- 7, Ic Illita (2-20  $\mu$ )
- 8, I<sub>EA</sub>/I<sub>10A</sub> Illita (2-20  $\mu$ )
- 9, Bo Illita (2-20  $\mu$ )
- 10, Bo Esmectita (2-20  $\mu$ )
- 11, (001) Esmectitas (2-20  $\mu$ )
- 12, Ind. Biscaye (2-20  $\mu$ )

Algunos de estos parámetros merecen un comentario especial:

- a) *La relación de intensidades entre las reflexiones (100) y (101) del cuarzo es ligeramente inferior a las observadas hasta ahora. Este rasgo es más acusado en las muestras de edad Hauteriviense superior-Barremense.*
- b) *El índice de cristalinidad de la illita es similar en ambas edades, aunque PC<sub>1</sub> exhibe valores de  $^{\circ}2\theta$  ligeramente inferiores.*
- c) *Las illitas son bastante más aluminicas (sobre todo las contenidas en PC<sub>1</sub>) que las halladas en las secuencias de los cortijos Morales y Carboneros, como se puede comprobar examinando la relación de intensidades entre los picos de 5 y 10 Å y el bo de la illita.*
- d) *Las esmectitas encontradas en los materiales aptense-albenses están mejor cristalizadas que las infrayacentes, como demuestra claramente el Índice de Biscaye.*
- e) *Las esmectitas son claramente dioctaédricas, tanto en PC<sub>1</sub> como en PC<sub>2-3</sub>. El contenido en átomos de Fe y Mg en la capa octaédrica es bajo (en torno a 0,5), como pone de manifiesto el índice bo (Brigatti, 1983; Desprairies, 1983).*

#### D) ANÁLISIS TÉRMICOS

Se han realizado un total de 4 análisis térmicos (PC<sub>1</sub>-4, PC<sub>2</sub>-1, PC<sub>2</sub>-6 y PC<sub>3</sub>-2), variando ligeramente las curvas obtenidas en función de la cantidad de materia orgánica, de la relación esmectitas/illita existente y de la proporción de calcita. Se comentan someramente los resultados, en base a las curvas de la muestra PC<sub>2</sub>-1 (figura III.1.20).

El gran endotérmico a 140 °C se debe a la pérdida de agua de las esmectitas y de la illita; los endotérmicos a 560 y 875 °C son explicados por la pérdida de grupos (OH) de la illita y esmectitas, respectivamente, así como por la transformación illita  $\Rightarrow$  espinela a altas temperaturas; los exotérmicos a 379 y 440 °C se deben a la combustión de la materia orgánica.

La cantidad de dicha materia orgánica varía ligeramente de unas muestras a otras, oscilando los valores entre el 1,71 % de esta muestra y el 1,14 % determinado en la PC<sub>2</sub>-6.

#### E) ANÁLISIS QUÍMICOS

Finalmente, se ofrece en la tabla III.1.10 la composición química de 4 muestras de esta secuencia. Nótese cómo la cantidad de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Cr, Cu y Li es mayor en las pelitas de edad Aptense-Albense, mientras que el FeO, CaO, MgO, MnO, Zn y Pb dominan en el Hauteriviense superior-Barremense.

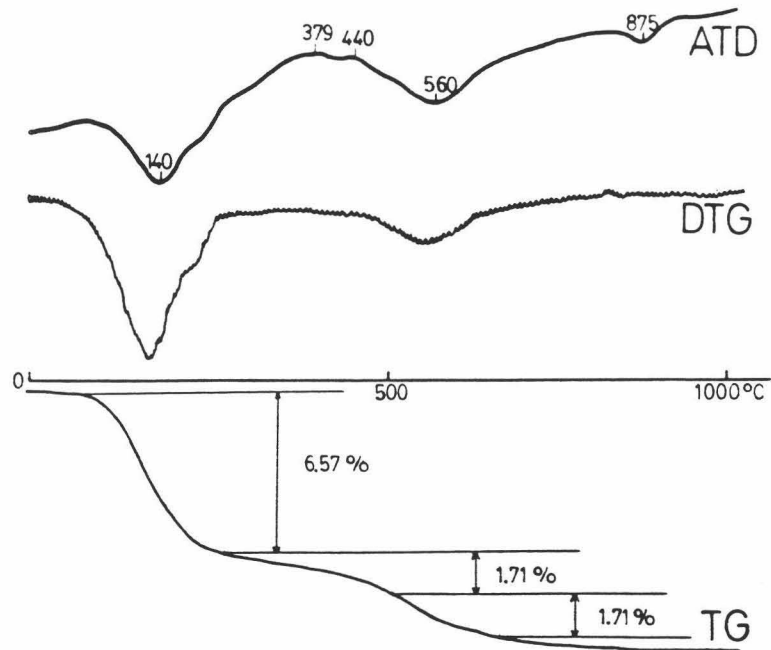


FIGURA III.1.20. Curvas DTA, TG y DTG correspondientes a la muestra PC<sub>2</sub>-1 de la serie del "Puerto Carretero".

TABLA III.1.10. Análisis químicos de las pelitas del Puerto Carretero

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	Co	Cu	Zn	Li	Pb	Rb
PC <sub>3</sub> -2	55,75	21,71	4,78	0,72	0,35	2,15	1,08	3,4	0,55	0,03	100	70	70	140	50	20	315
PC <sub>2</sub> -6	59,30	10,27	4,15	0,26	0,25	1,95	0,96	3,0	0,46	0,01	50	70	75	115	40	20	225
PC <sub>2</sub> -1	64,25	17,29	4,10	0,30	0,07	1,18	1,01	2,4	0,55	0,02	50	70	90	105	55	35	160
PC <sub>1</sub> -4	56,32	17,27	3,60	0,80	0,75	2,25	0,75	2,7	0,48	0,04	--	70	60	140	30	70	225

Las pérdidas por calcinación son: PC<sub>1</sub>-4=12,78; PC<sub>2</sub>-1=7,85; PC<sub>2</sub>-6=9,12; PC<sub>3</sub>-2=8,5.

### III.1.5. SUCESION DE LA VENTANA DE HUELMA

Esta secuencia ha sido estudiada en el Km. 155.5 de la carretera N-324 que une los pueblos de Huelma y Cambil. En dicha área aparecen, en ventana tectónica, materiales cretácicos atribuibles a la **Formación Cerrajón** (Ruíz Ortiz, 1980) y, por tanto, incluidos en las Unidades Intermedias. Su situación puede apreciarse en la figura III.1.21.

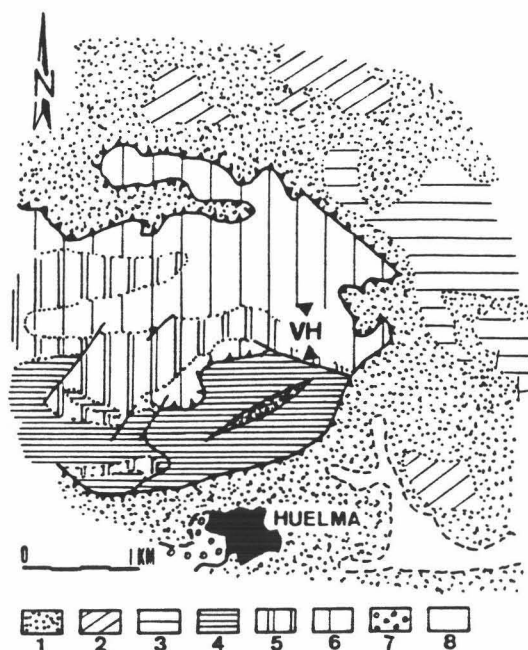


FIGURA III.1.21. Situación geológica y geográfica de la serie de la Ventana de Huelma (VH), sobre una base cartográfica tomada de García-Rossell (1972).

1, Trias Keuper del Manto de Cambil; 2, Trias Musckelkalk; 3, Lias del Manto de Cambil; 4, Jurásico de la Ventana de Huelma; 5, Neocomiense-Aptense; 6, Albense-Senonense; 7, Vindoboniense; 8, Cuaternario fluvial.

La serie, muy replegada, consta de una alternancia rítmica entre niveles detríticos -areniscas con cemento calizo- y niveles margosos y arcillosos de tonalidades verdes claras y blancas en superficie pero verde oscuro, grises y negras en corte fresco. Los bancos de areniscas son en general muy delgados (0.5-5 cm.) y están constituidos casi exclusivamente por cuarzo y feldespatos. Se encuentran otros que pueden alcanzar 50-70 cms. de potencia y que muestran amalgamación de dos o más lechos.

Las areniscas son turbiditas terrígenas de facies C y D principalmente, en tanto que las margas intercaladas pueden representar la porción

menos densa de dichas turbiditas. No se han encontrado criterios de campo que permitieran diferenciar dentro de dichas intercalaciones margosas una porción superior distinta atribuible a la sedimentación hemipelágica.

García-Rossell (1972) cita en estas margas la existencia de *Orbitolinas*, *Ticinellas*, *Radiolarios*, *Briozoos*, *Miliólidos*, *Rotalíporas* y algunas formas bicarenadas de la familia *Globotruncanidae*, en tanto que Ruíz Ortíz (1980) encuentra, entre otros foraminíferos pelágicos, *Pithonella* sp y *Stomiosphera* sp. Se puede pensar, por tanto, que la edad de estos materiales está comprendida probablemente entre el Albense y el Cenomanense inferior.

### **Mineralogía**

La mineralogía, tanto global como de arcillas, de los niveles margosos muestreados, así como una representación de la litología de esta secuencia, vienen recogidas en la figura III.1.22. En la tabla V del Anexo I se indica el porcentaje de cada componente.

#### **A) MINERALOGIA GLOBAL**

Los tres componentes fundamentales en las muestras analizadas son los filosilicatos, la calcita y el cuarzo. En cantidades pequeñas se han encontrado dolomita (trazas) y feldespatos (4%).

La proporción de estos minerales es muy constante a lo largo de la secuencia. De hecho, sólo varía apreciablemente el par filosilicatos-calcita, siendo la concentración media de ambos componentes semejante: en torno al 40%.

#### **B) MINERALOGIA DE ARCILLAS**

Como se evidencia en la figura III.1.22 el mineral de la arcilla predominante es la illita, cuya concentración supera el 80% en la fracción limo. Esta cifra disminuye en la fracción <2 $\mu$  debido fundamentalmente a la presencia del interestratificado illita-clorita, -en algunas muestras este componente supera el 35%- . En cantidades semejantes, normalmente inferiores al 10%, se presentan las esmectitas, la caolinita y la clorita. De ellos, el más abundante es la clorita, tanto en la fracción arcilla como en la limo.

La concentración media de los diversos minerales determinados se

representa en la figura III.1.23.

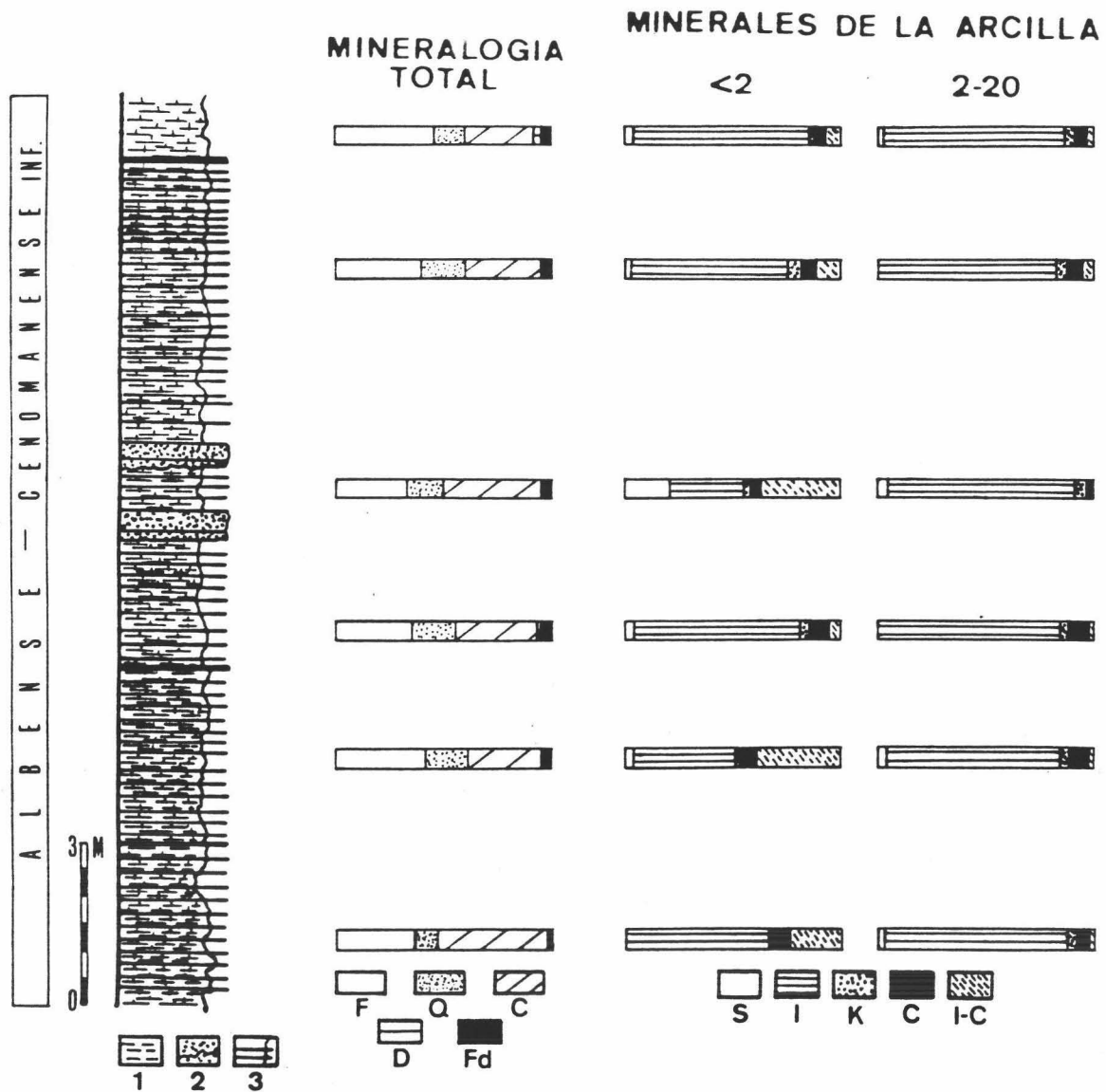


FIGURA III.1.22. Litología y mineralogía de la secuencia cretácica de la Ventana de Huelma.  
 1, Margas y arcillas margosas; 2, Bancos detriticos amalgamados; 3, Intercalaciones de areniscas en bancos muy delgados.  
 F, Filosilicatos; Q, Cuarzo; C, Calcita; D, Dolomita; Fd, Feldspatos; S, Esmectitas; I, Ilita; K, Caolinita; C, Clorita; I-C, Interestratificado ilita-clorita.

Algunos de los rasgos mineralógicos más característicos de estas pelitas que, por su interés, conviene destacar, son los siguientes:

- La ilita es el mineral de la arcilla mayoritario.
- Existe una apreciable cantidad del interestratificado ilita-clorita en la fracción arcilla, con una concentración media del 21%.

- La clorita se presenta en proporciones considerables (5-10%), si se tiene en cuenta la rareza con que este mineral aparece en otras series subbéticas de igual edad.

- Apenas existen esmectitas y la caolinita es igualmente poco abundante.

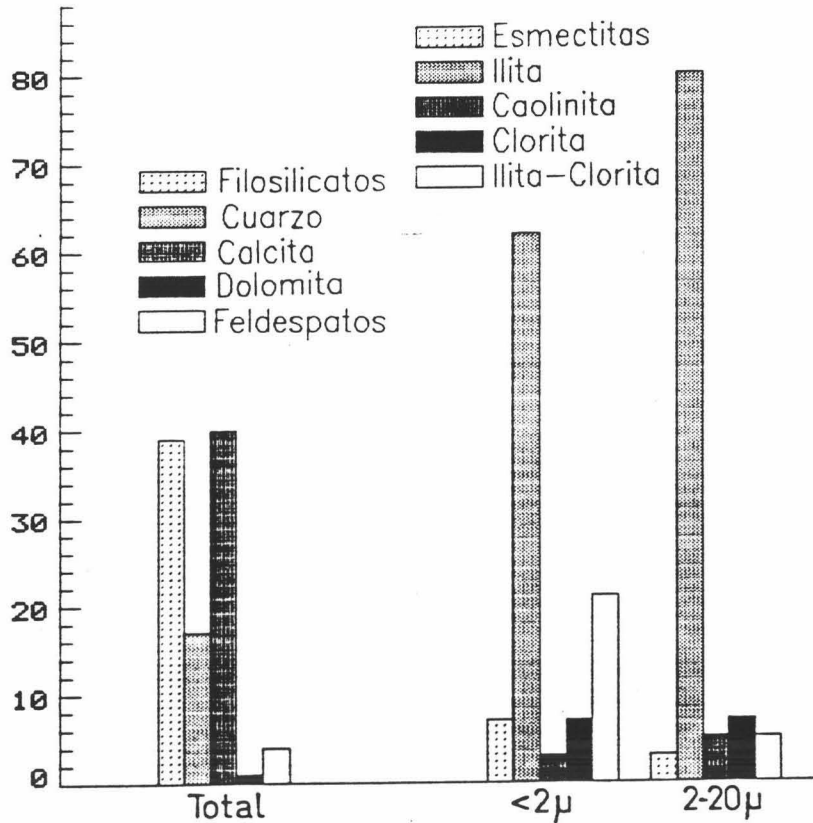


FIGURA III.1.23. Mineralogía media correspondiente a las pelitas de la serie de la Ventana de Huelma.

### C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

Algunas consideraciones interesantes que se derivan de la medida de algunos parámetros cristalográficos (Tabla III.1.11) son los siguientes:

- La calcita presenta una elevada proporción de Mg en su estructura, según se deriva de la medida del espaciado al cual aparece la reflexión (10 $\bar{1}$ 4).
- La cristalinidad de la illita es muy elevada, sobre todo en la fracción limo. El valor medio de 0,20 parece indicar una fuerte influencia detrítica en el origen de este mineral.
- Los cristales de illita son ricos en Al y relativamente pobres en Fe y Mg, como se deduce de la relación de intensidades entre las reflexiones a 5 y 10Å y del parámetro  $b_0$ .
- La cantidad de Na presente en la illita es muy baja ya que su espaciado basal es muy próximo a 10Å.

TABLA III.1.11. Parámetros cristalográficos medidos en las arcillas de la serie de la Ventana de Huelma.

Muestra	Mineral, total		< 2 micras				2 - 20 micras			
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
VH-6	3,0288	0,218	0,39	0,20	1,9972	---	0,21	0,36	1,9975	9,009
VH-5	3,0273	0,219	0,32	0,30	1,9974	---	0,20	0,42	1,9975	9,011
VH-4	3,0303	0,181	0,38	0,21	1,9947	0,45	0,19	0,52	1,9959	9,010
VH-3	3,0238	0,183	0,35	0,24	1,9968	---	0,20	0,45	1,9973	9,006
VH-2	3,0303	0,213	0,37	0,23	1,9980	---	0,20	0,50	1,9969	9,007
VH-1	3,0278	0,208	0,22	0,25	1,9980	---	0,20	0,35	1,9972	9,008
Media	3,0281	0,210	0,34	0,24	1,9970		0,20	0,43	1,9970	9,008

- 1, (10 $\bar{1}$ 4) Calcita
- 2, I (100)/I(101) Cuarzo
- 3, Ic Ilita, en 2 $\theta$ , (<2 $\mu$ )
- 4, I<sub>5A</sub>/I<sub>10A</sub> Ilita (<2 $\mu$ )
- 5, (0010) Ilita (<2 $\mu$ )

- 6, Ind, Biscaye (<2 $\mu$ )
- 7, Ic Ilita (2-20  $\mu$ )
- 8, I<sub>5A</sub>/I<sub>10A</sub> Ilita (2-20  $\mu$ )
- 9, (0010) Ilita (2-20 $\mu$ )
- 10, Bo Ilita (2-20  $\mu$ )

### III.1.6. AFLORAMIENTO DE JÓDAR

Este afloramiento se sitúa en la falda sur de Cerro Nando, aproximadamente 5 Km este de Jódar, siguiendo la carretera que une dicho pueblo con Quesada (fig. III.1.24). En opinión de García-Rossell (1972), los materiales que lo constituyen están incluidos en la llamada "Unidad Intermedia del Guadalquivir", encuadrada a su vez en el Complejo del Jandulilla.

Los materiales muestreados en "Jódar" son esencialmente arcillas margosas de color verde oliva y gris, aunque en el área pueden encontrarse otras litologías tales como margas, arenas y pequeñas intercalaciones de areniscas silíceas y calcáreas. Diseminados en las margas y arcillas se encuentran abundantes nódulos de óxidos de hierro, fundamentalmente limonita, que presentan un bello bandeado concéntrico.

Las condiciones de afloramiento no han permitido levantar la columna litológica. No obstante, la similitud de las facies presentes en este afloramiento con aquellas observadas en la "Ventana de Huelma" parece indicar que "Jódar" constituye otro afloramiento de la Formación Cerrajón (Ruíz-Ortíz, 1980), y que las margas y margas arcillosas -relativamente



ricas en cristales grandes (0.1-1 mm) de moscovita, biotita, yeso y cuarzo, así como en pajitas de carbón y restos fósiles rotos- representan el depósito turbidítico de materiales finos. Al igual que ocurría en la sucesión anterior, no se han encontrado niveles que puedan ser atribuidos al depósito hemipelágico.

García-Rossell (1972) cita, en este afloramiento, una fauna de *Orbitolinas* y *Ticinellas*, lo cual es indicativo de que el depósito tuvo lugar entre el Barremense y el Albense, sin que se pueda precisar más.

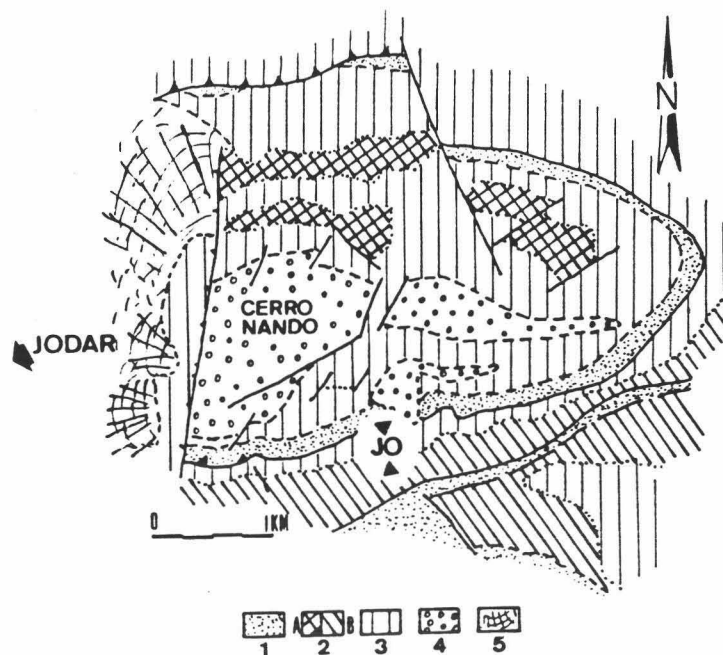


FIGURA III.1.24, Localización de los materiales que constituyen el afloramiento denominado "Jódar" (JD), sobre un esquema geológico tomado de García-Rossell (1972).  
1, Trias Keuper; 2, Cretácico A=inferior, B=superior; 3, Cretácico indiferenciado; 4, Terciario; 5, Derrubios.

### Mineralogía

Se han analizado cinco muestras cuya mineralogía, total y de arcillas, se ofrece en la tabla III.1.12.

#### A) MINERALOGIA GLOBAL

Destaca en este afloramiento la homogeneidad existente entre todas las muestras y los elevados contenidos de cuarzo presentes: hasta un 28%.

Los filosilicatos son los componentes mayoritarios en todos los casos, con un valor medio del 55%. La calcita (16%), feldespatos (4%) y, como ya se ha comentado, yeso y pirita, completan la lista de los minerales encontrados.

La concentración media de los diversos componentes se ha representado en la figura III.1.25.

TABLA III.1.12. Mineralogía de las muestras estudiadas en el afloramiento de Jódar.

Muestra	Total				Menor de 2 micras				2 - 20 micras			
	Fi	Q	Ca	Fd	Sm	Il	Caol	Cl	Sm	Il	Caol	Cl
JD-5	59	21	16	4	11	57	23	9	6	59	27	8
JD-4	59	26	13	2	10	59	23	8	5	60	27	8
JD-3	55	28	13	3	17	52	25	6	6	61	26	7
JD-2	55	25	16	4	11	58	24	7	7	62	25	6
JD-1	50	23	22	5	10	54	28	8	<5	65	26	7

Fi = Filosilicatos; Q = Cuarzo; Ca = Calcita; Fd = Feldespatos; Sm = Esmectitas; Il = Iilita; Caol = Caolinita; Cl = Clorita; tr = trazas.

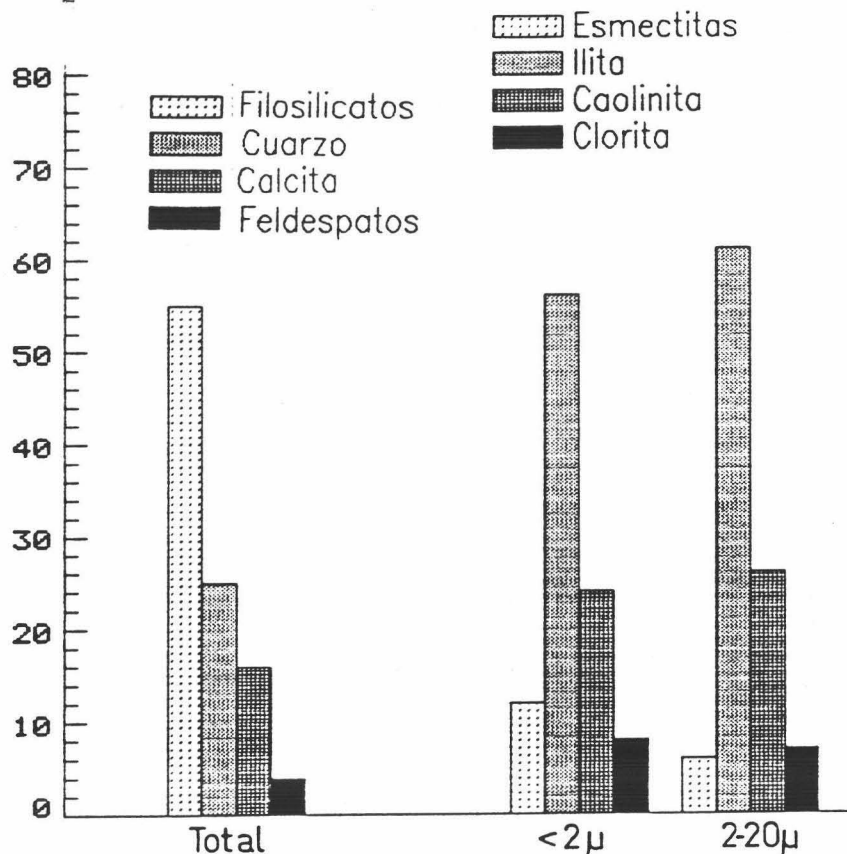


FIGURA III.1.25. Mineralogía media, total y de arcillas, encontrada en las pelitas del afloramiento denominado "Jódar".

## B) MINERALOGIA DE ARCILLAS

La illita, con una concentración media del 56% en la fracción arcilla y 61 % en la fracción limo, y la caolinita -24% y 26 %, respectivamente- son los dos minerales principales. Las esmectitas no sobrepasan el 17% y evidencian una tendencia al acúmulo en la fracción  $<2\mu$ . La clorita es el último mineral detectado, y su proporción es siempre menor al 10% (fig. III.1.25).

Respecto a las otras series del Subbético Medio Septentrional y Unidades Intermedias, la de Jódar se distingue por dos rasgos principales:

- La elevada cantidad de caolinita y, en menor proporción, clorita,
- La no existencia de interestratificados,

## C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

En la tabla III.1.13 pueden observarse los diversos parámetros que se han determinado en estos materiales.

De esta tabla habría que destacar la alta cristalinidad que manifiestan los cristales de illita, fundamentalmente los de tamaño superior, hecho que parece evidenciar un claro origen detrítico y una degradación muy escasa durante su transporte; la riqueza en Al de dichos cristales (véase la columna 7) y el bajo valor que acusa el índice de Biscaye, sobre todo en las esmectitas incluidas en la fracción 2-20 $\mu$ .

TABLA III.1.13. Parámetros medidos en las pelitas del afloramiento de Jódar.

Muestra	Total (1)	< 2 micras				2 - 20 micras				
		(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
JD-5	0,220	0,40	0,23	12,0	0,29	0,26	0,41	9,985	0,15	9,012
JD-4	0,203	0,40	0,21	13,5	0,10	0,27	0,50	9,979	0,12	9,009
JD-3	0,218	0,41	0,22	12,5	0,30	0,26	0,50	9,987	0,13	9,010
JD-2	0,220	0,40	0,25	12,0	0,35	0,26	0,50	9,980	0,15	9,015
JD-1	0,235	0,40	0,18	13,0	0,29	0,23	0,54	9,985	0,10	9,008
Media	0,220	0,40	0,22	12,6	0,28	0,26	0,49	9,983	0,13	9,011

1, I  $(100)/I(101)$  Cuarzo  
 2, Ic Illita, en 2 $\theta$ , ( $<2\mu$ )  
 3,  $I_{5A}/I_{10A}$  Illita ( $<2\mu$ )  
 4, (001) Esmectitas ( $<2\mu$ )  
 5, Ind, Biscaye ( $<2\mu$ )

6, Ic Illita (2-20 $\mu$ )  
 7,  $I_{5A}/I_{10A}$  Illita (2-20 $\mu$ )  
 8, (002) Illita (2-20 $\mu$ )  
 9, Ind, Biscaye (2-20 $\mu$ )  
 10, Bo Illita (2-20 $\mu$ )

D) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Algunas proporciones atómicas encontradas en cristales de esmectitas e ilitas vienen recogidas en la tabla III.1.14, donde se evidencia la alta proporción de Al que poseen las esmectitas, así como una elevada cantidad de Ca en alguna de ellas.

TABLA III.1.14. Proporciones atómicas de las esmectitas e ilitas del afloramiento de Jódar.

Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Ti	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
Esmectita	3,20	0,80	1,31	0,32	0,20	--	0,55	0,39	--	1,696	5,410
Esmectita	3,29	0,71	1,52	0,37	0,17	--	0,21	0,25	--	1,475	6,000
Esmectita	3,49	0,51	1,62	0,30	0,18	tr	0,08	0,23	--	1,638	7,100
Esmectita	3,95	0,05	1,53	0,28	0,15	--	0,03	0,22	--	2,500	5,643
Ilita	3,45	0,55	1,58	0,14	0,18	--	---	0,85	--	1,615	14,839
Ilita	3,34	0,66	1,71	0,27	tr	--	---	0,71	--	1,427	5,074
Ilita	3,65	0,35	1,78	0,19	0,05	--	---	0,85	--	1,713	11,210
Ilita	3,72	0,28	1,69	0,15	tr	--	---	0,91	--	1,869	13,266

E) ANALISIS TERMICOS

Destaca el triple exotérmico que origina la combustión de la materia orgánica (véase la figura III.1.26). El claro endotérmico que se produce a 580°C es debido, en gran medida, a la caolinita, en tanto que la calcita es la causante del endotérmico a 840°C. La ilita contribuye en el endotérmico de la caolinita y da lugar al exotérmico que se puede ver a 920°C.

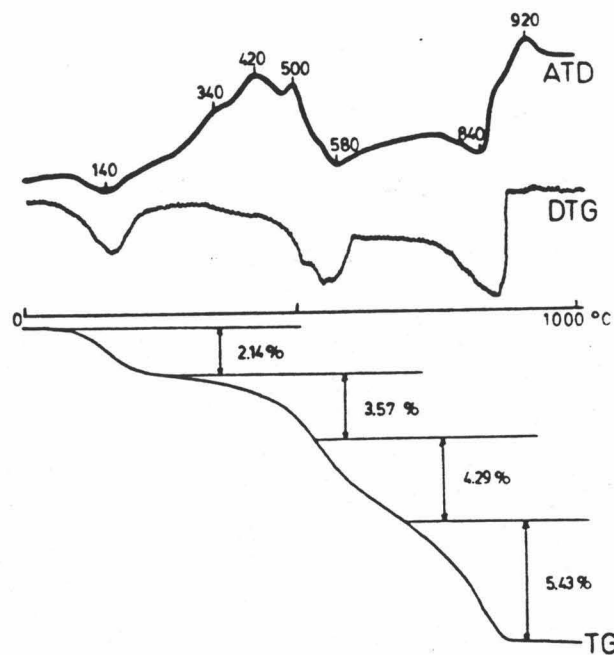


FIGURA III.1.26. Curvas térmicas obtenidas en el análisis de la muestra JO-4.

### III.1.7. SINTESIS MINERALOGICA

La mayor parte de las sucesiones que se han estudiado en el ámbito más septentrional de la Zona Subbética (con inclusión de dos secuencias de las Unidades Intermedias) presentan facies pelágicas/hemipelágicas y facies turbidíticas. Las primeras están constituidas esencialmente por arcillas, arcillas margosas, margas y radiolaritas, cuyas tonalidades varían entre el gris y el negro. Las facies turbidíticas, muy bien representadas en *Cjo. Morales*, *Cjo. Carboneros* (conglomerados, radiolaritas y pelitas turbidíticas), *Ventana de Huelma* y *Jódar* (areniscas y margas turbidíticas), muestran un color más claro: gris y verde.

La proporción de materia orgánica oscila en estas secuencias entre el 0.5% y el 4.5%. Excepcionalmente, en algunas muestras de *Cjo. Carboneros* puede alcanzar el 6%.

#### *Mineralogía*

La síntesis mineralógica de las muestras pelíticas y de sus variaciones según edades se muestra en la figura III.1.30. En ella puede observarse que sólo cuatro componentes minerales tienen importancia como elementos constitutivos de las muestras analizadas: filosilicatos, calcita, cuarzo y feldespatos.

La calcita alcanza sus mayores concentraciones en el Hauteriviense sup.- Barremense (PC<sub>1</sub>) y las menores en el Albense, no existiendo prácticamente este componente en dos de las secuencias: *Puerto Carretero*<sub>2-3</sub> y *Cjo. Morales*. Presenta generalmente bajo contenido en Mg, salvo en la *Ventana de Huelma*, secuencia dónde se ha detectado dolomita.

Las proporciones más elevadas de cuarzo se producen en *Cjo. Morales*, *Puerto Carretero*<sub>2-3</sub> y *Jódar*. La diagénesis sufrida por las muestras ha conducido a relaciones de intensidades entre las reflexiones a 4.25 Å y 3.33 Å del cuarzo similares para todas ellas (en torno a 0.21), enmascarando de esta forma la diferente génesis que dicho mineral tiene.

La cantidad de feldespatos aumenta notablemente en las secuencias de las Unidades Intermedias (*Ventana de Huelma* y *Jódar*). En todas las sucesiones son frecuentes los nódulos de piritita alterados a hematites y goethita.

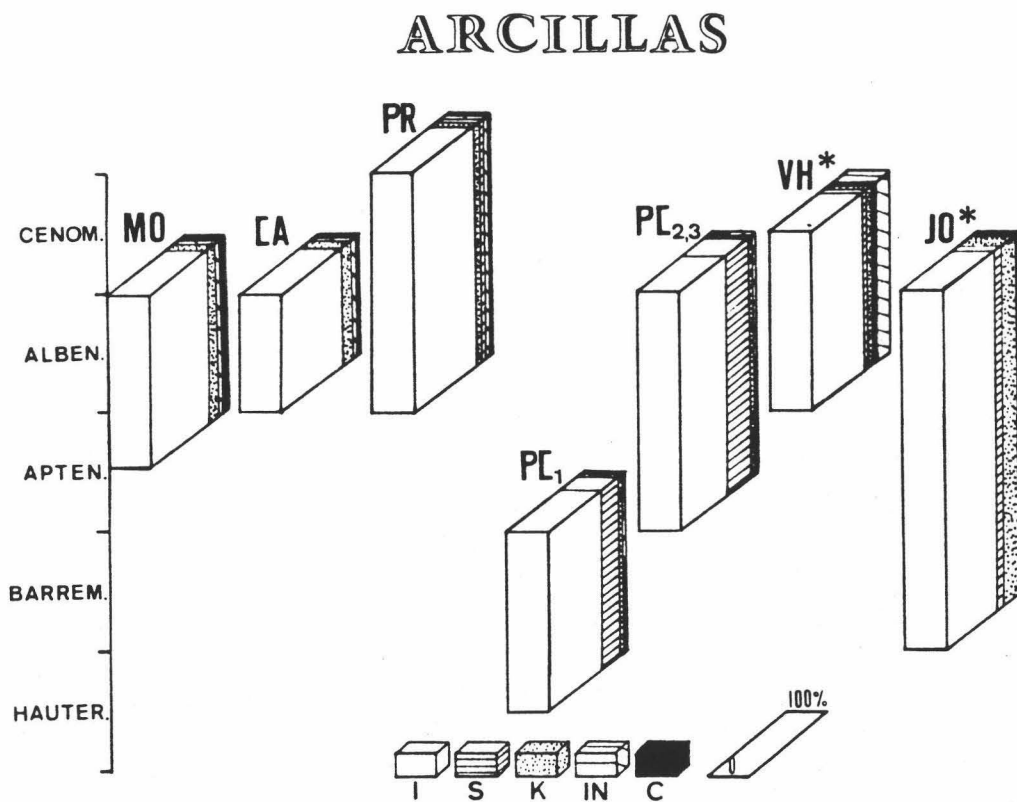
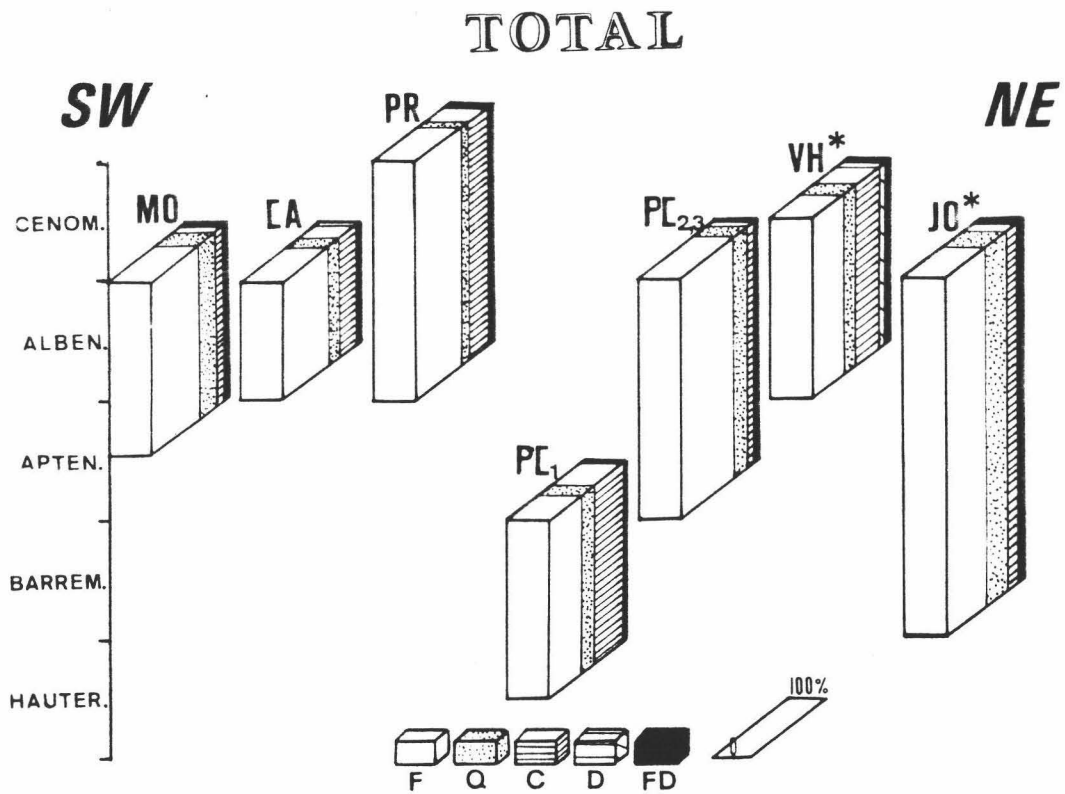


FIGURA III.1.30. Mineralogía media, global y de arcillas, de las muestras analizadas en las sucesiones septentrionales subbéticas.  
Henipelagitas; MO = Cjo. Morales; CA = Cjo. Carboneros; PR = Barbahijar-Los Prados; PC = Puerto Carretero.  
Pelitas turbidíticas (\*); VH = Ventana de Huelma; JO = Jódar.  
 F = Filosilicatos; Q = Cuarzo; C = Calcita; D = Dolomita; FD = Feldespatos.  
 I = Iilita; S = Esmectitas; K = Caolinita; C = Clorita; IN = Interestratificados.

#### A) MINERALOGIA DE ARCILLAS

En el gráfico de la figura III.1.30 resalta que la illita es el mineral dominante en todas las secuencias, constituyendo en algunas de ellas hasta el 90% del total de las fracciones arcilla y limo.

La caolinita y clorita siempre están presentes aunque, en conjunto, su proporción no supera el 15%. Sin embargo, sus concentraciones aumentan considerablemente en las pelitas turbidíticas de las sucesiones de las Unidades Intermedias (sobre todo *Jódar*), secuencia donde la caolinita representa el 25%.

Las esmectitas son minoritarias, faltando en *Cjo. Morales* y *Cjo. Carboneros*. No obstante, suponen entre el 20 y el 40% en *Puerto Carretero*, que es la secuencia situada paleogeográficamente más al Sur. Alcanzan el máximo valor en el Aptense-Albense de *Puerto Carretero*<sub>2-3</sub>.

Salvo la sucesión de *Jódar*, todas las demás contienen interestratificados del tipo illita-esmectita y una de ellas -*Ventana de Huelma*-, además, illita-clorita.

La diferencia mineralógica principal que existen entre las muestras pelágicas y las pelitas turbidíticas de *Cjo. Morales* y *Cjo. Carboneros* radica en un ligero incremento de illita, clorita e interestratificados en éstas últimas.

#### B) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

La cristalinidad de la illita es siempre menor en los cristales  $<2\mu$  y, en algunos sectores, tiende a crecer hacia las muestras más antiguas, como es el caso de *Barbahijar-Los Prados*  $\Rightarrow$  *Cjo. Carboneros*  $\Rightarrow$  *Cjo. Morales* por una parte y *Puerto Carretero*<sub>2-3</sub>  $\Rightarrow$  *Puerto Carretero*, por otra. Este índice alcanza los valores más altos en las secuencias situadas al NE (Unidades Intermedias), hecho que, unido a los ya señalados -alta proporción de caolinita y clorita, existencia de granos de cuarzo y restos vegetales- refleja la escasa degradación mineral sufrida durante el transporte y la fuerte influencia detrítica que existe en el acúmulo de los materiales que constituyen dichas secuencias.

El parámetro  $b_0$  de la illita y la relación de intensidades entre las reflexiones a 5Å y 10Å de este mismo mineral evidencian que existen dos composiciones generales netamente diferentes: las illitas encontradas en las secuencias meridionales -*Cjo. Morales*, *Cjo. Carboneros* y *Barbahijar-Los Prados*- son relativamente ricas en Fe y Mg, en tanto que las pertenecientes a aquellas más septentrionales -*Ventana de Huelma* y *Jódar*- son muy

alumínicas. Este hecho parece evidenciar que *dos áreas fuente diferentes suministraban las ilitas que llegaban a la cuenca de depósito.*

Aunque son muy pocas las muestras con esmectitas, los valores del índice de Biscaye ponen de manifiesto un hecho interesante. Así, en las sucesiones pobres en esmectitas dicho índice es siempre muy bajo, en general inferior a 0.30. Por el contrario, en la sucesión más rica en esmectitas -*Puerto Carretero*- este valor es superior a 0.6, lo que, unido a su posición más meridional, se ha interpretado como indicativo de que el ámbito donde se depositó esta secuencia recibía aportes de distinta naturaleza a las demás, probablemente desde zonas situadas más al sur.

### C) ANÁLISIS QUÍMICOS

La figura III.1.31 recoge la composición química media de las diversas

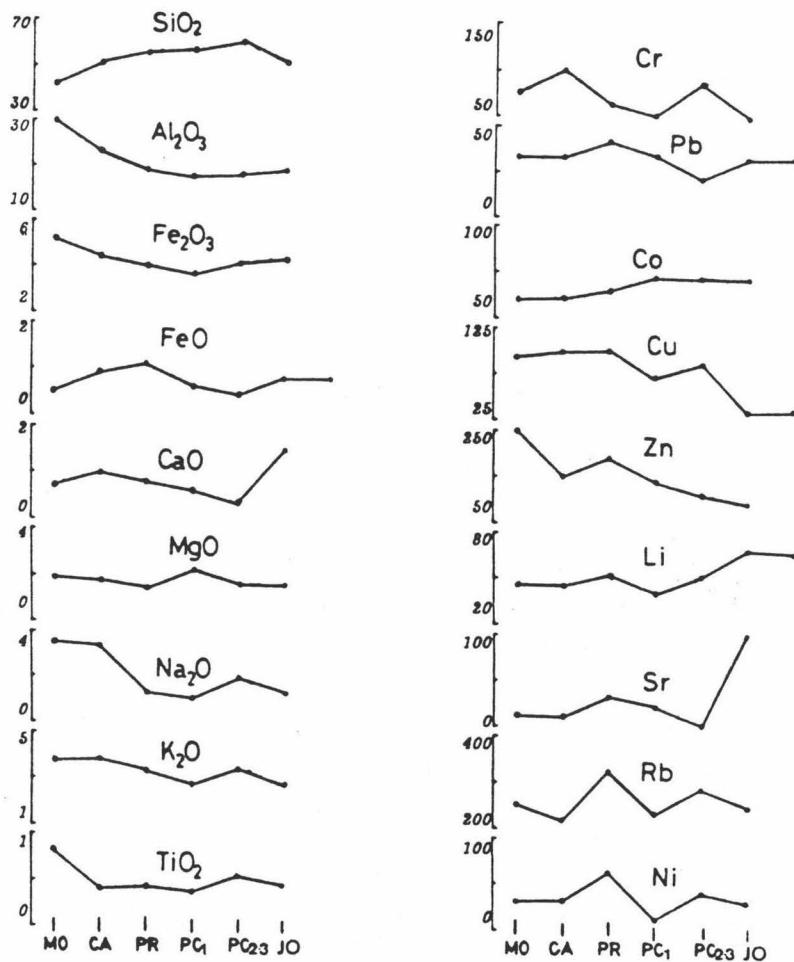


FIGURA III.1.31. Concentraciones medias de los elementos mayoritarios (%) y en trazas (ppm's), determinados mediante absorción atómica, de cada secuencia.



muestras analizadas. Se observa claramente que las proporciones de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  son inversas y que el  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  disminuyen, en general, hacia el NE. La distribución de los restantes elementos no sigue una pauta definida.

Como norma general, los contenidos en elementos traza son similares a aquellos que Turekian & Wedepohl (1961), Krauskopf (1967) y Mosser (1978) encuentran en rocas sedimentarias derivadas de la alteración de rocas de carácter ácido o intermedio. Los contenidos anormalmente altos de Cu y Zn son debidos, con toda probabilidad, a la presencia de materia orgánica en las muestras analizadas -nótese cómo disminuyen sus concentraciones hacia las secuencias orientales, más pobres en materia orgánica-.

Se recogen en la tabla III.1.16 las concentraciones en tierras raras que contienen muestras seleccionadas de entre las de edad Aptense-Albense con bajo contenido en  $\text{CO}_3\text{Ca}$ . Comparando estos datos con los que ofrecen Turekian & Wedepohl (1961) se observa que la práctica totalidad de los elementos muestran concentraciones semejantes a los que estos autores encuentran en sedimentos cuyos componentes derivan mayoritariamente de la erosión y meteorización de materiales continentales. Ronov et al. (1974), además, observan que estas proporciones se encuentran en sedimentos arcillosos pelágicos y *black-shales*.

Chamley & Bonnot-Courtois (1981) indican que una cantidad de tierras raras superior a 150 ppm's y una relación La/Yb superior a 11 indica una fuerte influencia detrítica. Ambos hechos se pueden constatar en los datos de estas secuencias.

TABLA III.1.16. Concentración, en ppm's, de los elementos determinados por activación nuclear.

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
MO-4	36,1	49,9	13,6	27,6	6,31	0,92	5,89	1,01	5,71	1,31	2,91
CA-1	34,8	56,7	14,7	29,6	7,61	0,91	6,12	1,09	6,21	1,38	3,76
PR-1	41,4	36,2	13,9	28,2	7,12	2,94	6,69	1,12	6,12	1,37	3,67
PC <sub>2</sub> -1	37,4	93,4	14,3	32,7	9,12	1,62	7,01	1,49	7,21	1,67	4,21

Muestra	Tm	Yb	Lu	Ba	Cs	Th	U	Zr	Hf	Ta
MO-4	0,61	1,69	0,49	1001	11,12	9,39	0,83	435	2,81	1,41
CA-1	0,63	1,59	0,50	1031	8,61	8,91	1,06	500	2,58	1,12
PR-1	0,81	2,64	0,89	612	8,79	9,97	1,03	500	2,38	1,37
PC <sub>2</sub> -1	0,73	2,92	0,79	531	10,20	10,02	0,96	631	2,78	1,17

### III.2. Sucesiones del Subbético Medio Meridional

En este Dominio se han estudiado 11 afloramientos, cuya localización puede verse en la figura III.2.1. El más occidental -"El Cerrajón (EC)"- se sitúa al N de Puerto Lope y, al igual que "Los Olivares (LO)", "Río Fardes (RF)", "Río Gor (RG)", "Cortijo Nuevo (CN)", "Alamedilla (AL)" y "Cortijo Cherín (CH)", está constituido por materiales hemipelágicos caracterizados, en general, por la presencia de una alta proporción de arcillas bentónicas. Estas facies están asociadas normalmente a niveles turbidíticos esencialmente carbonatados.

Las restantes secuencias han sido levantadas al SW de la provincia de Murcia. Dos de ellas -"Gasón (GA)" y "Pinosa (PI)"- se incluyen en la megabrecha tectónica originada por la actuación del accidente direccional de Crevillente (De Smet, 1984) y, junto a "Guadalupe (GU)", están constituidas por arcillas y arcillas margosas negras, en las cuales aparecen esporádicas intercalaciones siliciclásticas, siempre de escasa potencia. En ningún caso se observan facies turbidíticas similares a las existentes en las sucesiones anteriores.

La edad varía entre el Barremense y el Turonense inferior. Los materiales del afloramiento de "Colomera" son los más antiguos y, salvo ésta, todas las secuencias restantes incluyen términos albenses y/o cenomanenses.

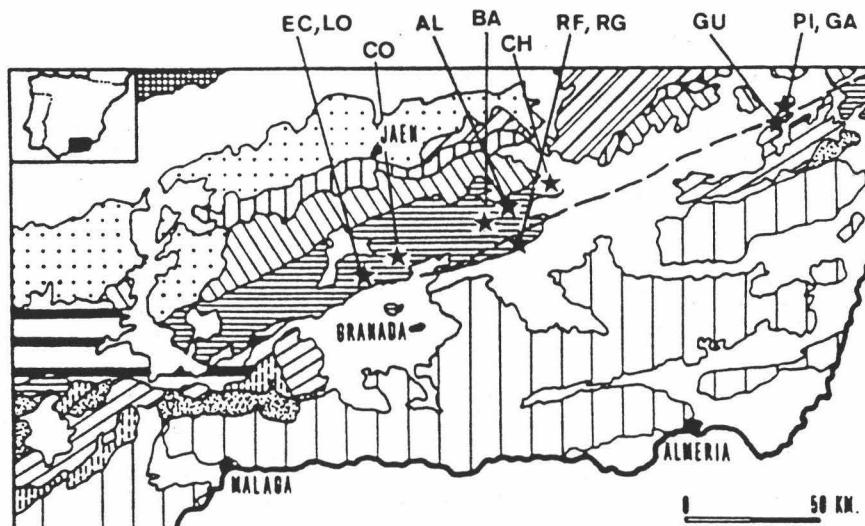


FIGURA III.2.1. Situación de los materiales estudiados en el Dominio Subbético Medio Meridional.

### III.2.1. SUCESION DEL RIO FARDES

Los materiales cretácicos aflorantes en la carretera que une Huélago con Villanueva de las Torres, en el tramo en que el río Fardes discurre paralelo y muy próximo a dicha vía, constituyen el ejemplo más típico de lo que Comas (1978) definió como *Formación Fardes*, ampliamente representada en el área de los Montes Orientales. Ésta se caracteriza por la coexistencia de materiales hemipelágicos, ricos en minerales de la arcilla y pobres en carbonatos y de otros detríticos de claro origen turbidítico.

Sus principales constituyentes pelágicos son las arcillas bentónicas de color verde oscuro, asociadas a arcillitas con radiolarios y radiolaritas. Las turbiditas son de naturaleza carbonatada, siendo su litología variada -desde conglomerados y brechas gruesas hasta calcarenitas finas y calcilutitas-. Asociadas genéticamente a estas últimas se hallan margas y margocalizas grises.

Comas (*op. cit.*) diferenció en esta Formación tres miembros, en base a variaciones en la proporción relativa de las litologías detríticas y pelágicas. Así, en el Miembro I dominan las arcillas verdes, con aisladas intercalaciones turbidíticas, siempre de poca potencia; el Miembro II se caracteriza por el predominio de las litologías clásticas gruesas sobre las detríticas finas y hemipelágicas; y en el Miembro III se pueden observar capas calcareníticas y calcilutíticas, estando los niveles interturbidíticos constituidos por cherts, radiolaritas, margas arcillosas rojas y argilitas verdes.

El análisis de las facies turbidíticas y de sus asociaciones indica que en la cuenca sedimentaria existían pendientes a favor de las cuales se generaban flujos gravitatorios y deslizamientos de materiales, desarrollándose abanicos submarinos como sistemas de distribución-acumulación de los depósitos clásticos profundos.

La edad de la Formación Fardes es muy difícil de precisar pues realmente son muy pocos los restos fósiles que se han encontrado en los niveles arcillosos. Los tramos margosos de origen turbidítico presentan una mayor riqueza en foraminíferos planctónicos, donde se datan parte del Albense y del Cenomanense y el Coniacense (Comas, 1978).

Para el estudio mineralógico se ha seleccionado muestras representativas del Miembro I y del Miembro II.

Un esquema de la situación geológica y geográfica de este afloramiento

to es mostrado en la figura III.2.2.

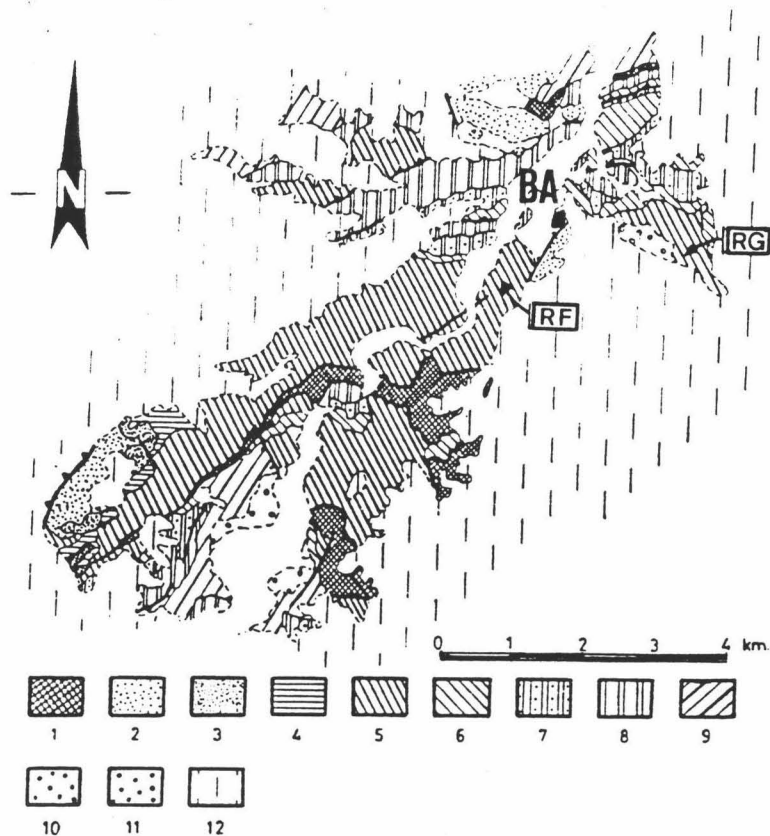


FIGURA III.2.2. Situación de los afloramientos denominados "Río Fardes" y "Río Gor", pertenecientes ambos a la Formación Fardes (esquema tomado de Comas, 1978),  
 1, Trias; 2, Jurásico inferior; 3, Jurásico medio y superior;  
 4, Neocomiense; 5, Fm. Fardes; 6, Fm. Alamedilla; 7, Fm. Olivares; 8, Fm. Encebras; 9, Fm. Cañada; 10, Fm. Doña Marina; 11, Fm. Moreda; 12, Depresión Guadix-Baza; BA, Baños de Alicún de Ortega; RF, Afloramiento del Río Fardes; RG, Afloramiento del Río Gor.

### Mineralogía

Se han representando conjuntamente en la figura III.2.3 la litología y la mineralogía de la secuencia del Río Fardes. Nótese la clara diferencia existente entre la parte inferior -Miembro I-, constituida casi exclusivamente por arcillas, y la parte superior -Miembro II-, con gran número de intercalaciones detríticas, olistostromas y *slumps*. Una descripción detallada de esta serie puede encontrarse en Comas (1978).

La mayor parte de las muestras analizadas corresponden a arcillas autóctonas, hemipelágicas; aquellas indicadas con una estrella se refieren a niveles ligados genéticamente a los aportes turbidíticos, esto es, al nivel e<sup>t</sup> de Bouma (1962).

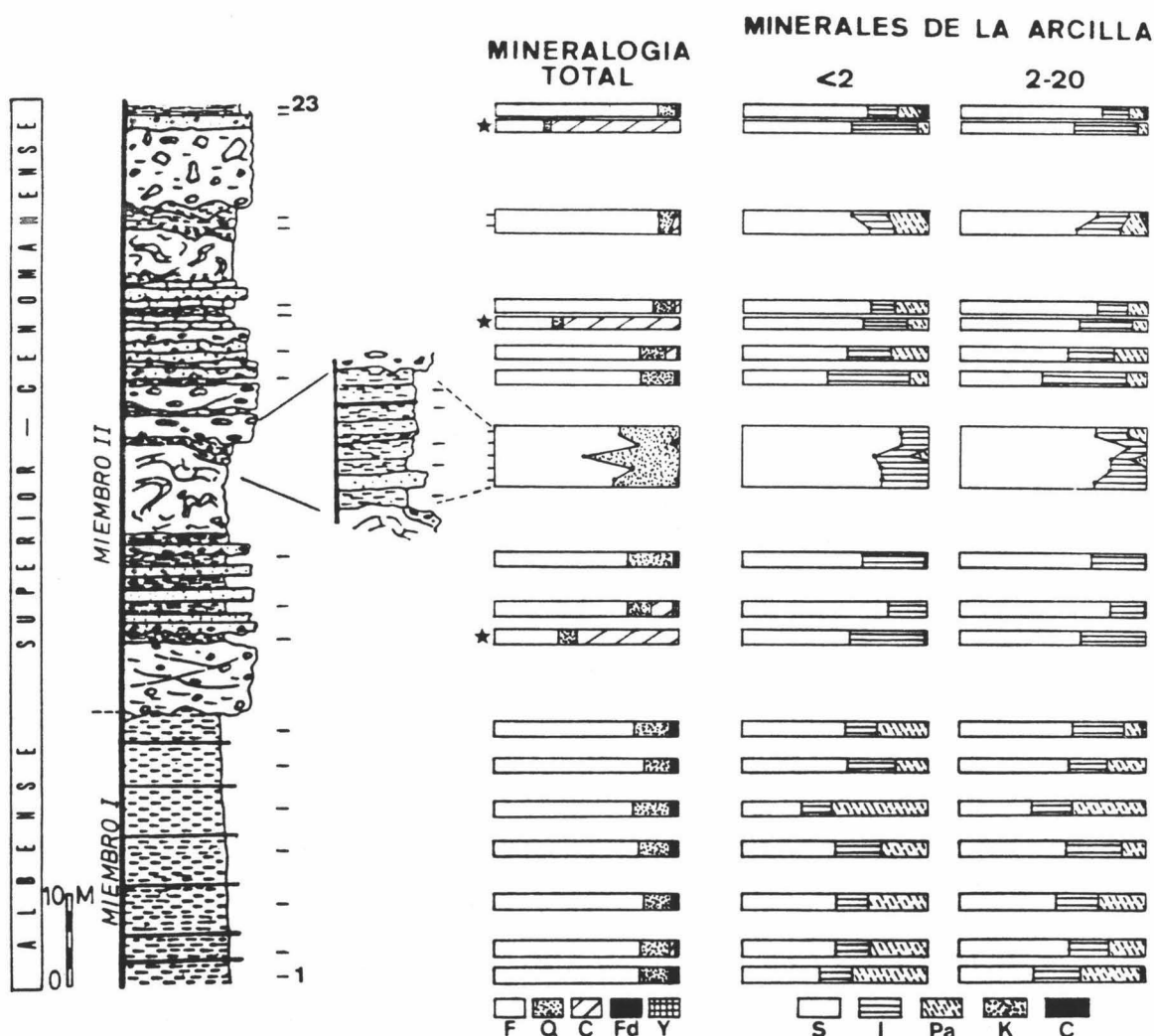


FIGURA III.2.3. Litología, mineralogía global y mineralogía de arcillas de la serie del Río Fardes. (Las muestras señaladas con una estrella corresponden a pelitas turbidíticas). F, Filosilicatos; Q, Cuarzo; C, Calcita; Fd, Feldespatos; Y, Yeso; S, Esmectitas; I, Iilita; Pa, Paligorskita; K, Caolinita; C, Clorita.



#### A) MINERALOGIA GLOBAL

Los filosilicatos, con proporciones cercanas al 80%, son el principal componente de todas las muestras hemipelágicas de esta formación. Le siguen en importancia el cuarzo, los feldespatos, la calcita, la dolomita, la clinoptilolita, el ópalo CT, el yeso y la halita. Ocasionalmente ha aparecido natrojarosita, de modo disperso y/o formando costras o nódulos. Otros minerales detectados son la pirita y la barita, aunque se presentan siempre en forma de nódulos, sin guardar relación con la estratificación. Se remite al lector interesado en conocer la mineralogía detallada de esta

serie a la tabla VII del Anexo I.

Representando la mineralogía media del Miembro I junto a aquella correspondiente tanto a las hemipelagitas como a las pelitas turbidíticas del Miembro II (véase figura III.2.4), se observa:

I) la mayor diversidad existente en las facies autóctonas,

II) la riqueza en calcita de las facies turbidíticas y su ausencia o bajo contenido en las hemipelagitas,

III) la presencia de minerales como clinoptilolita y ópalo CT sólo en las hemipelagitas del Miembro II, ligados a altos contenidos de cuarzo,

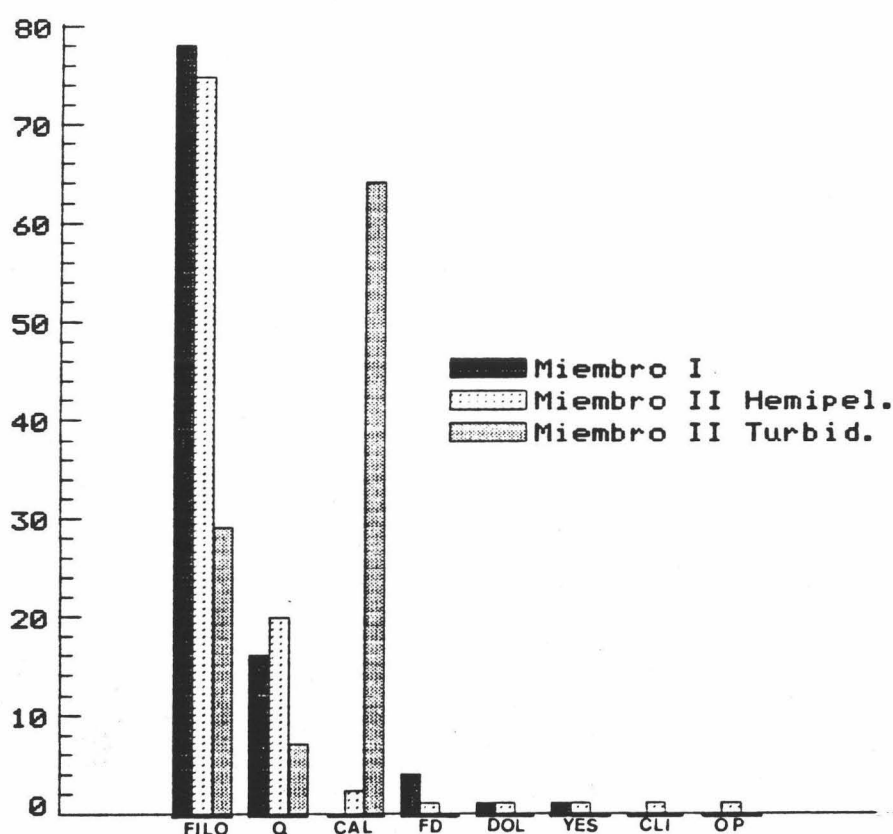


FIGURA III.2.4. Mineralogía media de las hemipelagitas y de las pelitas turbidíticas pertenecientes a la serie del Río Fardes.

Filo=filosilicatos; Q=cuarzo; Cal=calcita; Fd=feldespatos; Dol=dolomita; Yes=yeso; Cli=clinoptilolita; Op=ópalo CT.

#### B) MINERALOGIA DE ARCILLAS

Como se puede apreciar en las figuras III.2.3 y 5, la proporción de esmectitas (50-70%), paligorskita (10-30%) e ilita (20-30%) constituye casi el 100 % en la totalidad de las muestras. Están presentes igualmente caolinita y clorita, aunque en muy baja cantidad.

Junto a estos importantes hechos hay que resaltar los siguientes:

- No se diferencia mineralógicamente la fracción  $<2\mu$  de la comprendida entre 2 y  $20\mu$ .

- Las esmectitas constituyen normalmente el componente mayoritario, siendo las hemipelagitas del Miembro II las más ricas en este mineral.

- Le sigue en importancia la illita, cuya proporción oscila de forma evidente de unas muestras a otras (10-45%).

- La paligorskita aparece primordialmente en el Miembro I, alcanzando valores superiores al 50% en algunas muestras de la fracción arcilla.

- Las diferencias mineralógicas existentes entre las arcillas hemipelágicas y las pelitas turbidíticas del Miembro II se reducen a variaciones en la concentración de las fases minerales, constatándose cómo este último tipo de pelitas es más rico en illita y más pobre en paligorskita y esmectitas.

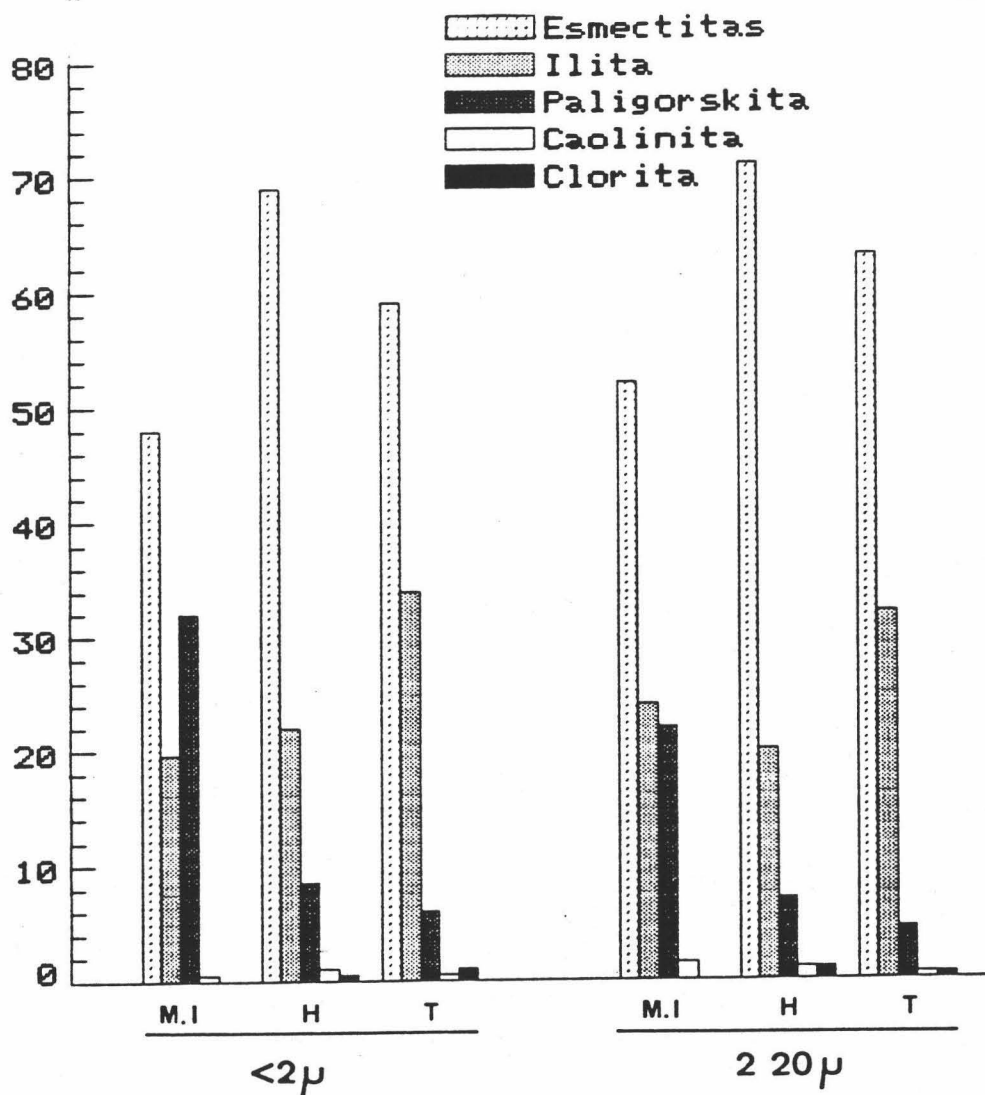


FIGURA III,2,5. Mineralogía media de arcillas presente en el afloramiento del Río Fardes.  
M.I.= Miembro I; H = Hemipelagitas Miembro II; T = Pelitas turbidíticas Miembro II.

C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

Las medidas se han centrado en los dos minerales mayoritarios, esto es, esmectitas e illita. Debido al escaso número de pelitas turbidíticas analizado, las medias que se ofrecen al final de la tabla II.2.1. se refieren exclusivamente a las hemipelagitas.

TABLA II.2.1. *Parámetros cristalográficos pertenecientes a las muestras de la secuencia del "Río Fardes". T= Pel. turbidíticas.*

Muestra	Total (1)	< 2 micras					2 - 20 micras					
		(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
RF-23	0,280	0,50	0,30	1,9945	0,91	13,3	0,40	0,38	8,998	9,025	15,0	0,85
RF-22 T	---	0,50	0,30	1,9940	0,75	14,0	0,40	0,35	9,000	9,025	14,5	0,72
RF-21	0,400	0,31	0,34	1,9941	0,95	14,5	0,40	0,35	8,999	9,031	12,8	0,84
RF-20	0,490	0,45	0,30	1,9945	0,88	14,5	0,40	0,35	8,997	9,028	14,6	0,88
RF-19	0,330	0,60	0,30	1,9942	0,86	14,5	0,42	0,33	8,994	9,027	15,0	0,86
RF-18 T	---	0,45	0,29	1,9939	0,69	14,0	0,38	0,34	9,002	9,030	14,5	0,70
RF-17	0,250	0,60	0,30	1,9937	0,80	15,0	0,45	0,33	9,002	9,030	15,0	0,75
RF-16	0,250	0,35	0,28	1,9924	0,62	14,0	0,30	0,32	9,001	9,026	15,2	0,55
RF-15	0,234	0,45	0,30	1,9941	0,87	15,2	0,35	0,30	9,005	9,026	15,0	0,73
RF-14	0,299	0,50	0,20	1,9947	0,85	14,8	0,38	0,34	8,997	9,025	15,0	0,83
RF-13	0,245	0,55	0,20	1,9942	0,73	14,2	0,36	0,25	9,000	9,028	15,0	0,73
RF-12	0,240	0,55	0,40	1,9940	0,82	15,0	0,50	0,33	9,002	9,027	15,0	0,87
RF-11	0,230	0,50	0,30	1,9939	0,80	14,8	0,40	0,28	9,004	9,030	15,0	0,72
RF-10	0,410	0,55	0,40	1,9945	0,80	15,0	0,37	0,31	9,003	9,027	14,2	0,76
RF-8 T	---	0,45	0,32	1,9941	0,72	14,0	0,37	0,33	8,999	9,028	15,0	0,75
RF-9	0,400	0,65	0,25	1,9943	0,82	12,5	0,43	0,42	8,999	9,025	15,0	0,85
RF-7	0,230	0,42	0,30	1,9961	0,82	15,0	0,21	0,32	9,002	9,026	14,0	0,77
RF-6	0,220	0,50	0,25	1,9953	0,82	14,0	0,31	0,30	8,999	9,031	14,5	0,81
RF-5	0,210	0,40	0,30	1,9957	0,79	15,0	0,31	0,35	9,004	9,034	14,0	0,75
RF-4	0,225	0,50	0,25	1,9928	0,81	14,0	0,20	0,34	9,000	9,028	14,5	0,77
RF-3	0,230	0,40	0,28	1,9934	0,80	14,5	0,20	0,36	9,001	9,025	14,0	0,79
RF-2	0,372	0,40	0,30	1,9918	0,82	14,0	0,35	0,33	9,005	9,027	14,0	0,79
RF-1	0,236	0,40	0,30	1,9918	0,82	14,0	0,30	0,32	9,003	9,028	14,0	0,75
Media	0,289	0,45	0,29	1,9940	0,82	14,4	0,35	0,33	9,001	9,028	14,5	0,78

- 1,  $I_{(100)}/I_{(101)}$  Cuarzo
- 2,  $I_c$  Illita, en  $2\theta$ , ( $<2\mu$ )
- 3,  $I_{5A}/I_{10A}$  Illita ( $<2\mu$ )
- 4, (0010) Illita ( $<2\mu$ )
- 5, Ind, Biscaye ( $<2\mu$ )
- 6, (001) Esmectitas, en A ( $<2\mu$ )

- 7,  $I_c$  Illita (2-20  $\mu$ )
- 8,  $I_{5A}/I_{10A}$  Illita (2-20  $\mu$ )
- 9,  $B_o$  Illita (2-20  $\mu$ )
- 10,  $B_o$  Esmectita (2-20  $\mu$ )
- 11, (001) Esmectitas (2-20  $\mu$ )
- 12, Ind, Biscaye (2-20  $\mu$ )

Algunos de los rasgos más importantes que se derivan de la tabla anterior se comentan a continuación:

- a) *La relación de intensidades entre las reflexiones (100) y (101) del cuarzo es bastante superior al observado en las secuencias más septentrionales*



(véase subcapítulo anterior), lo que, en principio, indicaría un origen ligeramente diferente para, al menos, parte de la sílice de esta secuencia.

- b) La illita de la fracción limo tiene una cristalinidad media de 0,35  $2\theta$ , levemente superior a la observada en la fracción arcilla (0,45  $2\theta$ ). Se observa un incremento de la cristalinidad en ambas fracciones del Miembro I.
- c) La relación de intensidades entre las reflexiones de 5A y 10A de la illita varía entre 0,25 y 0,42, con valores medios de 0,29 (fracción  $<2\mu$ ) y 0,35 (fracción 2-20 $\mu$ ). El contenido en átomos de Fe y Mg que se deduce de dichos valores está comprendido en el intervalo 0,10 - 0,20 por media celdilla unidad (Esquevin, 1969).
- d) La medida del  $h_0$  de la illita ofrece resultados análogos a los del punto anterior (Hunziker et al., 1986). El contenido en Na es, por otra parte, muy bajo.
- e) La cristalinidad de las esmectitas, medida según el Índice de Biscaye, es bastante elevada, poseyendo algunas muestras un índice cercano a la unidad. En este sentido, no se perciben diferencias entre las dos fracciones.
- f) La naturaleza de las esmectitas es claramente dioctaédrica, pues el índice  $h_0$  se mueve en el intervalo comprendido entre 9,025 y 9,031. El contenido de átomos de Fe + Mg derivado de este índice es de 0,65 - 0,85 por media celdilla unidad (Brigatti, 1983; Desprairies, 1983).
- g) Apenas existen diferencias entre los valores obtenidos para los dos tipos de pelitas.

#### D) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Mediante esta técnica se ha podido calcular la composición química de algunos minerales de la arcilla encontrados en las hemipelagitas de esta sucesión. Se han determinado las proporciones atómicas de las esmectitas, illita, paligorskita y clinoptilolita, dándose los datos obtenidos en la tabla III.2.2.

En lo que concierne a las esmectitas se observa que, en general, éstas son de tipo montmorillonita-beidellita, con un contenido medio de 1,42 átomos de Al octaédrico, 0,33 átomos de Fe<sup>3+</sup> y 0,30 átomos de Mg. No obstante, están presentes otras variedades bastante más ricas en hierro, cuya composición es próxima al término nontronítico.

El catión interlamilar principal de estas esmectitas es el K, con un valor medio de 0,37 átomos. Le sigue en importancia el Ca, mientras que el Na aparece sólo ocasionalmente.

La paligorskita muestra un contenido relativamente bajo de Mg, que nunca supera la cantidad de 2 átomos por fórmula estructural, en tanto que las proporciones medias de Al y Fe son, respectivamente, 1,62 y 0,6 átomos.

Las fórmulas obtenidas para las illitas confirman los datos

resultantes en la medida de los parámetros cristalográficos indicados en el apartado anterior.

Sólo se ha podido encontrar un cristal de clinoptilolita, mostrando su composición una alta proporción de Na y Ca.

TABLA III.2.2. Proporciones atómicas de algunos minerales de la arcilla encontrados en las hemipelagitas del afloramiento de "Río Fardes"

Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Ti	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
Esmectita	3,59	0,41	1,49	0,24	---	0,36	0,03	0,036	0,36	--	1,889	7,916
Esmectita	3,60	0,40	1,45	0,27	---	0,37	--	0,050	0,32	--	1,946	6,852
Esmectita	3,65	0,35	1,39	0,33	---	0,32	--	0,100	0,41	tr	2,097	5,272
Esmectita	3,70	0,30	1,42	0,37	---	0,27	tr	0,065	0,35	--	2,151	4,648
Esmectita	3,58	0,42	1,38	0,35	---	0,36	--	0,036	0,36	--	1,988	5,142
Esmectita	3,63	0,37	0,70	0,97	---	0,33	tr	0,130	0,45	--	3,392	1,103
Esmectita	3,65	0,35	0,84	1,01	---	0,28	0,01	0,150	0,38	--	3,067	1,178
Esmectita	3,80	0,20	1,40	0,43	---	0,16	tr	0,040	0,30	--	2,375	3,720
Ilita	3,51	0,49	1,61	0,14	---	0,26	--	---	0,72	--	1,671	15,000
Ilita	3,55	0,45	1,84	0,12	---	tr	--	---	0,61	--	1,543	19,166
Ilita	3,32	0,68	1,59	0,20	---	0,16	--	---	0,97	--	1,462	11,350
Ilita	3,58	0,42	1,75	0,15	---	0,12	--	---	0,83	--	1,612	14,800
Paligorsk.	8,00	----	1,50	0,66	---	1,76					5,333	2,272
Paligorsk.	7,80	0,20	1,57	0,61	---	1,80		tr	tr		4,406	2,902
Paligorsk.	8,00	----	1,77	0,50	---	1,46		tr	tr		4,519	3,540
Paligorsk.	7,90	0,10	1,62	0,62	---	1,79					4,593	2,774
Clinoptil.	28,87		6,35	0,27				1,72	1,36	3,28	4,546	

#### E) ANALISIS TERMICOS

Algunas muestras han sido sometidas a calentamiento hasta 1000 °C, y se ha registrado el comportamiento de los diversos componentes en dichas condiciones. La figura III.2.6 muestra las curvas obtenidas en uno de estos calentamientos (muestra RF-11), comentándose a continuación los rasgos más significativos:

El primer endotérmico ocurre a los 130 °C, y corresponde a la pérdida de agua en la ilita. Posteriormente hay un importante doble pico, igualmente endotérmico, a 165 y 190 °C. Su explicación radica en la elevada cantidad de esmectitas que contiene la muestra analizada, y a la presencia de una pequeña cantidad de Ca en la capa interlaminar. Otras muestras, sin embargo, sólo muestran un gran pico endotérmico a 170 °C.

La materia orgánica queda puesta de manifiesto por los exotérmicos a 370 y 470 °C. Su proporción se puede estimar en algo superior al 3%.

Los endotérmicos a 592 y 872 °C corresponden respectivamente a la deshidroxilación de la illita y las esmectitas. Estas últimas producen, igualmente, el último exotérmico a 915 °C.

La asociación de picos que se han comentado para las esmectitas apunta hacia las variedades dioctaédricas (montmorillinita-beidellita) (Greene-Kelly, 1957; Mackenzie, 1970).

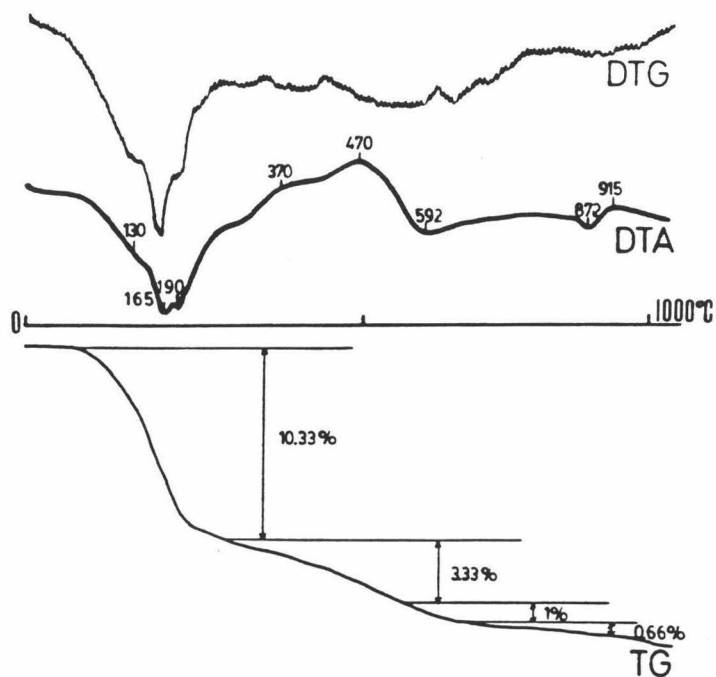


FIGURA III.2.6. Curvas térmicas obtenidas en el análisis de la muestra RF-11.

#### F) ANALISIS QUIMICOS

Por último, en la tabla III.2.3 se ofrece la composición química de 5 muestras pertenecientes a esta secuencia. La cantidad de SiO<sub>2</sub> varía en función de la proporción de cuarzo de la muestra; el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO oscilan de forma notoria y los contenidos de elementos de afinidad básica, tales como Cr, Co, V y Ni, están en concentraciones importantes.

TABLA III.2.3. Datos químicos de algunas hemipelagitas de Río Fardes.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	Co	V	Ni	Cu	Zn	Li	Pb	Rb
RF-23	62,10	14,28	5,01	0,41	0,99	2,53	1,97	2,9	0,47	0,04	100	71	59	249	62	61	30	3	234
RF-19	65,20	13,89	5,75	0,33	0,74	2,66	1,72	2,2	0,35	0,01	125	63	58	245	43	61	24	13	259
RF-14	70,00	11,08	4,01	0,30	0,24	1,79	1,26	1,9	0,31	0,01	74	38	59	149	63	66	28	6	258
RF-12	69,85	9,44	2,66	0,24	6,66	1,35	1,77	1,8	0,45	0,01	75	39	59	200	47	55	23	6	259
RF-9	61,13	13,58	6,05	0,59	1,73	2,76	0,39	1,8	0,45	0,02	75	39	88	298	47	55	26	13	249

Las pérdidas por calcinación son: RF-9=10,1; RF-12=4,69; RF-14=7,95; RF-19=6,49; RF-23=8,13.

### III.2.2. SUCESION DEL RIO GOR

La Formación Fardes aflora nuevamente cerca del Balneario de Alicún, unos 2.5 Kms al NE del anterior corte y 1.5 Kms aguas arriba de la desembocadura del Río Gor en el Fardes. La situación de este punto queda reflejada en la figura III.2.2 del subcapítulo anterior.

La sucesión muestreada en este afloramiento pertenece casi exclusivamente al Miembro II de la Fm. Fardes. Como se recordará, dicho Miembro está caracterizado por el elevado número de bancos turbidíticos con clastos de gran tamaño que predominan sobre las litologías detríticas finas y hemipelágicas. La asociación de facies turbidíticas y los materiales hemipelágicos son similares a los existentes en el afloramiento del Río Fardes. La edad atribuida a este tramo es Cenomanense.

Para el estudio mineralógico se han seleccionado fundamentalmente muestras hemipelágicas y el intervalo *e* de las facies turbidíticas C y D. Además, se han analizado algunos niveles que parecen corresponder a resedimentación de material pelágico.

#### *Mineralogía*

Un esquema de la litología, facies turbidíticas, mineralogía total y mineralogía de arcillas puede ser examinado en la figura III.2.7. Los niveles correspondientes a pelitas turbidíticas se han señalado con una estrella negra, mientras que la blanca representa aquellos originados por redepósito de hemipelagitas.

Exceptuando estos últimos niveles se puede observar que la mineralogía es, en general, semejante a la encontrada en el afloramiento del Río Fardes, con un claro predominio de los filosilicatos en las facies autóctonas y de calcita en las turbidíticas. Los feldespatos sólo han sido encontrados en las primeras.

Los niveles pelágicos resedimentados presentan, como se percibe en la figura III.2.8, una mineralogía media entre los dos tipos de pelitas anteriores.

La mayor parte de las observaciones realizadas durante la discusión de la mineralogía de arcillas en la serie del Río Fardes son extrapolables a esta secuencia. Así, los componentes mayoritarios en todas las muestras

mientras que ésta última lo es en illita.

- La proporción de esmectitas alcanza valores medios de un 80%. Este incremento respecto al afloramiento del Río Fardes está aparejado con una disminución de la illita.

- Este último mineral y la paligorskita son más abundantes en la fracción 2-20  $\mu$ .

- No es tan evidente el enriquecimiento en illita de las pelitas turbidíticas en este afloramiento.

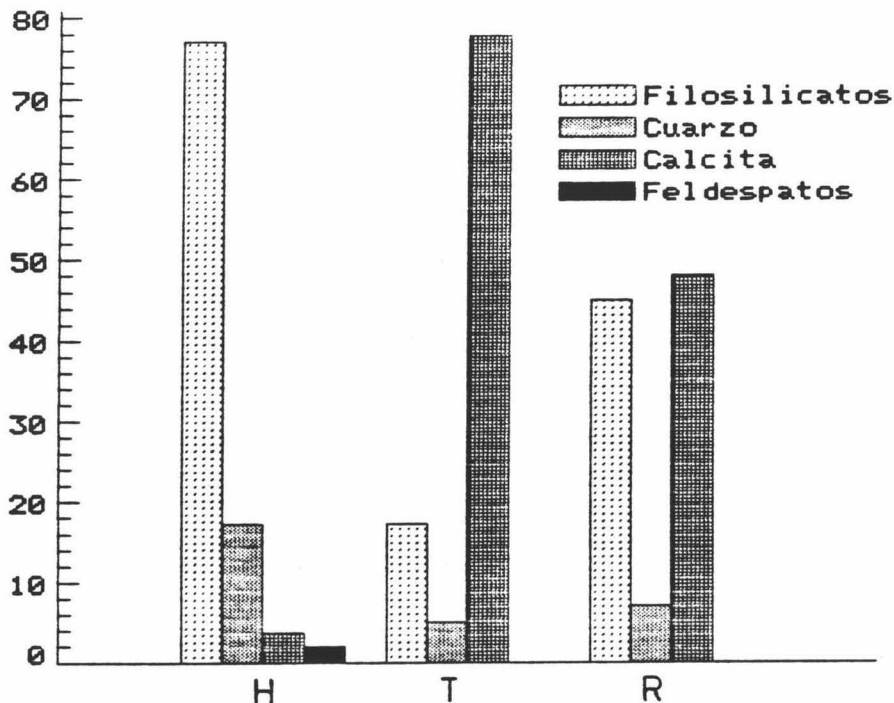


FIGURA III.2.8. Mineralogía media total de los diversos tipos de pelitas estudiados en la serie del Río Gor, H=Hemipelagitas; T=Pelitas turbidíticas; R=Resedimentadas.

#### A) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

Las medidas que se han realizado sobre los minerales de esta serie quedan expuestas en la tabla III.2.4.

Aunque de forma breve, hay que resaltar dos hechos de cierta importancia que se derivan de esta tabla:

- a) Los parámetros no varían ostensiblemente de unas muestras a otras, sea cual sea su naturaleza.
- b) Disminuye la relación de intensidades entre las dos reflexiones más importantes del cuarzo y aumenta la cristalinidad de la illita en ambas fracciones respecto al Miembro II del afloramiento del Río Fardes.

El significado de éste último apartado se discutirá posteriormente, pero conviene adelantar que ambos factores podrían apuntar hacia un ligero incremento en la proporción de partículas típicamente detríticas respecto a "Río Fardes".

Por lo demás, se obtienen valores similares a los del afloramiento anterior, tanto en la cristalinidad y espaciado basal de las esmectitas -14.5 Å de media- como en la medida del bo de la esmectitas e ilitas.

#### B) ANÁLISIS TÉRMICOS

Los resultados obtenidos en este tipo de análisis difieren ligeramente de los pertenecientes a la serie anterior. Así, sólo hay un gran endotérmico a 155 °C que engloba la pérdida de agua de las esmectitas e ilitas, los exotérmicos originados por la materia orgánica son tres en lugar de dos y, finalmente, existen pequeños endotérmicos a 780 °C (deshidroxilación de esmectitas) y a 877 °C (debido a la calcita).

La proporción de materia orgánica supera el 2.5% en la muestra RG-1, de la cual se ofrecen las curvas térmicas en la figura III.2.10.

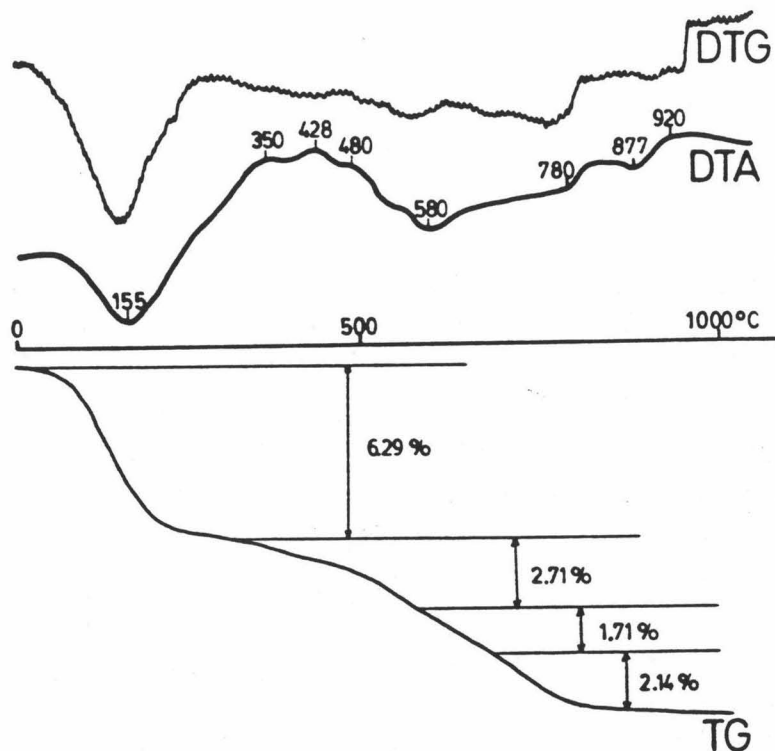


FIGURA III.2.10, Curvas térmicas obtenidas en el análisis de la muestra RG-1.

### III.2.3. AFLORAMIENTOS AFINES

En este apartado se presentan los datos obtenidos en el estudio de seis afloramientos, tres de ellos pertenecientes a la Formación Fardes y otros tres no incluidos en ella pero con materiales y edad análogos: arcillas y margas arcillosas ricas en esmectitas y de color verde oscuro-negro. Las condiciones de afloramiento no han permitido, en ningún caso, levantar la secuencia litológica.

#### III.2.3.1. ALAMEDILLA

Este afloramiento se sitúa 1 Km aproximadamente al sur de Alamedilla, y en él son muy escasas las intercalaciones turbidíticas. Está incluido en la Formación Fardes (véase la figura III.2.11) y se localiza al norte de la falla transcurrente de Piñar (Comas, 1978), continuación del accidente de

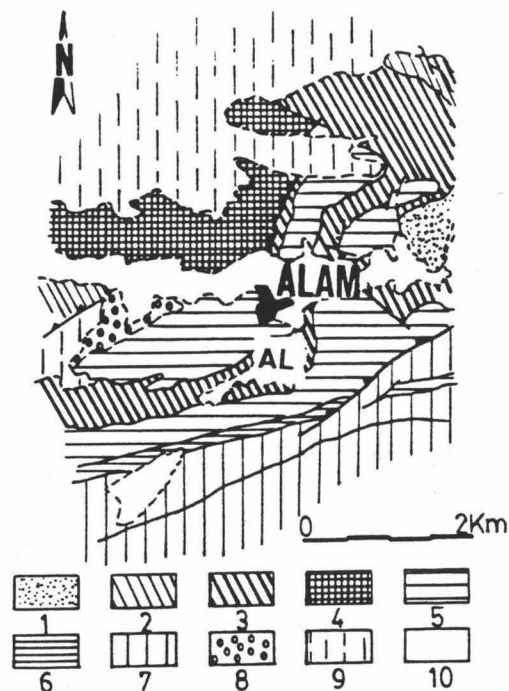


FIGURA III.2.11. Situación del afloramiento de "Alamedilla", (AL), sobre una base geológica tomada de Comas (1978), 1, Jurásico; 2, Neocomiense; 3, Fm. Fardes; 4, Rocas volcánicas máficas; 5, Fm. Alamedilla; 6, Transición a Fm. Encebras; 7, Fm. Cañada; 8, Fm. Dª Marina; 9, Depresión de Guadix-Baza; 10, Cuaternario; ALAM, Alamedilla.

Crevillente, por lo cual la situación geográfica original del depósito fue diferente para "Río Fardes"- "Río Gor" por una parte y "Alamedilla" por otra.

La edad de los materiales estudiados está comprendida entre el Al-bense Superior y el Cenomanense.

### Mineralogía

Se han analizado cuatro muestras de arcillas hemipelágicas de color verde oscuro, cuya mineralogía, total y de arcillas, se ofrece en la tabla III.2.5.

TABLA III.2.5. Mineralogía total y de arcillas de "Alamedilla".

Muestra	Total					Menor de 2 micras				2 - 20 micras			
	Fil	Q	Ca	Do	Fd	Sm	Il	Caol	Clor	Sm	Il	Caol	Clor
AL-4	75	19	--	tr	5	62	34	<5	tr	52	41	6	tr
AL-3	75	17	tr	--	8	67	29	<5	tr	56	40	<5	tr
AL-2	78	17	tr	--	5	58	36	6	--	43	49	7	tr
AL-1	77	20	tr	tr	3	52	40	8	tr	39	50	8	<5

Fil = Filosilicatos; Q = Cuarzo; Ca = Calcita; Do = Dolomita; Fd = Feldespatos; Sm = Esmectitas; Il = Iilita; Caol = Caolinita; Clor = Clorita; tr = trazas.

#### A) MINERALOGIA GLOBAL

Destaca en estas muestras la prácticamente nula existencia de carbonatos y los altos valores que alcanzan las proporciones de feldespatos: hasta un 8% en la muestra AL-3. Los filosilicatos son, por lo demás, los componentes mayoritarios, con un valor medio del 76%, en tanto que el cuarzo completa la lista de los minerales encontrados.

El valor medio de los diversos componentes se ha representado en la figura III.2.12.

#### B) MINERALOGIA DE ARCILLAS

Las esmectitas, con una concentración media del 60% en la fracción arcilla y 48 % en la fracción limo, y la ilita -35% y 45 %, respectivamente- son los dos minerales principales. No obstante, hay que destacar la significativa cantidad de caolinita y, en menor proporción, clorita que tienen algunas muestras, como es el caso de la AL-1.



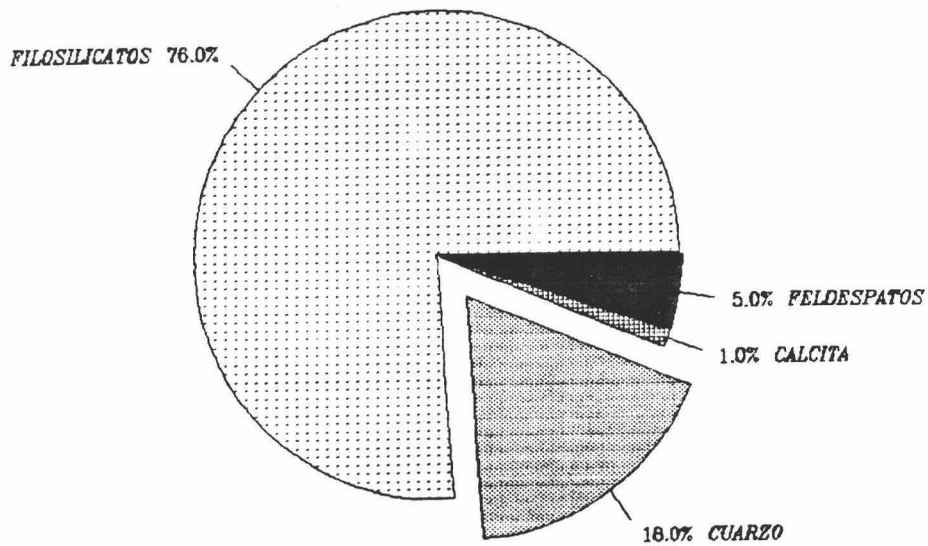


FIGURA III.2.12. Mineralogía global media del afloramiento de "Alamedilla".

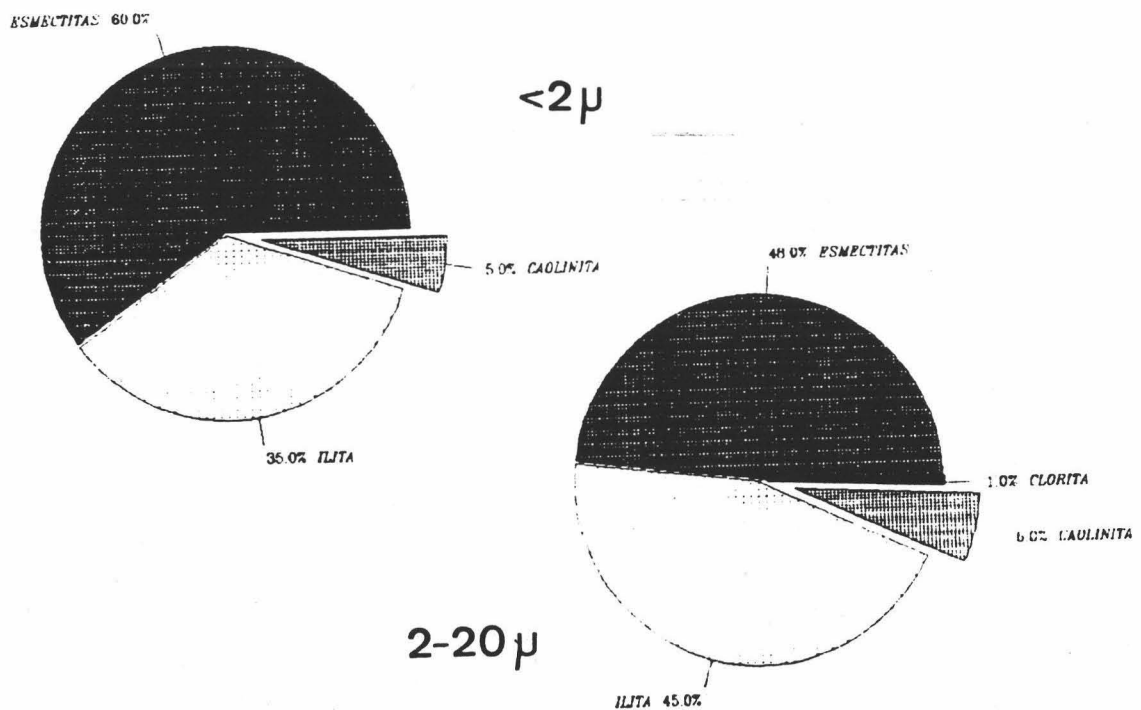


FIGURA III.2.13. Mineralogía media de arcillas de los materiales de "Alamedilla".

Comparando estos rasgos con aquellos de las sucesiones de los ríos Fardes y Gor, podemos decir que las muestras de Alamedilla se distinguen por lo siguiente:

- La no existencia de paligorskita.

- El descenso en la proporción de esmectitas (48% en la fracción limo), con el consiguiente aumento en la cantidad de illita existente,
- El claro incremento de esta última en la fracción 2-20  $\mu$ ,
- La relativa importancia de la caolinita (hasta un 6% de valor medio),

### C) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Las proporciones atómicas encontradas en las esmectitas e illitas de este afloramiento se recogen en la tabla III.2.6, observándose una total semejanza con las obtenidas en "Río Fardes".

TABLA III.2.6. Proporciones atómicas de las esmectitas e illitas de Alamedilla.

Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Ti	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
Esmectita	3,80	0,20	1,40	0,43	0,16	tr	0,038	0,30	tr	2,375	3,721
Esmectita	3,34	0,66	0,82	0,49	0,33	tr	0,300	0,29	tr	2,256	3,020
Esmectita	3,57	0,43	1,41	0,35	0,22	--	0,082	0,53	--	1,940	5,257
Esmectita	3,65	0,35	1,39	0,28	0,22	--	0,120	0,43	--	2,097	6,214
Esmectita	3,72	0,28	1,43	0,25	0,19	--	0,085	0,39	--	2,175	6,840
Illita	3,32	0,68	1,59	0,20	0,16	--	---	0,97	--	1,462	11,350
Illita	3,58	0,42	1,75	0,09	--	--	---	0,86	--	1,649	24,111

### D) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

En la tabla III.2.7 pueden observarse los diversos parámetros que se han determinado en las arcillas de estos materiales.

TABLA III.2.7. Parámetros medidos en los minerales de la arcilla encontrados en las hemipelagitas del afloramiento de Alamedilla

Muestra	Total (1)	< 2 micras				2 - 20 micras					
		(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
AL-4	0,232	0,50	0,30	0,80	1,9968	0,25	0,45	8,999	9,030	0,79	14,5
AL-3	0,265	0,50	0,30	0,87	1,9978	0,28	0,47	9,001	9,031	0,82	14,0
AL-2	0,235	0,48	0,25	0,77	1,9969	0,30	0,45	8,998	9,027	0,75	13,8
AL-1	0,222	0,45	0,30	0,79	1,9962	0,20	0,54	8,988	9,028	0,69	14,0
Media	0,238	0,48	0,29	0,81	1,9970	0,26	0,48	8,999	9,029	0,76	14,1

- 1, I<sub>1100</sub>/I<sub>1101</sub> Cuarzo
- 2, Ic Illita, en 2 $\theta$ , (<2 $\mu$ )
- 3, I<sub>5A</sub>/I<sub>10A</sub> Illita (<2 $\mu$ )
- 4, Ind, Biscaye (<2 $\mu$ )
- 5, (0010) illita (<2 $\mu$ )

- 6, Ic Illita (2-20  $\mu$ )
- 7, I<sub>5A</sub>/I<sub>10A</sub> Illita (2-20  $\mu$ )
- 8, Bo Illita (2-20  $\mu$ )
- 9, Bo Esmectita (2-20  $\mu$ )
- 10, Ind, Biscaye (2-20  $\mu$ )
- 11, (001) Esmectitas (2-20  $\mu$ )

En general, los parámetros son semejantes a los determinados para las arcillas de las series anteriores. La única diferencia significativa respecto a aquellas radica en el claro carácter moscovítico de la illita encontrada en Alamedilla, como se pone de manifiesto en la medida de la relación I 5A/I 10A.

#### E) ANÁLISIS TÉRMICOS

La curva de ATD resultante de este análisis presenta un gran endotérmico a 150 °C; un triple exotérmico a 340, 435 y 500 °C; un nuevo endotérmico a 580 °C; otro pequeño a 880 °C y un leve exotérmico a 915 °C, todo lo cual coincide bien con la existencia de illita y del término beidellítico de las esmectitas, salvo lógicamente los exotérmicos comprendidos entre 300 y 500 °C, originados por la materia orgánica. La cantidad de ésta se puede evaluar en un 2.5% en la muestra AL-1.

### III.2.3.2. CORTIJO NUEVO Y BOCIN DE ARIAS

Otras muestras analizadas como pertenecientes a la Fm. Fardes fueron recogidas en los alrededores del Cortijo Nuevo, entre Piñar y Moreda, y en la loma del Bocín de Arias, al SW de Gobernador. En la secuencia del Cjo. Nuevo, se tomaron dos muestras: una perteneciente al Miembro I -Cenomanense medio-, constituido aquí por arcillas margosas y argilitas verdes con yesos secundarios, entre las que se intercalan en baja proporción bancos delgados de calcarenitas finas gradadas y calcilutitas; y otra de naturaleza turbidítica incluida en el Miembro III (Coniacense), muy rico en niveles detríticos carbonatados.

En el Bocín de Arias afloran argilitas verdes con intercalaciones finas de calcilutitas blancas, atribuibles al Miembro I, junto a materiales clásticos carbonatados -conglomerados, brechas y olistostromas- representativos del Miembro II. De este último se han tomado muestras arcillosas localizadas en la matriz de una brecha olistostrómica, de edad Cenomanense medio-superior.

Los resultados de los análisis mineralógicos se presentan en la tabla III.2.8, observándose que, en general, los datos son similares a aquellos encontrados en muestras análogas de los afloramientos denominados "Río Fardes" y "Río Gor". Por tanto, se pueden hacer extensibles a estos resultados los comentarios que entonces se hicieron.

TABLA III.2.8. Mineralogía, total y de arcillas, encontrada en los afloramientos del Cortijo Nuevo y Bocín de Arias.

Muestra	Total				Menor de 2 micras					2 - 20 micras				
	Fil	Q	Cal	Fds	Sm	Il	Paly	Caol	Clor	Sm	Il	Paly	Caol	Clor
CN-1 (h)	64	9	24	3	67	27	5	tr	tr	53	40	5	tr	tr
CN-2 (t)	46	14	40	--	60	39	tr	tr	--	50	48	tr	--	tr
BA-1 (b)	82	10	7	tr	64	9	27	--	--	63	30	7	--	--

Fil = Filosilicatos; Q = Cuarzo; Cal = Calcita; Fds = Feldespatos; Sm = Esmectitas; Il = Ilita; Paly = Paligorskita; Caol = Caolinita; Clor = Clorita; tr = trazas; h = hemipelagita; t = pelita turbidítica b = brecha olistostromica.

CN = Cortijo Nuevo; BA = Bocín de Arias

### III.2.3.3. CORTIJO CHERIN

En las proximidades de Alicún de Ortega, 13 kms. al norte del afloramiento que hemos denominado "Río Gor" y muy cerca del Cortijo Cherin, afloran materiales cuya facies y posición estratigráfica es similar a los que constituyen la Formación Fardes. Por este motivo, y aunque García Rossel (1972) los denomina "*Albense del Manto de Cambi*", es muy probable que su edad sea Albense superior y/o Cenomanense.

En los afloramientos visitados, generalmente de escasa superficie, están muy limitados los episodios turbidíticos carbonatados. Las facies arcillosas verdes, cuyo contenido en materia orgánica puede alcanzar el 2%, subyacen a capas rojas de la Formación Alamedilla, base a su vez de una sucesión paleógena característica del Subbético Medio: el Grupo Cardela. El conjunto está recubierto por depósitos del Mioceno superior y Cuaternario. En contacto con estos materiales, y con carácter diapírico, aparecen margas yesíferas del Keuper.

#### Mineralogía

En estas pelitas se han detectado minerales laminares, cuarzo, calcita y feldespatos, exclusivamente. Su proporción se asemeja a los grupos establecidos en la Formación Fardes, es decir, a hemipelagitas y a pelitas turbidíticas; las primeras son ricas en laminares y cuarzo y las segundas en calcita. Sin embargo las diferencias cuantitativas entre ambos grupos

disminuyen respecto a los afloramientos de los ríos Fardes y Gor, debido en gran parte a la relativa alta cantidad de carbonatos que presentan las hemipelagitas, tal y como se puede observar en la tabla III.2.9.

TABLA III.2.9. Mineralogía total y de arcillas del afloramiento del "Cortijo Cherín".

Muestra	Total				Menor de 2 micras					2 - 20 micras				
	Fil	Q	Ca	Fd	Sm	Il	Paly	Caol	Clor	Sm	Il	Paly	Caol	Clor
CH-4 (t)	28	5	67	--	45	24	19	9	<5	29	52	14	<5	tr
CH-3	60	11	29	--	47	20	21	12	--	36	36	13	15	--
CH-2 (t)	30	6	64	--	58	19	6	17	--	27	49	14	10	--
CH-1	65	10	23	2	61	22	<5	13	--	49	34	tr	17	--

Fil = Filosilicatos; Q = Cuarzo; Ca = Calcita; Fd = Feldespatos; Sm = Esmectitas; Il = Ilita; Paly = Paligorskita; Caol = Caolinita; Clor = Clorita; tr = trazas; t = pelitas turbidíticas.

Las diferencias se hacen menos patentes si se considera la mineralogía de arcillas, sobre todo en la fracción <2  $\mu$ . En ésta, las esmectitas son el componente mayoritario, con un valor medio del 53%, siguiéndole en importancia la ilita. La paligorskita y la caolinita están en proporción semejante: una media de 12-13%.

La cantidad de ilita crece de forma muy importante en la fracción de 2-20  $\mu$ , sobre todo en las pelitas turbidíticas. La mineralogía media de arcillas se muestra en la figura III.2.14.

Para resumir los aspectos más interesantes derivados del estudio mineralógico, se subrayan a continuación las siguientes ideas:

- La disminución de la cantidad de esmectitas y el aumento de ilita respecto a "Río Fardes" y "Río Gor".
- La alta proporción de caolinita; 12%.
- Presencia de paligorskita en todas las muestras.

#### A) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

Se comenta seguidamente de forma somera algunos rasgos importantes derivados de la medida de algunos parámetros.

- a) El valor medio de la relación de intensidades entre los dos picos más importantes del cuarzo es semejante al obtenido en el afloramiento del Río Fardes, es decir, 0,28.

- b) La illita tiene un índice de cristalinidad bastante elevado; 0,31 en la fracción arcilla y 0,25 en la fracción limo. Dichos valores, al igual que la razón (002)/(001) de la illita, son equivalentes a los de "Alamedilla".
- c) El índice de Biscaye oscila entre 0,60 y 0,75.
- d) El índice bo de las esmectitas es similar al observado en el resto de los afloramientos de la Fm, Fardes.

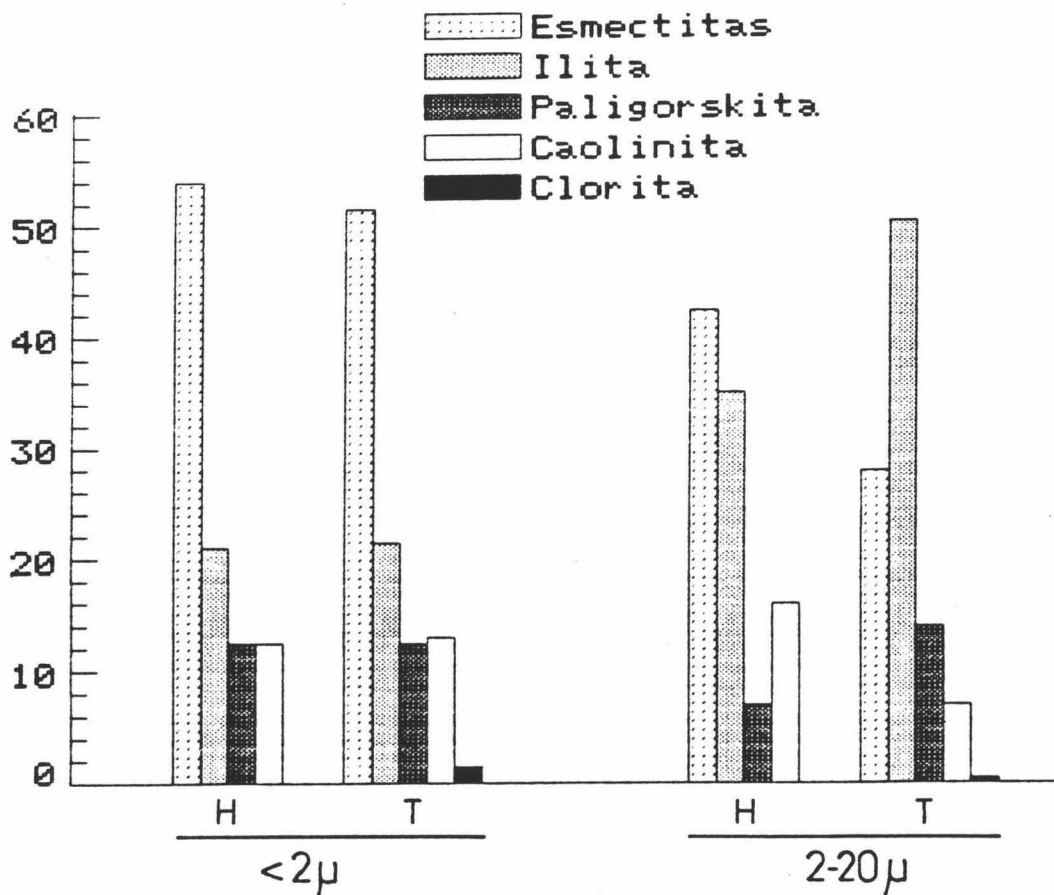


FIGURA III.2.14. Mineralogía media de arcillas encontrada en el afloramiento del Cortijo Cherín.  
H = hemipelagitas; T = pelitas turbidíticas.

#### B) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Mediante esta técnica se ha comprobado la presencia de paligorskita y han sido calculadas las fórmulas químicas precisas de algunas esmectitas, illitas, cloritas y feldespatos (Tabla III.2.10). Hay que hacer notar la riqueza en Fe de algunas esmectitas y el carácter idiomorfo de algunos cristales de feldespato potásico, cuyo significado se discutirá al tratar sobre el origen de los diversos minerales.

TABLA III.2.10. Proporción atómica de algunos minerales de la arcilla encontrados en el afloramiento del Cortijo Cherín.

Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
Esmectita	3,46	0,54	1,05	0,72	0,36	--	0,102	0,29	--	2,178	2,201
Esmectita	3,59	0,41	1,23	0,39	0,23	--	0,095	0,31	--	2,189	4,205
Esmectita	3,65	0,35	1,35	0,25	0,28	--	0,115	0,33	--	2,147	6,800
Esmectita	3,68	0,32	0,45	1,25	0,30	--	0,005	0,57	--	4,745	0,620
Ilita	3,52	0,48	1,82	0,10	--	--	---	0,82	--	1,530	23,000
Ilita	3,43	0,57	1,58	0,31	--	--	---	0,86	--	1,594	6,792
Ilita	3,65	0,35	1,70	0,21	--	--	---	0,92	--	1,780	9,761
Clorita	3,25	0,75	2,51	--	2,03	1,90	---	---	---	---	---
Paligorskita	8,00	----	1,52	0,59	1,85	--	---	----	--	5,263	2,576
Feld.Potás.	2,96		1,03	tr	tr			1,04			
Feld.Potás.	2,94		1,06	tr				1,05			

#### III.2.3.4 EL CERRAJON

En el Km. 405 de la carretera que une las ciudades de Granada y Alcalá la Real, justo en el límite de provincias entre Granada y Jaén, y al NE del cerro denominado "El Cerrajón", aparecen unos materiales margoso-arcillosos de color verde oscuro. No contienen foraminíferos, y el nannoplancton encontrado (*Zygodiscus diptogrammus* -ver lámina 5-) sólo indica una edad Cretácico medio. Por su situación entre el Senonense y el Cretácico inferior y por su similitud con las otras sucesiones reconocidas, pueden atribuirse al Cenomanense-Turonense (cf. García-Dueñas, 1971).

En la figura III.2.15 se muestra la situación del afloramiento muestreado.

Estos materiales son muy plásticos y pueden incluirse entre las facies hemipelágicas de la Formación Fardes. En la zona muestreada no se han reconocido intercalaciones turbidíticas.

El contenido en materia orgánica que presentan las muestras es bajo, no soliendo superar el 0.5%.

#### Mineralogía

Al igual que en el afloramiento anterior, sólo se han encontrado

minerales de la arcilla, cuarzo, feldespatos y calcita, constituyendo este último componente una importante fracción dentro del total de la muestra, como se puede comprobar en la figura III.2.16. Probablemente sea ésta la principal diferencia respecto a las arcillas hemipelágicas de la Fm. Fardes.

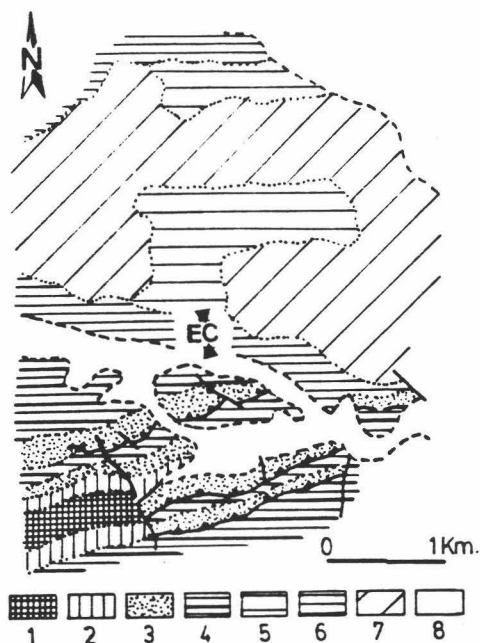


FIGURA III.2.15. Localización del afloramiento de "El Cerrajón", sobre la base geológica de García-Dueñas (1971), 1. Toarcense-Aalenense; 2. Bajocense-Kimmeridgiense; 3. Titónico; 4. Cretácico inferior; 5. Cretácico superior; 6. Cretácico indiferenciado; 7. Eoceno; 8. Cuaternario.

La distribución de los diversos minerales de la arcilla queda puesta de manifiesto en la tabla III.2.11, en la que se observa un claro predominio de dos componentes: esmectitas e illita. Subordinados a ellos aparecen caolinita, clorita, paligorskita y los interestratificados illita-esmectita e illita-clorita.

La figura III.2.17 recoge la mineralogía media de arcillas de este afloramiento. De su observación resultan tres hechos destacados:

- La igualdad composicional entre las dos fracciones estudiadas
- La semejanza con los datos obtenidos en el afloramiento de Alamedilla, si se exceptúa la paligorskita,
- La importancia de la illita (45%) y la presencia, en porcentajes inferiores al 5%, de interestratificados.



TABLA III.2.11. Porcentajes determinados para cada mineral, tanto en la muestra total como en las fracciones arcilla y limo.

Muestra	Filosilic.	Cuarzo	Calcita	Feldespatos
EC-5	50	9	39	2
EC-4	49	11	38	2
EC-3	60	11	27	2
EC-2	51	12	35	2
EC-1	49	9	41	2

Muestra	Menor de 2 micras							2 - 20 micras						
	Sm	Il	Caol	Clor	Paly	I-S	I-C	Sm	Il	Caol	Clor	Paly	I-S	I-C
EC-5	52	44	<5	tr	--	--	--	48	45	6	tr	tr	tr	--
EC-4	52	45	<5	tr	tr	tr	--	46	49	5	--	--	<5	tr
EC-3	49	47	<5	tr	tr	--	--	52	42	6	--	tr	--	--
EC-2	52	41	6	tr	tr	--	--	47	43	5	<5	<5	--	tr
EC-1	48	49	<5	tr	tr	tr	tr	38	40	<5	tr	tr	5	5

Sm = esmectitas; Il = Ilita; Caol = Caolinita; Clor = Clorita; Paly = Paligorskita; I-S = Interstratificado Ilita-Esmectita; I-C = Idem, Ilita-Clorita.

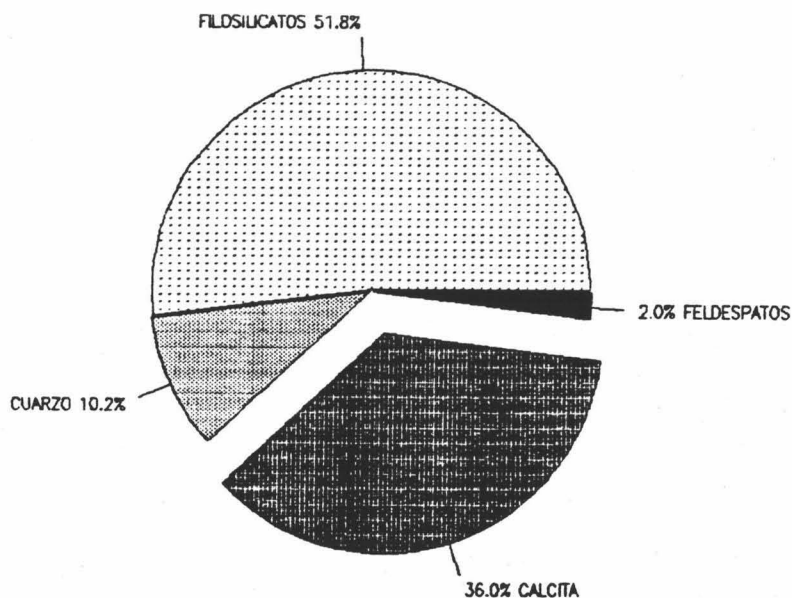


FIGURA III.2.16. Mineralogía media global del afloramiento de "El Cerrajón".

#### A) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se ofrecen en la tabla III.2.12 las proporciones atómicas de algunas esmectitas encontradas en esta sucesión. A destacar la semejanza entre estos datos y los ya facilitados en otras series pertenecientes a la Fm. Fardes, con algunos términos muy ricos en Fe y/o Mg.

TABLA III.2.12. Proporción atómica de esmectitas pertenecientes a este afloramiento.

Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Ti	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
Esmectita	3,82	0,18	1,48	0,25	0,25	--	0,068	0,35	--	2,291	6,604
Esmectita	3,63	0,37	1,34	0,35	0,37	--	0,061	0,42	0,018	2,123	4,931
Esmectita	3,51	0,49	1,20	0,46	0,42	--	0,154	0,34	0,017	2,083	3,630
Esmectita	3,61	0,39	1,60	0,13	0,28	--	---	0,62	--	1,806	15,506
Esmectita	3,30	0,70	0,86	0,78	0,64	--	0,117	0,28	--	2,117	2,002

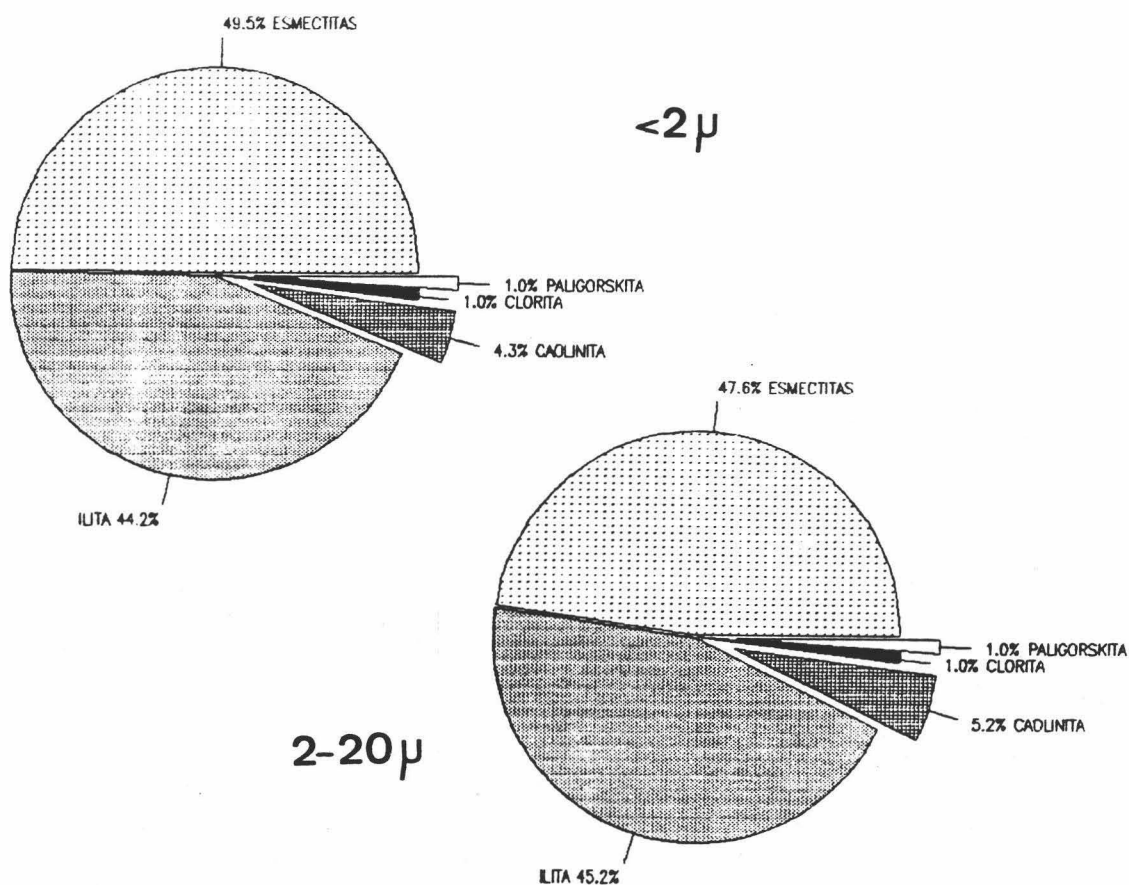


FIGURA III,2,17. Mineralogía media de arcillas encontrada en el afloramiento de "El Cerrajón".

#### B) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

Quedan recogidas en la tabla III.2.13 las diversas medidas efectuadas sobre varios minerales de estas muestras. Destacan los siguientes rasgos:

- El carácter moscovítico de la illita, según se deduce de la razón de intensidades entre los picos de 5 y 10 Å en la fracción <math>< 2 \mu</math> (el valor medio en la fracción 2-20 \mu es 0,38, no recogido por falta de espacio).
- La cristalinidad de la illita, inferior a todas las determinadas hasta ahora.

c) Valores intermedios en el índice de Biscaye; entre 0,5 y 0,7.

d) Un ligero aumento respecto a las demás series de la Formación Fardes en el contenido de Fe y Mg en las estructuras de las esmectitas e illitas, como se deduce de sus índices bo.

TABLA III.2.13. Parámetros cristalográficos medidos en las margas y arcillas del afloramiento de "El Cerrajón".

Muestra	Mineral, total		< 2 micras				2 - 20 micras					
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
EC-5	3,03339	0,227	0,45	0,30	14,0	0,60	0,40	1,9904	15,0	0,50	9,045	9,010
EC-4	3,03339	0,233	0,50	0,36	14,5	0,69	0,40	1,9953	15,0	0,55	9,040	9,009
EC-3	3,03390	0,210	0,50	0,30	14,5	0,68	0,30	1,9947	15,0	0,61	9,052	9,009
EC-2	3,03490	0,195	0,50	0,33	14,0	0,69	0,40	1,9974	15,0	0,60	9,038	9,007
EC-1	3,03390	0,251	0,50	0,30	14,0	0,57	0,50	1,9966	15,0	0,50	9,055	9,010
Media	3,03389	0,226	0,49	0,31	14,2	0,64	0,40	1,9949	15,0	0,55	9,046	9,009

1, (10T4) Calcita

2, I (1000)/I(100) Cuarzo

3, Ic Illita, en 2θ, (<2μ)

4, I<sub>sa</sub>/I<sub>10a</sub> Illita (<2μ)

5, (001) Esmectita (<2μ)

6, Ind, Biscaye (<2μ)

7, Ic Illita (2-20μ)

8, (0010) Illita (2-20μ)

9, (001) Esmectita (2-20μ)

10, Ind, Biscaye (2-20μ)

11, Bo Esmectita (2-20μ)

12, Bo Illita (2-20 μ)

### III.2.3.5 LOS OLIVARES

Durante el pasado mes de Mayo tuvo especial repercusión un acontecimiento que afectó profundamente la vida cotidiana de un pequeño pueblo granadino. Se trataba del deslizamiento de materiales arcillosos, muy plásticos, que amenazó gravemente algunas casas y estuvo a punto de cortar el cauce del Río Velillos, con el consiguiente riesgo de formación de un embalse sobre el pueblo. El fenómeno fue pronto bautizado con el nombre de *Desprendimiento de "Los Olivares"*.

El pueblo de Los Olivares está situado entre Albolote y Moclín, justo al sur de las calizas y dolomías liásicas que constituyen la Unidad de Moclín, cabalgantes en este punto sobre materiales cretácicos pertenecientes al Subbético Medio. Parte de estos sedimentos cretácicos fueron precisamente los deslizados, debido en gran medida a la alta proporción en

minerales del grupo de las esmectitas y a la pobreza en carbonatos que presentaban los materiales.

La propia naturaleza del fenómeno ha impedido el levantamiento de la serie estratigráfica y el poder observar la relación con los materiales infra y suprayacentes. Sin embargo, y por correlaciones con otros sectores, parece claro que pertenecen al Albense superior - Cenomanense . Dicha edad y la propia litología -arcillas y arcillas margosas de color verde oscuro y negro, bastante dúctiles, ricas en materia orgánica y pobres en carbonatos, con minerales accesorios tales como yeso y pirita- hacen que puedan ser incluidos en la Formación Fardes.

### **Mineralogía**

Se tomaron 5 muestras superficiales (LO-1 a LO-5) y 17 incluidas en los sondeos realizados en el propio deslizamiento. De estas últimas, 9 corresponden a arcillas verdes y negras (LO-6 a LO-14) y 8 a margas y margas arcillosas verdes y grises (LO-15 a LO-22).

#### **A) MINERALOGIA GLOBAL**

En conjunto, los minerales fundamentales son filosilicatos, calcita, cuarzo y feldespatos, siendo con diferencia los primeros los más abundantes (véase la tabla III.2.14). Minerales accesorios son el yeso, la dolomita, la pirita y la natrojarosita.

La calcita está en proporciones muy bajas en la práctica totalidad de las muestras oscuras. Sin embargo, constituye hasta el 68% de algunas de las de tonalidades más claras. En concordancia con los datos obtenidos para el afloramiento del *Río Fardes*, las primeras deben representar las facies hemipelágicas, en tanto que las segundas corresponderían a las pelitas turbidíticas.

Hay que resaltar igualmente la alta cantidad de feldespatos que se han encontrado en algunas muestras: 7% en LO-4.

#### **B) MINERALES DE LA ARCILLA**

Dentro de este grupo el componente más abundante son las esmectitas, estando igualmente presentes en cantidades apreciables illita y paligorskita. Con carácter ocasional aparecen caolinita y clorita.

Se ha representado en la figura III.2.18 la mineralogía media de

arcillas, separando por una parte aquellas muestras hemipelágicas sin carbonatos -o con bajo contenido en ellos- y por otra las asimilables a pelitas turbidíticas.

TABLA III.2.14. Porcentaje determinado para cada componente encontrado en las arcillas y margas del deslizamiento de "Los Olivares".

Muestra	Total						Menor de 2 micras					2 - 20 micras				
	Fil	Q	Ca	Do	Fd	Ye	Sm	Il	Paly	Caol	Clor	Sm	Il	Paly	Caol	Clor
LO-22 (*)	45	10	43	--	2	--	63	15	21	tr	--	38	20	33	6	3
LO-21 (*)	35	6	58	--	tr	--	62	32	3	3	--	50	44	tr	3	2
LO-20 (*)	60	7	32	tr	--	--	76	14	13	7	tr	77	17	4	tr	tr
LO-19 (*)	27	4	68	--	tr	--	72	25	3	tr	--	40	54	4	tr	tr
LO-18 (*)	28	6	65	tr	--	--	71	28	--	tr	--	45	43	6	6	tr
LO-17 (*)	36	9	55	--	--	--	83	13	4	--	--	76	20	3	tr	tr
LO-16 (*)	44	13	41	2	--	--	80	17	tr	tr	tr	65	22	8	3	2
LO-15 (*)	49	24	24	tr	2	--	72	27	--	tr	--	58	35	--	5	2
LO-14	70	14	5	--	3	--	62	21	16	tr	--	65	21	12	tr	tr
LO-13	85	11	4	--	tr	--	30	57	tr	6	6	28	50	7	8	7
LO-12	69	19	9	tr	2	--	65	32	tr	2	tr	58	27	8	5	2
LO-11	74	10	12	tr	tr	--	79	12	8	tr	--	69	23	6	tr	tr
LO-10	81	11	2	2	4	--	88	10	2	--	--	84	15	tr	--	--
LO-9	85	12	2	tr	--	--	77	21	tr	tr	--	79	20	--	tr	--
LO-8	76	15	9	--	--	--	80	10	3	5	2	70	16	5	6	3
LO-7	71	12	9	tr	2	5	74	25	tr	tr	--	64	34	--	tr	tr
LO-6	60	20	18	--	2	--	74	24	tr	tr	--	76	22	tr	tr	--
LO-5	75	20	--	--	5	--	65	29	6	--	--	57	38	5	tr	--
LO-4	77	16	--	--	7	--	60	18	22	tr	--	58	16	26	tr	--
LO-3 (*)	40	12	41	--	<5	5	51	47	tr	<5	--	55	43	tr	<5	tr
LO-2	60	15	20	tr	5	--	72	21	5	<5	tr	68	25	5	<5	tr
LO-1	75	19	--	--	6	--	65	31	<5	<5	--	52	38	8	<5	--

Fil = Filosilicatos; Q = Cuarzo; Ca = Calcita; Do = Dolomita; Fd = Feldespatos; Ye = Yeso; Sm = Esnectitas; Il = Ilita; Paly = Paligorskita; Caol = Caolinita; Clor = Clorita; tr = trazas; (\*) = Pelita turbidítica,

Comparando esta figura con las obtenidas para otros afloramientos de la Fm. Fardes habría que destacar:

- La total semejanza entre la mineralogía hemipelágica de este afloramiento y la encontrada en el Río Fardes,
- La confirmación de que las pelitas turbidíticas son más ricas (entre un 5 y un 10%) en ilita que las facies hemipelágicas.

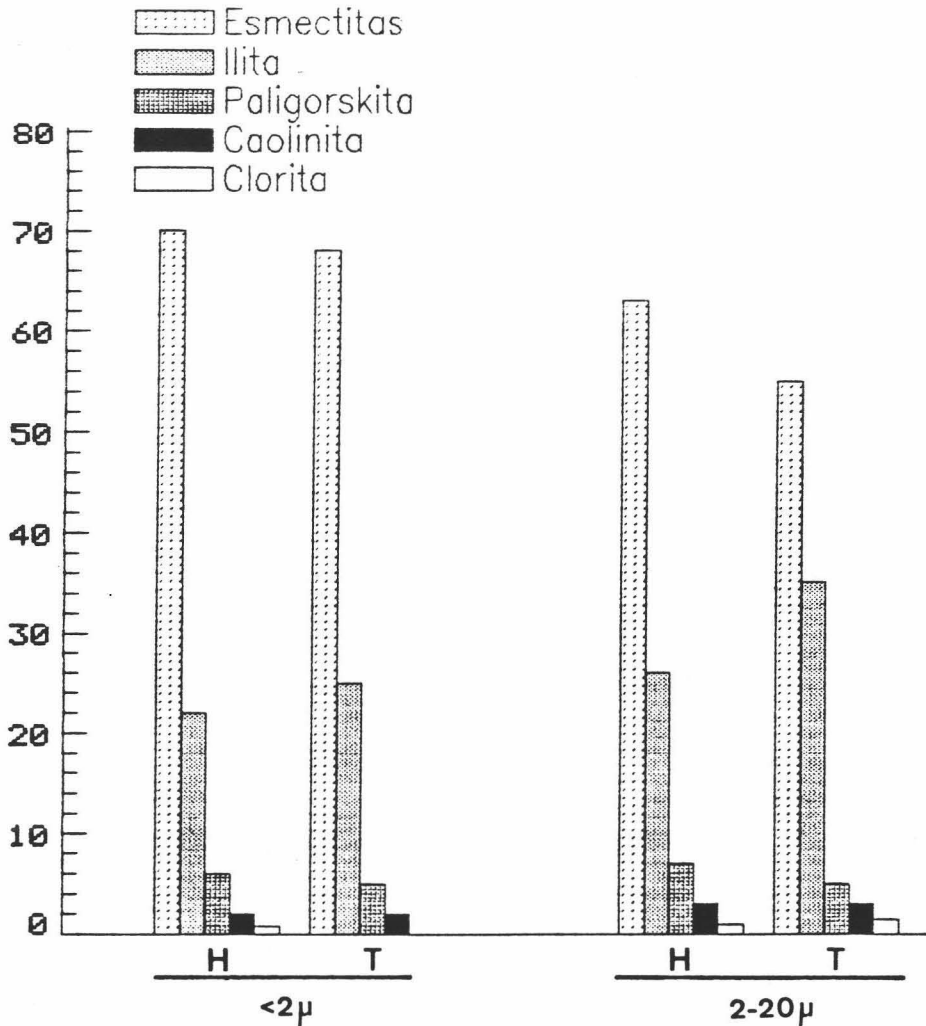


FIGURA III.2.18, Mineralogía media de arcillas encontrada en los materiales que constituyen el deslizamiento de "Los Olivares", H = hemipelagitas; T = pelitas turbidíticas.

### C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

La medida de alguno de los parámetros que se exponen en la tabla III.2.15 reflejan claramente el carácter dioctaédrico de las esmeclitas, con un contenido de Fe + Mg en la capa octaédrica en torno a 0.8 átomos por media celdilla unidad (Desprairies, 1983), siendo el potasio el principal catión interlamilar. El índice de Biscaye es en todas las muestras elevado.

Los valores de cristalinidad de la illita son similares a los obtenidos en el afloramiento del Río Fardes, observándose que la anchura media de la reflexión (001) de la illita es ligeramente superior en las hemipelagitas. Este rasgo coincide con una relación más baja, en las pelitas turbidíticas, entre las intensidades de las reflexiones a 4.25 Å y 3.33 Å del cuarzo, lo cual podría indicar una mayor presencia de partículas

claramente detríticas en estas últimas.

La illita tiene un marcado carácter moscovítico en todas las muestras, como se pone de manifiesto en las columnas 3 y 8 de la tabla inferior.

TABLA III.2.15. Parámetros cristalográficos medidos en las pelitas del deslizamiento de "Los Olivares".

Muestra	Total (1)	< 2 micras					2 - 20 micras					
		(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
LO-22 *	---	0,40	0,26	1,9940	0,91	13,0	0,25	0,42	9,007	9,041	15,0	0,60
LO-21 *	0,220	0,35	0,24	1,9945	0,90	13,0	0,20	0,43	9,009	9,041	15,0	0,88
LO-20 *	---	0,35	0,24	1,9948	0,84	13,0	0,25	0,38	9,007	9,040	15,5	0,84
LO-19 *	0,180	0,30	0,18	1,9952	0,87	13,5	0,20	0,42	9,002	9,041	15,5	0,70
LO-18 *	---	0,50	0,20	1,9960	0,86	14,0	0,35	0,20	9,008	9,039	15,0	0,87
LO-17 *	0,210	0,50	0,25	1,9962	0,93	13,0	0,35	0,36	9,010	9,045	14,0	0,93
LO-16 *	0,220	0,45	0,20	1,9959	0,85	12,5	0,25	0,34	9,009	9,048	14,0	0,76
LO-15 *	0,170	0,45	0,18	1,9960	0,93	12,5	0,40	0,25	9,002	9,035	13,5	0,90
LO-14	0,240	0,45	0,36	1,9960	0,91	14,5	0,30	0,40	8,994	9,026	15,0	0,90
LO-13	0,210	0,40	0,30	1,9955	0,70	14,5	0,30	0,33	9,004	9,034	15,0	0,61
LO-12	0,220	0,45	0,33	1,9962	0,90	13,0	0,20	0,45	9,008	9,041	15,0	0,86
LO-11	0,270	0,50	0,18	1,9955	0,96	12,5	0,40	0,30	9,002	9,034	14,5	0,89
LO-10	0,220	0,50	0,18	1,9949	0,98	12,5	0,40	0,23	8,999	9,025	14,5	0,87
LO-9	0,240	0,50	0,14	1,9960	0,94	12,5	0,40	0,20	9,002	9,036	14,5	0,83
LO-8	0,230	0,50	0,23	1,9956	0,95	12,5	0,40	0,28	9,007	9,040	12,5	0,84
LO-7	0,240	0,40	0,17	1,9965	0,94	13,0	0,25	0,40	9,007	9,041	15,0	0,83
LO-6	0,210	0,50	0,18	1,9960	0,89	13,5	0,45	0,32	9,001	9,035	15,0	0,90
LO-5	0,210	0,40	0,30	1,9957	0,70	15,5	0,25	0,40	9,003	9,035	15,5	0,63
LO-4	0,220	0,40	0,35	1,9970	0,83	15,2	0,30	0,40	9,004	9,035	15,3	0,79
LO-3 *	0,190	0,45	0,35	1,9920	0,62	15,0	0,25	0,43	9,003	9,032	15,5	0,65
LO-2	0,230	0,40	0,35	1,9962	0,78	15,0	0,23	0,42	9,004	9,037	15,5	0,72
LO-1	0,224	0,38	0,30	1,9949	0,80	14,0	0,20	0,45	9,005	9,032	15,5	0,74
Media <sub>m</sub>	0,226	0,45	0,27	1,9958	0,87	13,8	0,30	0,37	9,003	9,035	14,8	0,81
Media <sub>r</sub>	0,200	0,41	0,24	1,9950	0,85	13,3	0,28	0,35	9,006	9,040	14,9	0,79

- 1,  $I_{(100)}/I_{(110)}$  Cuarzo
- 2,  $I_c$  Illita, en 2 $\theta$ , ( $\langle 2\mu$ )
- 3,  $I_{5A}/I_{10A}$  Illita ( $\langle 2\mu$ )
- 4, (0010) Illita ( $\langle 2\mu$ )
- 5, Ind. Biscaye ( $\langle 2\mu$ )
- 6, (001) Esmectitas, en A ( $\langle 2\mu$ )

- 7,  $I_c$  Illita (2-20  $\mu$ )
- 8,  $I_{5A}/I_{10A}$  Illita (2-20  $\mu$ )
- 9,  $B_o$  Illita (2-20  $\mu$ )
- 10,  $B_o$  Esmectita (2-20  $\mu$ )
- 11, (001) Esmectitas (2-20  $\mu$ )
- 12, Ind. Biscaye (2-20  $\mu$ )

### III.2.4. SUCESION DE COLOMERA

Esta serie aflora en el mapa 1:50.000 de Iznalloz (991), aproximadamente 1 km. al Este del pueblo de Colomera, y forma parte de las series meridionales del Subbético Medio (García-Dueñas, 1971). Su localización geológica y geográfica viene expresada en la figura III.2.19.

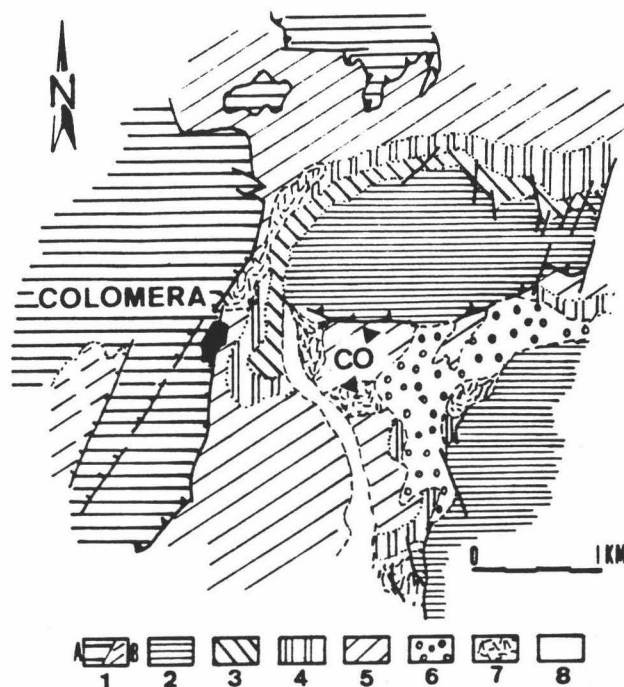


FIGURA III.2.19. Localización de la serie de "Colomera" (CO), sobre un esquema geológico tomado de García-Dueñas (1971), 1, Subbético Interno (Unidad de Moclín); A=Jurásico; B=Cretácico; 2, Lias inferior y medio; 3, Lias superior; 4, Dogger y Malm; 5, Cretácico inferior; 6, Plioceno; 7, Derrubios; 8, Cuaternario fluvial.

La secuencia está constituida esencialmente por arcillas margosas, margas y margocalizas de colores grises y negros, en bancos alternantes que, en general, no superan el metro de potencia. No aparecen intercalaciones detríticas pero sí algunos estratos de margas acuñados lateralmente. Los nódulos de pirita, en ocasiones alterados a limonita y goethita, son relativamente frecuentes en estos materiales.

No se han encontrado macrofósiles en estas pelitas y los foraminíferos que han suministrado cinco levigados han resultado banales. No obstante, por la posición stratigráfica y la litología encontrada, los materiales debieron acumularse durante el Barremense-Aptense medio, sin



que se pueda precisar más.

### Mineralogía

Un esquema de la litología, situación de las muestras y mineralogía de éstas, tanto global como de arcillas, se ofrece en la figura III.2.20. La tabla IX del Anexo I recoge el porcentaje de cada componente, con indicación de los tipos de interestratificados presentes.

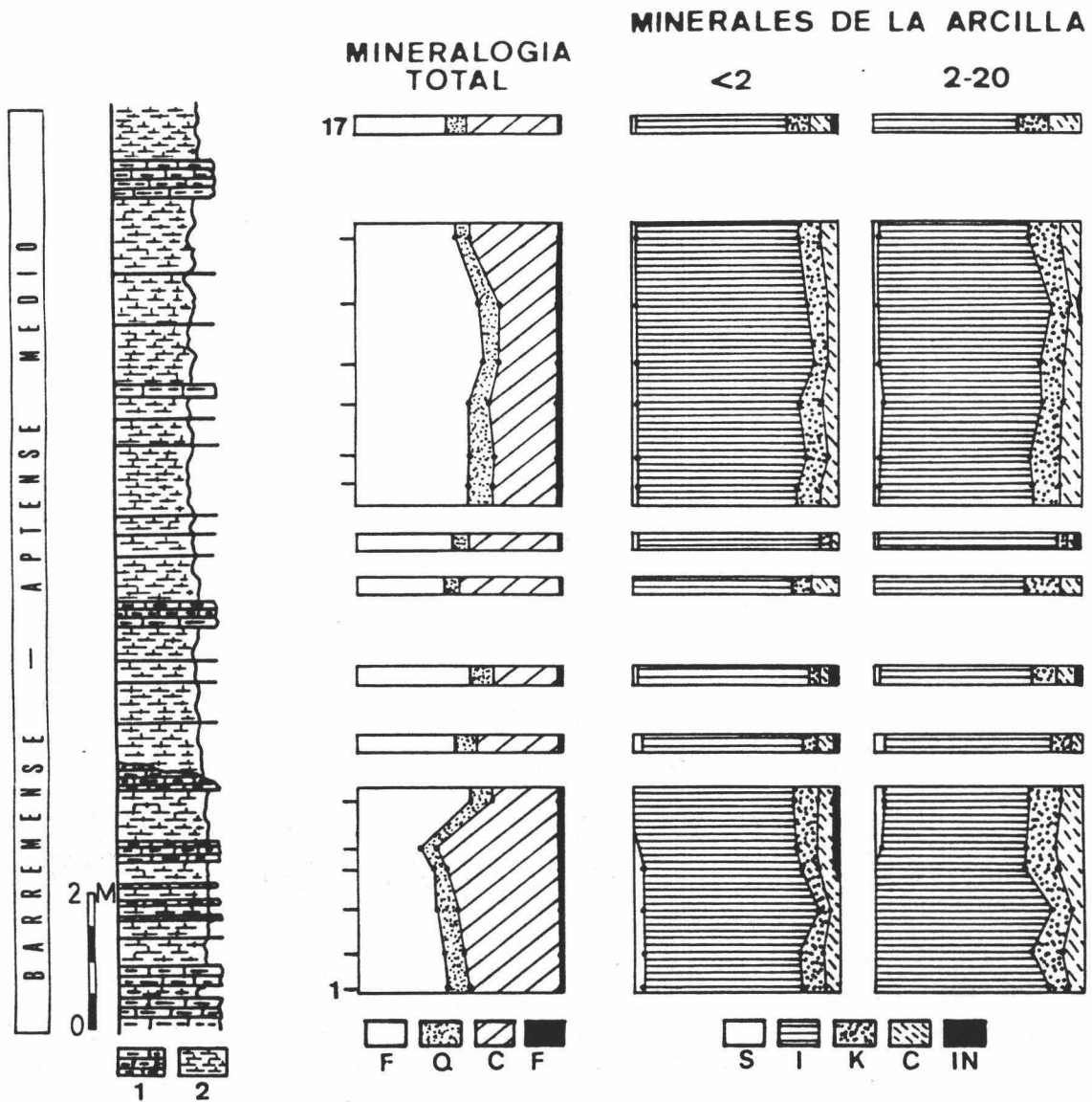


FIGURA III.2.20. Litología y mineralogía de la secuencia de "Colomera".

1, Margocalizas; 2, Margas y arcillas margosas.  
 F, Filosilicatos; Q, Cuarzo; C, Calcita; Fd, Feldespatos; S, Esmectitas; I, Ilita; K, Caolinita; C, Clorita; IN, Interestratificados.

#### A) MINERALOGIA GLOBAL

Los componentes mayoritarios, en orden decreciente de abundancia, son filosilicatos, calcita, cuarzo y feldespatos. Los primeros están en una proporción media del 48%, alcanzando los valores más elevados en las muestras CO-14 y 15 (60%). Las cantidades de cuarzo y de feldespatos no varían apreciablemente de unas muestras a otras, y la calcita oscila entre el 30 y el 60%. Un esquema de la mineralogía media puede verse en la figura III.2.21.

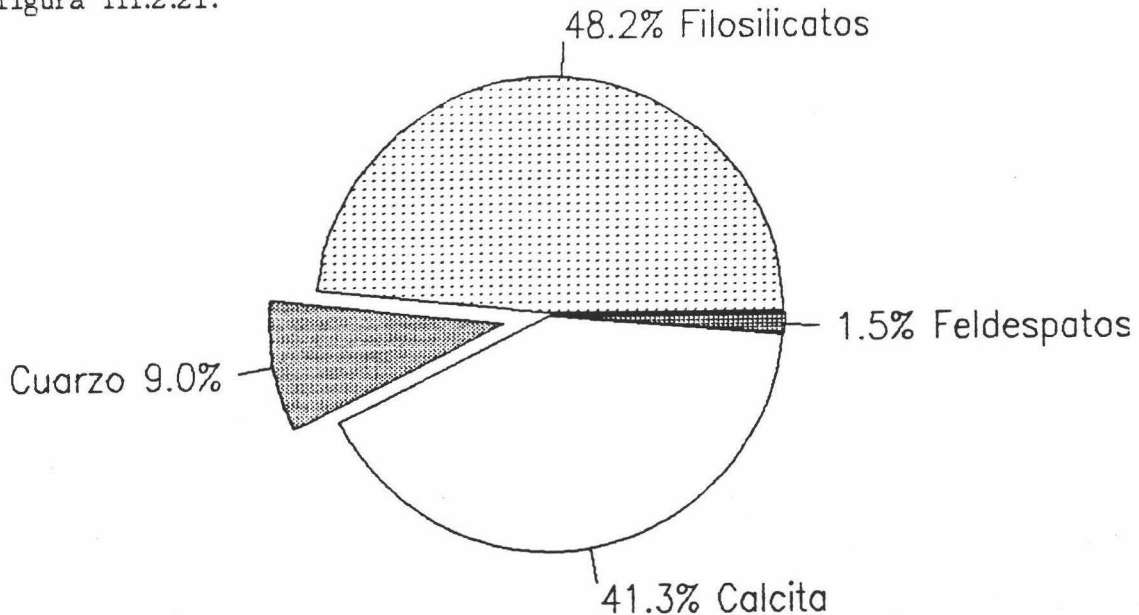


FIGURA III.2.21. Mineralogía global media de la serie de "Colomera".

#### B) MINERALOGIA DE ARCILLAS

El mineral de la arcilla más abundante es, con diferencia, la ilita cuyas concentraciones medias superan el 75% en las dos fracciones estudiadas (véase la figura III.2.22). Le siguen en importancia la clorita y la caolinita, con ligero predominio de esta última. Ambas presentan tendencia a concentrarse en la fracción 2-20 $\mu$ . Las esmectitas son totalmente minoritarias -ninguna muestra supera el 5%- y su distribución es muy uniforme en toda la serie. Finalmente hay que citar la presencia de interestratificados, componentes anecdóticos por la pequeña cantidad que de ellos existe. Se han detectado tres tipos: ilita-esmectita, ilita-clorita y clorita-esmectita. Los dos primeros son los que aparecen con mayor frecuencia.

Se destacan a continuación algunas consideraciones interesantes derivadas tanto de lo expuesto hasta ahora como de la observación de las figuras III.2.20 y 22.

- Existe una gran semejanza composicional entre las fracciones arcilla y limo.
- La distribución vertical de los minerales es bastante homogénea.
- Es evidente el predominio de la illita sobre los demás componentes minerales.
- Las esmectitas se han detectado en proporción muy baja.
- Presencia de clorita y caolinita en cantidades apreciables (5-10% en la fracción arcilla). Este porcentaje se eleva hasta un 15-20% en la fracción limo de numerosas muestras.
- Existencia de interestratificados, aunque siempre en escasa proporción (<5%)

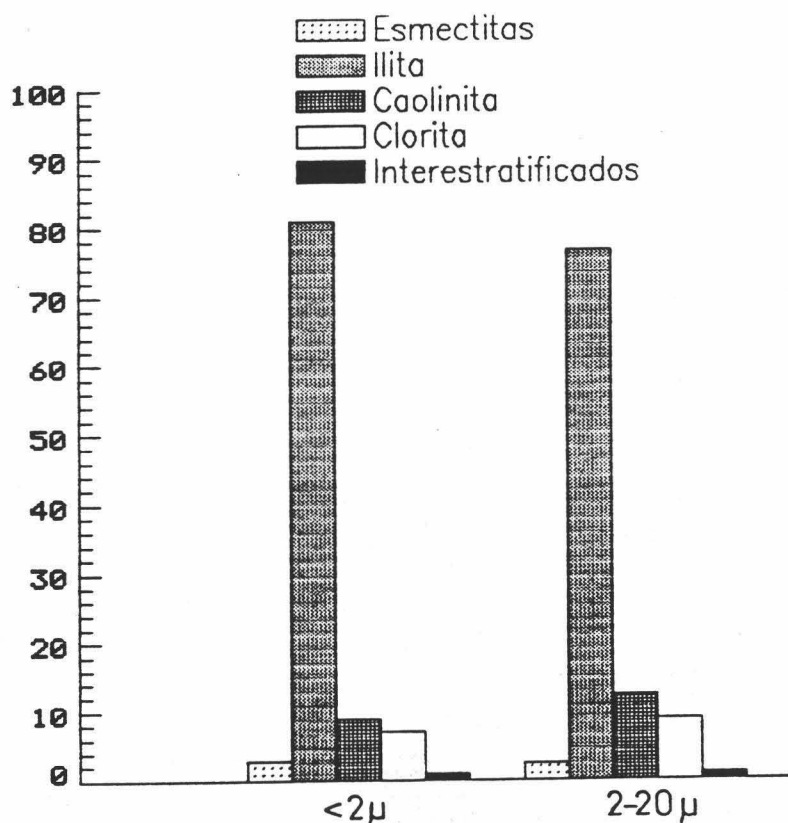


FIGURA III.2.22. Mineralogía media encontrada en las fracciones arcilla (<2μ) y limo (2-20μ) de la serie de "Colomera".

### C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

La tabla III.2.16 recoge los datos obtenidos en el cálculo de diversos parámetros. Se comenta a continuación su significado.

- a) El contenido medio de moles de  $CO_3Mg$  en la calcita es de 0,8-1%, según se deduce de la medida de la reflexión (1074) de la calcita (Palomo et al, 1981)

- b) La relación de intensidades media entre las reflexiones de 4,25 Å y 3,33 Å del cuarzo es 0,200, valor semejante al obtenido en las series subbéticas más externas y correspondiente, según Eslinger et al. (1973) a cuarzos detríticos de grano fino en sedimentos oceánicos.
- c) La cristalinidad de la illita es elevada, aunque bastante inferior en la fracción arcilla -0,47 2θ- respecto al valor alcanzado en la fracción limo -0,30 2θ-,
- d) La relación de intensidades entre las reflexiones de 5Å y 10Å de la illita ofrece valores medios de 0,32 en los cristales menores de 2 μ, y de 0,36 en los comprendidos entre 2 y 20 μ. Dichos valores, junto al valor resultante de la medida del bo, concuerdan con contenidos moderados de Fe + Mg en la capa octaédrica de los cristales de illita.
- e) El espaciado basal de la illita oscila en estrechos márgenes, con valores medios de 9,98 Å. Esta cifra indica composiciones muy pobres en Na.
- f) El índice de Biscaye es, en las muestras donde se ha podido medir, muy bajo. Este hecho indica que las esmectitas han sido fuertemente degradadas, probablemente durante su transporte.

TABLA III.2.16. Parámetros cristalográficos medidos en las pelitas de la secuencia de "Colomera".

Muestra	Mineral, total		< 2 micras				2 - 20 micras				
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
CO-17	3,0365	0,180	0,50	0,29	9,979	---	0,31	0,31	9,974	----	9,011
CO-16	3,0344	0,200	0,50	0,32	9,974	---	0,30	0,35	9,984	----	9,012
CO-15	3,0340	0,210	0,50	0,30	9,969	---	0,30	0,30	9,976	0,10	9,007
CO-14	3,0290	0,200	0,50	0,35	9,979	---	0,30	0,42	10,002	----	9,008
CO-13	3,0308	0,210	0,42	0,37	9,997	0,10	0,30	0,38	10,010	0,30	9,011
CO-12	3,0308	0,200	0,50	0,30	10,010	---	0,35	0,27	9,976	----	9,008
CO-11	3,0340	0,190	0,45	0,30	9,982	0,10	0,32	0,37	9,973	----	9,007
CO-10	3,0340	0,210	0,46	0,33	9,970	0,30	0,30	0,38	10,010	----	9,010
CO-9	3,0299	0,180	0,45	0,32	9,966	---	0,35	0,33	9,979	----	9,012
CO-8	3,0300	0,240	0,50	0,26	9,990	0,20	0,30	0,39	9,968	0,20	9,010
CO-7	3,0344	0,210	0,50	0,28	9,976	0,20	0,30	0,33	9,981	0,10	9,010
CO-6	3,0340	0,176	0,48	0,35	9,973	---	0,30	0,37	9,976	0,20	9,015
CO-5	3,0354	0,180	0,56	0,30	9,976	---	0,40	0,40	9,979	----	9,012
CO-4	3,0335	0,210	0,50	0,40	9,976	0,20	0,35	0,35	9,968	----	9,008
CO-3	3,0340	0,183	0,46	0,33	9,984	0,10	0,50	0,40	9,976	0,10	9,009
CO-2	3,0330	0,240	0,42	0,35	9,986	0,10	0,29	0,38	9,979	----	9,010
CO-1	3,0340	0,168	0,39	0,35	9,968	---	0,28	0,38	9,970	----	9,009
Media	3,0330	0,200	0,47	0,32	9,979	---	0,30	0,36	9,982	----	9,010

1. (10 $\bar{1}$ 4) Calcita
2. I (100)/I(101) Cuarzo
3. Ic Illita, en 2θ, (<2μ)
4. I<sub>5Å</sub>/I<sub>10Å</sub> Illita (<2μ)
5. (002) Illita (<2μ)
6. Ind. Biscaye (<2μ)

7. Ic Illita (2-20μ)
8. I<sub>5Å</sub>/I<sub>10Å</sub> Illita (2-20μ)
9. (002) Illita (2-20μ)
10. Ind. Biscaye (2-20μ)
11. Bo Illita (2-20μ)

#### D) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Mediante esta técnica se han hallado las composiciones de algunos cristales de illita, esmectita y clorita (Tabla III.2.17). Es posible que algunos de las composiciones que figuran como esmectitas correspondan a interestratificados I-S, pues extraña la alta cantidad de K que se obtiene en todos los análisis.

TABLA III.2.17. Proporciones atómicas de algunos minerales de la arcilla encontrados en las pelitas de la serie de "Colomera".

Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
Illita	3,40	0,60	1,76	0,14	tr	--	---	0,87	--	1,433	16,473
Illita	3,45	0,55	1,58	0,14	0,28	--	---	0,81	--	1,615	14,839
Illita	3,60	0,40	1,65	0,12	0,10	--	---	0,89	--	1,756	17,083
Illita	3,75	0,25	1,82	0,05	tr	--	---	0,91	--	1,811	41,400
Illita	3,62	0,38	1,79	0,10	0,04	--	---	0,82	--	1,668	21,700
Esmectita	3,67	0,33	1,35	0,34	0,27	--	0,086	0,54	--	2,179	4,939
Esmectita	3,56	0,44	1,22	0,34	0,39	--	0,233	0,47	--	2,149	4,783
Esmectita	3,62	0,38	1,27	0,36	0,37	tr	0,112	0,49	--	2,185	4,506
Esmectita	3,74	0,26	1,33	0,31	0,34	--	0,088	0,45	--	2,342	5,110
Esmectita	3,58	0,42	1,25	0,39	0,42	tr	0,045	0,53	--	2,142	4,274
Clorita	3,36	0,64	1,72	--	1,51	2,10	0,079	0,08	--	1,428	1,119
Clorita	3,13	0,87	1,11	--	4,41	0,22	0,136	--	--	1,583	4,441

#### E) ANALISIS TERMICOS

Con objeto de verificar la mineralogía y cuantizar la proporción de materia orgánica se ha realizado este tipo de análisis en algunas muestras de la serie de Colomera. La figura III.2.23 ofrece las curvas obtenidas en dos de ellas (CO-8 y CO-15), siendo las reacciones más importantes las siguientes:

- Deshidratación de las arcillas a 137°C (Zona 1 de la figura).
- Combustión de la materia orgánica a 350-400°C (Zona 2). La proporción de ésta oscila entre 1.71 y 2.15%.
- Pérdida de grupos (OH) en la illita y de agua estructural en la caolinita (Zona 3) producida a 580°C.
- Combustión de la calcita y liberación de CO<sub>2</sub> a 870°C. La presencia de Mg en su estructura da lugar a un pequeño endotérmico a 750°C (Zonas 4 y 5) (Webb & Krüger, (1970).

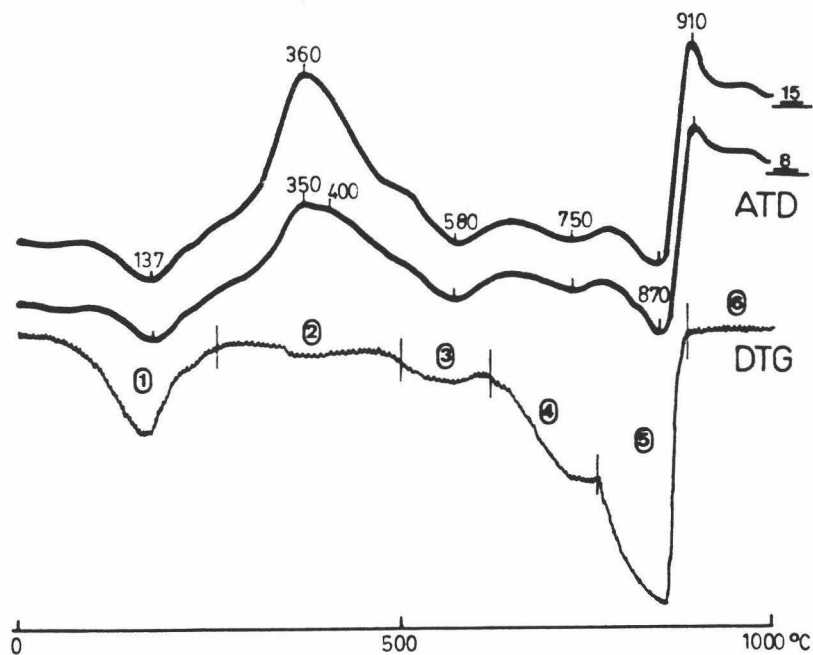


FIGURA III.2.23, Curvas ATD y DTG de las muestras CO-8 y CO-15.

#### F) ANALISIS QUIMICOS

La tabla III.2.18 recoge los datos químicos obtenidos en el análisis de tres muestras pertenecientes a esta secuencia.

TABLA III.2.18. Análisis químicos de las pelitas de la serie de "Colomera".

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	Co	V	Ni	Cu	Zn	Li	Pb	Rb
CO-15	33,90	30,52	5,50	0,97	2,75	3,75	4,15	5,00	0,90	0,03	100	70		25	100	255	50	35	420
CO-11	37,90	28,91	4,75	0,92	2,71	3,50	3,75	4,50	0,65	0,03	50	70		25	75	200	50	35	290
CO-5	40,40	26,29	4,95	1,42	2,75	3,95	3,50	4,35	0,85	0,03	50	60		25	100	230	60	35	370

Las pérdidas por calcinación son; CO-5 = 10,45; CO-11 = 10,97; CO-15 = 11,50.

### III.2.5. SUCESION DE GUADALUPE

Los materiales cretácicos que constituyen esta secuencia afloran en la parte superior de la hoja 952 (24-38) de Vélez Blanco, unos 4 kilómetros al norte de las sucesiones de "Valdeinfierno" y "Rambla Seca" y muy cerca de la cortijada que le da nombre. Su localización viene señalada en la figura III.2.24.

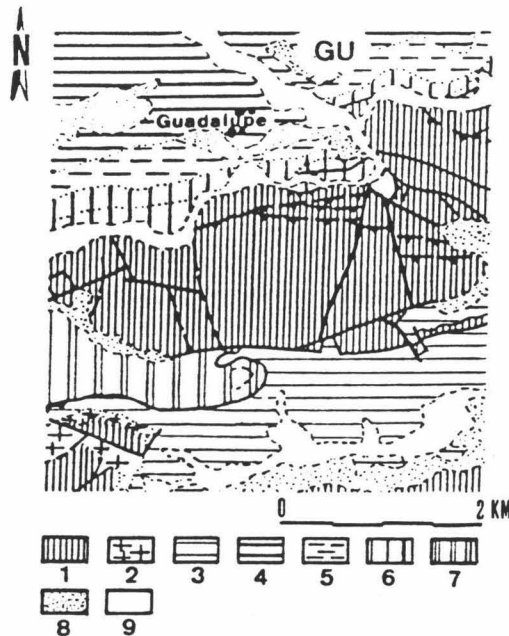


FIGURA III.2.24. Situación de la serie de "Guadalupe" (GU), sobre la base cartográfica de Baena et al, (1977), 1, Jurásico; 2, Aptense-Albense penibético; 3, Aptense-Albense del Subbético medio; 4, Cenomanense-Turonense del Subbético Medio; 5, Senonense-Eoceno inferior; 6, Eoceno superior-Mioceno inferior; 7, Cuaternario (derrubios); 8, Cuaternario (fluvial).

La secuencia está constituida por una alternancia de margas arcillosas, margas y micritas de color verde-gris oscuro junto a arcillas negras prácticamente libres de carbonatos. Además de los niveles pelíticos se han encontrado, aunque en muy bajo número, intercalaciones turbidíticas dispuestas en lechos delgados (2-5 cms.) que incluyen cantos calizos y silíceos y que muestran laminaciones paralelas.

En las pelitas son abundantes los restos de pirita oxidada junto a natrojarosita y yeso, minerales derivados de la oxidación de sulfuros primarios. Igualmente hay que destacar la presencia de una alta proporción de materia orgánica.

La naturaleza plástica de estos materiales hace que el contacto con otras unidades sea mecánico, motivo por el cual no es fácil calcular su potencia total. Nosotros hemos podido muestrear únicamente 22 mts.

Baena et al. (1977) asignan una edad Aptense-Albense a estos materiales, semejante a la de las sucesiones de "Valdeinfierno" y "Rambla Seca". Estas secuencias están próximas geográficamente a "Guadalupe" y pertenecen, según estos mismos autores, al Subbético Interno (ambas serán analizadas en el subcapítulo siguiente).

### Mineralogía

Todas las muestras analizadas están constituidas por filosilicatos, cuarzo, calcita y feldespatos como minerales principales. Salvo niveles muy concretos -en especial las muestras GU-16 y GU-6, correspondientes a intercalaciones amarillas ricas en óxidos de hierro, sulfatos y carbonatos- el contenido de cuarzo no sobrepasa el 20%, la cantidad de calcita es inferior al 15% y los feldespatos no alcanzan el 5%.

Otros minerales detectados son dolomita y siderita -presentes ambos en las mismas muestras: GU-16 a GU-19-, yeso -tanto diseminado en las pelitas como formando capas entre los estratos de hasta 2 cms. de potencia-, natrojarosita y jarosita -en nódulos o como finas intercalaciones- y clinoptilolita -sólo detectada en la muestra GU-11-.

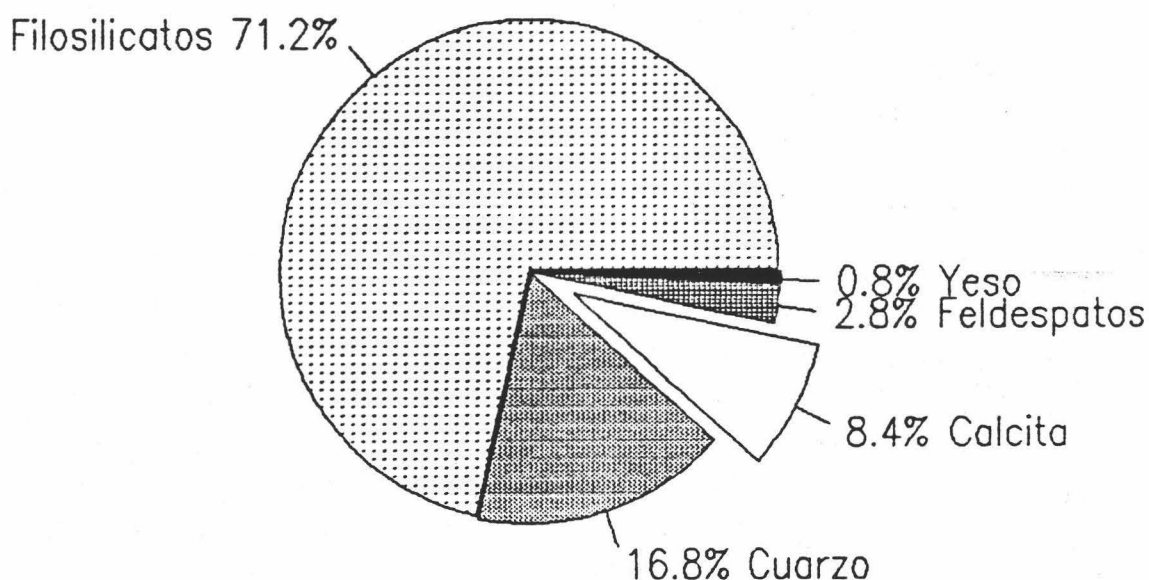


FIGURA III,2,25. Mineralogía media total de las pelitas analizadas en la serie de "Guadalupe".



La distribución vertical de los componentes mayoritarios es muy constante, uniformidad que sólo se rompe en los niveles ya comentados. Este hecho se observa muy bien en la figura III.2.26, donde se representa la litología, mineralogía total y mineralogía de arcillas de las 19 muestras analizadas en esta secuencia. No se recogen en dicha figura los datos de los minerales minoritarios pero su proporción y localización quedan especificadas en la tabla X del Anexo I.

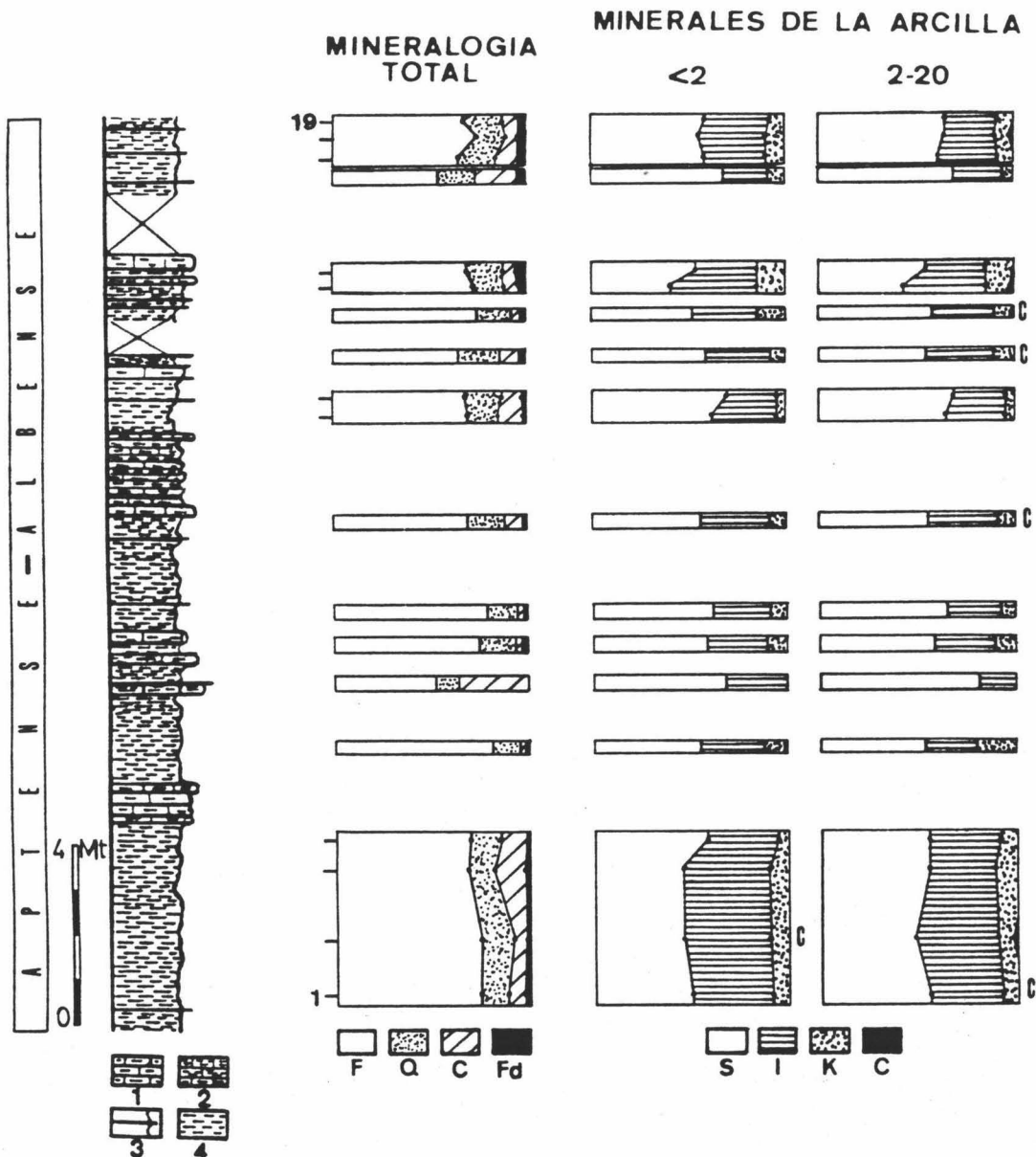


FIGURA III.2.26, Litología, mineralogía global y mineralogía de arcillas de la serie de Guadalupe.  
 1, Margas; 2, Margas arcillosas; 3, Intercalaciones detríticas y/o ricas en óxidos de hierro; 4, Arcillas negras.  
 F, Filosilicatos; Q, Cuarzo; C, Calcita; Fd, Feldespatos; S, Esmectitas; I, Ilita; K, Caolinita; C, Clorita.

### A) MINERALOGIA DE ARCILLAS

Las esmectitas son el componente mayoritario en la práctica totalidad de las muestras, con proporciones que varían entre el 40 y el 80%. La illita le sigue en importancia con un valor medio del 32%, en tanto que la caolinita constituye el resto. La cantidad de clorita encontrada es mínima.

La distribución de estos minerales en las fracciones arcilla y limo es muy semejante (véase la figura III.2.27), observándose una ligera tendencia a la disminución de las esmectitas hacia el muro de la secuencia. Las muestras más pobres en illita y caolinita son casualmente aquellas intercalaciones ya comentadas ricas en calcita.

Junto a estos rasgos principales, habría que resaltar los siguientes:

- Salvo en las muestras 6U-16 y 6U-6, no existe una correspondencia clara entre las variaciones mineralógicas y litológicas.
- La concentración de la illita alcanza sus máximos valores en la base (40-45%).
- La cantidad de caolinita es relativamente importante en todas las muestras. Los valores más comunes se sitúan entre el 8 y el 15%.

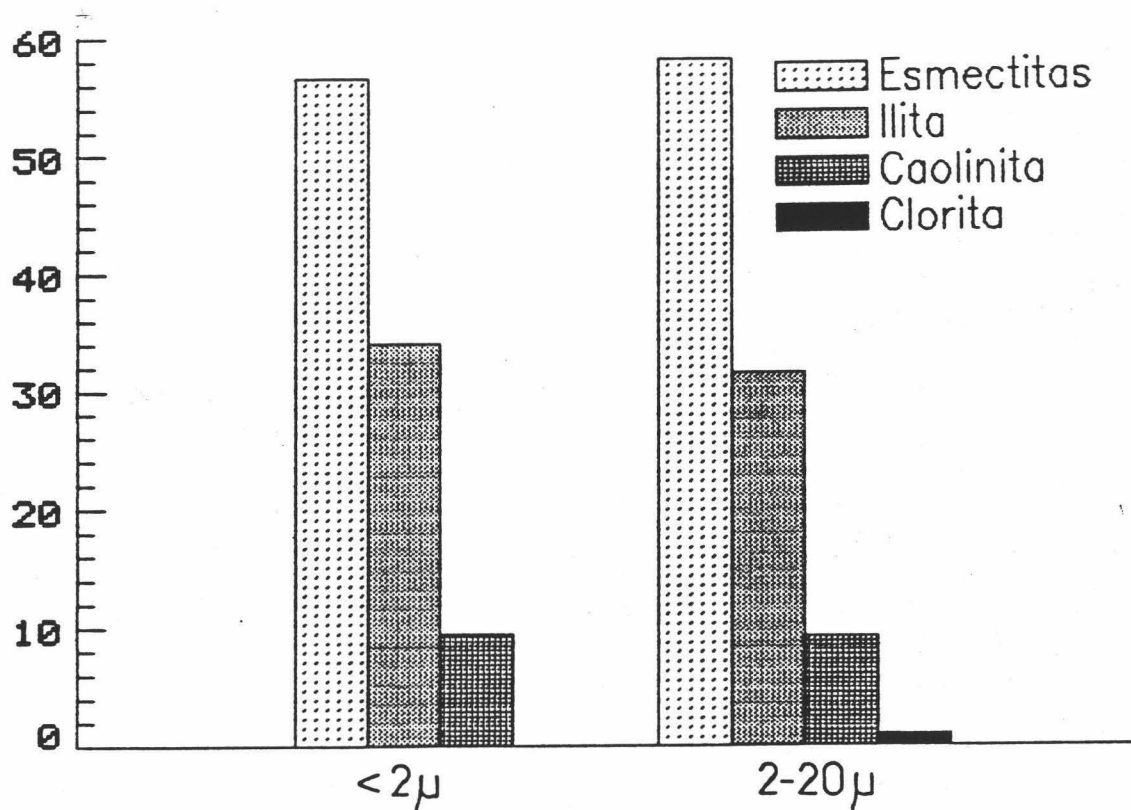


FIGURA III.2.27. Mineralogía media de arcillas presente en el afloramiento de "Guadalupe."

## B) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

Las medidas se han centrado en los dos minerales mayoritarios, esto es, esmectitas e illita. Los resultados obtenidos se exponen en la tabla III.2.19.

TABLA III.2.19. *Parámetros cristalográficos medidos en las arcillas encontradas en las pelitas de "Guadalupe"*

Muestra	Total (1)	< 2 micras				2 - 20 micras					
		(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
GU-19	0,186	0,35	0,30	15,2	0,80	0,25	0,40	15,4	0,80	9,035	9,002
GU-18	0,270	0,42	0,28	15,0	0,79	0,35	0,42	15,5	0,80	9,036	9,002
GU-17	0,210	0,35	0,30	14,8	0,76	0,35	0,42	15,2	0,81	9,028	8,999
GU-16	0,270	0,30	0,32	15,2	0,80	0,32	0,38	15,2	0,82	9,025	9,004
GU-15	0,240	0,45	0,38	15,2	0,74	0,41	0,48	15,5	0,73	9,032	8,998
GU-14	0,239	0,54	0,38	15,5	0,53	0,30	0,62	15,5	0,56	9,029	9,000
GU-13	0,200	0,40	0,40	15,2	0,77	0,45	0,55	15,4	0,76	9,024	8,994
GU-12	0,240	0,35	0,38	15,0	0,69	0,31	0,50	15,5	0,73	9,029	8,994
GU-11	0,220	0,35	0,39	15,5	0,74	0,30	0,48	15,3	0,78	9,032	9,002
GU-10	0,220	0,45	0,40	15,5	0,73	0,45	0,52	15,5	0,72	9,031	9,004
GU-9	0,190	0,40	0,42	15,5	0,66	0,30	0,55	15,2	0,74	9,021	8,997
GU-8	0,225	0,41	0,38	15,2	0,80	0,38	0,52	15,4	0,78	9,034	9,002
GU-7	0,230	0,45	0,39	15,4	0,74	0,35	0,55	15,6	0,72	9,029	8,999
GU-6	0,240	0,46	0,40	15,4	0,72	0,39	0,60	15,6	0,78	9,029	9,001
GU-5	0,260	0,45	0,38	15,5	0,75	0,36	0,56	15,5	0,75	9,031	8,995
GU-4	0,230	0,45	0,36	15,2	0,74	0,20	0,45	15,5	0,70	9,030	8,996
GU-3	0,240	0,42	0,38	15,5	0,69	0,32	0,44	15,5	0,60	9,028	8,999
GU-2	0,210	0,45	0,38	15,4	0,72	0,32	0,52	15,4	0,70	9,030	8,997
GU-1	0,220	0,50	0,39	15,5	0,66	0,29	0,58	15,5	0,71	9,031	9,002
Media	0,228	0,42	0,37	15,3	0,73	0,34	0,53	15,5	0,73	9,029	8,999

- |   |  |
|---|--|
| 1. $I_{100}/I_{101}$ Cuarzo               | 6. Ic Illita (2-20 $\mu$ )               |
| 2. Ic Illita, en 2 $\theta$ , (<2 $\mu$ ) | 7. $I_{5A}/I_{10A}$ Illita (2-20 $\mu$ ) |
| 3. $I_{5A}/I_{10A}$ Illita (<2 $\mu$ )    | 8. (001) Esmectitas (2-20 $\mu$ )        |
| 4. (001) Esmectitas (<2 $\mu$ )           | 9. Ind. Biscaye (2-20 $\mu$ )            |
| 5. Ind. Biscaye (<2 $\mu$ )               | 10. Bo Illita (2-20 $\mu$ )              |
|   | 11. Bo Esmectita (2-20 $\mu$ )           |

Comentemos en detalle algunos de los rasgos más importantes que se derivan de esta tabla.

- La relación de intensidades entre las reflexiones (100) y (101) del cuarzo muestra un valor medio de 0,228. Como se recordará, dicho valor corresponde a cuarzoes detríticos de sedimentos oceánicos.
- La illita de la fracción limo tiene una cristalinidad media de 0,34 2 $\theta$ , levemente superior a la observada en la fracción arcilla (0,42 2 $\theta$ ). Estos valores son muy similares a los obtenidos en las hemipelagitas del afloramiento del Río Fardes.
- La relación de intensidades entre las reflexiones de 5A y 10A de la illita varía entre 0,28 y 0,60, con valores medios de 0,37 (fracción <2 $\mu$ ) y 0,53

(fracción 2-20 $\mu$ ). Estos altos valores indican una muy baja cantidad de Fe+Mg en la capa octaédrica de los cristales de illita.

- d) La medida del bo de la illita ofrece resultados análogos a los del punto anterior.
- e) La cristalinidad de las esmectitas, medida según el Índice de Biscaye, es bastante elevada, con valores medios de 0,73. No se perciben diferencias entre las dos fracciones.
- f) La naturaleza de las esmectitas es claramente dioctaédrica, pues el índice bo varía en el intervalo 9,021 y 9,036. El contenido de átomos de Fe + Mg derivado de este índice es de 0,60-0,90 por media celdilla unidad (Brigatti, 1983; Desprairies, 1983).
- g) El espaciado basal de las esmectitas es elevado y semejante en las dos fracciones:  $\approx 15,4 \text{ \AA}$ .

### C) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Mediante esta técnica se ha podido calcular la composición química de algunos minerales de la arcilla encontrados en las pelitas de esta sucesión. En concreto, se han medido las proporciones atómicas de las esmectitas e illitas, estando recogidos los datos obtenidos en la tabla III.2.20.

En lo que concierne a las esmectitas se observa que, en general, éstas son de tipo montmorillonita - beidellita, aunque existen algunos cristales de esmectita bastante más ricos en hierro. El K y el Ca son los dos cationes interlaminares principales.

Las fórmulas obtenidas para las illitas confirman los datos resultantes en la medida de los parámetros cristalográficos indicados en el apartado anterior, en el sentido de una muy baja cantidad de Fe y Mg en la capa octaédrica.

TABLA III.2.20. Proporción atómica de algunos minerales de la arcilla encontrados en las pelitas del afloramiento de "Guadalupe"

Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Ti	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
Esmectita	3,75	0,25	1,39	0,37	0,24	--	0,110	0,25	--	2,286	4,432
Esmectita	3,78	0,22	1,58	0,25	0,21	--	0,073	0,21	tr	2,100	7,200
Esmectita	3,35	0,65	1,23	0,60	0,35	tr	0,042	0,38	--	1,782	3,133
Esmectita	3,30	0,70	1,15	0,26	0,20	tr	0,320	0,37	--	1,784	7,115
Esmectita	3,43	0,57	1,70	0,25	0,19	--	0,075	0,15	--	1,511	9,080
Illita	3,25	0,75	1,94	0,03	tr	--	---	0,80	--	1,208	56,333
Illita	3,32	0,68	1,71	0,17	--	--	---	0,95	--	1,389	14,058
Illita	3,19	0,81	1,96	0,03	tr	--	---	0,81	--	1,151	92,333

#### D) ANALISIS TERMICOS

La figura III.2.28 muestra las curvas obtenidas durante el calentamiento de la muestra GU-1. Otros dos análisis realizados sobre muestras diferentes ofrecieron resultados muy semejantes.

- El primer endotérmico a 135°C corresponde a la pérdida de agua de las esmectitas e ilita (Zona 1). Ésta se puede evaluar entre el 4.28% de la figura y el 5.71% obtenidos en la muestra GU-12.

- La materia orgánica queda puesta de manifiesto por los exotérmicos a 337, 432 y 484°C. Su proporción se estima situada entre el 1.2 de otras muestras y el 2.05% de ésta (Zona 2).

- Los endotérmicos a 559°C (Zona 3), 670 y 760°C (Zona 4) los originan, respectivamente, la dehidroxilación de la ilita / caolinita y de las esmectitas. Estas últimas producen, igualmente, el último exotérmico a 910 °C.

La disminución en peso producida por la pérdida de grupos (OH) se ha estimado en un 2.43% -ilita y caolinita- y un 4.14% -esmectitas-.

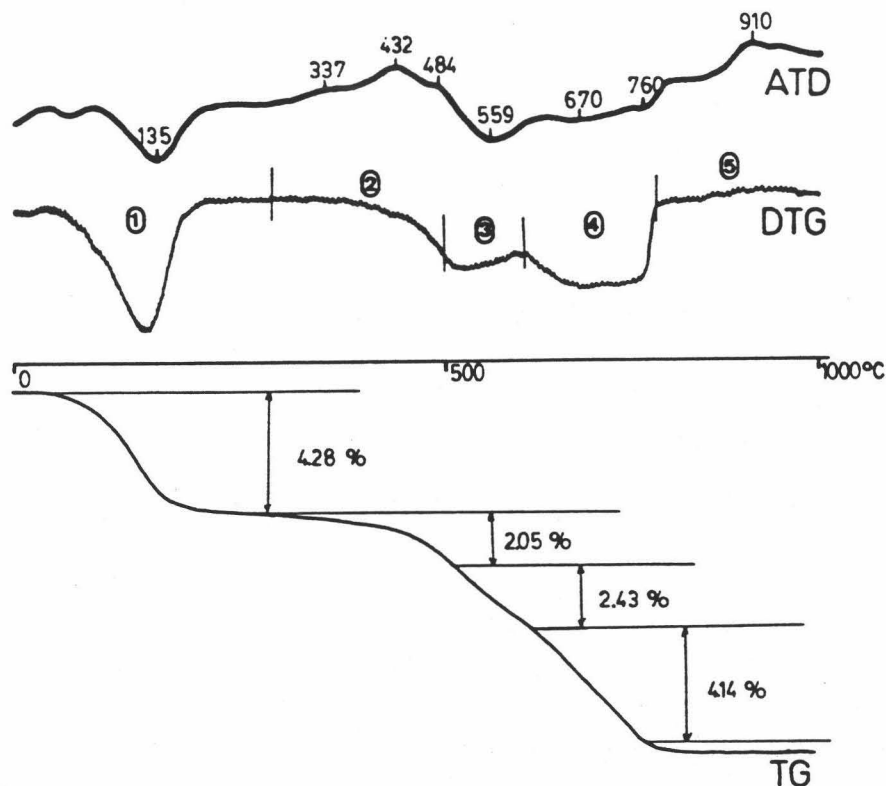


FIGURA III.2.28. Curvas térmicas obtenidas en el análisis de la muestra GU-1.

#### E) ANALISIS QUIMICOS

Por último, en la tabla III.2.21 se ofrece la composición química de 5 muestras pertenecientes a esta secuencia. Los valores son muy similares en

todas ellas, destacando los altos contenidos que se alcanzan en elementos de afinidad básica, tales como Cr, Co, V y Ni.

TABLA III.2.21. Análisis químicos de las pelitas de Guadalupe.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	Co	V	Ni	Cu	Zn	Li	Pb	Rb
GU-18	53,40	22,60	5,20	0,60	1,67	1,96	0,52	3,30	0,36	0,02	101	72	83	252	53	55	44	19	266
GU-13	55,76	22,81	4,65	0,45	0,99	1,53	0,77	3,89	0,42	0,02	75	71	110	199	47	56	52	13	307
GU-11	57,67	21,26	4,43	0,55	1,75	1,80	0,57	3,22	0,35	0,02	100	64	110	200	45	45	42	13	300
GU-5	58,85	21,48	4,54	0,61	0,73	1,61	0,64	3,49	0,34	0,02	50	71	110	250	59	57	50	13	312
GU-1	54,47	22,46	5,25	0,81	1,25	1,95	0,68	4,06	0,38	0,03	100	76	108	294	65	64	46	19	300

Las pérdidas por calcinación son: GU-1=7,82; GU-5=6,98; GU-11=7,5; GU-13= 8,05; GU-18=9,52,

### III.2.6 SUCESIONES DE PINOSA Y GASON

Estas dos secuencias se localizan al suroeste de la provincia de Murcia, entre Vélez Blanco y Zarcilla de Ramos, cerca del pequeño pueblo llamado Los Royos. El nombre ha sido tomado de De Smet (1984), autor que las analizó en su estudio tectónico referente a la Zona de Falla de Crevillente, y forman parte de bloques independientes incluidos en materiales arcillosos triásicos. Su situación se indica en la figura III.2.29.

Los materiales que se han muestreado corresponden a las margas, margas arcillosas y arcillas negro-azuladas cretácicas, muy abundantes en este área, que De Smet (1984) asimila a la llamada "*Blue Pelite Formation*". Las pelitas suelen encontrarse cepilladas por contactos mecánicos, por lo cual su potencia total es muy difícil de estimar.

Tanto en "Pinosa" como en "Gasón" las sucesiones son muy monótonas pues sólo varía el contenido de carbonatos de unos niveles a otros. Las intercalaciones detríticas son escasas y, cuando aparecen, presentan poca potencia. El análisis microscópico de muestras de estos niveles revela que están compuestos mayoritariamente por granos de cuarzo, encontrándose igualmente restos de foraminíferos y radiolarios.

Las pelitas de la serie de "Gasón" se superponen sobre una serie jurásico-cretácica (Titónico super.-Berriasense) que incluye intercalaciones de rocas ígneas -coladas de *pillow-lavas* y *pillow-brechas*, datadas como Cretácico basal por Van der Fliert et al. (1979)-, y pertenecientes a la denominada "Cresta Volcánica Medio Subbética" (Comas, 1978).

La edad de las pelitas oscuras estudiadas es Aptense-Albense (Baena, 1974; De Smet, *op. cit.*).

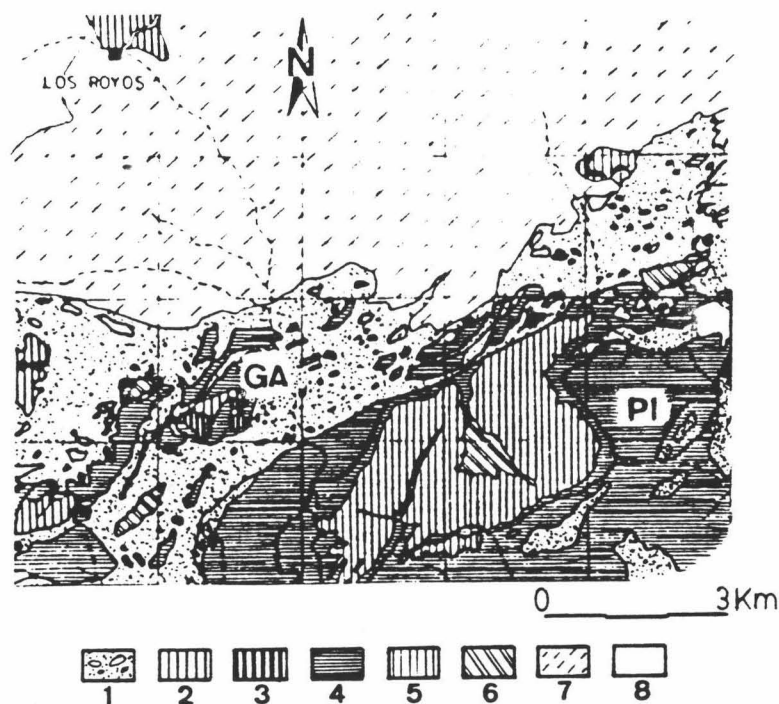


FIGURA III.2.29. Localización geológica de las series de "Pinosa" (PI) y "Gasón" (GA), sobre un esquema tomado de De Smet (1984).

1, Trias con bloques de dolomías y rocas intrusivas; 2, Jurásico; 3, Pillow-lavas de edad Neocomiense; 4, Cretácico; 5, Terciario prerogénico; 6, Mioceno inferior; 7, Mioceno medio-Plioceno; 8, Cuaternario.

### Mineralogía

Para el análisis mineralógico se tomaron un total de 15 muestras en "Pinosa" y 6 muestras en "Gasón". Los resultados obtenidos, así como una representación de la litología, pueden observarse en las figuras III.2.30 y III.2.31. La elevada proporción de arcillas que poseen estos materiales los hace altamente erosionables, motivo por el cual la serie de "Pinosa" no ha podido establecerse de forma continua.

Además de los minerales que se señalan en ambas figuras es necesario poner de manifiesto la presencia de numerosos nódulos de óxidos e hidróxidos de hierro, algunas pátinas muy delgadas de natrojarosita y pequeños cristales de yeso diseminados en las pelitas (véase la tabla XI del Anexo I).

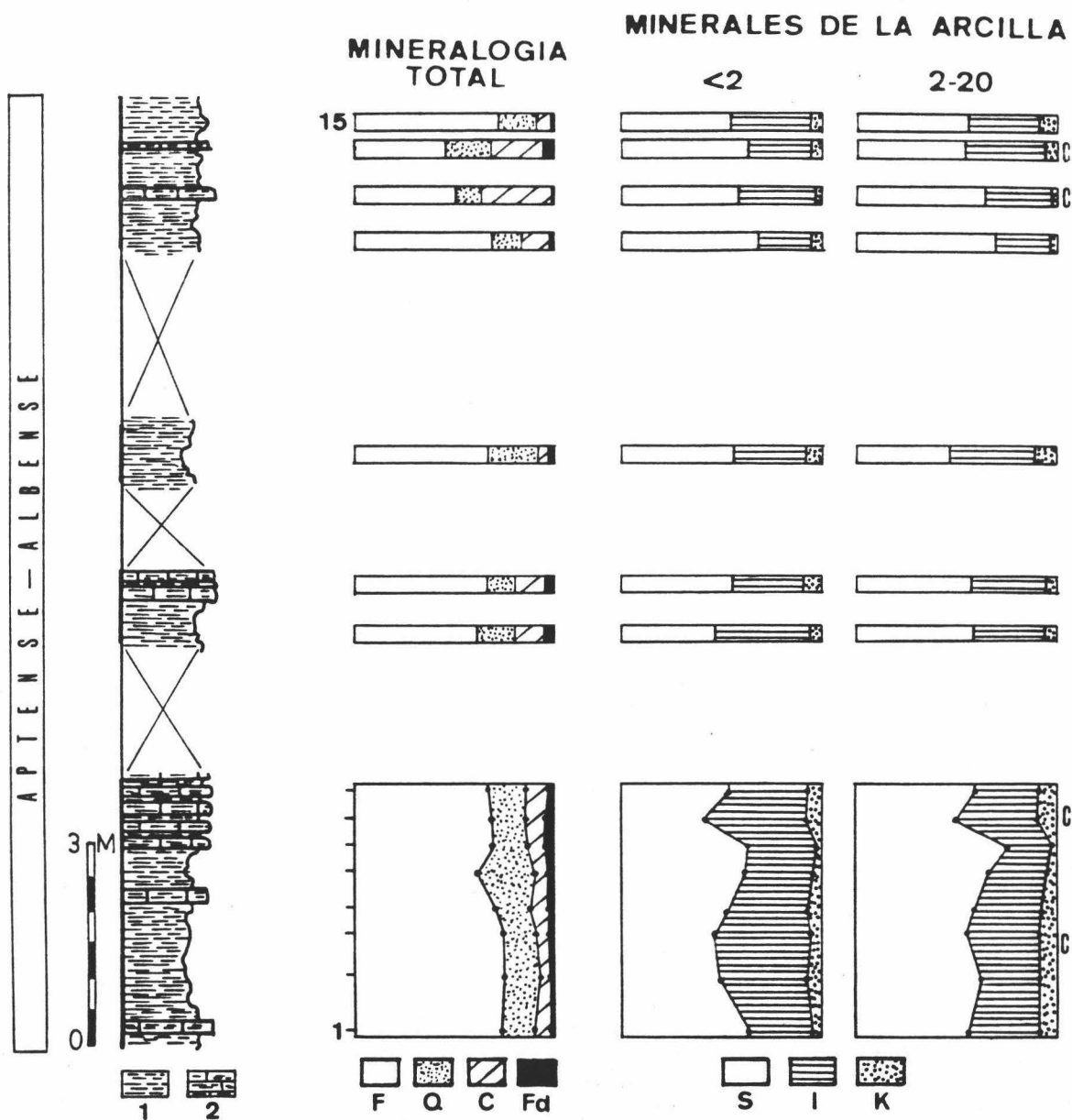


FIGURA III,2.30. Litología, mineralogía total y mineralogía de arcillas encontrada en la serie de "Pinosa".  
 1, Arcillas oscuras con materia orgánica; 2, Arcillas margosas y margas grises.  
 F, Filossilicatos; Q, Cuarzo; C, Calcita; Fd, Feldespatos; S, Esmeclitas; I, Ilita; K, Caolinita; C, Clorita.

#### A) MINERALOGIA TOTAL

Ya se ha adelantado que las arcillas son el constituyente principal de estas pelitas. Le sigue en importancia el cuarzo, cuya concentración es semejante en ambas series (aproximadamente el 20%) y completan la lista de minerales la calcita y los feldespatos. La distribución vertical de todos ellos apenas sufre variaciones, salvo un lógico enriquecimiento de



calcita en los niveles más compactos. Este último mineral es más abundante en la serie de "Pinosa" ya que en "Gasón" sólo la muestra superior contiene una apreciable cantidad (47%). Una representación de la mineralogía media puede observarse en la figura III.2.32.

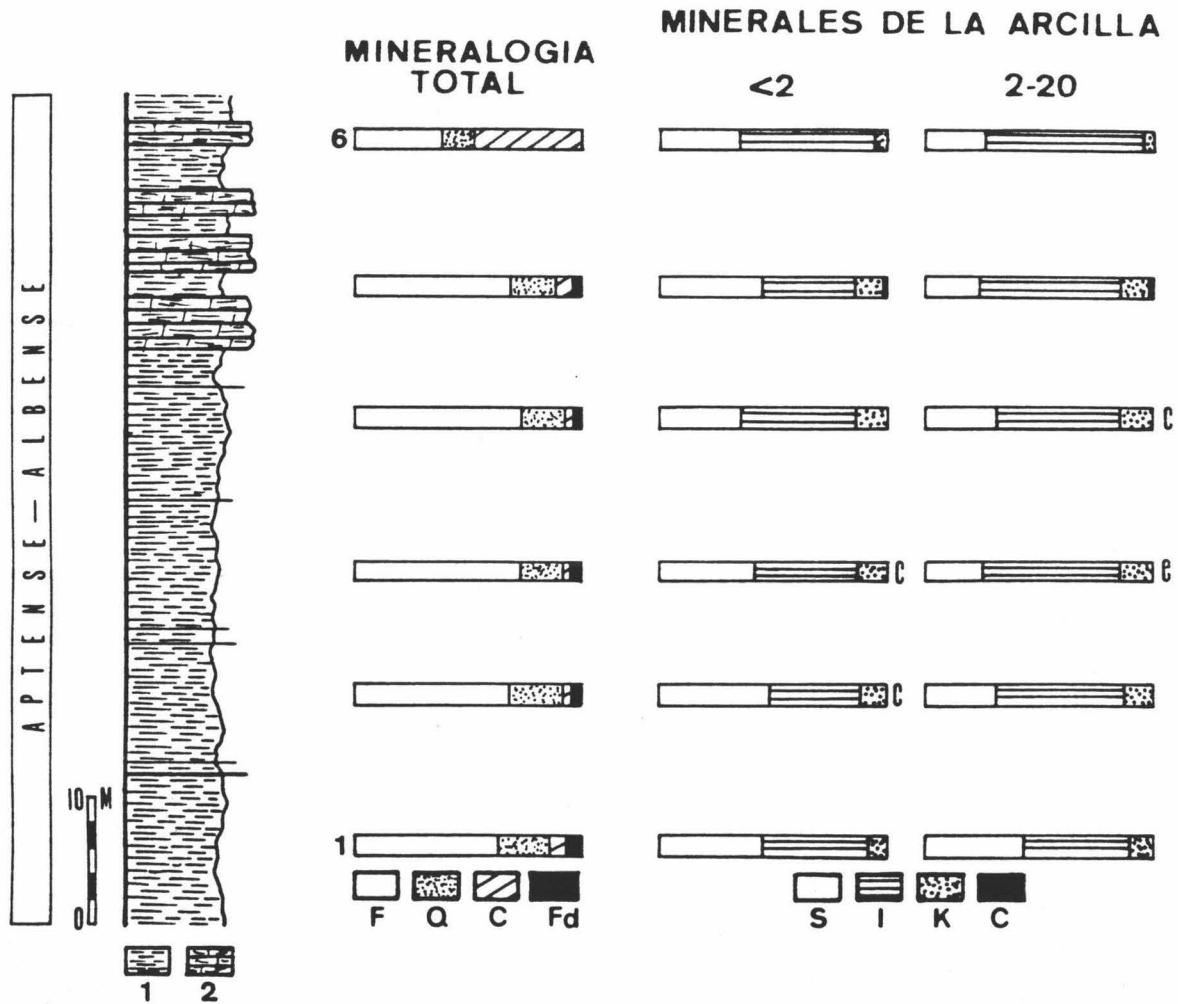


FIGURA III.2.31, Litología, mineralogía total y mineralogía de arcillas encontrada en la serie de "Gasón". (Misma leyenda que la figura anterior),

#### B) MINERALES DE LA ARCILLA

En ambas secuencias se han identificado los mismos minerales, aunque la proporción en que se presentan varía notablemente de una a otra. En "Pinosa" dominan claramente las esmectitas, tanto en la fracción arcilla como en la limo. En cambio es la ilita el mineral mayoritario -sobre todo en la fracción de 2-20 $\mu$ - en "Gasón".

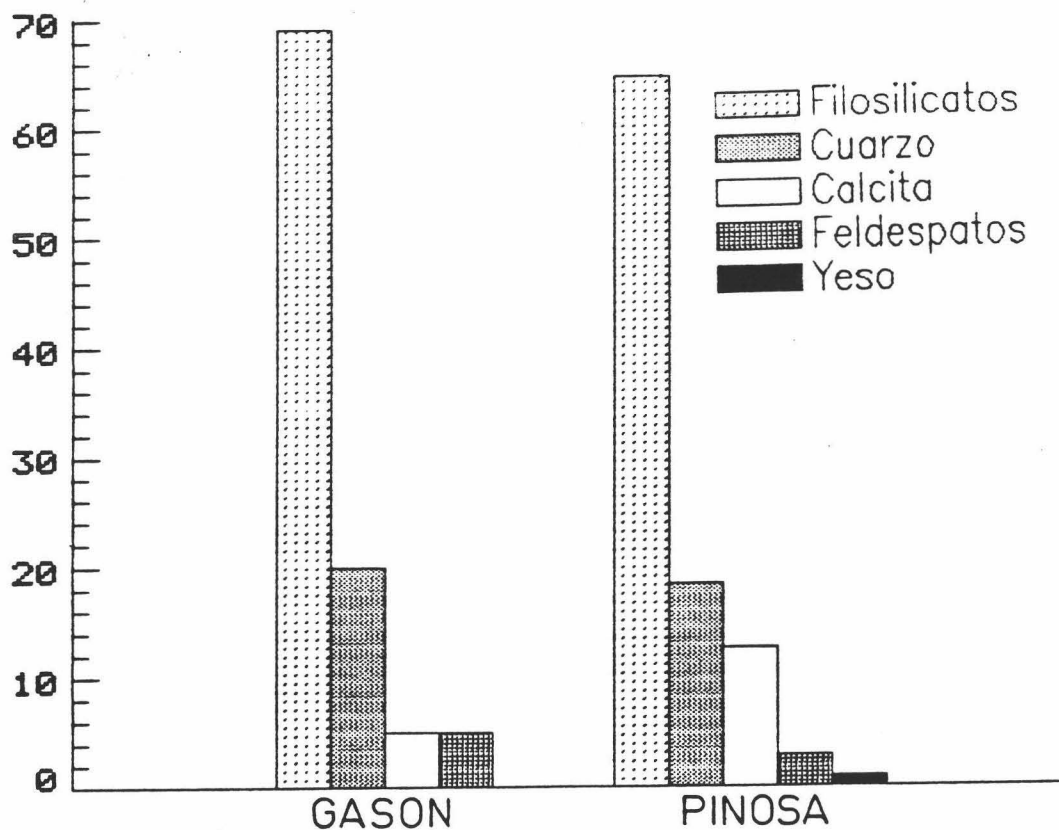


FIGURA III.2.32. Mineralogía total media de las series de "Gasón" y "Pinosa".

No hay una pauta concreta en la distribución vertical de los diversos minerales. En algunas muestras se concentran bien esmectitas bien illita sin que haya una correlación con cambios litológicos significativos. Con independencia de lo ya indicado llaman poderosamente la atención algunos rasgos, como por ejemplo:

- La semejanza composicional existente entre las fracciones  $<2\mu$  y  $2-20\mu$  de la serie de "Pinosa".
- La alta cantidad de caolinita presente, sobre todo en "Gasón", cuya concentración alcanza a veces valores de hasta un 16%.
- El brusco descenso en la proporción de esmectitas detectadas en la fracción limo de "Gasón".
- La ausencia de paligorskita, mineral habitual en series subbéticas análogas.

Los hechos comentados se visualizan fácilmente en la figura III.2.33, donde se recoge la mineralogía media de arcillas de las dos series.

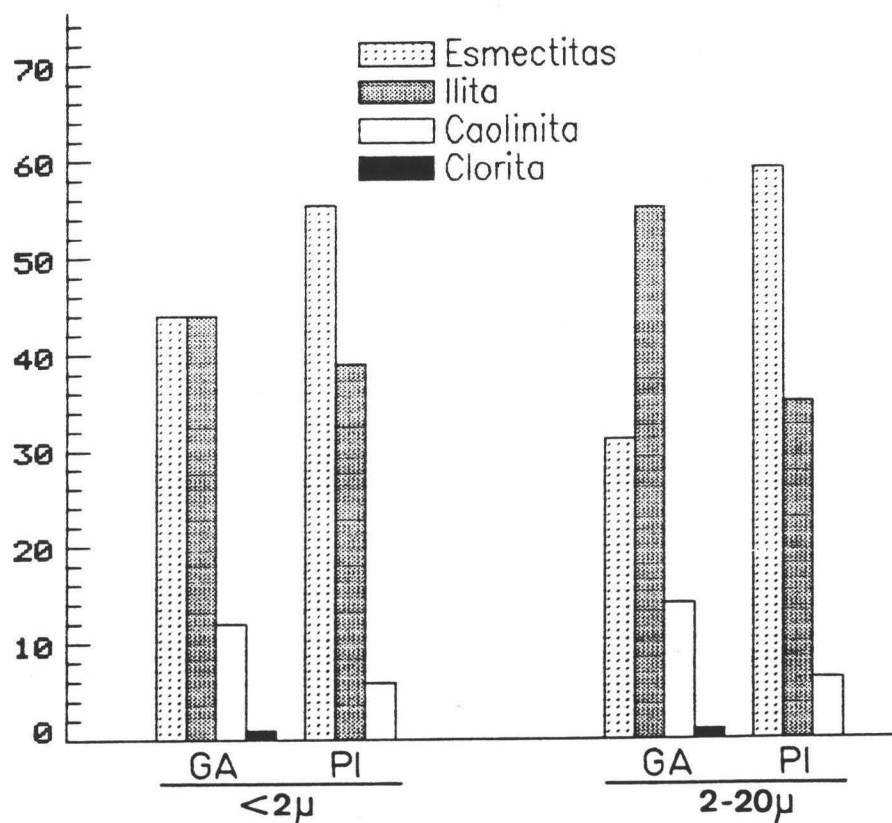


FIGURA III.2.33. Mineralogía media de arcillas correspondiente a las fracciones arcilla (izquierda) y limo (derecha) de las series de "Pinosa" y "Gasón".

### C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

En la tabla III.2.22 se expresan los diferentes valores correspondientes a las medidas efectuadas sobre el cuarzo, esmeclitas e illitas de estas dos series.

De las diversas consideraciones que se deducen de esta tabla conviene destacar las siguientes:

- a) *La relación de intensidades media entre las reflexiones a 4,25Å y 3,33Å del cuarzo es semejante para las dos series y corresponde a cuarzos detríticos de grano fino, propios de sedimentos oceánicos (Eslinger et al., 1983).*
- b) *La cristalinidad de la illita es bastante más elevada en las pelitas de la serie de "Gasón" donde, como se recordará, es el mineral dominante. Los valores medios de 0,22 en la fracción limo demuestran que el aporte detrítico fue mayoritario y que se degradaron poco durante el transporte.*
- c) *Las illitas son claramente aluminicas, como se deduce de las columnas 3, 7 y 11.*
- d) *Las esmeclitas son dioctaédricas, según se desprende del bo. La proporción de Fe+Mg que presentan en la capa octaédrica es de 0,6-0,8 átomos por media celdilla unidad, acorde con los datos de Desprairies (1983) y Brigatti (1983).*

TABLA III.2.22. Parámetros cristalográficos medidos en las arcillas de "Pinosa" y "Gasón".

Muestra	Total (1)	< 2 micras				2 - 20 micras					
		(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
PI-15	0,230	0,55	0,28	15,0	0,55	0,28	0,36	15,5	0,66	9,024	9,001
PI-14	0,220	0,45	0,30	15,2	0,69	0,20	0,40	15,5	0,70	9,031	9,002
PI-13	0,250	0,48	0,33	15,0	0,43	0,27	0,38	15,5	0,69	9,024	8,999
PI-12	0,220	0,41	0,32	14,8	0,72	0,29	0,40	15,5	0,77	9,028	9,000
PI-11	0,220	0,37	0,35	15,0	0,46	0,30	0,42	15,5	0,60	9,030	9,000
PI-10	0,230	0,38	0,30	15,0	0,59	0,51	0,45	15,5	0,75	9,028	9,001
PI-9	0,190	0,30	0,28	15,0	0,50	0,34	0,40	15,0	0,65	9,032	9,005
PI-8	0,210	0,51	0,32	15,0	0,66	0,50	0,42	15,5	0,76	9,028	9,001
PI-7	0,250	0,48	0,25	15,0	0,42	0,42	0,45	15,5	0,68	9,024	8,999
PI-6	0,240	0,50	0,28	15,0	0,60	0,40	0,40	15,5	0,69	9,028	9,005
PI-5	0,220	0,50	0,25	15,0	0,55	0,45	0,40	15,4	0,68	9,031	9,002
PI-4	0,248	0,50	0,32	15,0	0,65	0,55	0,42	15,0	0,67	9,026	9,002
PI-3	0,200	0,60	0,35	15,0	0,52	0,33	0,40	15,5	0,59	9,028	9,002
PI-2	0,190	0,45	0,33	15,0	0,62	0,38	0,40	15,5	0,68	9,021	8,998
PI-1	0,239	0,35	0,32	15,5	0,62	0,21	0,40	15,5	0,60	9,026	9,001
Media	0,226	0,45	0,31	15,0	0,58	0,36	0,41	15,5	0,68	9,027	9,001
GA-6	0,180	0,40	0,33	14,2	0,28	0,20	0,43	14,5	0,30	9,028	9,002
GA-5	0,190	0,35	0,30	13,9	0,49	0,20	0,41	14,5	0,57	9,026	9,001
GA-4	0,223	0,41	0,30	13,5	0,50	0,21	0,38	14,8	0,58	9,030	9,004
GA-3	0,206	0,38	0,28	14,0	0,43	0,20	0,35	14,8	0,45	9,029	8,999
GA-2	0,207	0,35	0,30	14,0	0,53	0,20	0,42	15,0	0,62	9,028	9,002
GA-1	0,223	0,41	0,28	13,9	0,50	0,30	0,45	14,0	0,58	9,027	9,001
Media	0,205	0,38	0,30	13,9	0,49*	0,22	0,41	14,6	0,56*	9,028	9,002

- 1,  $I_{(100)}/I_{(101)}$  Cuarzo
- 2,  $I_c$  Ilita, en  $2\theta$ , ( $<2\mu$ )
- 3,  $I_{5\alpha}/I_{10\alpha}$  Ilita ( $<2\mu$ )
- 4, (001) Esmectitas ( $<2\mu$ )
- 5, Ind. Biscaye ( $<2\mu$ )

- 6,  $I_c$  Ilita (2-20  $\mu$ )
- 7,  $I_{5\alpha}/I_{10\alpha}$  Ilita (2-20  $\mu$ )
- 8, (001) Esmectitas (2-20 $\mu$ )
- 9, Ind. Biscaye (2-20  $\mu$ )
- 10, Bo Esmectita (2-20  $\mu$ )
- 11, Bo Ilita (2-20  $\mu$ )

La media del Índice de Biscaye no incluye a la muestra GA-6.

- e) El espaciado (001) de las esmectitas es más elevado en "Pinosa", lo que pondría de manifiesto diferencias, bien en el grado de hidratación, o bien en el catión de cambio existente en unas y otras esmectitas.
- f) El Índice de Biscaye es igualmente superior en las pelitas de "Pinosa". Destaca el bajo valor que dicho índice presenta en la muestra GA-6, con diferencia la más rica en ilita.

#### D) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se recogen en la tabla III.2.23 los diversos análisis que se han realizado sobre partículas de esmectitas e ilita encontradas en las pelitas de

"Pinosa". No se dispone de datos relativos a "Gasón", aunque la semejanza entre los parámetros cristalográficos de ambas series -con exclusión del espaciado basal de las esmectitas- induce a pensar en composiciones análogas.

TABLA III.2.23. Proporciones atómicas de algunas esmectitas e ilitas analizadas en la secuencia de "Pinosa".

Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Ti	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
Esmectita	3,54	0,46	1,45	0,25	0,37	--	0,060	0,52	--	1,853	6,640
Esmectita	3,78	0,22	1,46	0,33	0,19	--	0,085	0,29	tr	2,250	5,090
Esmectita	3,22	0,78	0,83	0,88	0,29	tr	0,056	0,47	--	2,000	1,829
Esmectita	3,95	0,05	1,38	0,29	0,21	--	0,114	0,25	tr	2,762	4,931
Esmectita	3,58	0,42	1,57	0,25	0,23	--	0,020	0,45	--	1,799	7,960
Esmectita	3,34	0,66	0,86	0,89	0,13	tr	0,180	0,50	--	2,197	1,707
Esmectita	3,29	0,71	0,73	1,08	0,73	tr	0,166	0,55	--	2,284	1,333
Esmectita	3,53	0,47	1,26	0,54	0,24	--	0,084	0,43	--	2,040	3,148
Ilita	3,52	0,48	1,69	0,15	0,16	--	---	0,65	--	1,622	14,466
Ilita	3,28	0,72	1,74	0,12	0,13	--	---	0,87	--	1,333	20,500
Ilita	3,25	0,75	1,80	0,10	0,05	--	---	0,98	--	1,275	25,500

Nótese cómo la composición de las esmectitas no es homogénea -relaciones Si/Al y Al/Fe muy variables- aunque, en general, se observan dos tendencias: esmectitas con  $\approx 0.29$  y  $\approx 0.9$  átomos de Fe.

#### E) ANÁLISIS TÉRMICOS

Se resume en la figura III.2.34 el comportamiento térmico de las pelitas analizadas en estas sucesiones. En ella se han colocado conjuntamente las curvas de ATD pertenecientes a las muestras GA-2 y PI-11, así como las curvas TG y DTG de la primera de ellas.

Los comentarios que de esta figura se pueden realizar son los siguientes:

- Las dos curvas de ATD son muy semejantes. El primer endotérmico aparece en una muestra a 140°C y en la otra a 150°C, siendo ambos de geometría simple. Este hecho evidencia que un catión monovalente domina en la intercapa de las esmectitas. La pérdida de agua en las distintas muestras analizadas se estima en un valor comprendido entre 4.20 y 4.86%.

- Las reacciones producidas durante la oxidación de la materia orgánica ocurren a temperaturas similares, aunque varía ligeramente el número y la geometría de los exotérmicos producidos. La proporción de dicha materia orgánica es alta y los valores oscilan entre 2.50 y 3.29%.

- La pérdida de grupos (OH) en las ilitas y caolinita tiene lugar en torno a los 570°C.

- Los endotérmicos que se observan a 690°C y a 730°C se deben fundamentalmente a la deshidroxilación de las esmectitas, reacción que ocurre a temperaturas variables (Mackenzie, 1970). Al igual que ocurre en las series de la "Hoya de las Vacas" y "El Puerto" -ambas pertenecientes al Subbético Interno-, se pone de manifiesto que el catión de cambio principal es el K, aunque la temperatura de 730°C indica una pequeña cantidad de Ca.

- Los pequeños endotérmicos que aparecen a 860-880°C los origina la poca cantidad de calcita que existe en estas muestras.

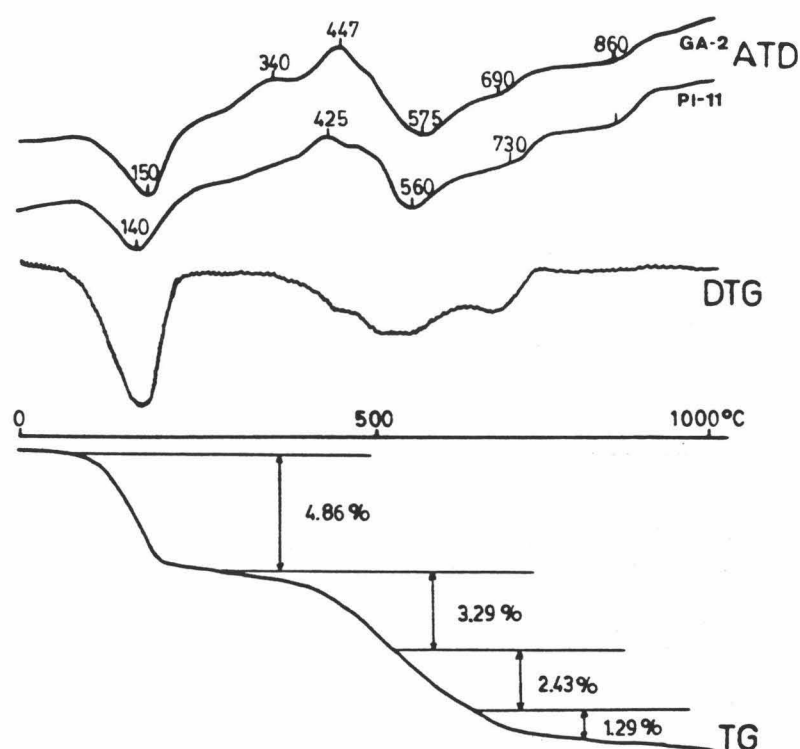


FIGURA III.2.34, Curvas de ATD obtenidas en las muestras GA-2 y PI-11 y curvas TG y DTG pertenecientes a la primera de ellas, Los porcentajes expresan la pérdida producida durante las reacciones que reflejan las curvas superiores.

#### F) ANÁLISIS QUÍMICOS

Se han analizado 5 muestras pertenecientes a la serie de "Pinosa" y 2 de "Gasón". Los resultados que se han obtenido se expresan en la tabla III.2.24.

Los datos son, en general, semejantes para ambas secuencias. La mayor

proporción de  $Al_2O_3$  que se observa en Gasón se debe a su mayor riqueza en ilita. El Rb, elemento ligado a este mineral, sube notablemente su concentración.

TABLA III.2.24 Análisis químicos realizados en las pelitas de estas dos secuencias. PI=Pinosa; GA=Gasón.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	Co	V	Ni	Cu	Zn	Li	Pb	Rb
PI-15	59,30	18,81	5,25	0,45	0,99	1,96	1,44	3,60	0,44	0,03	100	71	110	250	46	68	35	13	300
PI-13	57,92	19,96	5,50	0,60	1,07	1,67	1,38	3,43	0,37	0,02	125	71	110	200	60	65	43	13	310
PI-9	57,12	19,72	5,40	0,54	1,43	1,69	1,38	3,35	0,38	0,02	134	69	89	161	66	54	41	13	305
PI-6	57,90	17,74	6,30	0,65	1,52	1,90	1,72	3,09	0,37	0,03	74	70	82	198	41	48	33	13	289
PI-2	55,52	21,44	4,98	0,25	2,08	1,80	1,12	3,39	0,38	0,02	50	71	83	200	52	52	40	13	300
GA-5	49,50	26,70	5,10	0,41	0,45	2,06	0,77	3,55	0,50	0,02	100	80		200	50	120	60	35	410
GA-2	39,70	30,04	5,00	0,82	1,15	2,70	3,75	4,15	0,80	0,02	100	80		200	75	175	65	35	420

Las pérdidas por calcinación son: GA-2=11,02; GA-5=10,02; PI-2=8,14; PI-6=7,95; PI-9=8,02; PI-13=7,1; PI-15=6,8.

### III.2.8. SINTESIS MINERALOGICA

Con excepción de *Colomera*, claramente diferente en edad al resto de las secuencias, se constata que en los afloramientos analizados en el Subbético Medio Meridional existe una neta diferencia de facies entre las series occidentales y las orientales. Las primeras -*El Cerrajón, Los Olivares, Río Fardes, Río Gor, Cjo. Nuevo, Bocín de Arias y Cjo. Cherín*- se caracterizan, en general, por la coexistencia de materiales pelágicos/hemipelágicos ricos en minerales de la arcilla y de otros detríticos de claro origen turbidítico. Los principales elementos pelágicos de estas sucesiones son las arcillas bentónicas de color verde oscuro y negro, en tanto que las turbiditas muestran una litología variada, normalmente de naturaleza carbonatada. Asociadas genéticamente a las capas detríticas se encuentran margas y margocalizas grises (pelitas turbidíticas).

Las secuencias orientales -*Pinosa, Gasón y Guadalupe*- son, por el contrario, muy monótonas y similares a la de *Alamedilla*. Están constituidas por una alternancia de margas arcillosas, margas y micritas, de color verde-gris oscuro, junto a arcillas negras, prácticamente libres de carbonatos. Las intercalaciones detríticas son escasas y, cuando aparecen, presentan poca potencia.

En todas las sucesiones son numerosos los restos de pirita y, junto a ella, se suelen presentar minerales accesorios como natrojarosita, goethita y yeso. La proporción de materia orgánica es elevada, superando en todas las muestras analizadas el 2%.

#### **Mineralogía**

La mineralogía media, total y de arcillas, de las muestras pelágicas analizadas en cada sucesión se muestra en la figura III.2.35 (por simplificación no se incluye la correspondiente a las pelitas turbidíticas). En ella se observa igualmente la variación espacial y según edades de los diversos minerales.

Los principales componentes pelágicos de todas las secuencias son los filosilicatos y el cuarzo, siendo con diferencia los primeros más abundantes. La calcita sólo alcanza proporciones significativas en *Colomera, El Cerrajón y Cjo. Cherín*, en tanto que los feldespatos no suelen superar el 2%. Habría que destacar, no obstante, que su porcentaje aumenta considera-



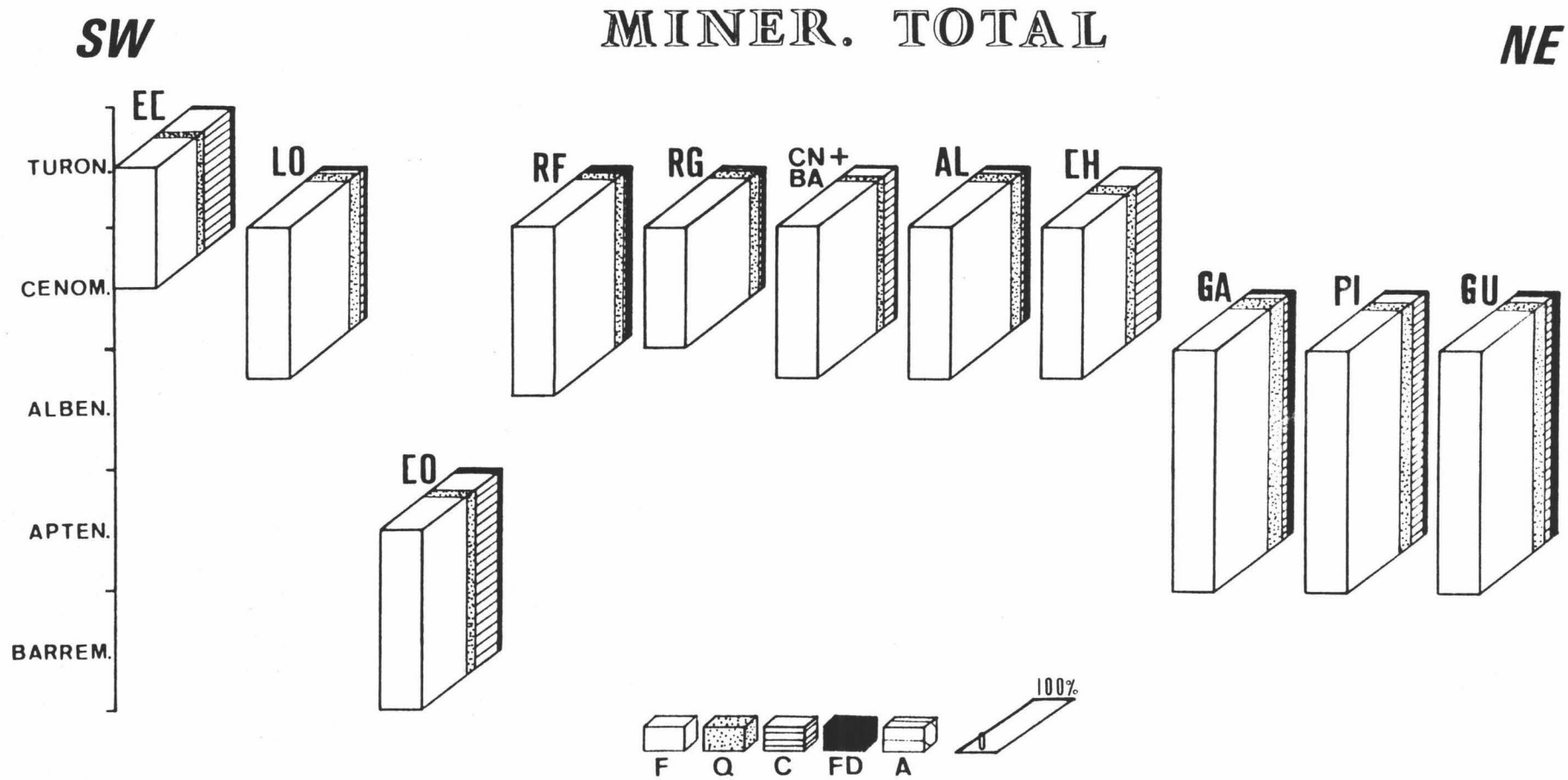


FIGURA III,2,35. Representación de la mineralogía media total de las muestras (hemi)pelágicas estudiadas en las diversas secuencias del Subbético Medio Meridional.  
 EC = El Cerrajón; LO = Los Olivares; CO = Colomera; RF = Río Fardes; RG = Río Gor; CN+BA = Cjo. Nuevo y Bocín de Arias; AL = Alamedilla; CH = Cjo. Cherín; GA = Gasón; PI = Pinosa; GU = Guadalupe.  
 F = Filosilicatos; Q = Cuarzo; C = Calcita; FD = Feldespatos; A = Accesorios.

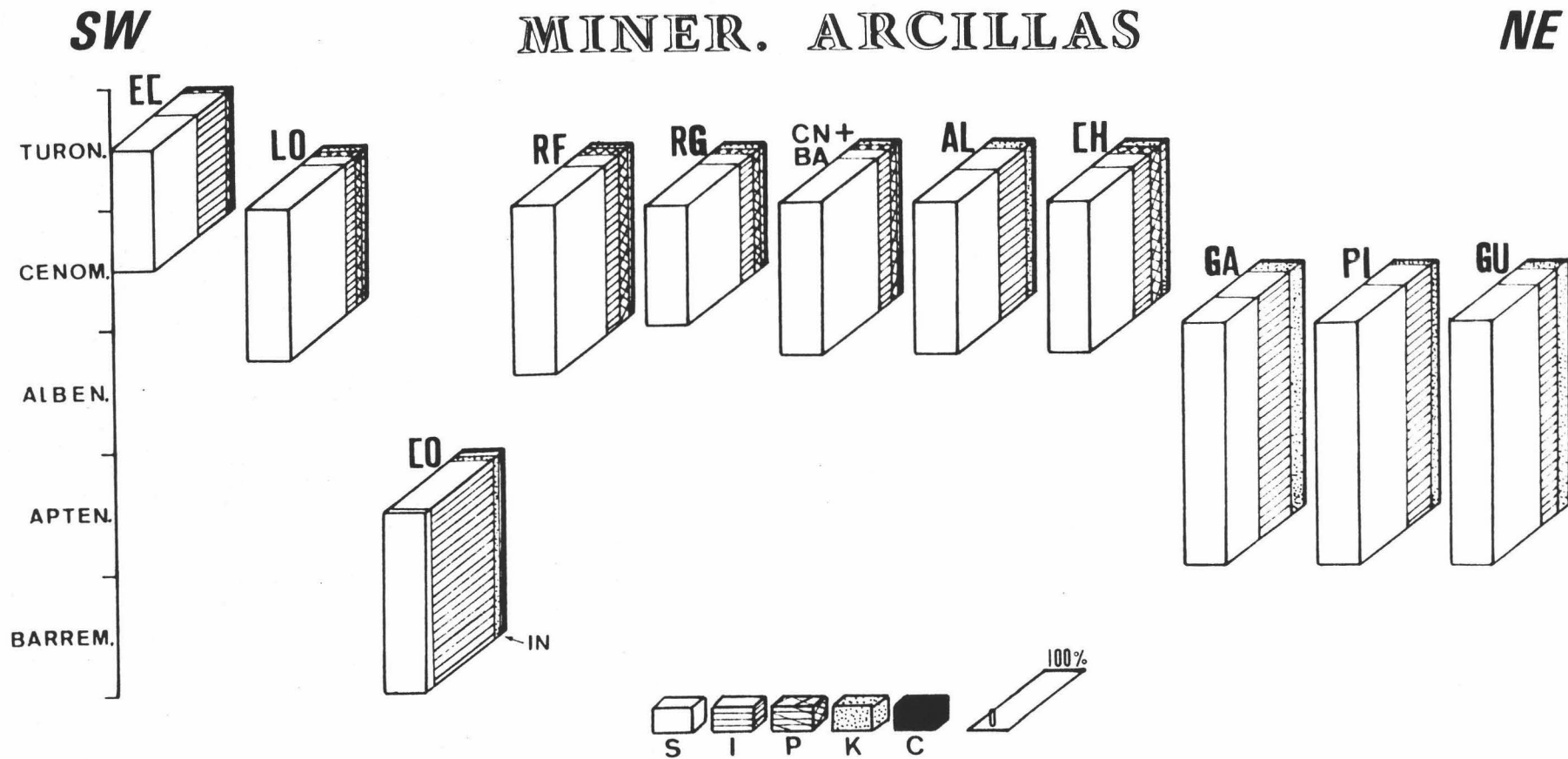


FIGURA III.2.35 (continuación). Mineralogía media de arcillas de las muestras (hemi)pelágicas estudiadas en las diversas secuencias del Subbético Medio Meridional.  
 EC = El Cerrajón; LO = Los Olivares; CO = Colomera; RF = Río Fardes; RG = Río Gor; CN+BA = Cjo. Nuevo y Bocín de Arias; AL = Alamedilla; CH = Cjo. Cherín; GA = Gasón; PI = Pinosa; GU = Guadalupe.  
 S = Esmectitas; I = Ilita; P = Paligorskita; K = Caolinita; C = Clorita; IN = Interstratificados.

blemente en *Alamedilla, Gasón y Guadalupe*.

En las secuencias que presentan pelitas turbidíticas -fundamentalmente pertenecientes a la Formación Fardes- existe una clara distinción entre las facies autóctonas y las turbidíticas (recuérdese, a este respecto, los significativos ejemplos de *Río Fardes, Río Gor* o *Los Olivares*). Las primeras están prácticamente libres de carbonatos y muestran una gran variedad mineralógica -pueden encontrarse, aunque en pequeña proporción, dolomita, clinoptilolita, ópalo CT, yeso, halita, natrojarosita, pirita y barita- en tanto que las segundas, aparte de abundante calcita, sólo contienen filosilicatos, cuarzo y feldespatos.

La proporción de cuarzo está fuertemente influenciada por el efecto de dilución que sobre ella ejerce la calcita. En adición, la relación de intensidades entre las reflexiones a 4.25Å y 3.33Å del cuarzo es baja en *Colomera y Pinosa* (0.20), y relativamente alta (>0.23) en *Río Fardes, Alamedilla, Cjo. Cherín, Pinosa y Guadalupe*, lo cual parece evidenciar un origen diverso para este mineral (Eslinger et al. 1973). En este punto cabe recordar que algunas muestras -fundamentalmente de *Río Fardes*- contienen pequeñas cantidades de ópalo CT, lo cual puede ser indicativo de que parte del cuarzo deriva de dicha fase.

#### A) MINERALOGIA DE ARCILLAS

Salvo en *Colomera*, cuya edad Barremense-Aptense inferior es netamente distinta al resto de las sucesiones, las esmectitas son el mineral de la arcilla dominante en todas las muestras. Su porcentaje supera, en la mayoría de los casos, el 50%.

Le sigue en importancia la illita, con cantidades comprendidas generalmente entre el 10 y el 40%. Su elevada proporción (≈90%) en *Colomera* ilustra acerca de la variación en la naturaleza de los minerales de la arcilla en términos más bajos del Cretácico.

Existe paligorskita en *El Cerrajón, Los Olivares, Río Fardes, Río Gor, Cortijo Nuevo y Cortijo Cherín*, superándose en algunas muestras, sobre todo del Miembro I de la Formación Fardes, porcentajes del 50%. Se debe destacar, sin embargo, su ausencia en *Alamedilla* (Albense superior-Cenomanense) y en *Pinosa, Gasón y Guadalupe* (Aptense-Albense).

La caolinita está escasamente representada en los afloramientos occidentales -desde *El Cerrajón* hasta *Cjo. Nuevo*- y muy bien en los orientales, incluyendo en éstos *Alamedilla* (véase la figura III.2.35). La clorita nunca supera unos pocos porcientos y los interestratificados sólo

se han encontrado en Colomera.

Otras características interesantes relativas a las arcillas de estos materiales son las siguientes:

- En general, no se distinguen mineralógicamente las fracciones arcilla y limo. Sólo se observa un ligero incremento de illita en la fracción superior.
- Las diferencias entre hemipelagitas y pelitas turbidíticas se manifiestan en algunas variaciones cuantitativas de los minerales de la arcilla principales; mayor cantidad de esmectitas y paligorskita en las primeras y de illita en las segundas.
- La proporción de illita aumenta en las series situadas al NE. Este incremento lleva aparejada una subida de caolinita.

#### B) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

Las diferencias entre los parámetros medidos en las arcillas de las hemipelagitas y aquellos determinados en las pelitas turbidíticas son escasas.

Al igual que ocurría en las sucesiones septentrionales de la Zona Subbbética, la cristalinidad de la illita es siempre menor en los cristales  $< 2\mu$ . Crece, en algunos casos, en las muestras más antiguas, como se observa en el Miembro I de la Fm. Fardes.

En las series orientales -desde Alamedilla hasta Guadalupe- el aumento de cristalinidad que se observa en la illita está acompañado por un índice bo más bajo y una relación  $I_{5A}/I_{10A}$  más elevada, parámetros que ponen de manifiesto una naturaleza más alumínica en los cristales de illita. El acúmulo de illitas de diferente composición y cristalinidad refleja, por tanto, la existencia de dos áreas fuente diferentes, lo que unido a otras diferencias mineralógicas ya señaladas, evidencia la diferente posición paleogeográfica de "El Cerrajón"- "Cjo. Nuevo" por un lado y "Alamedilla"- "Guadalupe" por otro.

El índice de Biscaye es normalmente elevado. Se observa en la figura III.2.36 que este parámetro crece con el porcentaje de esmectitas y disminuye con la illita.

Los valores más bajos de la relación entre las intensidades de las dos reflexiones principales del cuarzo -observados en Colomera y Gasón- coinciden con altas proporciones de illita y bajo índice de Biscaye. Este hecho refleja que el acúmulo detrítico de illita y cuarzo está unido al depósito de esmectitas pobremente cristalizadas, mientras que en las series con alta concentración de esmectitas, éstas son muy cristalinas y la influencia detrítica es menos patente.

Esta diferente cristalinidad en las esmectitas no se ve acompañada

por cambios apreciables en su composición, pues tanto el índice bo como el espaciado basal son semejantes en todas las series. Con ligeras variaciones, la fórmula estructural media de las esmectitas es la siguiente:

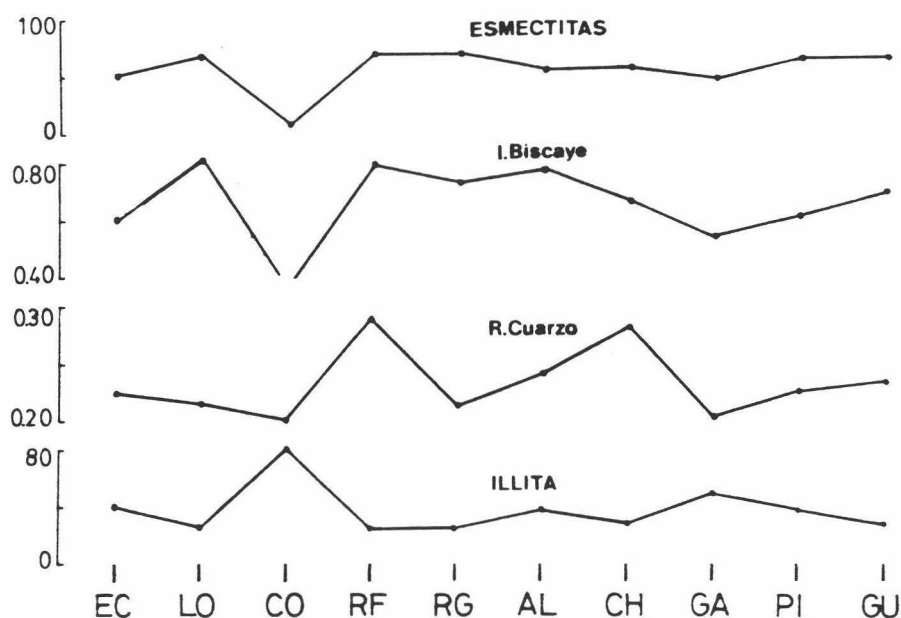
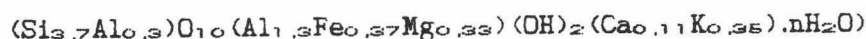


FIGURA III.2.36. Comparación de los porcentajes de esmectitas e illita determinados en las series del Subbético Medio Meridional con el índice de Biscaye y la relación entre las intensidades de las dos reflexiones principales del cuarzo.

### C) ANÁLISIS QUÍMICOS

La figura III.2.37 recoge la composición química media de las muestras analizadas en las diversas secuencias. Las proporciones de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  son claramente inversas y se observa una fuerte correlación positiva entre los porcentajes de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y la cantidad de illita encontrada en las diversas series.

Los contenidos en elementos traza son, en general, similares a los encontrados en *black-shales* cretácicas (Brosse, 1982). Sin embargo, la proporción de Co y Ni, elementos de clara afinidad básica, es bastante más elevada en nuestras muestras que la habitual en este tipo de rocas. Colomera, Charilla y Gasón, series ricas en illita, lo son también en Zn, Li y Rb, en tanto que el Ni muestra los contenidos más bajos en estas tres secuencias.

Las concentraciones en tierras raras de estas secuencias (véase la tabla III.2.25) pueden ser agrupadas en tres tipos: los valores más bajos los presentan las muestras de *Río Fardes*; valores intermedios tienen *Río Gor* y *El Cerrajón*, y los más elevados se constatan en *Alamedilla*, *Gasón*, *Pinosa*, *Guadalupe* y *Colomera*. En general están incluidos en los intervalos que son propios de las arcillas y *black shales* pelágicas (Turekian & Wedepohl, 1961; Ronov et al., 1974).

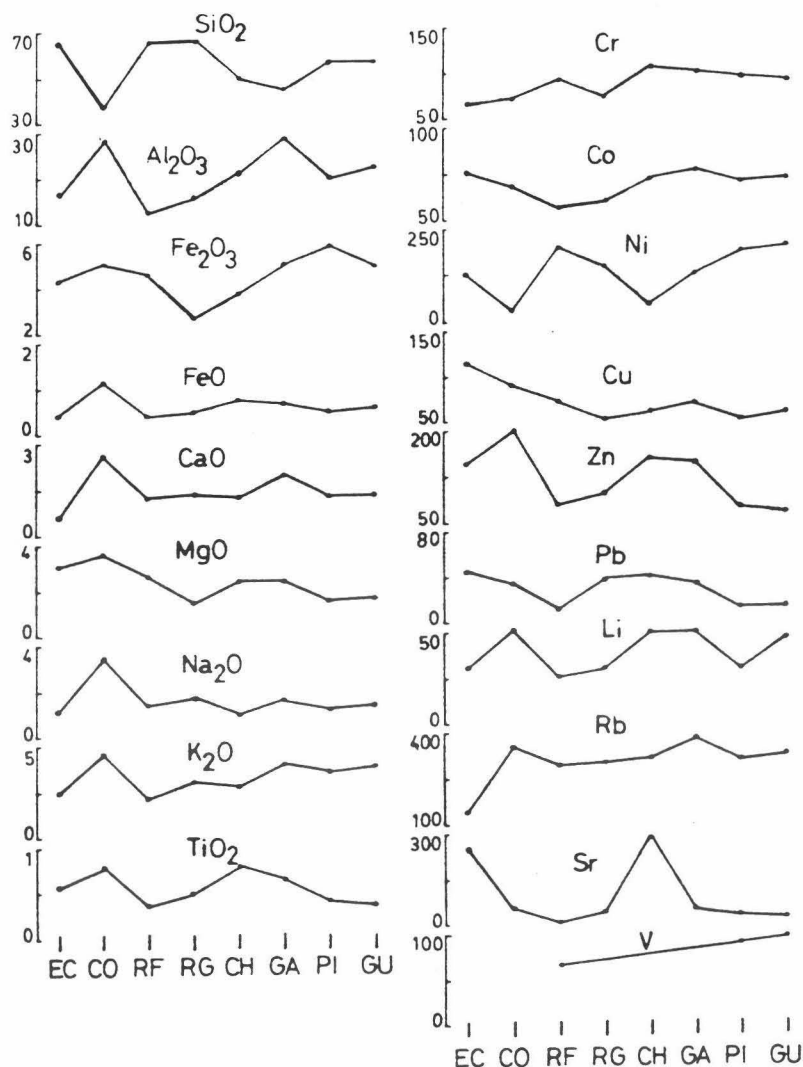


FIGURA III.2.37. Porcentaje de los elementos mayoritarios en las series analizadas en el Subbético Medio y contenido, en ppm's, de los elementos traza.

Por otra parte, los contenidos especialmente bajos de las dos muestras de *Río Fardes* -muy ricas en esmectitas, como se recordará- son bastante similares a los que los autores arriba indicados encuentran en rocas de carácter básico. Valores semejantes citan Hein & Vanek (1981) en

basaltos submarinos alterados del Pacífico Central y Papavassiliou & Cosgrove (1981) en rocas basálticas del NW del Océano Indico. Courtois & Chamley (1978) constatan que los niveles de esmectitas cretácicas y cenozoicas del margen oriental atlántico poseen un contenido de tierras raras comparable al de los niveles ricos en minerales típicamente detríticos, por lo que nosotros pensamos que en la génesis de al menos algunas esmectitas de la Formación Fardes pudo influir algún proceso relacionado con la alteración de una roca volcánica de tipo basáltico.

*TABLA III.2.25. Concentraciones de los elementos determinados por activación nuclear, en ppm's.*

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
RF-19	21,2	32,6	8,1	17,3	3,69	0,83	3,41	0,71	3,41	0,91	2,21
RF-10	18,2	29,2	7,3	16,3	3,51	0,31	3,12	0,68	3,25	0,87	2,06
RG-1	29,4	50,8	11,3	28,2	6,52	0,98	5,87	1,03	6,31	1,31	3,91
EC-5	27,7	38,1	10,1	27,3	6,12	1,40	5,73	0,98	6,12	1,31	3,61
AL-1	35,5	69,3	13,7	30,9	7,89	1,63	6,91	1,31	7,12	1,61	4,12
GA-2	36,3	71,3	14,2	31,6	8,12	1,71	6,96	1,41	7,14	1,64	4,16
PI-11	32,0	59,3	13,2	29,1	7,61	1,60	7,00	1,39	7,13	1,62	4,21
GU-10	32,4	90,7	15,1	33,2	9,31	1,34	7,12	1,47	7,31	1,71	4,31
CD-11	28,9	67,9	13,9	30,7	8,10	1,01	7,06	1,39	7,21	1,68	4,09

Muestra	Tm	Yb	Lu	Ba	Cs	Th	U	Zr	Hf	Ta
RF-19	0,46	1,42	0,48	555	6,31	7,93	0,77	638	2,32	1,01
RF-10	0,41	1,26	0,40	521	10,60	9,98	0,81	639	2,40	0,78
RG-1	0,62	1,73	0,49	493	12,30	11,60	0,91	234	3,90	1,21
EC-5	0,60	2,18	0,54	912	5,90	7,31	0,86	637	2,12	0,61
AL-1	0,73	2,08	0,50	631	11,50	10,90	0,89	251	3,80	1,48
GA-2	0,74	2,88	0,53	1084	11,59	11,88	1,67	234	3,88	1,20
PI-11	0,71	1,92	0,47	259	6,31	7,31	0,87	210	3,04	0,86
GU-10	0,76	2,96	0,64	510	8,62	9,77	0,87	629	2,82	1,19
CD-11	0,71	2,47	0,49	421	6,79	7,77	0,69	596	2,70	0,81

### III.3. Sucesiones del Subbético Interno (o Penibético)

Han sido siete los afloramientos estudiados dentro de las unidades más internas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Por su distante posición geográfica conviene dividirlos en dos grupos (véase la figura III.3.1):

El más occidental se localiza en la provincia de Málaga y comprende las secuencias que hemos llamado "Río de la Venta" (RV), "Puerto del Viento" (PV) y "Cortijo de los Navazos" (CNV). El dominio paleogeográfico al que se atribuyen las series mesozoicas subbéticas donde se incluyen estas sucesiones ha sido denominado de muy diversas formas: Penibético (Blumenthal, 1931), Unidad de Ronda (Dürr, 1967), Unidad de Ronda-Torcal (Peyre, 1974) y Subbético Interno (Cruz San Julián, 1974).

El segundo grupo aparece en el límite de las provincias de Almería y Murcia e incluye las sucesiones de "Rambla Seca" (RS), "Valdeinfierno" (VAL), "Hoya de las Vacas" (HV) y "El Puerto" (PU). Las series mesozoicas a las cuales pertenecen las secuencias estudiadas son atribuidas por Baena et al. (1977) al dominio paleogeográfico *Penibético*. Azema et al. (1979) denominan en este sector *Subbético Interno* al mismo dominio paleogeográfico.

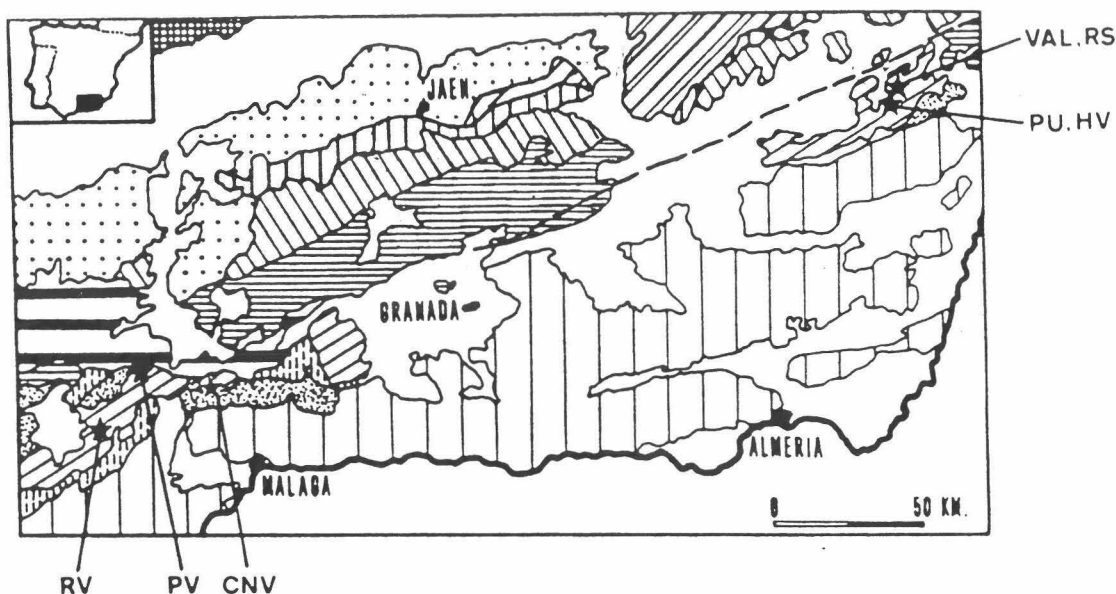


FIGURA III.3.1. Situación de las series estudiadas dentro del Subbético Interno (Penibético).



### III.3.1. SUCESIONES DE VALDEINFIERNO Y RAMBLA SECA

Entre Vélez-Blanco y Zarcilla de Ramos, justo al W del pantano de Valdeinfierno e incluidas en las unidades que Baena et al. (1977) atribuyeron, en este sector, al Penibético, afloran margas y arcillas verdes oscuras de edad cretácica en las que se intercalan facies turbidíticas, esencialmente carbonatadas. Estos materiales están muy bien representados en la Rambla Seca, arroyo que desagua en el pantano anteriormente citado.

Para el estudio mineralógico se han elegido dos secuencias: la primera de ellas -denominada "Rambla Seca" en este trabajo- está situada en los alrededores del punto donde el camino forestal que une las ciudades arriba indicadas atraviesa el arroyo que da nombre a la sucesión. La segunda -llamada "Valdeinfierno"- se localiza al E de la anterior, 1250 mts. aguas abajo de dicho arroyo. La situación de ambas series se señala en la figura III.3.2.

La calidad del afloramiento no permite fijar con exactitud la posición relativa entre las dos secuencias que se han reconocido. Sin embargo, la denominada *Rambla Seca* parece ser la infrayacente, cuestión avalada, además, por criterios mineralógicos.

En *Rambla Seca* se pueden distinguir cinco tramos, cuya naturaleza, de muro a techo, es la siguiente:

I) 17 metros de margas verdes con abundantes radiolarios, entre las cuales se intercalan esporádicamente algunos niveles de conglomerados carbonatados, calcarenitas y capas silíceas.

II) 5 metros de margas y arcillas margosas negras con intercalaciones de calcarenitas en lechos delgados (1-2 cms. de espesor).

III) 10 metros de margas y arcillas margosas verdes alternantes con calcarenitas oolíticas, arcillas con oolitos y arcillas. Son frecuentes las intercalaciones de capas de conglomerados que incluyen cantos silíceos y calizos de hasta 4 cms, de formas tanto angulosas como redondeadas. Existen, además, algunos niveles de margas silíceas (porcelanitas).

IV) 22 metros de margas y arcillas margosas con niveles de calcarenitas oolíticas y brechas que incluyen cantos de un tamaño medio de 6 cms. pero que pueden alcanzar hasta 30 cms.

V) 9 metros de "black-shales", margas grises radiolaríticas y algunos bancos de conglomerados con cantos de calizas oolíticas y matriz arcillosa.

Los niveles de conglomerados que se encuentran a lo largo de toda la secuencia corresponden a facies olistostrómicas. Están constituidos fundamentalmente por cantos de calizas micríticas y oolíticas, biomicritas con miliólidos o filamentos y radiolaritas con equinodermos y espículas.

Los bancos de calcarenitas, auténticas turbiditas, son esencialmente oolíticos, existiendo en ellos numerosos radiolarios. Las facies más frecuentes son de tipo D (según la clasificación de Mutti & Ricci-Lucchi, 1975). A techo de dichos bancos aparecen, con cierta frecuencia, margas grises que corresponden a las pelitas turbidíticas.

La base de los lechos turbidíticos y olistostrómicos suele estar canalizada y es frecuente encontrar gradación dentro de ellos.

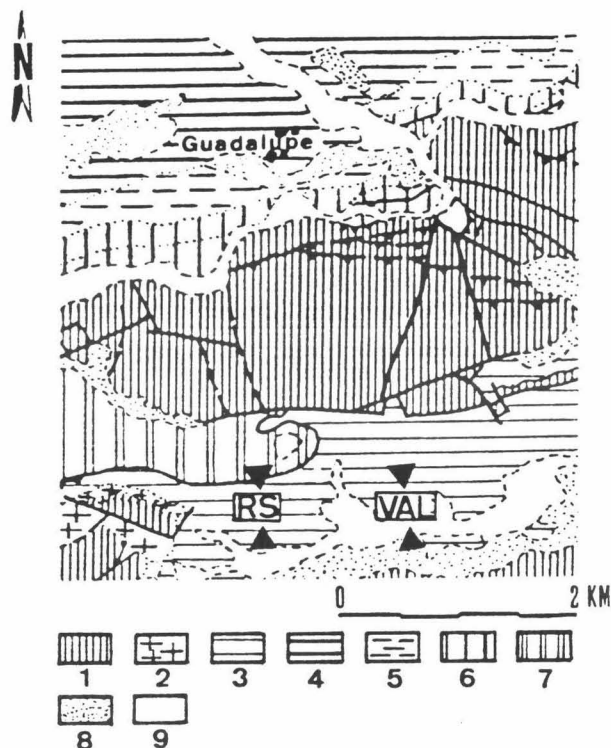


FIGURA III,3,2. Localización geológica de los afloramientos estudiados (RS = Rambla Seca; VAL = Valdeinfierno); (simplificado de Baena et al., 1977).

Penibético: 1, Jurásico; 2, Neocomiense; 3, Aptense-Albense;  
Subbético Medio: 4, Aptense-Albense; 5, Cenomanense-Turonense; 6, Senonense-Eoceno inferior; 7, Eoceno superior-Mioceno inferior,  
 8, Cuaternario (derrubios); 9, Cuaternario fluvial,

La edad de la mayor parte de los cantos de los conglomerados es

jurásica. En la matriz arcillosa de alguno de ellos se han encontrado foraminíferos cretácicos (fundamentalmente *Hedbergellas*), miliólidos y calciesferúlidos.

Los microfósiles encontrados en los niveles autóctonos de arcillas y arcillas margosas (*Hedbergella trochoidea*, *Globigerinelloides algerianus*) indican una edad Aptense medio-Albense medio para el conjunto de la secuencia.

La segunda sucesión estudiada, de "Valdeinfierno", es menos potente (unos 13 mts) y en ella no se diferencian tramos. Está constituida por una alternancia de margas, margas silíceas y arcillas, verdes oscuras y negras, con niveles conglomeráticos y calcareníticos. Los lechos conglomeráticos, de facies olistostrómicas, alcanzan hasta 30 cms. de potencia, aunque son más frecuentes aquellos no superiores a 5 cms. En ellos se encuentran cantos de calizas oolíticas y micriticas, restos de equinodermos, crinoides y algunos fósiles (*Protopenoplis striata*, *Pfenderina*, *Trocholina*, etc.) que datan el Dogger y Malm. Además, existen cantos de bioesparitas que aglomeran numerosos restos de microfósiles rotos, fundamentalmente foraminíferos y radiolarios, y otros blandos de arcilla pelágica. Los bancos de calcarenitas -a veces constituidos exclusivamente por microfósiles- presentan generalmente facies D y, en muchos casos, los forman oolitos resedimentados, con matriz de arcillas verdes ricas en foraminíferos pelágicos (*Hedbergellas*, *Lenticulinas*, *Nodosáridos*, *Textuláridos*, etc.).

Los radiolarios son extremadamente abundantes en algunos niveles, incluidas las facies turbidíticas.

Los microfósiles encontrados en los niveles aparentemente no resedimentados (*Hedbergella trochoidea*, *Globigerinelloides algerianus*) indican una edad semejante para esta secuencia, es decir Aptense medio-Albense medio.

### **Mineralogía**

Para el estudio mineralógico se tomaron 17 muestras en la sucesión de "Valdeinfierno" y 13 en "Rambla Seca". Debido a la semejanza composicional que se observa entre los materiales constituyentes de estas secuencias, se tratan conjuntamente en la discusión que sigue.

Las litologías, facies turbidíticas, mineralogía total y mineralogía de

arcillas que presentan estas sucesiones se ha esquematizado en las figuras III.3.3 y III.3.4. En ambas, las pelitas turbidíticas se indican con una estrella negra, los niveles de arcillas incluyendo oolitos resedimentados con un triángulo y las turbiditas silíceas con una estrella blanca.

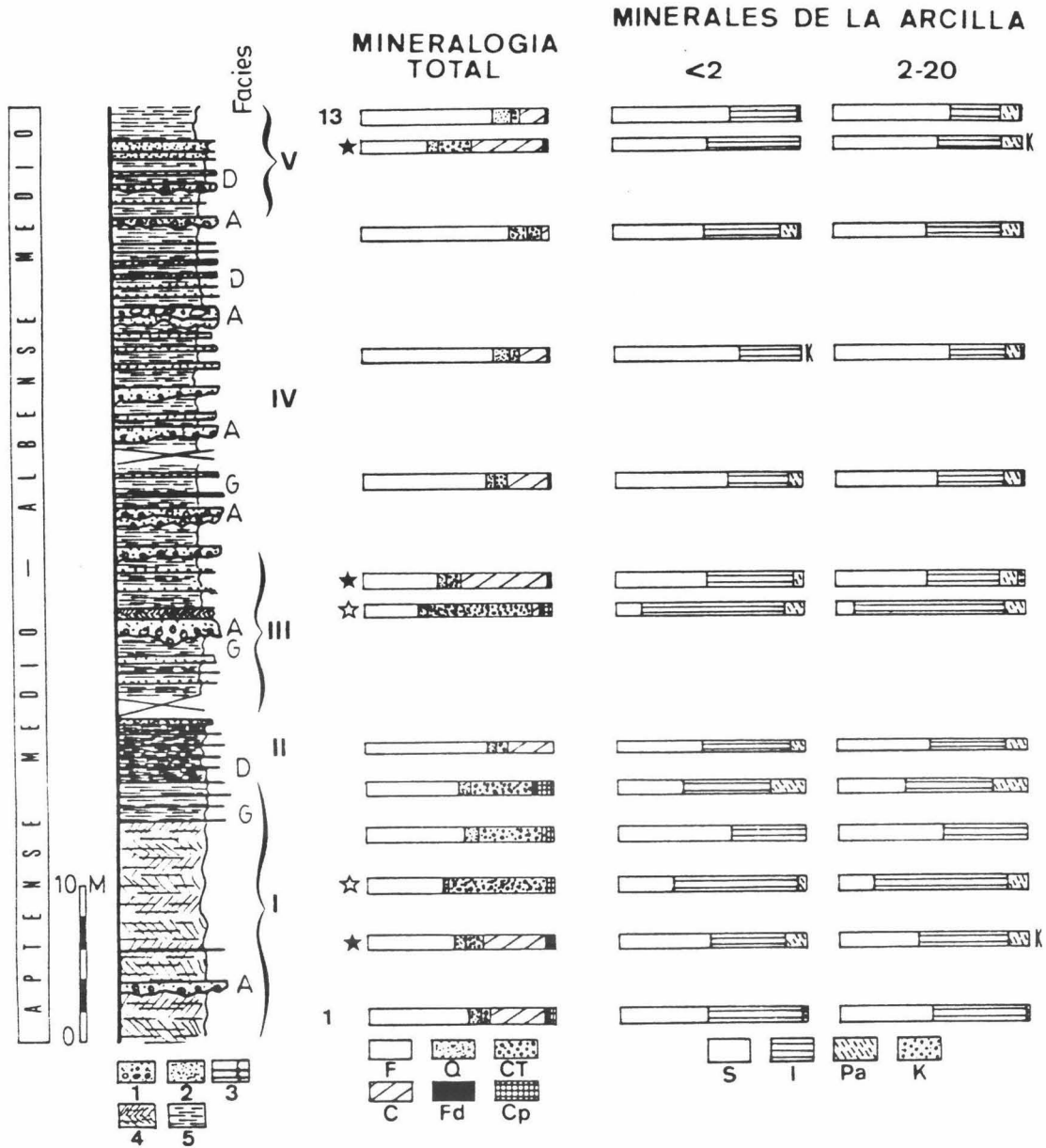


FIGURA III.3.3. Litología y mineralogía de la sucesión de "Rambla Seca".

1, Olistostromas; 2, Niveles de calcarenitas y de oolitos resedimentados; 3, Finas intercalaciones detríticas; 4, Margas radiolaríticas, radiolaritas y turbiditas silíceas; 5, Margas y arcillas pelágicas.

F=Filosilicatos; Q=Cuarzo; CT=ópalo CT; C=Calcita; Fd=Feldespatos; Cp=Clinoptilolita; S=Esmectitas; I=Ilita; Pa=Paligorskita; K=Caolinita.

A) MINERALOGIA GLOBAL

Entre los componentes determinados dominan claramente los filosilicatos, la calcita, el ópalo CT y el cuarzo. En cantidades menores están la clinoptilolita y los feldespatos, mientras que esporádicamente -con frecuencia dentro de niveles discontinuos o formando nódulos- aparecen yeso y natrojarosita. Por último, la microscopía electrónica ha permitido la determinación de otras zeolitas minoritarias tales como erionita y analcima.

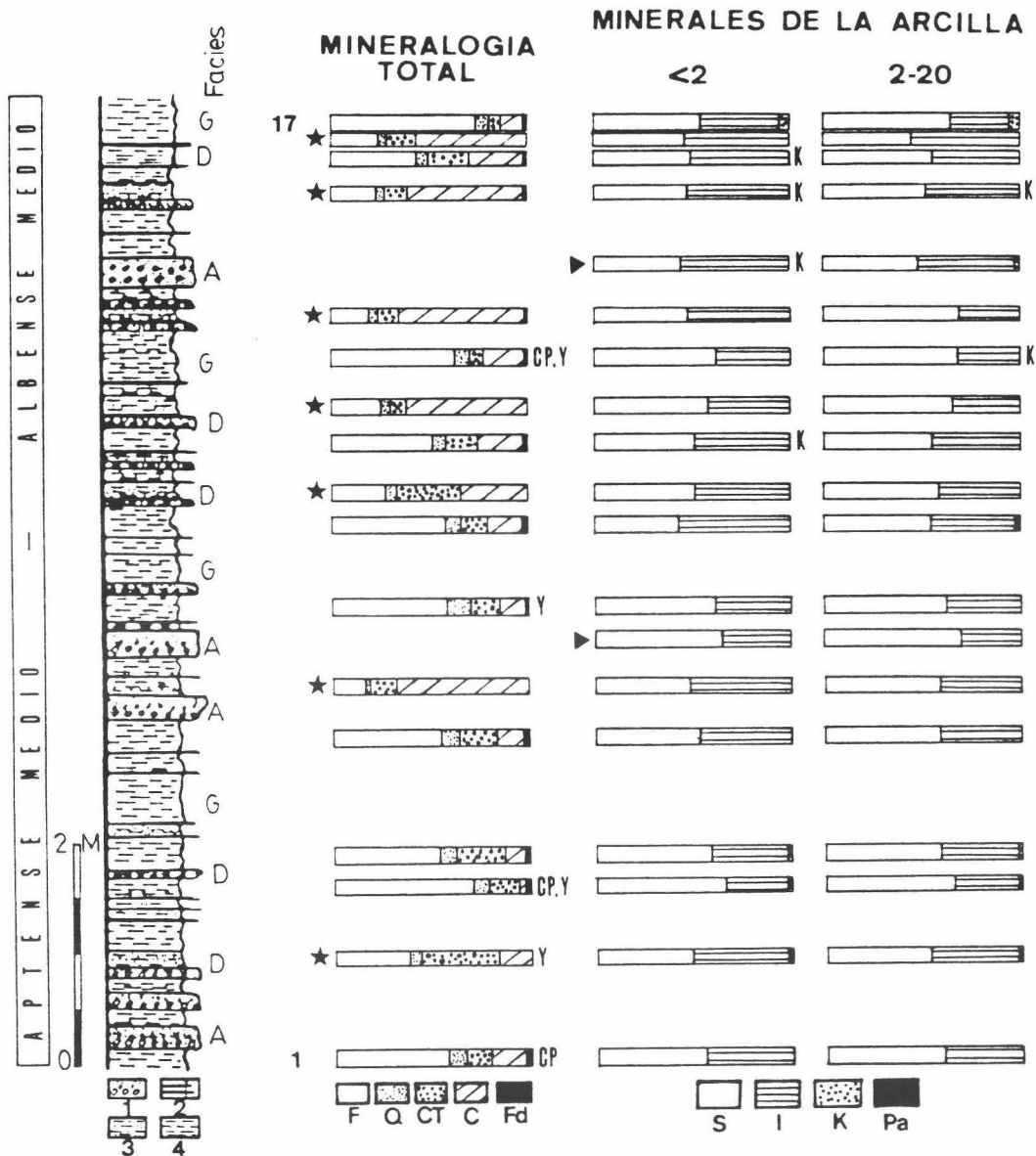


FIGURA III.3.4. Litología y mineralogía de la secuencia de "Valdeinfierno".

1, Olistostromas; 2, Bancos turbidíticos de escaso espesor; 3, Niveles de oolitos resedimentados; 4, Margas y arcillas pelágicas.

Para la mineralogía, misma leyenda que la figura anterior.

La naturaleza hemipelágica o turbidítica de las muestras tiene gran influencia sobre la mineralogía. Así, en ambas secuencias se observa que las pelitas turbidíticas son siempre más ricas en calcita, con porcentajes que oscilan entre el 30 y el 60%. Igualmente, presentan contenidos más bajos de cuarzo, feldespatos y clinoptilolita.

La mineralogía media las facies hemipelágicas y turbidíticas es semejante en ambas secuencias, por lo que ésta se representa conjuntamente en la figura III.3.5. Sin embargo, conviene subrayar algunas diferencias: "Rambla Seca" es ligeramente más rica en clinoptilolita y cuarzo, en tanto que "Valdeinfierno" lo es en ópalo CT y calcita.

En las pelitas turbidíticas domina ligeramente el ópalo CT. No obstante, la relación entre el porcentaje de este componente y el de la calcita es inversa en el conjunto de las muestras, como se deduce de la tabla siguiente:

<u>Contenido en calcita</u>	<u>Contenido medio en ópalo CT</u>
<5%	37,60%
5-20%	13,91%
20-50%	13,62%
50-70%	12,20%

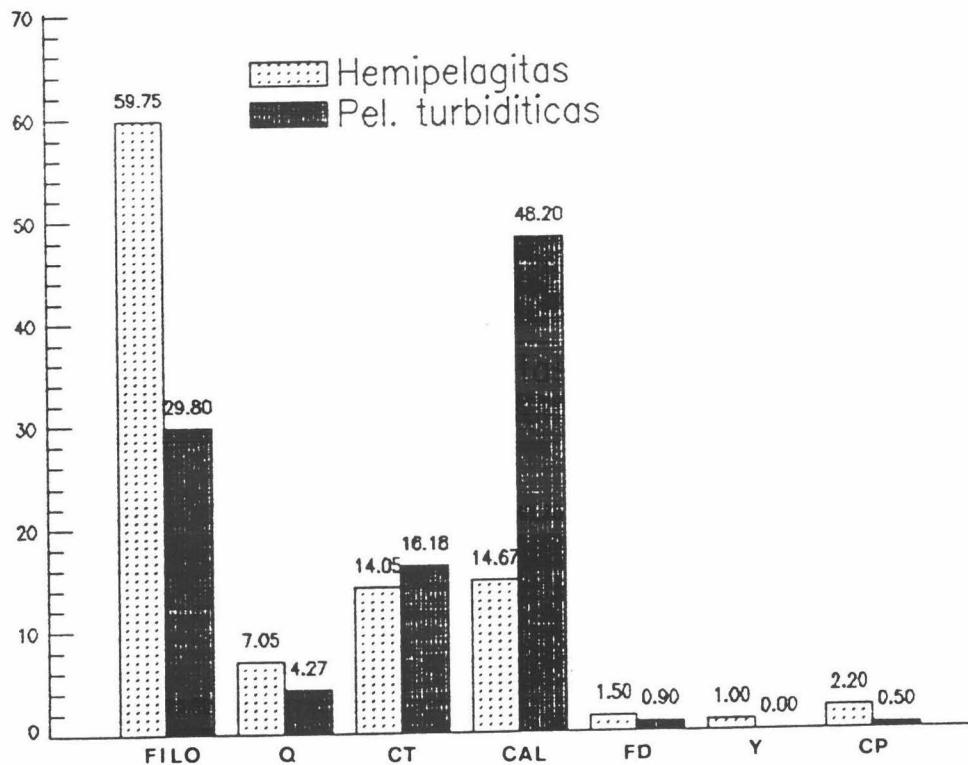


FIGURA III.3.5. Mineralogía media total de las muestras hemipelágicas y de las pelitas turbidíticas analizadas en las sucesiones de "Rambla Seca" y "Valdeinfierno".

Otro hecho que conviene resaltar es la cantidad de clinoptilolita que se encuentra en las hemipelagitas. Su significado y el de la disminución en el contenido de ópalo CT con la proporción de calcita se discutirá en el capítulo siguiente.

#### B) MINERALES DE LA ARCILLA

Son únicamente cuatro los componentes que se han identificado en todas las muestras: esmectitas, illita, paligorskita y caolinita, siendo con diferencia los dos primeros los más abundantes. Las cantidades encontradas en cada caso se muestran en las tabla XII y XIII del Anexo I.

Una diferencia primordial existente entre las dos series es la presencia, sólo en *Rambla Seca*, de paligorskita en cantidades apreciables. En la figura III.3.6 se representa por separado la mineralogía de esta serie y la correspondiente a "Valdeinfierno".

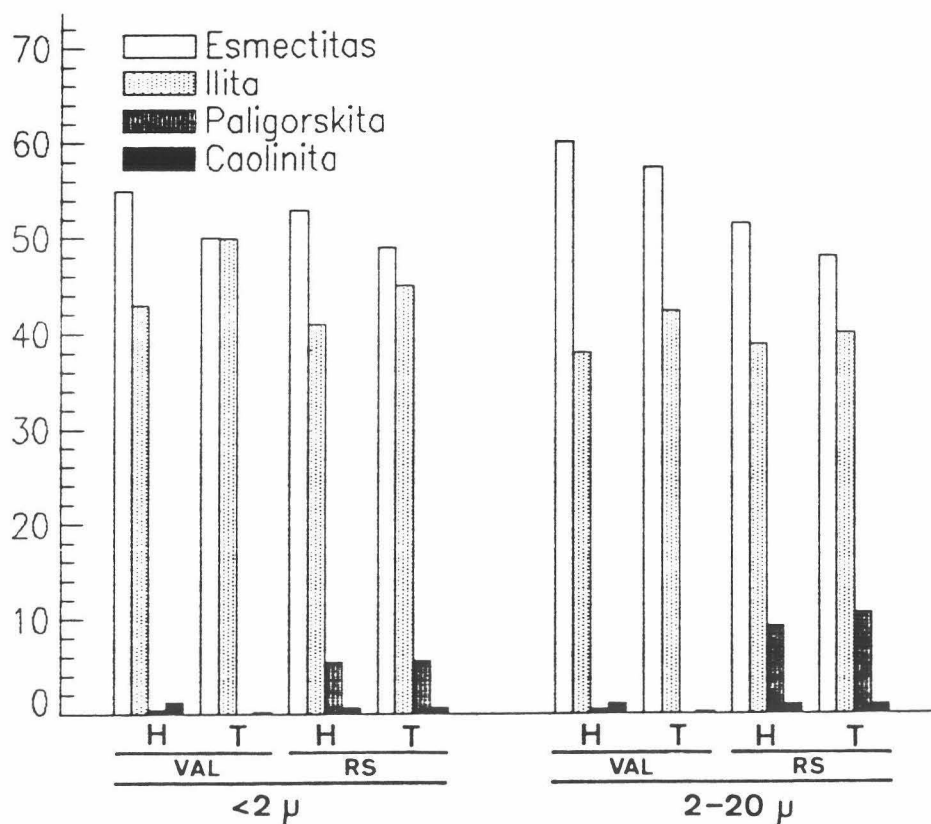


FIGURA III.3.6, Mineralogía media de arcillas encontrada en "Rambla Seca (RS)" y "Valdeinfierno (VAL)", H = hemipelagitas; T = pelitas turbidíticas.

Otras características destacables son las siguientes:

- En general, predominan las esmectitas sobre la illita, No obstante, en los tres tramos inferiores de "Rambla Seca" la proporción de ambos minerales es similar,

- En dos muestras (RS-3 y RS-7, correspondientes a turbiditas silíceas) la illita es mayoritaria (60-80%), Ambas contienen una proporción de ópalo CT próxima al 60%.

- Las pelitas turbidíticas son siempre más ricas en illita.

- Las arcillas que constituyen la matriz de los oolitos resedimentados poseen la misma mineralogía que las hemipelagitas.

- Las esmectitas son más abundantes en la fracción comprendida entre 2 y 20 $\mu$ , hecho que se observa muy bien en "Valdeinfierno".

- El incremento en la proporción de paligorskita observado en "Rambla Seca" (6-10%) tiene lugar en detrimento de las esmectitas, ya que la proporción de illita se mantiene constante.

- La caolinita nunca alcanza concentraciones significativas (<2%).

### C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

En la tabla III.3.1 vienen recogidos los resultados de las diversas medidas efectuadas sobre algunos de los minerales encontrados en estas dos series.

Es digno de mención el alto valor que alcanza la relación de intensidades entre las reflexiones (100) y (101) del cuarzo, debido a la reflexión a 4.25Å de la tridimita desordenada existente en la estructura del ópalo CT.

Igualmente hay que destacar la mayor cristalinidad que presenta la illita de la serie de "Rambla Seca", criterio que podría sugerir un grado de diagénesis algo mayor en esta secuencia.

Otros hechos ilustrativos son los siguientes:

- a) Los cristales de illita contenidos en la fracción limo son más aluminicos, como demuestra la relación entre las intensidades de las reflexiones de 5Å y 10 Å.
- b) Las esmectitas de "Rambla Seca" son ligeramente más pobres en Fe y Mg, según se deduce de la medida del  $\theta$ .
- c) El índice de Biscaye es, en general, elevado. Las muestras que rompen claramente esta pauta -con valores inferiores a 0,5- son las correspondientes a turbiditas silíceas. Como se recordará, estas muestras son extremadamente ricas en illita.
- d) Por regla general, las illitas son más cristalinas y las esmectitas lo son menos en las pelitas turbidíticas, siendo éstas las únicas diferencias apreciables existentes entre los parámetros determinados en las pelitas



turbidíticas y aquellos pertenecientes a las arcillas hemipelágicas.

TABLA III.3.1. Parámetros cristalográficos determinados en los minerales de las pelitas de "Valdeinfierno" y de "Rambla Seca".

Muestra	Total		< 2 micras				2 - 20 micras					
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
VAL-19	0,55	3,034	0,60	0,15	0,70	14,5	0,60	0,32	9,002	9,031	0,85	15,5
VAL-18 *	--	3,025	0,50	0,12	0,54	14,5	0,45	0,32	9,000	9,027	0,60	15,5
VAL-17	0,54	3,028	0,60	0,20	0,62	14,0	0,52	0,30	8,999	9,024	0,70	15,4
VAL-16 *	--	3,034	0,50	0,20	0,53	15,0	0,40	0,30	9,001	9,023	0,58	15,5
VAL-15 o			0,70	0,19	0,61	14,5	0,60	0,35	8,998	9,025	0,58	15,6
VAL-14 *	0,80	3,028	0,55	0,18	0,71	14,5	0,40	0,32	8,999	9,025	0,66	15,5
VAL-13	0,58	3,033	0,52	0,12	0,74	15,0	0,50	0,42	9,002	9,028	0,81	15,4
VAL-12 *	--	3,033	0,50	0,10	0,72	14,5	0,70	0,36	8,999	9,025	0,76	15,5
VAL-11	0,66	3,032	0,60	0,12	0,63	14,5	0,65	0,32	8,998	9,023	0,74	15,5
VAL-10 *	0,76	3,028	0,50	0,13	0,73	15,0	0,52	0,35	9,000	9,024	0,72	15,2
VAL-9	0,55	3,028	0,60	0,12	0,65	15,0	0,54	0,35	8,999	9,026	0,75	15,5
VAL-8	0,79	3,034	0,60	0,15	0,74	14,5	0,70	0,41	8,999	9,028	0,82	15,4
VAL-7 o			0,60	0,15	0,78	14,0	0,70	0,42	8,994	9,024	0,85	15,5
VAL-6 *	0,50	3,031	0,55	0,18	0,53	14,5	0,50	0,35	9,003	9,024	0,50	15,6
VAL-5	0,44	3,029	0,55	0,21	0,70	14,5	0,60	0,39	9,002	9,025	0,69	15,5
VAL-4	0,74	3,034	0,60	0,12	0,71	15,0	0,55	0,33	9,001	9,026	0,81	15,4
VAL-3	0,66	3,032	0,50	0,22	0,74	14,5	0,60	0,41	9,005	9,032	0,82	15,6
VAL-2 *	0,95	3,030	0,70	0,16	0,55	14,3	0,60	0,35	9,000	9,024	0,60	15,5
VAL-1	0,57	3,032	0,50	0,18	0,70	14,6	0,60	0,32	8,989	9,019	0,83	15,5
Media	0,55	3,031	0,57	0,17	0,67	14,6	0,56	0,35	8,999	9,026	0,72	15,5
RS-13	0,33	3,032	0,38	0,15	0,81	15,5	0,40	0,35	9,002	9,031	0,86	14,5
RS-12 *	0,52	3,034	0,50	0,12	0,73	15,0	0,40	0,32	9,001	9,029	0,69	15,5
RS-11	0,28	--	0,45	0,15	0,78	14,5	0,50	0,39	8,999	9,023	0,85	15,5
RS-10	0,32	3,033	0,49	0,18	0,75	15,0	0,45	0,32	9,005	9,026	0,79	15,6
RS-9	--	3,033	0,45	0,15	0,67	14,5	0,43	0,41	8,999	9,022	0,65	15,4
RS-8 *	--	3,034	0,51	0,20	0,72	14,5	0,45	0,30	9,001	9,023	0,68	15,5
RS-7 o	1,10	--	0,50	0,19	0,40	14,7	0,40	0,35	9,000	9,025	0,40	15,6
RS-6	0,34	3,033	0,47	0,21	0,61	14,3	0,30	0,39	8,994	9,022	0,70	15,5
RS-5	0,77	--	0,41	0,18	0,72	14,5	0,31	0,32	8,999	9,023	0,64	15,4
RS-4	0,76	--	0,34	0,18	0,68	15,0	0,28	0,35	9,000	9,022	0,78	15,5
RS-3 o	1,12	--	0,45	0,13	0,45	14,5	0,32	0,35	8,994	9,020	0,40	15,5
RS-2 *	0,31	3,033	0,38	0,15	0,66	14,7	0,28	0,42	8,999	9,022	0,63	15,3
RS-1	0,27	3,033	0,38	0,18	0,67	14,5	0,24	0,32	9,003	9,019	0,63	15,7
Media	0,56	3,033	0,44	0,17	0,67	14,7	0,36	0,35	8,999	9,024	0,67	15,5

- 1,  $I_{(100)}/I_{(101)}$  Cuarzo
- 2, (1014) Calcita
- 3, Ic Ilita, en 2 $\theta$ , (<2 $\mu$ )
- 4,  $I_{5A}/I_{10A}$  Ilita (<2 $\mu$ )
- 5, Ind, Biscaye (<2 $\mu$ )
- 6, (001) Esmeclitas (<2 $\mu$ )

- 7, Ic Ilita (2-20  $\mu$ )
- 8,  $I_{5A}/I_{10A}$  Ilita (2-20  $\mu$ )
- 9, Bo Ilita (2-20  $\mu$ )
- 10, Bo Esmeclita (2-20  $\mu$ )
- 11, Ind, Biscaye (2-20  $\mu$ )
- 12, (001) Esmeclitas (2-20 $\mu$ )

\* = pelita turbidítica; o = matriz de oolitos resedimentados;  $\theta$  = turbiditas silíceas.

#### D) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Esta técnica ratificó la existencia de zeolitas en las arcillas de estas sucesiones y permitió el establecimiento de sus proporciones atómicas y la de otros minerales asociados. A efectos comparativos éstas se recogen en un mismo cuadro (tabla III.3.2)

Hay dos tipos fundamentales de esmectitas. El más abundante es rico en aluminio octaédrico y la suma de Fe y Mg oscila entre 0.5 y 0.9. El otro tipo está en proporción 1:3 - 1:4 respecto al primero y posee una considerable cantidad de Fe en la capa octaédrica.

Los datos químicos corroboran aquellos obtenidos por difracción de rayos X en el sentido de un empobrecimiento de Fe y Mg en las esmectitas halladas en la base de la secuencia.

TABLA III.3.2. Proporciones atómicas de los diversos componentes mineralógicos hallados en muestras hemipelágicas de estas dos secuencias.

Serie	Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Ti	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
VAL t	Esmectita	3,53	0,47	0,92	0,74	0,45	--	0,062	0,47	--	2,543	1,877
VAL t	Esmectita	3,22	0,78	0,74	0,80	0,69	tr	0,060	0,66	--	2,124	1,894
VAL t	Esmectita	3,69	0,31	1,22	0,45	0,34	--	0,079	0,45	tr	2,411	3,400
VAL t	Esmectita	3,49	0,51	1,02	0,69	0,51	--	0,105	0,34	--	2,281	2,217
VAL n	Esmectita	3,76	0,24	1,17	0,52	0,29	--	0,089	0,40	--	2,664	2,718
VAL n	Esmectita	3,89	0,11	1,22	0,43	0,30	--	0,105	0,33	tr	2,937	3,098
VAL n	Esmectita	3,37	0,63	1,30	0,60	0,27	tr	tr	0,36	--	1,740	3,220
VAL n	Esmectita	3,82	0,18	1,09	0,55	0,34	--	0,076	0,39	--	3,011	2,279
VAL n	Esmectita	3,87	0,13	1,27	0,45	0,27	--	0,117	0,17	--	2,753	3,139
VAL n	Esmectita	3,81	0,19	1,27	0,36	0,39	--	0,117	0,26	tr	2,607	4,012
RS n	Esmectita	3,84	0,16	1,19	0,42	0,35	--	0,122	0,38	--	2,854	3,233
RS n	Esmectita	3,75	0,25	1,17	0,55	0,34	--	0,052	0,29	--	2,635	2,578
RS n	Esmectita	2,82	1,18	0,33	1,21	1,08	tr	0,042	0,28	--	1,869	1,249
RS n	Esmectita	3,94	0,06	1,25	0,40	0,30	tr	0,094	0,30	--	2,990	3,241
RS n	Esmectita	3,70	0,30	1,27	0,36	0,31	--	0,106	0,55	tr	2,358	4,349
RS n	Esmectita	3,98	0,02	1,11	0,46	0,40	--	0,078	0,33	--	3,559	2,422
VAL	Ilita	3,24	0,76	1,69	0,15	0,16	--	---	0,93	--	1,325	16,547
RS	Ilita	3,28	0,72	1,93	0,07	--	--	---	0,70	--	1,244	34,990
RS	Ilita	3,41	0,59	1,70	0,19	0,12	--	---	0,85	--	1,489	11,627
VAL	Paligorsk	7,92	0,08	1,80	0,46	1,76	--					
VAL	Paligorsk	8,00	--	1,48	0,62	1,49	--					
VAL	Paligorsk	8,00	--	1,67	0,32	1,76	--					
VAL	Paligorsk	7,90	0,10	1,19	0,87	1,78	--	0,24				
RS	Paligorsk	8,00	--	1,83	0,31	1,68	--					
RS	Paligorsk	7,93	0,07	1,43	0,45	1,62	--					
RS	Paligorsk	7,95	0,05	1,52	0,42	1,71	--					
VAL	Clinoptil	28,73	--	6,83	0,25	--	--	1,78	1,38	2,58		
VAL	Erionita	26,88	--	9,25	0,30	--	--	2,08	2,38	1,11		
VAL	Analcima	27,49	--	9,00	0,02	--	--	0,31	0,06	6,29		

t = techo; n = muro.

Otros resultados interesantes derivados de los análisis mediante EDAX son: la confirmación de que el potasio es el principal catión interlaminar de las esmectitas; la existencia de una elevada cantidad de Al, Na, K y Ca en las partículas de ópalo CT; el encontrar Al y Fe en proporción abundante dentro de los cristales de paligorskita; y el constatar que existen cristales idiomorfos de esmectitas, de feldespato potásico puro y de rutilo.

Sobre el significado de estos hechos y sobre la presencia de zeolitas tales como erionita y analcima que, aunque en pequeña cantidad, se han detectado se tratará ampliamente en el capítulo dedicado al origen de los minerales.

#### E) ANALISIS TERMICOS

Se han obtenido un total de cuatro diagramas de ATD y TG, todos ellos muy parecidos entre sí. Como ejemplo se reproducen en la figura III.3.7 las curvas obtenidas en una de las muestras, concretamente la VAL-17.

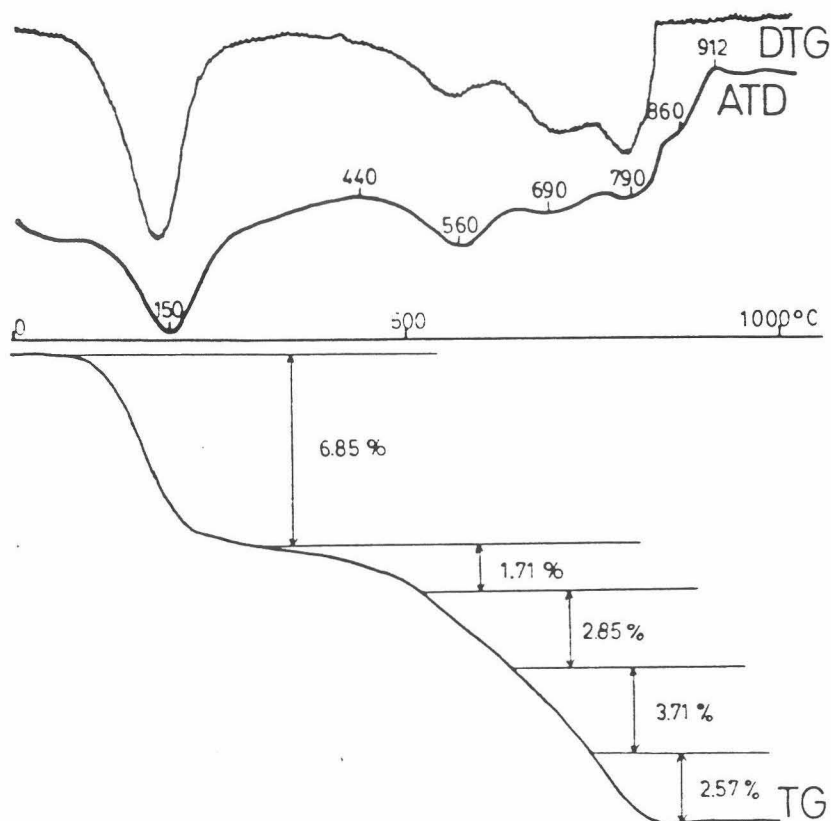


FIGURA III.3.7, Curvas térmicas obtenidas en el análisis de la muestra VAL-17.

### III.3.2. SUCESIONES DE LA HOYA DE LAS VACAS Y EL PUERTO

Estas dos sucesiones se sitúan entre el Cerro Gordo y el Gabar, al suroeste de "Rambla Seca" y "Valdeinfierno". Pertenecen a la unidad penibética cabalgante sobre el Subbético Medio que aflora al SW de Murcia, en gran parte del mapa de Vélez-Blanco. Su situación se indica en la figura III.3.8.

La secuencia que hemos llamado "Hoya de las Vacas" está constituida por una alternancia de niveles pelíticos -margocalizas, margas y arcillas margosas verdes- y bancos de calcarenitas oolíticas y conglomerados carbonatados que incluyen, además de arcillas y margas oscuras, cantos con un diámetro de hasta 10-15 cms. de calizas oolíticas, oncolitos, silex y caliza micrítica. La textura -se observan granuloclasificaciones y laminaciones paralelas- y composición de los niveles clásticos son similares a las las facies olistostrómicas y turbidíticas encontradas en la Formación Fardes. A techo de dichas capas aparecen pelitas (margas y margocalizas grises) turbidíticas.

Algunos niveles arcillosos, tanto incluidos en las brechas olistostrómicas como intercalados entre lechos turbidíticos, han suministrado mezcla de fauna del Santonense y del Vraconense-Cenomanense: *Dicarinella asymetrica*, *D. primitiva*, *D. imbricata*, *D. concavata*, *D. schneegansi*, *Hedbergella flandrini*, *H. hoelzli*, *Marginotruncana pseudolinneiana*, *M. coronata*, *M. sinuosa*, *M. undulata*, *M. paraconcavata*, *M. renzi*, *M. sigali*. Esto indicaría que los procesos de redepósito son de edad Santonense y que involucraron, entre otros, a materiales del Cretácico medio.

La secuencia de "El Puerto" tiene una potencia superior a los 40 metros. Se puede dividir en varios tramos que, de muro a techo, son los siguientes:

I) Paquete de 10 mts. de margas y margocalizas de color verde claro. Baena et al. (1977) incluyen los materiales de este tramo en el Subbético Medio, aunque el contacto con el resto de la sucesión penibética parece gradual y no mediante corrimiento, como los autores anteriormente citados señalan.

II) Nivel conglomerático de 3 mts. de espesor que incluye cantos de litologías variadas: calizas oolíticas, micríticas, calizas con filamentos,

con radiolarios y margas verdosas.

III) 9 mts. de calizas margosas y margas grises y verdes.

IV) 9 mts. de arcillas y arcillas margosas verdes y negras entre las cuales se intercalan algunos niveles de escaso espesor de brechas poligénicas (cantos carbonatados de diámetro variable, pero comprendido en el intervalo 1-40 mm) y calcarenitas oolíticas.

V) 15 mts. de un conglomerado desorganizado, heterométrico y poligénico, que aglomera tanto niveles y cantos de arcillas negras y verdes como clastos calizos (oolíticos, micríticos, calizas con filamentosos y con radiolarios) de hasta 1 mt. de diámetro y cuya edad es muy variable: desde el Dogger hasta el Cenomanense.

Los conglomerados corresponden a facies olistostrómicas y las calcarenitas oolíticas a facies turbidíticas. Por encima de estos últimos niveles se encuentran frecuentemente pelitas turbidíticas.

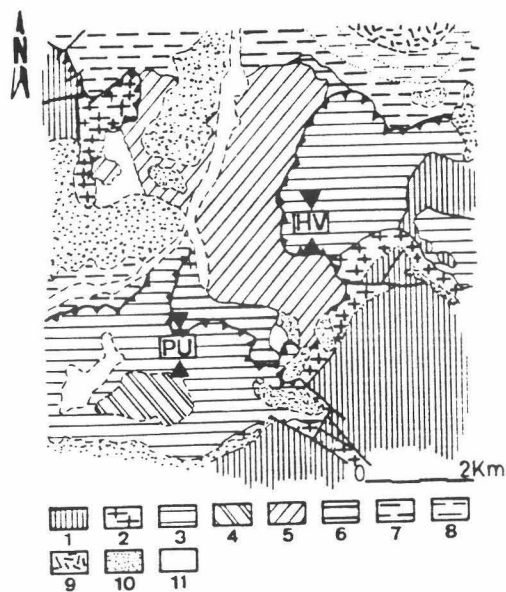


FIGURA III.3.8. Localización geológica de las secuencias de la "Hoya de las Vacas" y "El Puerto", sobre la base cartográfica de Baena et al. (1977).

Penibético: 1, Jurásico; 2, Jurásico superior-Cretácico inferior; 3, Cretácico medio-superior; 4, Oligoceno-Mioceno inferior.

Subbético: 5, Cretácico inferior; 6, Aptense-Albense; 7, Cenomanense-Eoceno inferior; 8, Eoceno medio-Aquitaniense; 9, Burdigaliense-Langhiense; 10, Derrubios de ladera; 11, Cuaternario indiferenciado.

Las margas del tramo I han suministrado fauna aptense (*Leupoldina cabri* (Sigal), *L. pustulans* (Bolli), *L. reicheli* (Bolli), *Globigerinelloides blowi* (Bolli), *G. gottisi* (Chevalier)). La edad de resto de la secuencia es difícil de establecer por la ausencia de microfósiles en los niveles autóctonos. Por correlaciones con otras sucesiones de la misma zona (Baena et al. 1977) se puede incluir en el intervalo Cenomanense superior-Coniacense y, quizás, el Santonense.

En los cantos calizos y arcillosos incluidos en los niveles conglomeráticos de los tramos II y V se ha encontrado fauna del Albense superior - Cenomanense inferior (*Favusella washitensis*, *Rotaliporas*, *Praeglobotruncanas*).

### **Mineralogía**

Para el estudio mineralógico se tomaron 5 muestras en la serie de la "Hoya de las Vacas" y 7 en "El Puerto". Debido a la variabilidad de facies que existe entre las muestras seleccionadas, se indica a continuación la naturaleza de cada una de ellas.:

- HV-5 = Hemipelagita
- HV-4 = Marga turbidítica con oolitos
- HV-3 = Arcilla negra pelágica
- HV-2 = Canto de marga incluido en una brecha olistostrónica
- HV-1 = Arcilla verde incluida en la misma brecha anterior,
  
- PU-7 = Nivel arcilloso incluido en el olistostroma superior
- PU-6 = Hemipelagita
- PU-5 = Marga autóctona
- PU-4 = Pelita turbidítica
- PU-3, 2 y 1 = Margas verdes aptenses.

#### **A) MINERALOGIA TOTAL**

La mineralogía determinada en cada una de las muestras arriba indicadas se expresa en la figura III.3.9, especificándose en la tabla XIV del Anexo I el porcentaje de cada componente.

Tres únicos minerales constituyen casi el 100% en todos los casos: filosilicatos, cuarzo y calcita. Aparte de éstos, se han identificado feldespatos y clinoptilolita en las dos series, ópalo CT en "El Puerto" y dolomita, jarosita y natrojarosita en la "Hoya de las Vacas". Los dos últimos minerales citados aparecen formando niveles muy finos y nódulos pequeños, asociados a veces con cuarzo y clinoptilolita.

Se puede concluir que, como norma general, las muestras arcillosas de

color oscuro incluidas en las brechas olistostrómicas son muy pobres en calcita, o bien carecen de este mineral. Este hecho aparece igualmente en algunas facies hemipelágicas, si bien en otras facies similares el contenido de carbonato cálcico alcanza valores importantes, como ocurre en las muestras aptenses de la base de *El Puerto*. Las mayores concentraciones de este mineral tienen lugar siempre en las pelitas turbidíticas.

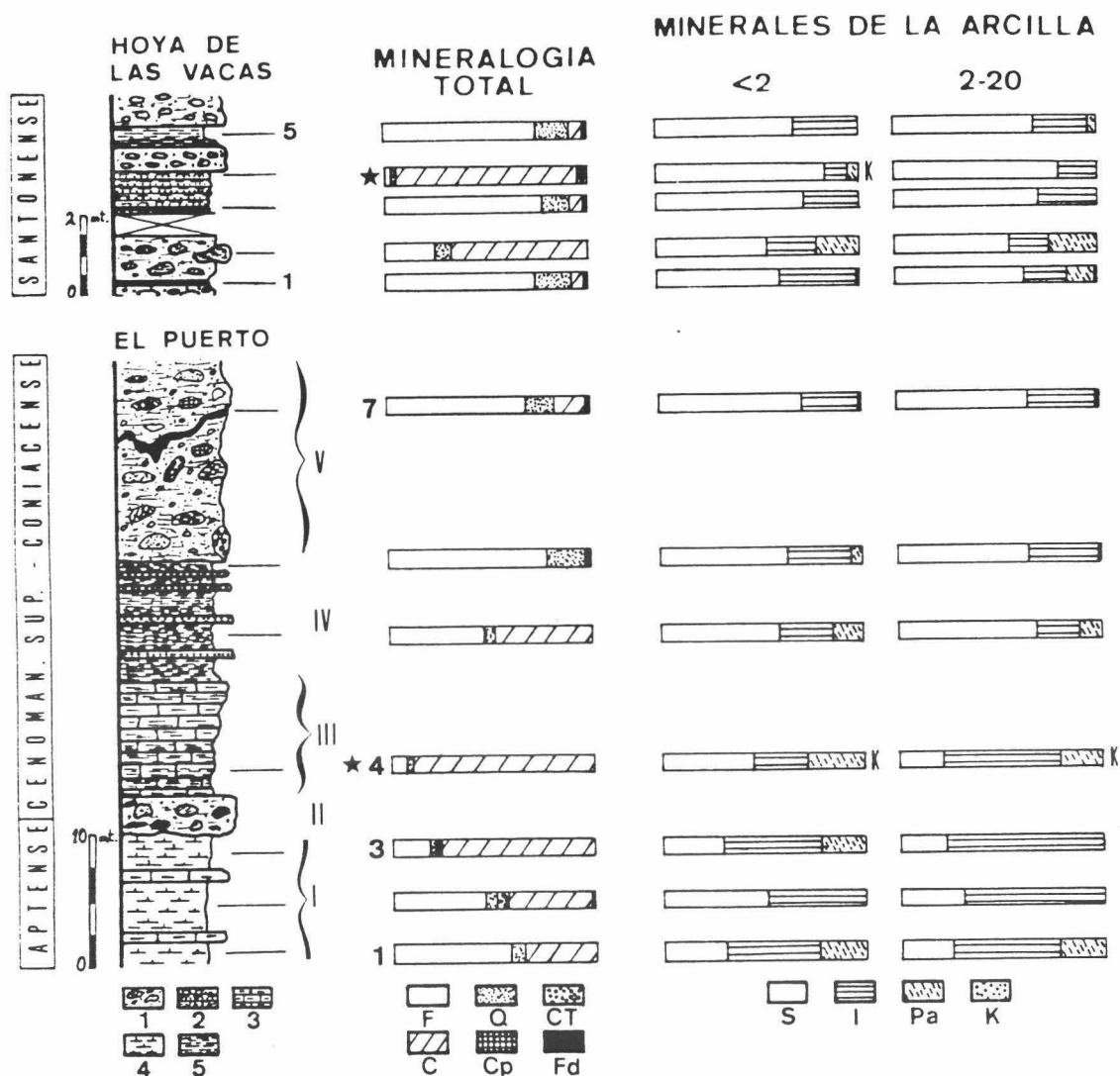


FIGURA III.3.9. Litología, mineralogía total y mineralogía de arcillas encontrada en las secuencias de la "Hoya de las Vacas" y "El Puerto". Con una estrella se marcan las pelitas turbidíticas.

1, Olistostromas; 2, Calcarenitas oolíticas; 3, Margocalizas; 4, Margas; 5, Arcillas.

F, Filosilicatos; Q, Cuarzo; CT, ópalo CT; C, Calcita; Cp, Clinoptilolita; Fd, Feldspatos; S, Esmectitas; I, Ilita; Pa, Paligorskita; K, Caolinita.

Por otra parte, se aprecia que la cantidad de cuarzo está fuertemente condicionada por el efecto de dilución que sobre este componente ejerce la proporción de carbonatos.

#### B) MINERALES DE LA ARCILLA

En ambas secuencias se han identificado los mismos minerales, todos ellos coincidentes con los ya referidos en "Rambla Seca" y "Valdeinfierno": esmectitas, illita, paligorskita y caolinita. Los dos primeros son dominantes en todas las muestras, aunque en algunas alcanza particular importancia la paligorskita. La caolinita siempre está en cantidades muy pequeñas.

La distribución de estos componentes en las facies hemipelágicas y turbidíticas no sigue una pauta concreta en ninguna de las dos fracciones estudiadas, hecho llamativo si se considera la diferente naturaleza que posee cada una de las muestras. Sin embargo, sí se observan tres rasgos que conviene resaltar:

- *La alta cantidad de illita presente en las muestras inferiores de la serie de "El Puerto", esto es, en las margas aptenses,*
- *El claro dominio de las esmectitas en la parte superior de esta secuencia y en la "Hoya de las Vacas",*
- *La aparente relación directa existente entre las proporciones de calcita y paligorskita,*

#### C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

En la tabla III.3.4 se expresan los diferentes valores correspondientes a las medidas efectuadas sobre el cuarzo, esmectitas e illitas de estas dos series.

De las diversas consideraciones que se deducen de estos parámetros conviene destacar las siguientes:

*Las diferencias entre hemipelagitas y pelitas turbidíticas son mínimas,*

- a) *La cristalinidad de la illita es, en general, elevada. Las margas aptenses de la base de "El Puerto" poseen la cristalinidad más baja,*
- b) *Las esmectitas de la "Hoya de las Vacas" poseen un elevado índice de Biscaye, próximo a 0,80. En la parte superior de "El Puerto" se mantiene este carácter, pero disminuye drásticamente en la base, coincidiendo con el incremento en el porcentaje de illita que experimentan estas muestras,*
- c) *Las illitas son aluminicas, como demuestran tanto la relación de intensidades*



entre las reflexiones a 5Å y 10Å y el índice  $h_0$ .

d) Las esmectitas son dioctaédricas, según se deduce del  $h_0$ . Sin embargo pueden alcanzar proporciones elevadas de Fe y Mg en la capa octaédrica.

e) La relación  $I_{(100)}/I_{(101)}$  del cuarzo es mayor en "El Puerto", factor que puede muy bien deberse a la existencia en esta serie de ópalo CT.

TABLA III.3.4. Parámetros cristalográficos medidos en los minerales de las pelitas de "El Puerto" y "Hoya de las Vacas"

Muestra	< 2 micras					2 - 20 micras					
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
HV-5	0,20	0,32	0,25	0,79	14,0	0,30	0,48	9,003	9,035	0,81	15,0
HV-4	--	0,35	0,26	0,78	13,0	0,35	0,42	9,004	9,032	0,68	15,0
HV-3	0,22	0,35	0,25	0,82	14,0	0,26	0,45	9,001	9,029	0,86	14,5
HV-2	0,32	0,40	0,28	0,77	13,0	0,32	0,40	9,004	9,035	0,77	15,5
HV-1	0,18	0,30	0,30	0,72	14,5	0,40	0,30	8,999	9,031	0,80	14,5
Media	0,23	0,35	0,27	0,78	13,8	0,34	0,41	9,003	9,033	0,78	14,9
PU-7	0,26	0,40	0,21	0,77	15,2	0,20	0,40	8,999	9,042	0,81	15,5
PU-6	0,24	0,45	0,25	0,70	15,0	0,21	0,50	9,001	9,035	0,76	14,6
PU-5	0,16	0,40	0,22	0,79	14,5	0,25	0,50	9,002	9,038	0,82	14,5
PU-4	--	0,42	0,20	0,70	13,0	0,25	0,50	9,006	9,046	0,75	14,5
PU-3	--	0,45	0,20	0,58	13,5	0,30	0,45	9,002	9,039	0,42	14,0
PU-2	0,27	0,45	0,30	0,69	14,5	0,30	0,48	9,003	9,039	0,50	15,0
PU-1	0,25	0,45	0,28	0,52	13,8	0,30	0,42	9,004	9,041	0,45	14,0
Media	0,24	0,43	0,23		14,2	0,26	0,47	9,002	9,040		14,6

1.  $I_{(100)}/I_{(101)}$  Cuarzo
2.  $I_c$  Ilita, en 2 $\theta$ , (<2 $\mu$ )
3.  $I_{5\text{Å}}/I_{10\text{Å}}$  Ilita (<2 $\mu$ )
4. Ind. Biscaye (<2 $\mu$ )
5. (001) Esmectitas (<2 $\mu$ )

6.  $I_c$  Ilita (2-20  $\mu$ )
7.  $I_{5\text{Å}}/I_{10\text{Å}}$  Ilita (2-20  $\mu$ )
8.  $h_0$  Ilita (2-20  $\mu$ )
9.  $h_0$  Esmectita (2-20  $\mu$ )
10. Ind. Biscaye (2-20  $\mu$ )
11. (001) Esmectitas (2-20 $\mu$ )

#### D) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se recogen en la tabla III.3.5 los diversos análisis realizados sobre algunas partículas arcillosas presentes en estas secuencias. Las proporciones atómicas de las esmectitas coinciden, en general, con los deducidos en la medida de sus parámetros cristalográficos, aunque se pueden observar composiciones ricas en Fe y/o Mg. Igualmente, se constata que la paligorskita es relativamente pobre en Mg.

Se debe hacer notar, por último, la naturaleza cálcica de los cristales de clinoptilolita analizados, hecho de cierta importancia como posteriormente se discutirá al tratar sobre la génesis de esta zeolita.

TABLA III.3.5. Proporciones atómicas de algunas esmectitas, ilitas, paligorskitas y clinoptilolitas analizadas en las secuencias de "El Puerto" (PU) y la "Hoya de las Vacas" (HV).

Serie	Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Ti	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
HV	Esmectita	3,77	0,23	1,18	0,41	0,44	tr	0,122	0,31	--	2,673	3,439
HV	Esmectita	3,08	0,92	0,71	0,91	0,87	tr	0,060	0,21	--	1,889	1,791
HV	Esmectita	3,64	0,36	1,35	0,29	0,25	--	0,115	0,39	tr	2,128	5,896
PU	Esmectita	3,82	0,18	1,27	0,37	0,40	--	0,051	0,32	--	2,634	3,917
PU	Esmectita	3,78	0,22	1,31	0,38	0,36	--	0,115	0,19	tr	2,486	4,026
PU	Esmectita	3,78	0,22	1,39	0,26	0,35	--	0,120	0,31	tr	2,341	6,192
PU	Esmectita	3,63	0,37	1,49	0,16	0,39	--	0,140	0,35	tr	1,951	11,625
PU	Esmectita	3,61	0,39	1,33	0,29	0,41	--	0,085	0,51	--	2,111	5,896
PU	Esmectita	3,63	0,37	1,32	0,21	0,42	tr	0,317	0,31	--	2,147	8,047
PU	Esmectita	3,42	0,58	1,50	0,22	0,36	tr	0,006	0,72	--	1,644	9,454
PU	Iilita	3,63	0,37	1,72	0,15	0,02	--	---	0,92	--	1,736	13,800
PU	Iilita	3,72	0,28	1,85	0,06	--	--	---	0,84	--	1,746	35,500
HV	Paligorsk	8,00	--	1,07	0,88	1,75		0,131				
HV	Paligorsk	7,90	0,10	1,22	0,59	1,82						
PU	Paligorsk	8,00	--	1,31	0,75	1,92						
PU	Paligorsk	7,95	0,05	1,12	0,81	1,79		0,120				
PU	Clinoptil	28,91	--	6,07	0,32	--		2,020	1,13	2,02		
PU	Clinoptil	29,04	--	6,27	0,28	--		1,420	1,54	3,48		

#### E) ANALISIS QUIMICOS

Se han analizado 3 muestras pertenecientes a la serie de "El Puerto" y 2 de la "Hoya de las Vacas". Los resultados que se han obtenido se expresan en la tabla III.3.6.

TABLA III.3.6. Análisis químicos realizados en las pelitas de estas dos secuencias. HV=Hoya de las Vacas; PU=El Puerto.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	Co	V	Ni	Cu	Zn	Li	Pb	Rb
HV-3	50,60	23,47	5,38	0,44	0,40	2,66	0,64	3,35	0,35	0,02	100	70		25	75	180	30	35	385
HV-1	52,45	20,70	5,40	0,37	0,65	3,29	0,66	3,25	0,60	0,02	50	80		25	60	140	30	35	365
PU-6	49,50	23,12	6,02	0,25	0,20	2,37	0,75	3,30	0,27	0,03	100	70		25	70	180	25	35	270
PU-3	46,80	19,65	6,70	0,11	0,57	5,30	0,99	3,10	0,22	0,05	115	92		25	170	205	30	40	180
PU-1	43,30	19,90	5,13	0,13	0,85	2,71	0,74	3,61	0,38	0,05	70	70		25	92	125	20	40	175

Las pérdidas por calcinación son: PU-1=14,7; PU-3=13,2; PU-6=12,55; HV-1=12,53; HV-3=12,60.

#### F) ANALISIS TERMICOS

Se resume en la figura III.3.10 el comportamiento térmico de las pelitas analizadas en estas sucesiones. En ella se han colocado conjuntamente las curvas de ATD pertenecientes a las muestras PU-7 y HV-1, así como la curva DTG de la primera de ellas.

Los comentarios que de esta gráfica se pueden realizar son los siguientes:

- El primer endotérmico, aproximadamente a 150°C, es de geometría simple. Este hecho evidencia que un catión monovalente domina en la intercapa de las esmectitas. La pérdida de agua en las distintas muestras analizadas se estima en un valor comprendido entre 7.2 y 9.15 % (Zona (1)).

- La proporción de materia orgánica es baja. Las cantidades varían de unas muestras a otras, oscilando los valores entre 0.86 y 1.35 % (Zona (2)).

- La Zona (3) representa la pérdida de grupos (OH) en las ilitas, reacción que tiene lugar en torno a los 580°C.

- El endotérmico que se observa a 730°C corresponde a la deshidroxilación de las esmectitas. Ésta ocurre a temperaturas variables, dependiendo del catión de cambio, del molido de la muestra y de los minerales asociados (Mackenzie, 1970). En nuestro caso se pone de manifiesto nuevamente que el catión de cambio principal es el K, aunque la temperatura de 730°C señala igualmente una pequeña cantidad de Ca. Ambos han sido detectados mediante microscopía electrónica y excluyen al Mg como catión de cierta importancia en esta capa.

La pérdida ocasionada por esta reacción (Zona (4)) se estima comprendida entre 1.28 y 4.70%.

- Los endotérmicos a 840-880°C se deben a la calcita cuya naturaleza, ligeramente magnésica, contribuye a resaltar el endotérmico anterior (Webb & Krüger, 1970). La pérdida que la liberación de dióxido de carbono produce se marca claramente en la curva de DTG (Zona (5)).

- El último exotérmico (905°C) es debido a las esmectitas.

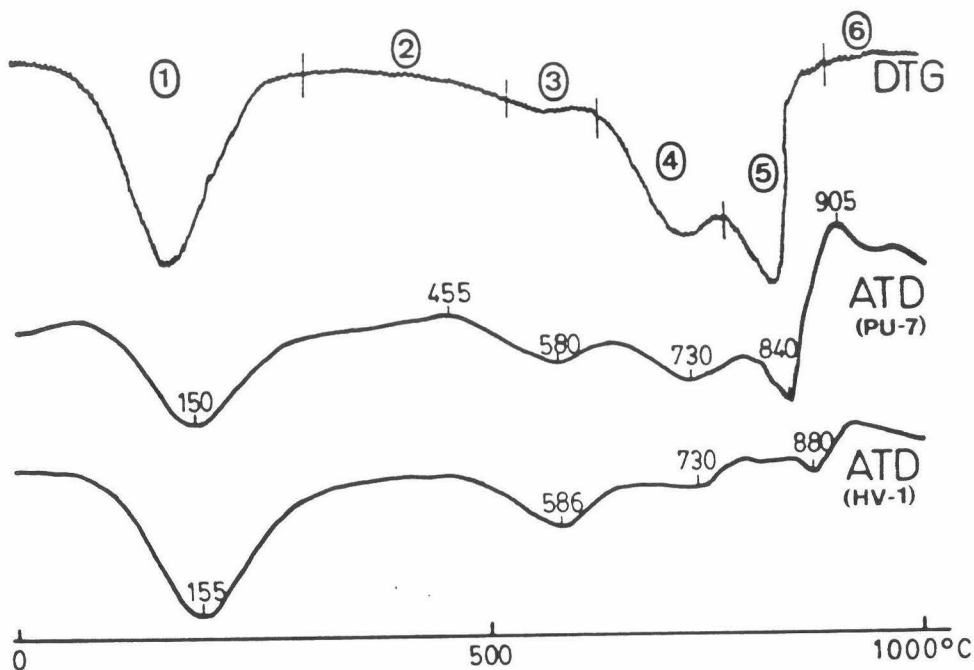


FIGURA III,3,10, Curvas de ATD obtenidas en las muestras PU-7 y HV-1 y curva DTG perteneciente a la primera de ellas.

El primer endotérmico tiene lugar alrededor de los 150°C, pudiendo ser simple, como en el caso de la figura, o desdoblarse en dos, a 140 y 160°C. La explicación al desdoblamiento puede residir (Földvári, 1958, y Cole & Hosking, 1957), en la mezcla de illita y esmectita que hay en las muestras, o bien a la presencia de algunas esmectitas cálcicas. La explicación que estos mismos autores ofrecen para un endotérmico simple hace mención a la riqueza en K de las esmectitas.

Por otra parte, la proporción de materia orgánica es mínima -menor del 1%- , pasando insensiblemente del exotérmico a 440°C a un endotérmico que ocurre a 560°C. éste se debe a la deshidroxilación de la illita y, en menor grado, de la caolinita. La pérdida representa un 2.85% del total.

Aparecen a continuación dos endotérmicos a 690 y 790°C. Si bien el primero tiene fácil explicación, si se imagina que las esmectitas son de tipo beidellítico, el segundo no lo es tanto. Probablemente se deba a la existencia de dos tipos diferentes de esmectitas, o bien (Földvári, 1958), a la elevada cantidad de K que se encuentra en las esmectitas. La presencia de una pequeña cantidad de calcita magnésica en esta muestra podría explicar, igualmente, este hecho (Webb & Heystek, 1957).

Los últimos picos -endotérmico a 960°C y exotérmico a 912°C- parecen reafirmar el carácter beidellítico de las esmectitas.

#### F) ANÁLISIS QUÍMICOS

Se han realizado sobre cinco muestras de la secuencia de "Valdeinferno". Destaca el bajo contenido en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y la alta proporción de Cr, Co, Ni y V. En la tabla III.3.3 se indican los diversos porcentajes y ppm's correspondientes a cada elemento y muestra.

*TABLA III.3.3. Análisis químicos efectuados sobre las pelitas de la serie denominada "Valdeinferno".*

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	Co	V	Ni	Cu	Zn	Li	Pb	Rb
VAL-17	62,59	13,97	5,03	0,90	1,12	2,32	1,05	3,31	0,37	0,02	100	70	59	248	100	61	31	6	94
VAL-12	60,50	16,31	5,24	0,71	1,73	2,12	0,74	3,29	0,33	0,02	100	65	59	200	97	56	29	13	109
VAL-8	66,00	12,84	5,78	0,62	1,24	2,40	0,57	2,97	0,35	0,02	75	64	59	249	80	90	24	6	90
VAL-4	71,95	10,04	4,09	0,54	0,74	1,96	1,16	2,72	0,36	0,01	70	42	56	188	50	57	21	13	74
VAL-3	63,15	14,40	5,36	0,50	0,75	2,22	0,82	3,47	0,36	0,02	100	65	89	150	68	101	26	13	91

Las pérdidas por calcinación son: VAL-3=7,25; VAL-4=6,24; VAL-8=6,59; VAL-12=8,44; VAL-17=7,26.

### III.3.3. SUCESION DEL RIO DE LA VENTA

Esta sucesión pertenece a uno de los afloramientos más idóneos de materiales de edad Cretácico medio que se pueden estudiar en el Penibético de la provincia de Málaga y fue establecida por Cruz San Julián (1974). La sucesión cretácica aflora en la vertiente meridional de la Sierra de Peñarrubia, al este de la localidad de Teba y en las proximidades del Río de la Venta (figura III.3.11). El corte se ha levantado en el talud de la carretera nacional 341 que une Campillos con Ronda, unos 100 metros al este del puente sobre el citado río, y corresponde a la sección que Rebollo (1980) denomina Teba-3. La potencia de la sucesión muestreada es de unos 23 metros, distinguiéndose dos conjuntos litológicos:

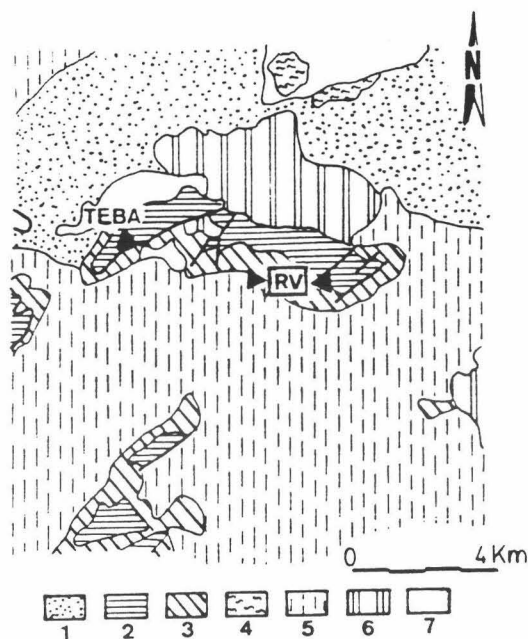


FIGURA III.3.11, Localización de la serie del "Río de la Venta" (RV), sobre un esquema geológico tomado de Fontboté et al. (1972).

1, Trias Keuper; 2, Dogger-Malm; 3, Cretácico medio-superior; 4, Cretácico superior-Eoceno; 5, Eoceno-Oligoceno; 6, Tortonense; 7, Cuaternario.

1) Comprende los 21 metros inferiores y está constituido por margas y margocalizas amarillentas, grises y verdosas que alternan con algunos niveles calizos. La estratificación es muy fina y tiene aspecto pizarroso. Según Rebollo (1980) el límite Albense-Cenomanense se encuentra en la parte superior de este tramo (metro 17.20).

II) Margocalizas pizarrosas grises oscuras y verdosas, con una potencia de 2,3 metros.

En las margas y margocalizas de ambos tramos es frecuente encontrar nódulos de pirita alterados a limonita.

Sobre el tramo II se sitúan las "capas rojas" del Cretácico superior (Coniacense-Turonense?, Linares, 1977).

La edad de los materiales muestreados es Albense superior-Cenomanense inferior (Rebollo, *op. cit.*).

### **Mineralogía**

En la columna litológica de esta sucesión (fig. III.3.12) se indica la posición de las muestras analizadas, su mineralogía global y de arcillas. Los datos pormenorizados correspondientes a la mineralogía de cada muestra se adjuntan en la tabla XV del Anexo I .

#### **A) MINERALOGIA GLOBAL**

Filosilicatos, cuarzo y calcita han sido los únicos componentes detectados en todas las muestras. La proporción de estos minerales es similar en los dos tramos de la secuencia, por lo que se expresa de forma conjunta en la figura III.3.13 las concentraciones medias de cada uno de ellos.

Aunque existen variaciones evidentes de unas muestras a otras, fundamentalmente en el par filosilicatos-calcita, éstas no son excesivamente significativas como para establecer una tendencia en la distribución vertical de los diversos componentes minerales.

#### **B) MINERALOGIA DE ARCILLAS**

Se han determinado esmectitas, illita y paligorskita. La proporción de estos componentes arcillosos es muy homogénea en el tramo inferior (I) de la secuencia, como se aprecia bien en la figura III.3.12. Por el contrario, en el tramo superior (II) -de edad Cenomanense inferior- las variaciones mineralógicas son de cierta importancia.

Además de este rasgo, cabría destacar las siguientes características:

*- Las esmectitas son el componente mayoritario en todas las muestras, siendo ligeramente más abundantes en la fracción comprendida entre 2 y 20 $\mu$ .*

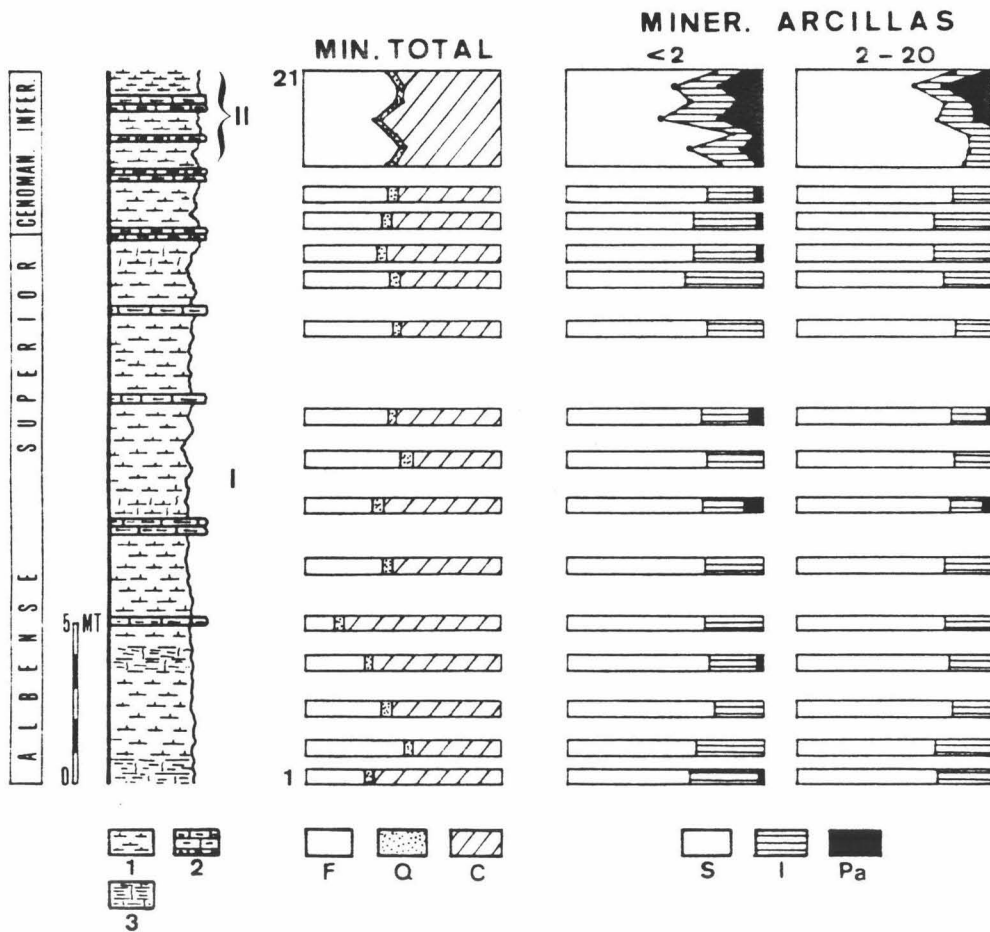


FIGURA III.3.12, Litología, edad y mineralogía de la secuencia del "Río de la Venta".  
 1, Margas; 2, Calizas margosas; 3, Margas arcillosas.  
 F=Filosilicatos; Q=Cuarzo; C=Calcita; S=Esmectitas; I=Ilita; Pa= Paligorskita,

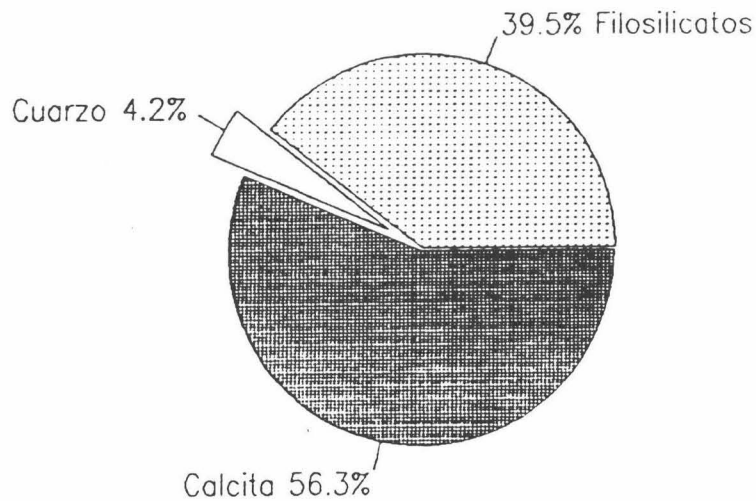


FIGURA III.3.13, Mineralogía global media de la serie del "Río de la Venta".

- La paligorskita tiene en general un tamaño pequeño ( $<2\mu$ ) y su proporción alcanza valores de cierta importancia -hasta un 25%- en algunas muestras. Se concentran fundamentalmente en el tramo superior (II), de edad Cenomanense inferior.

Una representación simplificada que muestra la mineralogía media de arcillas encontrada en las pelitas de esta secuencia se da en la figura III.3.14.

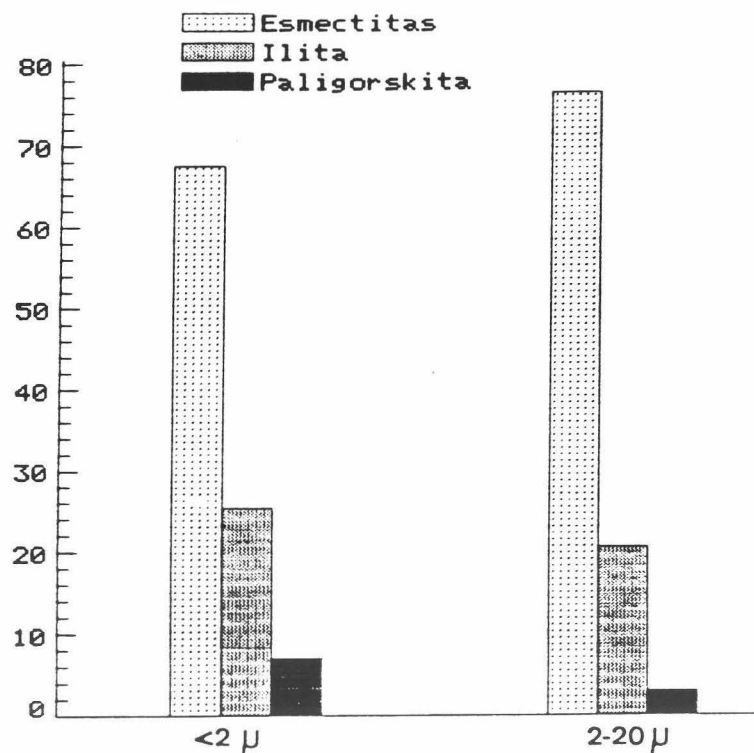


FIGURA III.3.14, Mineralogía media de arcillas de las fracciones arcilla ( $<2\mu$ ) y limo ( $2-20\mu$ ) de la serie del "Río de la Venta".

### C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

La tabla III.3.7 ofrece los datos obtenidos en el cálculo de diversos parámetros. Se comenta a continuación el significado de alguno de ellos.

- a) El contenido medio de moles de  $CO_3Mg$  en la calcita es bajo, y se sitúa en torno al 0,8%.
- b) La relación de intensidades media entre las reflexiones de 4,25 Å y 3,33 Å del cuarzo es 0,230, valor que en opinión de Eslinger et al. (1983) corresponde a cuarzoes detríticos de grano fino propio de sedimentos oceánicos.
- c) La illita tiene una cristalinidad relativamente baja, con valores semejantes en ambas fracciones y próximos a 0,55  $2\theta$ , aunque este valor es poco significativo, ya que la reflexión a 10Å es siempre poco nítida.



- d) La relación de intensidades entre las reflexiones de 5 Å y 10 Å de la illita ofrece valores medios de 0,20 en los cristales menores de 2µ y, aunque no recogidos en la tabla por problemas de espacio, 0,25 en los comprendidos entre 2 y 20 µ. Estos valores indican una destacable cantidad de Fe y Mg en la capa octaédrica, acorde con Dunoyer de Segonzac (1969) y Esquevín (1969).

TABLA III.3.7. Parámetros cristalográficos pertenecientes a las arcillas de la sucesión del "Río de la Venta".

Muestra	Mineral, total		< 2 micras				2 - 20 micras					
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
RV-21	3,042	0,180	0,60	0,10	12,5	0,64	0,50	1,9949	15,0	0,64	9,039	9,012
RV-20	3,043	0,195	0,50	0,15	12,6	0,58	0,50	1,9982	15,0	0,64	9,045	9,003
RV-19	3,035	0,210	0,50	0,20	13,0	0,65	0,45	2,0024	15,0	0,66	9,042	9,015
RV-18	3,042	0,223	0,60	0,12	13,0	0,57	0,45	1,9993	15,0	0,64	9,051	9,008
RV-17	3,034	0,206	0,50	0,20	13,0	0,67	0,50	2,0134	15,4	0,73	9,056	9,003
RV-16	3,033	0,230	0,50	0,25	14,0	0,65	0,50	1,9963	15,0	0,70	9,048	9,005
RV-15	3,033	0,248	0,55	0,12	12,7	0,65	0,50	1,9935	15,1	0,66	9,042	8,999
RV-14	3,034	0,248	0,50	0,21	12,8	0,66	0,50	1,9945	14,5	0,71	9,043	9,007
RV-13	3,032	0,231	0,60	0,25	12,8	0,74	0,50	1,9959	14,5	0,64	9,042	9,001
RV-12	3,033	0,235	0,65	0,20	12,5	0,61	0,55	1,9941	14,5	0,60	9,048	8,999
RV-11	3,034	0,248	0,60	0,20	12,8	0,70	0,55	1,9955	14,5	0,68	9,051	9,002
RV-10	3,033	0,250	0,60	0,20	12,5	0,73	0,60	1,9938	14,5	0,68	9,045	9,008
RV-9	3,032	0,245	0,65	0,22	12,5	0,74	0,55	2,0007	14,0	0,66	9,048	9,008
RV-8	3,033	0,230	0,65	0,27	13,0	0,61	0,55	1,9960	14,5	0,74	9,051	9,001
RV-7	3,032	0,234	0,55	0,21	12,8	0,73	0,45	1,9976	15,0	0,65	9,048	9,000
RV-6	3,033	0,240	0,60	0,21	13,0	0,64	0,50	1,9950	14,5	0,60	9,045	8,999
RV-5	3,032	0,231	0,60	0,23	13,2	0,50	0,50	1,9962	15,0	0,61	9,045	9,003
RV-4	3,032	0,225	0,60	0,20	12,5	0,68	0,60	1,9955	14,2	0,62	9,045	9,002
RV-3	3,033	0,245	0,60	0,23	12,5	0,67	0,60	1,9950	14,5	0,65	9,048	9,003
RV-2	3,033	0,231	0,61	0,22	13,0	0,65	0,60	1,9945	14,5	0,59	9,044	9,002
RV-1	3,032	0,250	0,65	0,21	13,0	0,65	0,60	1,9953	14,5	0,58	9,048	9,001
Media	3,033	0,230	0,59	0,20	12,9	0,66	0,53	1,9969	14,7	0,65	9,046	9,004

1. (10 $\bar{1}$ 4) Calcita
2. I (100)/I(101) Cuarzo
3. Ic Illita, en 2θ, (<2µ)
4. I<sub>2A</sub>/I<sub>10A</sub> Illita (<2µ)
5. (001) Esmeclita (<2µ)
6. Ind. Biscaye (<2µ)

7. Ic Illita (2-20µ)
8. (0010) Illita (2-20µ)
9. (001) Esmeclita (2-20µ)
10. Ind. Biscaye (2-20µ)
11. Bo Esmeclita (2-20µ)
12. Bo Illita (2-20 µ)

- e) El espaciado basal de la illita oscila en estrechos márgenes, con valores medios de 9,98 Å en la fracción limo y 10,00 en la <2µ. Esta cifra corresponde a illitas muy pobres en Na.
- f) Se observa una notable diferencia en el espaciado basal de las esmeclitas que se concentran en cada fracción.
- g) Los valores del Índice de Biscaye son relativamente altos y muy semejantes en ambas fracciones (0,66 y 0,65).
- h) Los valores del bo de las esmeclitas muestran el carácter dioctaédrico de éstas, con unas proporciones de Fe+Mg en la capa octaédrica en torno a 0,8-1,0 átomos por media celdilla unidad.

#### D) MICROSCOPIA ELECTRONICA

Esta técnica ha permitido determinar algunas composiciones de cristales de esmectitas e illitas. La distribución de los distintos elementos y su proporción se indica en la tabla III.3.8. Los datos en ella contenidos concuerdan aceptablemente con los deducidos a partir de la difracción de rayos X.

TABLA III.3.8. Proporciones atómicas de algunos cristales de esmectita e illita analizados mediante EDAX y pertenecientes a la serie del "Río de la Venta".

Mineral	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Ti	Ca	K	Na	Si/Al	Al/Fe
Esmectita	3,82	0,18	1,22	0,43	0,33	tr	0,019	0,53	tr	2,728	3,259
Esmectita	3,81	0,19	1,05	0,41	0,66	--	0,145	0,21	tr	3,096	2,996
Esmectita	3,65	0,35	1,55	0,22	0,25	--	0,008	0,51	--	1,914	8,632
Esmectita	3,88	0,12	1,37	0,30	0,29	--	0,109	0,30	--	2,601	4,945
Esmectita	3,65	0,35	1,12	0,46	0,50	tr	0,054	0,50	--	2,483	3,211
Esmectita	3,86	0,14	1,34	0,32	0,20	--	0,084	0,42	--	2,531	4,763
Esmectita	3,79	0,21	1,44	0,26	0,14	--	0,153	0,53	--	2,308	6,334
Illita	3,34	0,66	1,33	0,42	0,33	--	---	0,74	--	1,673	4,758
Illita	3,62	0,38	1,79	0,09	--	--	---	0,86	--	1,649	24,111
Illita	3,60	0,40	1,53	0,13	0,28	--	---	0,65	--	1,860	14,433

#### E) ANALISIS QUIMICOS

La tabla III.3.9 recoge los datos químicos obtenidos en el análisis de tres de las muestras pertenecientes a esta secuencia. Los datos son, en general, semejantes para todas las muestras.

TABLA III.3.9. Análisis químicos realizados en algunas pelitas de la sucesión del "Río de la Venta".

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	Co	V	Ni	Cu	Zn	Li	Pb	Rb
RV-19	62,02	13,05	4,38	0,25	0,94	2,31	0,83	1,75	0,46	0,04	75	60		25	30	85	20	35	110
RV-11	60,50	18,43	4,80	0,64	1,07	3,86	1,46	2,96	0,54	0,02	100	85		25	50	140	35	50	145
RV-2	61,53	15,21	2,92	0,23	0,89	2,83	1,48	2,05	0,54	0,03	100	60		25	45	180	25	35	105

Las pérdidas por calcinación son: RV-2 = 8,95; RV-11 = 9,78; RV-19 = 10,53.

#### F) ANALISIS TERMICOS

La alta cantidad de calcita que tienen todas las muestras de esta serie hace que las curvas de ATD muestren un gran endotérmico a 880-900°C. Además de éste se observan otros pequeños endotérmicos a 140-190°C, 578°C

y 780°C explicables bien por la pérdida de agua y de grupos (OH) en los cristales de esmectitas e ilitas o bien por la existencia de una pequeña cantidad de dolomita, y un suave exotérmico a 460°C debido a la presencia de materia orgánica. La cantidad de esta se puede evaluar en la muestra RV-11 en un 0.7%. La figura III.3.15 muestra precisamente las curvas ATD y DTG obtenidas para esta muestra.

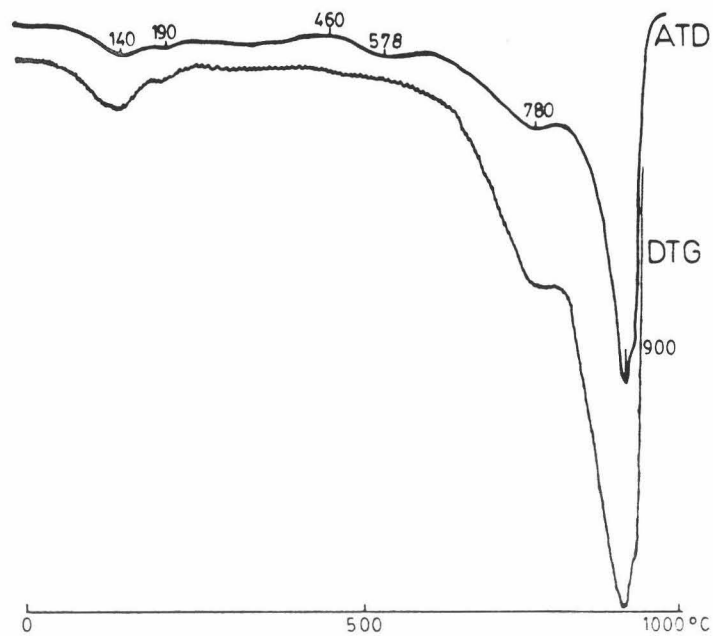


FIGURA III.3.15. Curvas ATD y DTG obtenidas para la muestra RV-11.

### III.3.4. SUCESION DEL PUERTO DEL VIENTO

Esta sucesión ha sido estudiada junto al kilómetro 11 de la carretera N. 344, que une Ronda con El Burgo, entre Sierra Blanquilla y Sierra de los Merinos. Un esquema de su situación geológica puede observarse en la figura III.3.16.

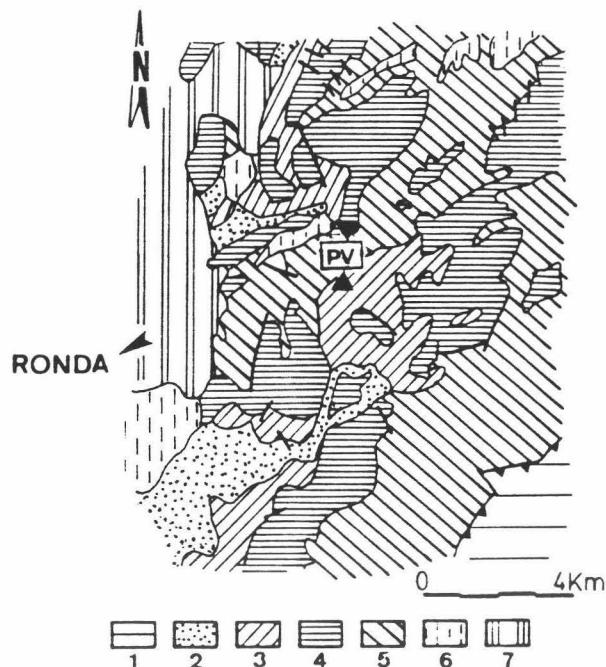


FIGURA III.3.16. Situación geológica de la secuencia del "Puerto del Viento" (PV) sobre la base cartográfica de Fontboté et al, (1972).

1, Maláguide; 2, Trias Muschelkalk; 3, Jurásico indiferenciado; 4, Dogger-Malm; 5, Cretácico medio-superior; 6, Eoceno-Oligoceno; 7, Tortonense.

Fue datada por Rebollo (1980), que reconoció materiales de edad Albense Superior y Cenomanense inferior. éstos reposan directamente sobre las calizas jurásicas de la Sierra Blanquilla y se disponen bajo las facies de "capas rojas" del Cretácico superior. Se han muestreado unos 22 metros, correspondientes a los niveles datados por Rebollo (*op. cit.*), distinguiéndose dos conjuntos litológicos que, de muro a techo, son los siguientes:

1) 15 metros de margocalizas grisáceas con frecuentes nódulos de pirita alterados y algunas intercalaciones de bancos más calizos. Algunos de ellos están constituidos por una auténtica concentración de *Globigerinas*, *Globotruncanas* y *Radiolarios*. Hacia la parte superior de este tramo (≈

metro 12) se localiza el límite Albense-Cenomanense.

II) 7 metros aproximadamente de margocalizas y calizas con sílex, todas de tonalidades oscuras. Dominan las calizas, apareciendo las margas como intercalaciones de pequeño espesor (5-10 cms.) Su edad es Cenomanense inferior.

### Mineralogía

En la figura III.3.17 se puede observar una representación de la litología y mineralogía de los niveles muestreados. Algunos minerales detectados en baja proporción no están expresados en la figura, si bien se recogen en la tabla XVI del Anexo I.

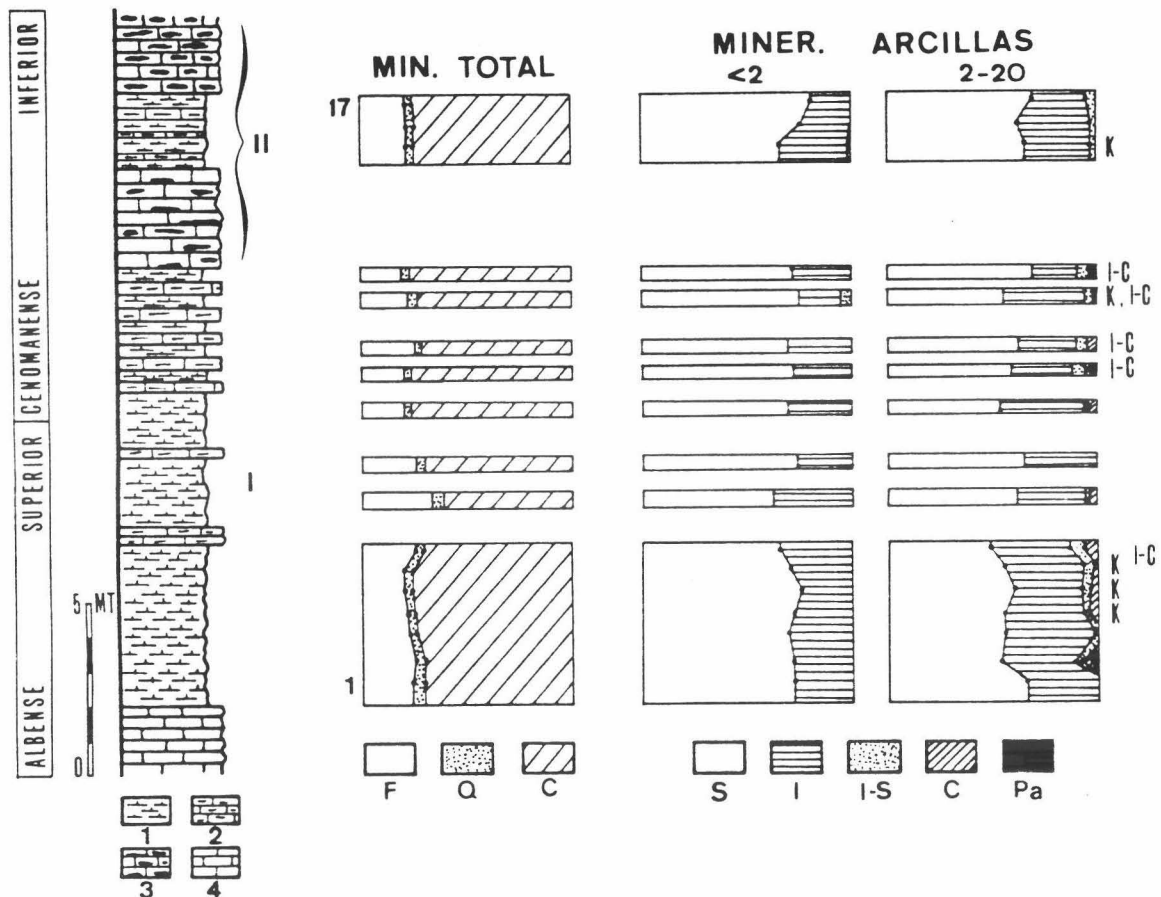


FIGURA III.3.17, Mineralogía total y de arcillas encontrada en la serie del "Puerto del Viento", junto a una representación de la litología de ésta.

1, Margas y margocalizas; 2, Calizas margosas; 3, Calizas con sílex; 4, Calizas.

F=Filosilicatos; Q=Cuarzo; C=Calcita; S=Esmectitas; I=Ilita; I-S=Interestratificado Ilita-Esmectita; K=Caolinita; C=Clorita; Pa= Paligorskita; I-C=Interestr., Ilita-Clorita.

#### A) MINERALOGIA GLOBAL

Al igual que ocurría en la secuencia anterior, sólo tres minerales aparecen en las muestras estudiadas en ésta. De ellos es la calcita el más abundante, con una proporción media cercana al 75%; los filosilicatos constituyen el 22-23% y el resto es cuarzo (véase la figura III.3.18).

La distribución de los tres componentes a lo largo de la secuencia es muy uniforme, no observándose diferencias entre los tramos I y II.

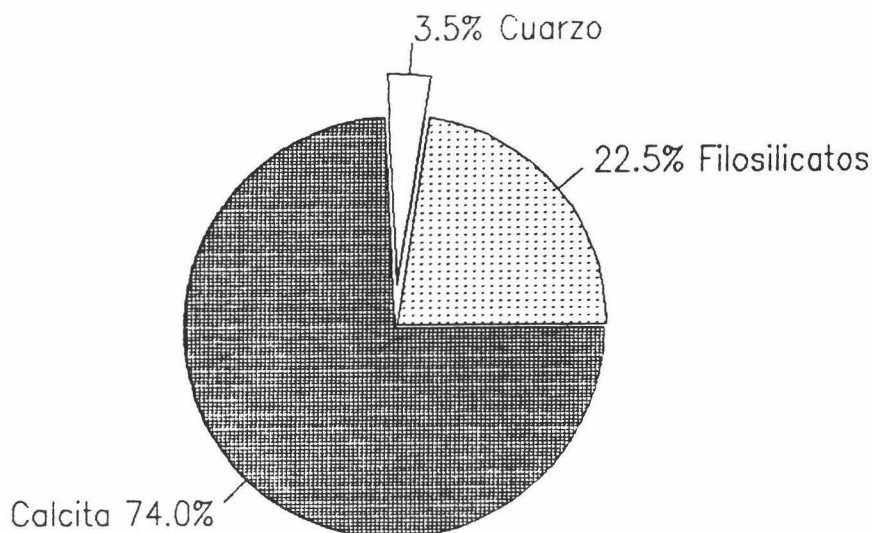


FIGURA III.3.18. Mineralogía global media de las margas analizadas en la serie del "Puerto del Viento".

#### B) MINERALOGIA DE ARCILLAS

Estos materiales tienen una mineralogía de arcillas relativamente compleja pues son siete los filosilicatos que se han reconocido. De ellos sólo dos tienen verdadera importancia cuantitativa: las esmectitas, que constituyen en la práctica totalidad de las muestras entre el 60 y el 70%, y la illita, con una media del 30%. Los restantes minerales encontrados son, en orden de abundancia, interestratificado illita-esmectita, clorita, caolinita, paligorskita e interestratificado illita-clorita. Los valores medios que alcanza cada mineral en las fracciones  $<2\mu$  y  $2-20\mu$  se expresa gráficamente en la figura III.3.19.

Algunas consideraciones inferidas de la observación de las dos últimas figuras y que conviene resaltar son las siguientes:

- La mineralogía de la fracción  $<2\mu$  es más simple, siendo bastante homogénea la distribución vertical de las esmectitas e illita.
- Las esmectitas se concentran preferentemente en la fracción arcilla, en tanto que la illita lo hace en la fracción limo.

- En esta última fracción existe una mayor variabilidad mineralógica en el tramo inferior (I) que en el superior (II).

- Se observa una tendencia a la disminución de las esmectitas en la base de la secuencia.

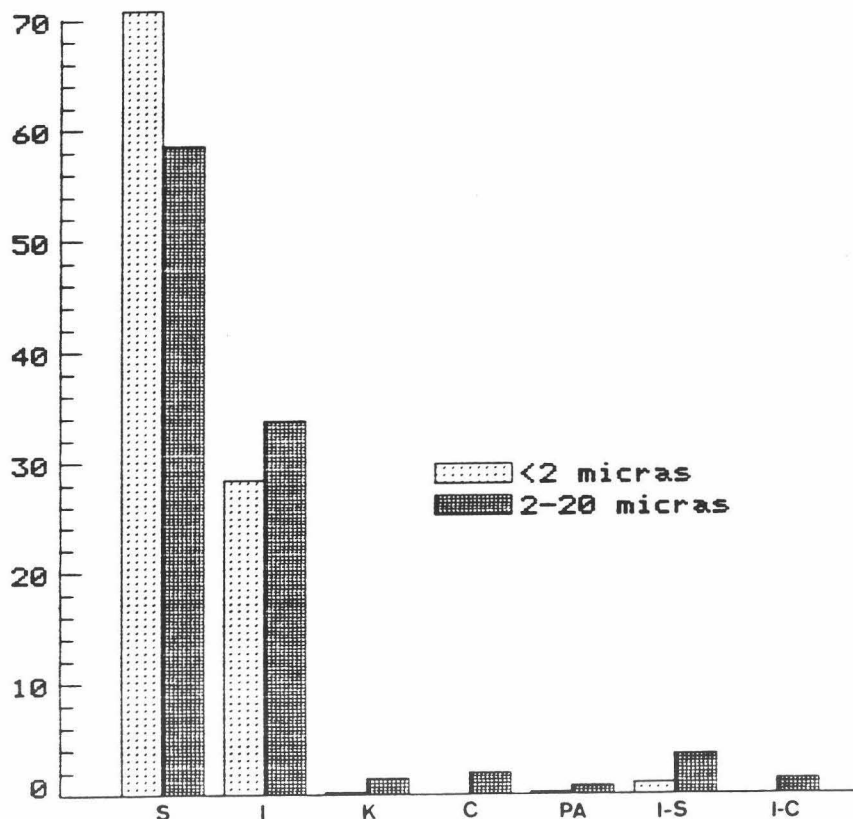


FIGURA III.3.19. Mineralogía media de arcillas encontrada en las fracciones arcilla (<2 $\mu$ ) y limo (2-20 $\mu$ ) de las pelitas del "Puerto del Viento".

S=Esmectitas; I=Ilita; K=Caolinita; C=Clorita; PA=Paligorskita; I-S=Interestratificado Ilita-Esmectita; I-C= Idem, Ilita-Clorita.

### C) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

En esta sucesión se han medido los mismos parámetros que en "Río de la Venta". La afinidad mineralógica de las dos sucesiones se constata por la semejanza de los datos obtenidos (compárese la tabla III.3.10 con la III.3.7). Existen similitudes en el espaciado (10 $\bar{1}$ 4) de la calcita, en la relación de intensidades entre los dos picos más importantes del cuarzo, en el espaciado basal de la ilita y esmectitas y, por último, en los índices  $h_0$  de esmectitas e ilita. Sin embargo, hay dos diferencias significativas:

- Las ilitas encontradas en "Puerto del Viento" tienen un índice de cristalinidad

más elevado, lo que en principio indicaría bien un grado de diagénesis mayor o bien una distinta naturaleza en la ilitas que llegaban a este ámbito,

- El índice de Biscaye en "Puerto del Viento" es bastante inferior al obtenido en "Río de la Venta", observándose valores en torno a 0,50. Este hecho puede estar ligado a la presencia de minerales como caolinita, clorita e interestratificados, que sugieren una alta influencia detrítica en el acúmulo de los materiales,

TABLA III.3.10. Parámetros cristalográficos medidos en las arcillas de "Puerto del Viento".

Muestra	Mineral, total		< 2 micras				2 - 20 micras					
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
PV-17	3,034	0,230	0,55	0,25	12,5	0,52	0,59	2,0159	15,0	0,40	9,042	9,010
PV-16	3,033	0,229	0,55	0,25	12,2	0,48	0,60	2,0150	15,0	0,33	9,048	9,011
PV-15	3,034	0,215	0,55	0,10	12,5	0,43	0,40	1,9905	15,0	0,45	9,031	9,008
PV-14	3,036	0,212	0,60	0,10	13,5	0,64	0,50	2,0160	15,0	0,50	9,047	9,009
PV-13	3,034		0,55	0,15	12,8	0,63	0,50	1,9907	15,0	0,42	9,051	9,010
PV-12	3,035	0,195	0,55	0,15	14,0	0,50	0,45	2,0050	15,0	0,45	9,052	9,011
PV-11	3,032	0,195	0,55	0,25	13,5	0,50	0,45	1,9976	15,0	0,45	9,048	9,009
PV-10	3,030	0,190	0,52	0,25	14,0	0,50	0,40	1,9895	14,5	0,42	9,052	9,011
PV-9	3,034	0,226	0,51	0,30	14,5	0,60	0,40	1,9955	15,0	0,58	9,039	9,012
PV-8	3,032	0,220	0,55	0,50	15,0	0,50	0,45	1,9959	15,0	0,48	9,042	9,011
PV-7	3,034	0,236	0,50	0,25	12,5	0,54	0,40	2,0047	15,0	0,40	9,048	9,009
PV-6	3,034	0,230	0,55	0,20	14,0	0,55	0,40	1,9945	15,0	0,41	9,042	9,010
PV-5	3,034	0,230	0,50	0,15	14,0	0,57	0,42	1,9943	15,0	0,47	9,039	9,011
PV-4	3,033	0,230	0,50	0,20	12,7	0,58	0,42	1,9955	15,0	0,40	9,051	9,011
PV-3	3,033	0,240	0,52	0,25	12,8	0,60	0,40	1,9962	15,0	0,45	9,048	9,010
PV-2	3,034	0,218	0,45	0,30	13,5	0,64	0,40	1,9912	15,0	0,48	9,045	9,012
PV-1	3,034	0,220	0,50	0,30	14,0	0,52	0,42	1,9951	15,0	0,52	9,041	9,008
Media	3,033	0,229	0,53	0,23	13,4	0,55	0,45	1,9990	15,0	0,45	9,045	9,010

- 1, (10 $\bar{1}$ 4) Calcita
- 2, I<sub>(100)</sub>/I<sub>(101)</sub> Cuarzo
- 3, Ic Ilita, en 2 $\theta$ , (<2 $\mu$ )
- 4, I<sub>6A</sub>/I<sub>10A</sub> Ilita (<2 $\mu$ )
- 5, (001) Esnectita (<2 $\mu$ )
- 6, Ind, Biscaye (<2 $\mu$ )

- 7, Ic Ilita (2-20 $\mu$ )
- 8, (0010) Ilita (2-20 $\mu$ )
- 9, (001) Esnectita (2-20 $\mu$ )
- 10, Ind, Biscaye (2-20 $\mu$ )
- 11, Bo Esnectita (2-20 $\mu$ )
- 12, Bo Ilita (2-20  $\mu$ )

#### D) ANÁLISIS TÉRMICOS

Se han realizado algunos análisis para conocer la proporción de materia orgánica que contienen estas pelitas, ya que otras utilidades derivadas de este tipo de estudio resultan enmascaradas por la alta cantidad de calcita presente. Dicha proporción se puede considerar comprendida entre el 0.5 y el 1%.

El endotérmico de la calcita ocurre a 900°C y se ve acompañado por otro más pequeño a 790°C, lo que en opinión de Webb & Krüger (1970) es



indicativo de la presencia de Mg en la calcita.

#### E) ANÁLISIS QUÍMICOS

La tabla III.3.11 recoge los datos químicos obtenidos en el análisis de tres de las muestras pertenecientes a esta secuencia. Destaca igualmente la semejanza de estos análisis con los realizados en las pelitas de la secuencia del "Río de la Venta".

*TABLA III.3.11. Análisis químicos realizados en algunas pelitas de la sucesión del "Puerto del Viento".*

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	Co	V	Ni	Cu	Zn	Li	Pb	Rb
PV-13	59.84	16.53	3.27	0.15	0.90	2.94	1.37	1.89	0.32	0.02	50	70		25	70	120	20	35	70
PV-5	55.75	18.32	2.87	0.19	0.72	1.69	2.32	3.44	0.18	0.02	60	30		25	72	200	20	25	90
PV-1	59.25	14.49	3.65	0.31	1.27	2.85	0.54	2.09	0.72	0.02	70	70		25	60	125	22	50	70

Las pérdidas por calcinación son; PV-1 = 8,06; PV-5 = 7,81; PV-13 = 7,2.

### III.3.5. SUCESION DEL CORTIJO DE LOS NAVAZOS

La última sucesión que se ha estudiado dentro de este dominio es la del "Cortijo de los Navazos". Los materiales en donde se encuadra afloran al sur de Antequera, entre la Sierra de la Chimenea y Sierra Pelada, al NW del Torcal de Antequera (figura III.3.20). Al igual que las dos secuencias anteriores, los materiales estudiados son de edad Albense superior-Cenomanense inferior.

En este afloramiento, en el cual puede observarse el contacto normal entre las calizas jurásicas y las capas del Albense superior, se distinguen tres tramos litológicos dentro de las capas del Cretácico medio. De muro a techo son los siguientes:

I) 4.5 metros de margocalizas rosáceas y rojizas, en los cuales se han tomado tres muestras. Rebollo (1980) encuentra el límite Albense-Cenomanense al final de este tramo.

II) 6.5 metros de margas y margocalizas blanco-amarillentas.

III) 7 metros de margas y margocalizas grises y negras.

En estos dos tramos superiores -de edad Cenomanense inferior- han sido recogidas 7 muestras pelíticas para el estudio mineralógico y algunas intercalaciones finas y compactas, de naturaleza micrítica, que han

resultado estar constituidas por concentraciones de foraminiferos pelágicos (*Globigerinas* y *Globotruncanas*).

Por encima del tramo III se sitúan unas margocalizas grises cuya edad no se conoce con exactitud. En opinión de Rebollo (1980) pueden corresponder al Cenomanense medio y superior.

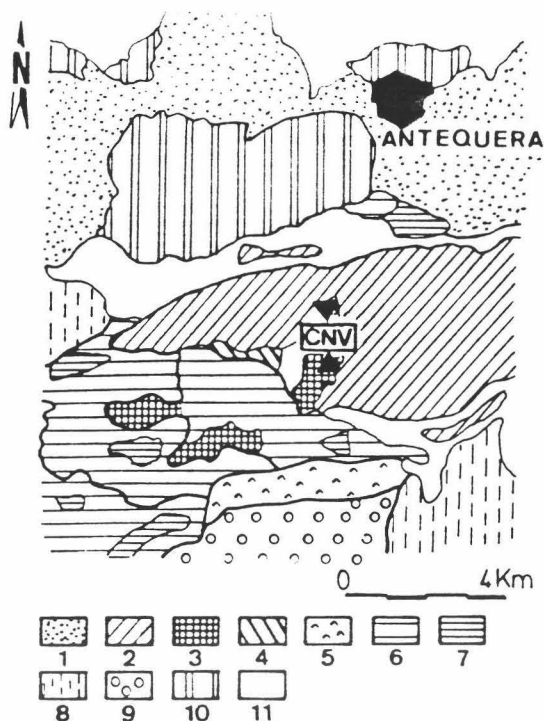


FIGURA III.3.20. Localización geológica de la secuencia del "Cortijo de los Navazos" (base cartográfica de Fontboté et al., 1972).

1, Trias Keuper; 2, Jurásico; 3, Cretácico inferior y medio; 4, Cretácico superior; 5, Cretácico superior-Oligoceno de la Unidad del Aljibe; 6, Eoceno; 7, Oligoceno; 8, Eoceno-Oligoceno indiferenciado; 9, Oligoceno-Aquitaniense; 10, Tortoniense; 11, Cuaternario

### Mineralogía

En la figura III.3.21 se recoge la litología, edad, situación y mineralogía de las diversas muestras seleccionadas en esta sucesión para su estudio. Al igual que en la secuencia anterior, no se representan algunos minerales minoritarios, pero su porcentaje se encuentra recogido en la tabla XVII del Anexo I.

La mineralogía total de todas las muestras es simple y uniforme en los tres tramos establecidos. Con ligeras variaciones, la proporción media

aproximada es: 69% de calcita, 4% de cuarzo y 27% de filosilicatos (figura III.3.22).

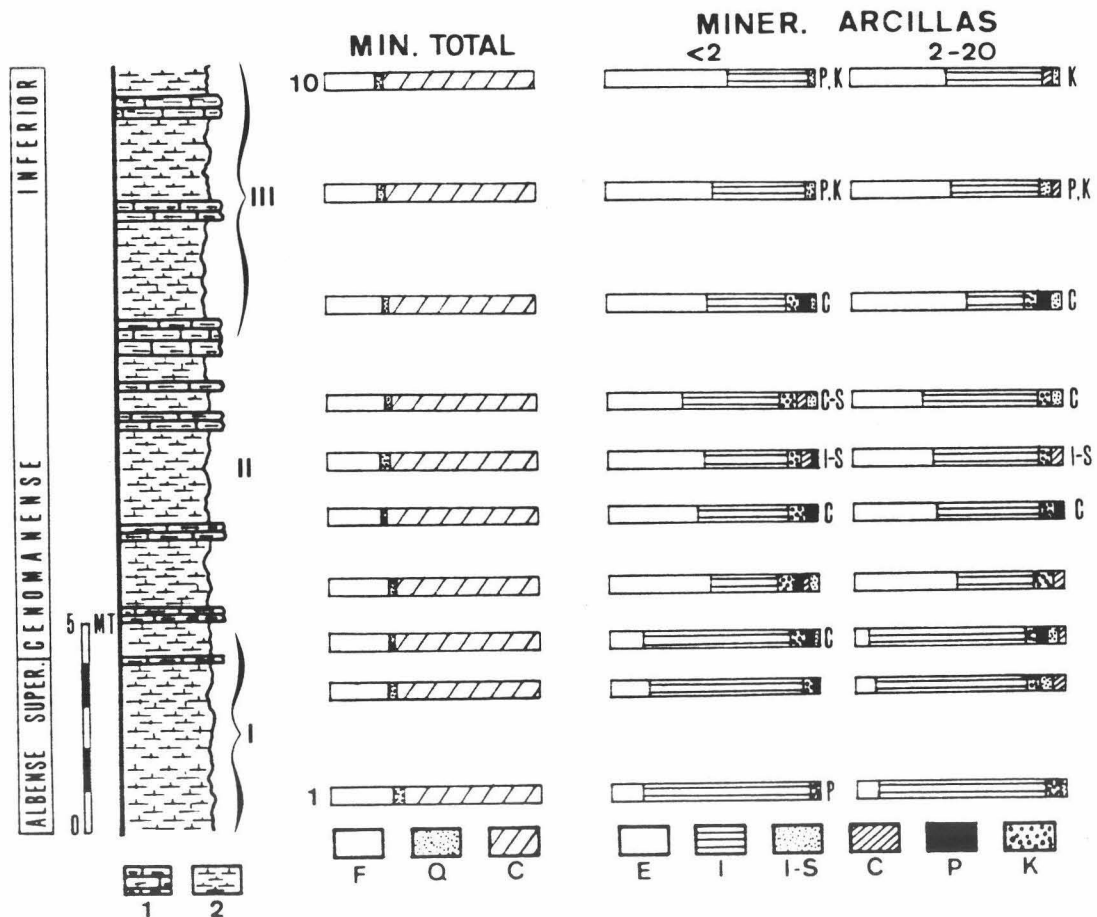


FIGURA III,3,21. Situación y mineralogía de las muestras estudiadas en la secuencia del "Cortijo de los Navazos".  
 1. Calizas margosas; 2. Margas y margocalizas.  
 F, Filosilicatos; Q, Cuarzo; C, Calcita; S, Esmectitas; I, Ilita; I-S, Interestratificado Ilita-Esmectita; C, Clorita; P, Paligorskita; K, Caolinita; C-S, Interestratificado Clorita-Esmectita.

#### A) MINERALOGIA DE ARCILLAS

Es muy neta la diferencia mineralógica que existe entre el tramo inferior (I) y los dos superiores (II y III). En el primero domina claramente la ilita sobre los demás componentes, en tanto que en los segundos ilita y esmectitas están en proporción semejante e incluida en el intervalo 35-55%. Las esmectitas predominan en la fracción <2 $\mu$  y la ilita lo hace en la comprendida entre 2 y 20 $\mu$ .

Además de los dos minerales arriba reseñados, y en cantidades nada despreciables si se comparan éstas con las observadas en "Río de la Venta"

y "Puerto del Viento", se ha detectado caolinita, clorita, paligorskita y los interestratificados ilita-esmectita, ilita-clorita y clorita-esmectita. La concentración media de cada mineral en los dos tramos superiores y en ambas fracciones se representa en la figura III.3.23.

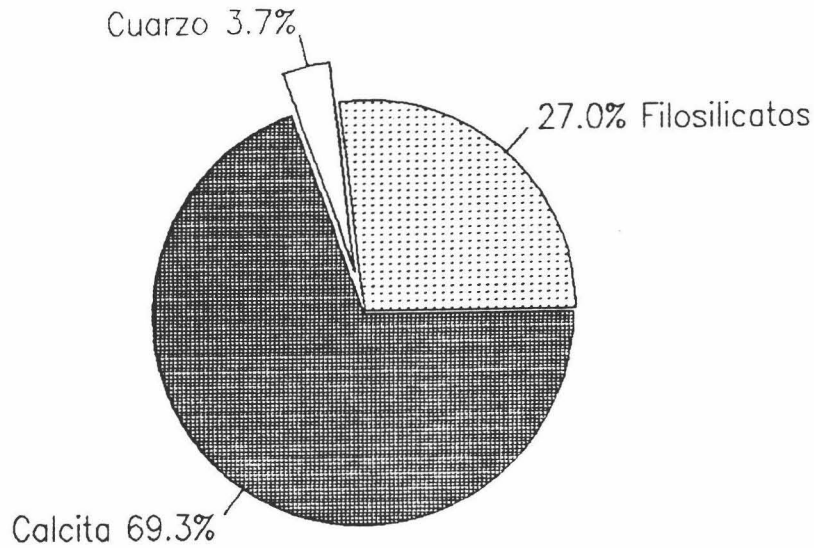


FIGURA III.3.22. Mineralogía global media de la serie del "Cortijo de los Navazos".

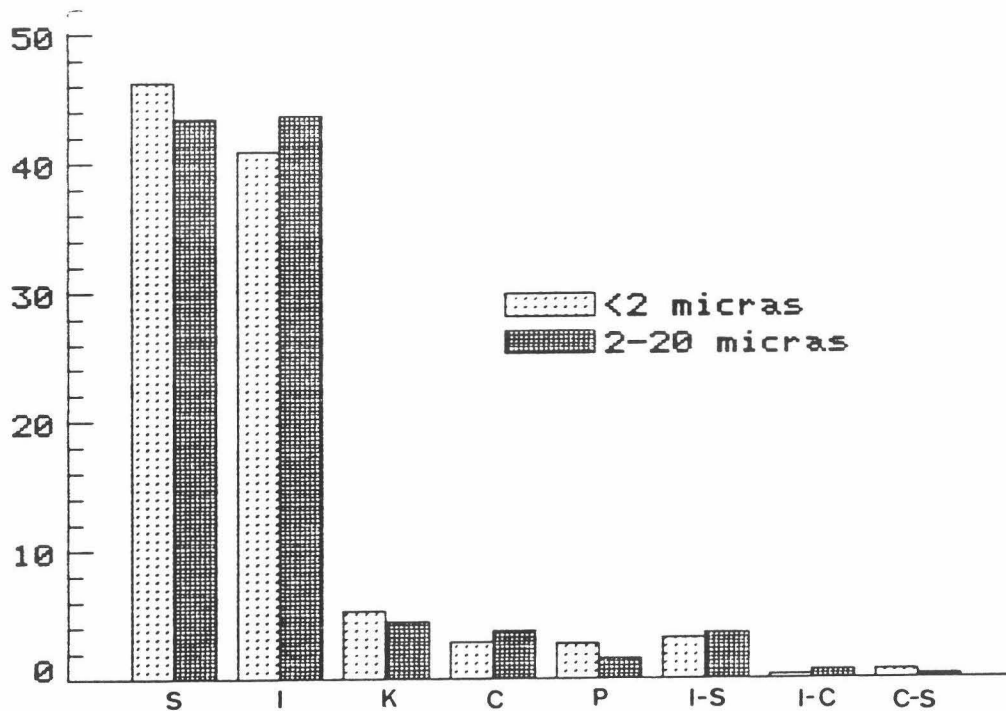


FIGURA III.3.23. Mineralogía media de arcillas encontrada en las fracciones arcilla (<2 $\mu$ ) y limo (2-20) de los dos tramos superiores de la serie "Cortijo de los Navazos". S=Esmeclitas; I=Ilita; K=Caolinita; C=Clorita; P=Paligorskita; I-S, I-C, C-S = Interestratificados.

Algunas consideraciones que, por su importancia, conviene retener son las siguientes:

- La mineralogía del tramo inferior -de edad Albense superior- es distinta a la observada en los materiales cenomanenses.
- Respecto a las secuencias del "Río de la Venta" y "Puerto del Viento" disminuye considerablemente en "Cjo. Navazos" la importancia de las esmectitas en favor de otros minerales claramente detríticos.
- Los interestratificados son comunes en prácticamente todas las muestras y su naturaleza es muy diversa.
- No se observan tendencias en la distribución de los minerales dentro de los dos tramos superiores.

#### B) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

Pueden observarse en la tabla III.3.12 los parámetros medidos en los minerales de esta secuencia.

TABLA III.3.12. Parámetros cristalográficos medidos en los minerales de la sucesión del "Cortijo de los Navazos".

Muestra	Mineral, total		< 2 micras				2 - 20 micras					
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
CNV-10	3,0334	0,221	0,55	0,30	12,5	0,58	0,55	1,9943	13,0	0,45	9,038	9,003
CNV-9	3,0334	0,215	0,55	0,30	12,0	0,50	0,55	2,0001	13,0	0,42	9,042	9,006
CNV-8	3,0334	0,220	0,50	0,30	12,2	0,45	0,55	1,9947	13,0	0,45	9,040	9,006
CNV-7	3,0354	0,225	0,55	0,30	12,0	0,30	0,55	1,9959	12,5	0,30	9,029	9,002
CNV-6	3,0349	0,215	0,50	0,25	12,5	0,45	0,50	1,9989	13,5	0,38	9,035	9,001
CNV-5	3,0334	0,220	0,60	0,30	12,5	0,50	0,50	2,0009	14,0	0,40	9,042	8,999
CNV-4	3,0334	0,220	0,60	0,30	13,0	0,50	0,60	1,9955	13,5	0,45	9,039	9,008
CNV-3	3,0334	0,220	0,65	0,28	11,5	0,20	0,55	1,9964	11,5	0,10	9,032	9,002
CNV-2	3,0334	0,222	0,65	0,27	11,7	0,25	0,50	1,9970	11,5	0,12	9,035	9,002
CNV-1	3,0344	0,227	0,66	0,20	11,4	0,25	0,56	1,9929	11,7	0,15	9,039	9,004
Media	3,0339	0,220	0,58	0,28	12,4*	0,46*	0,54	1,9967	13,2*	0,41*	9,037	9,002

- |  |                                  |
|--|----------------------------------|
| 1, (10 $\bar{1}$ 4) Calcita                            | 7, Ic Ilita (2-20 $\mu$ )        |
| 2, I (100)/I(101) Cuarzo                               | 8, (0010) Ilita (2-20 $\mu$ )    |
| 3, Ic Ilita, en 2 $\theta$ , (<2 $\mu$ )               | 9, (001) Esmectita (2-20 $\mu$ ) |
| 4, I <sub>5A</sub> /I <sub>10A</sub> Ilita (<2 $\mu$ ) | 10, Ind, Biscaye (2-20 $\mu$ )   |
| 5, (001) Esmectita (<2 $\mu$ )                         | 11, Bo Esmectita (2-20 $\mu$ )   |
| 6, Ind, Biscaye (<2 $\mu$ )                            | 12, Bo Ilita (2-20 $\mu$ )       |

Las medias señaladas con un asterisco se refieren sólo a las 7 muestras superiores.

Algunos de los parámetros coinciden con los medidos en las dos series estudiadas anteriormente -por ejemplo, los correspondientes a las columnas 1,2,3,7,8,11 y 12-. No obstante, las diferencias que se obser-

van en otros merecen un comentario especial.

- El espaciado basal de las esmectitas es más bajo, probablemente debido a la existencia de cationes diferentes en la intercapa. Dicho espaciado alcanza los valores más bajos en las tres muestras inferiores.

- El índice de Biscaye es igualmente menor. Esta disminución de cristalinidad resulta espectacular en las esmectitas del tramo I, en las que no se supera el valor de 0,25. La explicación a este hecho podría residir en la mayor presencia de minerales detríticos, indicadores de una fuerte influencia continental en el aporte de los materiales.

- Las ílitas poseen una cristalinidad relativamente baja, semejante a la observada en el afloramiento del "Río de la Venta". Sin embargo, la relación de intensidades entre las reflexiones (002) y (003) es mayor, indicando un mayor contenido de Al en la capa octaédrica.

#### C) ANÁLISIS QUÍMICOS

Los datos resultantes de los análisis realizados en estas pelitas coinciden, en general, con los obtenidos en "Río de la Venta" y "Puerto del Viento". Destaca el elevado contenido medio en  $TiO_2$  (0.72%), Cr (75 ppm), Co (90 ppm) y Ni (80 ppm) .

#### D) ANÁLISIS TÉRMICOS

Han puesto de manifiesto la baja proporción de materia orgánica (<0.5% en la muestra más oscura) y la existencia de Mg en la calcita -endotérmico pequeño a 790°C acompañando al principal-. Las demás reacciones quedan poco marcadas a causa de la alta cantidad de calcita que existe en todas las muestras.

### III.3.6. SINTESIS MINERALOGICA

La distinta posición geográfica que ocupan el grupo de afloramientos *Valdeinfierno-Rambla Seca-Hoya de las Vacas-El Puerto*, por un lado, y *Río de la Venta-Puerto del Viento-Cjo. Navazos*, por otro, se ve acompañada por netas diferencias litológicas que, en definitiva, reflejan unas variaciones en el carácter del ambiente de depósito donde se acumularon los citados grupos de sucesiones.

Las series más occidentales están constituidas, esencialmente, por monótonas sucesiones de margas y margocalizas grises, verdosas y amarillentas, que alternan con algunos niveles calizos. Son frecuentes los nódulos de pirita alterados a limonita y, en *Puerto del Viento*, los nódulos de sílex. Sólo en una sucesión -*Cjo. Navazos*- se han encontrado pequeñas intercalaciones detríticas, formadas casi exclusivamente por concentraciones de foraminíferos planctónicos.

Los afloramientos orientales, por el contrario, muestran gran variedad de facies turbidíticas, esencialmente carbonatadas, asociadas a niveles de arcillas margosas verdes y negras. Una descripción general de la litología de *Valdeinfierno y Rambla Seca* debe obligatoriamente recoger la alternancia de arcillas, margas radiolaríticas, calcarenitas oolíticas y arcillas con oolitos resedimentados, donde se intercalan otras facies turbidíticas y/o olistostrómicas. En *Hoya de las Vacas y El Puerto* son más frecuentes las brechas olistostrómicas y "debris flow" que las calcarenitas turbidíticas, y en ellas escasean los niveles silíceos.

La edad de todas las secuencias está comprendida entre el Aptense y el Cenomanense. *Hoya de las Vacas y El Puerto* contienen, además, materiales del Santonense en la parte terminal de la secuencia reconocida. En ellas, el estudio mineralógico se ha centrado en las arcillas pelágicas y en las incluidas en las brechas olistostrómicas.

#### **Mineralogía**

La mineralogía media, total y de arcillas, de las muestras pelágicas analizadas en cada sucesión de este Dominio queda esquematizada en la figura III.3.24. Se puede apreciar, igualmente, la evolución espacial y temporal de los diversos minerales.

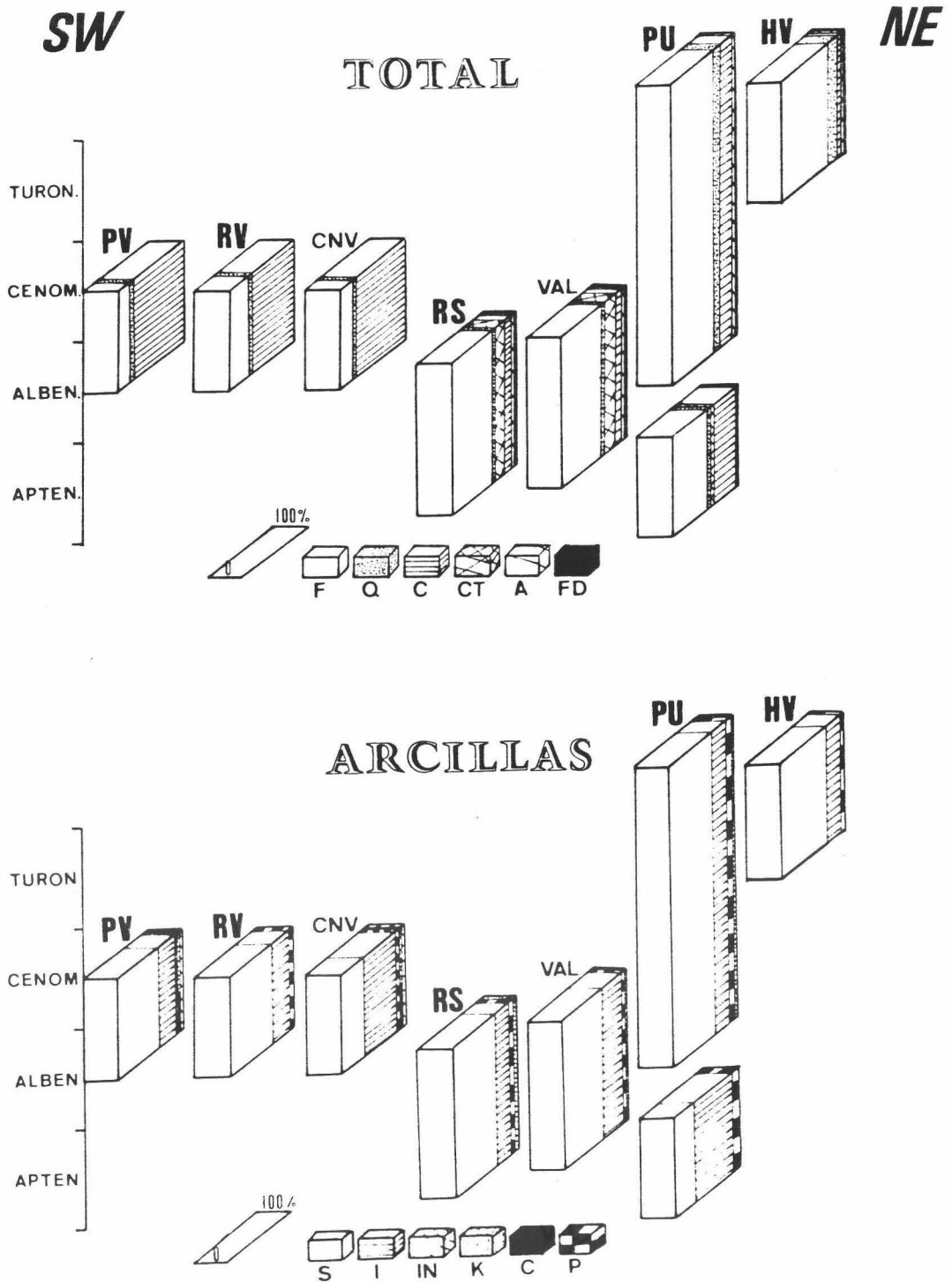


FIGURA III.3.24. Evolución espacial y temporal de la mineralogía media, tanto global como de arcillas, observada en las muestras pelágicas de las secuencias analizadas en el Subbético Interno.

PV= Puerto del Viento; RV = Río de la Venta; CNV = Cjo. de los Navazos; RS = Rambla Seca; VAL = Valdeinfierno; PU = El Puerto; HV = Hoya de las Vacas.

F=Filosilicatos; Q=Cuarzo; CT=ópalo CT; C=Calcita; FD= Fel-despatos; A=Accesorios; S=Esmectitas; I=Ilita; P=Paligorskita; K=Caolinita; IN=Interestratificados; C=Clorita.



El principal componente de *Puerto del Viento, Río de la Venta y Cjo. Navazos* es la calcita. Su alta proporción hace que se diluyan los minerales minoritarios, por lo que filosilicatos y cuarzo son, además de la ya citada calcita, las únicas fases encontradas en estas tres series.

Las sucesiones orientales exhiben una mayor riqueza mineralógica. Aparte de los referidos anteriormente, se han detectado ópalo CT, feldespatos, yeso, natrojarosita, clinoptilolita, erionita y analcima en *Rambla Seca y Valdeinfierno*, y además, *dolomita y jarosita en Hoya de las Vacas y El Puerto*.

En estas mismas series se observan dos claras tendencias generales: 1) las pelitas ligadas genéticamente a las turbiditas manifiestan un claro enriquecimiento en calcita, en tanto que las hemipelagitas suelen estar libres de carbonatos o bien sólo presentan una pequeña cantidad de los mismos; y 2) la proporción de ópalo CT disminuye con la cantidad de calcita presente en una determinada muestra.

#### A) MINERALOGIA DE ARCILLAS

Al contrario de lo observado en la mineralogía total, las series situadas más an NE -desde *Rambla Seca* hasta *Hoya de las Vacas*- exhiben una menor variedad en minerales de la arcilla. En todas ellas se han detectado únicamente esmectitas, illita, paligorskita y caolinita, constituyendo los tres primeros casi el 100%. Salvo en la parte inferior de la columna de *El Puerto*, las esmectitas son el componente mayoritario en las muestras hemipelágicas. La illita abunda más en las pelitas turbidíticas, sobre todo en aquellas de naturaleza silícea, en donde prácticamente es el único mineral de la arcilla.

Otros dos rasgos destacables de este conjunto de secuencias son los siguientes:

- *Las arcillas que constituyen la matriz de los oolitos resedimentados y las incluidas en las brechas olistostrómicas están constituidas por los mismos minerales que las hemipelagitas.*

- *El incremento de paligorskita que ocurre en *Rambla Seca* respecto a *Valdeinfierno* tiene lugar en detrimento de las esmectitas, pues la proporción de illita se mantiene constante.*

Además de los minerales ya citados, en las series occidentales puede encontrarse clorita e interestratificados del tipo illita-esmectita, illita-clorita y clorita-esmectita. De todos ellos, sólo dos tienen verdadera importancia cuantitativa: las esmectitas, que en *Río de la Venta y Puerto*

del Viento constituyen el 60-70%, y la illita, cuya proporción varía, en general, entre el 20 y el 50%. La paligorskita es relativamente abundante en Río de la Venta, donde puede alcanzar hasta un 25% en algunas muestras. La caolinita, clorita e interestratificados no suelen superar el 5%.

#### B) PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS

En general, existen ligeras diferencias entre los parámetros obtenidos en las series orientales y aquellos determinados en las occidentales. Sólo dos medidas han mostrado su poca utilidad en este Dominio: el contenido en Mg de la calcita, similar en todas las series, y la relación de intensidades entre las reflexiones a 3.33 y 4.25Å del cuarzo. En éste último caso, la presencia de tridimita desordenada en la estructura del ópalo CT, con una fuerte reflexión a 4.25Å, enmascara el posible origen diagenético de parte del cuarzo. No obstante, en todas las series se han encontrado valores superiores a 0.22, ligeramente más elevados que los hallados en las secuencias septentrionales de la Zona Subbética.

La cristalinidad de la illita es relativamente baja en todas las secuencias, con valores superiores a  $0.4 \cdot 2\theta$ . Sin embargo, esta cristalinidad es más elevada en las sucesiones situadas al NE, y la naturaleza de la illita es más aluminica. Como se recordará, *estos mismos hechos ya se han registrado en los dominios subbéticos tratados anteriormente.*

Se observa en la figura III.3.25 que el índice de Biscaye es más elevado en las secuencias con alto contenido en esmectitas, y muy bajo en las series donde predomina la illita (parte inferior de Cjo. Navazos y El Puerto), donde existen minerales como caolinita, clorita e interestratificados en cantidad apreciable (Puerto del Viento) y en las pelitas turbidíticas. Así pues, y al igual que ocurría en el Subbético Medio Meridional, *las esmectitas son más cristalinas en las series y/o muestras que contienen pocos minerales típicamente detriticos.*

Se debe indicar, por último, que las esmectitas acumuladas en las columnas del SW tienen un espaciado basal inferior y la cantidad de Fe + Mg existente en la capa octaédrica es ligeramente más elevada que en las esmectitas encontradas al sur de la provincia de Murcia.

#### C) MICROSCOPIA ELECTRONICA

El análisis mediante EDAX ha revelado varios hechos significativos:

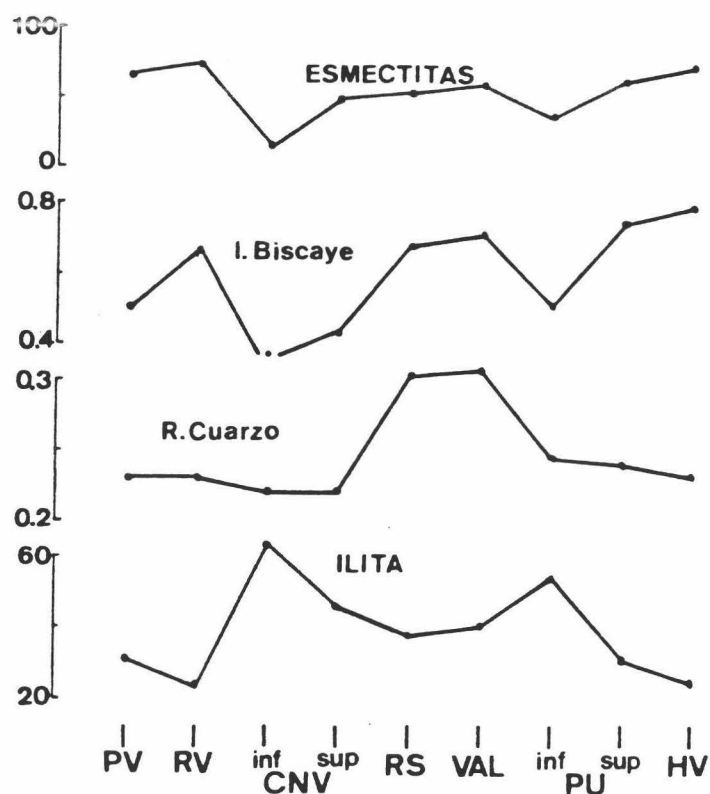


FIGURA III.3.25. Comparación del porcentaje de esmectitas e illita determinado en las series del Subbético Interno con el índice de Biscaye y con la relación entre las intensidades de las dos reflexiones principales del cuarzo.

- I) Existen dos tipos distintos de esmectitas en *Valdeinfierno*, *Rambla Seca*, *El Puerto* y *Hoya de las Vacas*. La variedad más abundante es dioctaédrica y presenta una composición química media semejante a la observada en las hemipelagitas del Subbético Medio Meridional -una proporción media de Fe+Mg en torno a 0.5-0.9, siendo el K el principal catión interlamina-. Se encuentran, no obstante, esmectitas cuya composición está bastante más próxima a los términos nontronítico y/o saponítico.
- II) Se constata, en general, un empobrecimiento de Fe+Mg en las esmectitas a medida que aumenta su profundidad en la serie.
- III) Algunos cristales de esmectitas y de feldespato potásico muestran formas idiomorfas.
- IV) Los cristales de paligorskita son relativamente ricos en Fe y Al.
- V) La composición química de la clinoptilolita es similar a la hallada en sedimentos tipo "deep-sea", aunque éstas últimas son ligeramente más pobres en Ca.
- VI) Además de clinoptilolita, existen otras zeolitas cuya composición corresponde a erionita y analcima.

D) ANÁLISIS QUÍMICOS

En la figura III.3.26 se representa la composición química media de las diversas muestras estudiadas en cada secuencia de este Dominio. El alto porcentaje de radiolarios que se encuentra en *Valdeinfierno* hace que en esta serie sea muy baja la proporción de  $Al_2O_3$ .

Pocas conclusiones interesantes se derivan de estos análisis. Quizás, la más significativa sea el enriquecimiento de  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$  y Rb que se observan en las series orientales, y el empobrecimiento que estas mismas series presentan para el Sr y Pb.

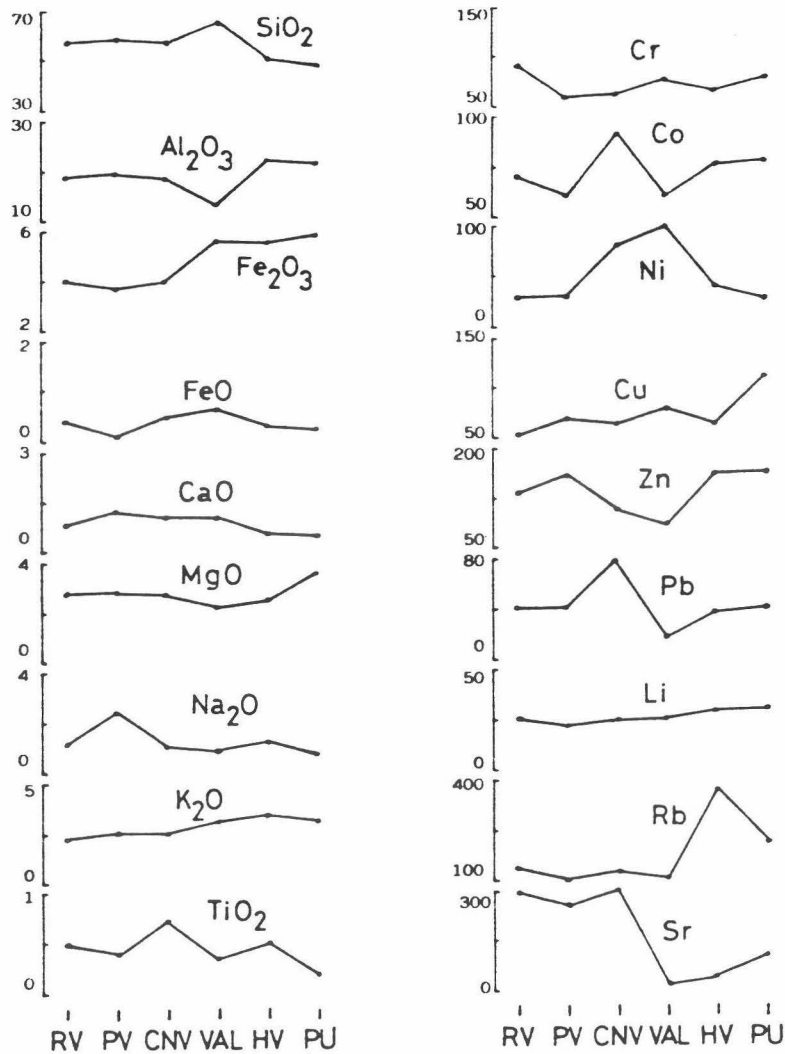


FIGURA III.3.26. Porcentaje de los elementos mayoritarios en las series analizadas en el Subbético Interno y contenido, en ppm's, de los elementos traza.

Los contenidos en elementos traza como Zn y Cu disminuyen respecto a los dominios anteriores, pues en estas series hay una menor cantidad de materia orgánica. El Ni y Co están en en cantidad relativamente alta.

Las concentraciones en tierras raras de estas secuencias pueden verse en la tabla III.3.13. Las series del *Río de la Venta* y del *Fuerto del Viento*, muy ricas en carbonatos, exhiben contenidos totalmente asimilables a los registrados por Turekian & Wedepohl (1961) y Ronov et al. (1974) en sedimentos marinos carbonatados.

En el resto de las series se constatan valores semejantes a los observados en las muestras del Subbético Medio Meridional (con exclusión de *Río Fardes*) y, por tanto, incluidos en los intervalos que son propios de las arcillas, margas pelágicas y *black shales*. La suma de ppm's de tierras raras en las muestras analizadas es ligeramente más baja que la encontrada en pelitas cuyos componentes son típicamente detríticos (Courtois & Chamley, 1978).

TABLA III.3.13. Concentraciones de los elementos determinados por activación nuclear, en ppm's.

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
PV-1	9,6	12,3		9,6	1,61	0,37	1,57	1,39	1,92	0,26	
RV-17	11,9	14,1		9,4	1,59	0,53	1,49	1,27	2,06	0,27	
VAL-4	22,9	41,6	9,2	26,2	6,01	1,14	5,91	0,98	5,96	1,21	2,97
RS-13	29,6	37,2	13,2	29,8	6,49	1,92	5,83	1,00	6,21	1,41	3,87
PU-7	30,3	43,1	11,3	27,3	6,31	1,13	5,81	1,12	6,12	1,39	3,71
HV-1	27,9	58,3	13,1	28,9	7,59	1,01	6,96	1,21	7,24	1,59	4,01

Muestra	Tm	Yb	Lu	Ba	Cs	Th	U	Zr	Hf	Ta
PV-1	0,10	0,76	0,28	2810	1,73	1,63	0,37	131	0,62	0,44
RV-17	0,12	0,73	0,32	1003	1,76	2,12	1,85	141	0,60	0,44
VAL-4	0,59	1,71	0,46	973	8,31	7,86	1,02	412	2,69	1,30
RS-13	0,59	1,67	0,47	971	8,41	8,41	1,12	415	2,96	1,30
PU-7	0,61	1,57	0,49	1000	9,12	10,11	0,97	269	3,36	1,04
HV-1	0,81	1,31	0,51	1018	9,24	10,96	0,98	281	3,36	1,34

IV. ORIGEN DE LOS MINERALES

#### IV. ORIGEN DE LOS MINERALES

En este capítulo trataremos de dilucidar la génesis de los minerales encontrados, apoyándonos en los datos presentados en el capítulo anterior.

Los resultados de nuestro estudio mineralógico pueden aclarar algunos aspectos relativos a la naturaleza de los ámbitos donde tuvo lugar la sedimentación de las pelitas cretácicas. Al haber investigado sucesiones de diferentes Dominios de la Zona Subbética, podemos analizar las condiciones existentes en las cuencas del Paleomargen Sudibérico. Debe recordarse aquí que, con toda probabilidad, los ámbitos deposicionales se configuraron como surcos independientes flanqueados por umbrales, exceptuando el Penibético.

Con independencia de su génesis, los minerales pueden agruparse, desde el punto de vista cuantitativo, en *fundamentales* y *ocasionales*. En el primer grupo se incluyen el cuarzo, la calcita y los filosilicatos; en el segundo, la pirita, dolomita, baritina, clinoptilolita, feldespato potásico, natrojarosita y yeso. La interpretación genética de cada uno de ellos se hace sin tener en cuenta su porcentaje, dado que no existe una relación directa entre la proporción de un determinado componente con la cantidad de información que puede suministrar.

La mineralogía de las facies hemipelágicas y turbidíticas es clave en la interpretación de los ambientes de depósito y diagenético. En las hemipelagitas, los minerales autógenos -caso de la clinoptilolita y paligorskita- informan sobre la composición química del medio; los minerales afectados por la profundidad, como la calcita, sobre la batimetría del depósito; los heredados (ilita, caolinita, clorita), sobre la naturaleza del área fuente; los que sufren variaciones polimórficas (ópalo CT-cuarzo), sobre la evolución diagenética, etc. La presencia de otros componentes, como pirita y materia orgánica, suministra argumentos para evaluar las condiciones de circulación y oxigenación de las cuencas de depósito, con independencia de su profundidad.

En las pelitas turbidíticas, la existencia de algunos minerales (cuarzo, calcita) ofrece, además, datos acerca de la importancia del detritismo terrígeno o carbonatado.

#### IV. 1. Mineralogía comparada de los ámbitos paleogeográficos estudiados

Las secuencias pertenecientes a los Dominios más septentrionales (Unidades Intermedias y Subbético Medio Septentrional) están constituidas por arcillas margosas, margas y margocalizas, coexistiendo con ellas litologías radiolaríticas y siliciclásticas. Las facies reflejan que en los depocentros de estos Dominios llegaron flujos gravitatorios que involucraban tanto a sedimentos biogénicos como terrígenos: turbiditas radiolaríticas, siliciclásticas y carbonatadas.

En el Subbético Medio Meridional, por el contrario, las litologías pelágicas y hemipelágicas dominantes en la mayor parte de las secuencias son, generalmente, arcillas bentoníticas de color verde oscuro y negro. Con ellas alternan calcarenitas y conglomerados calizos cuya naturaleza, geometría y potencia es muy variada. Los aportes gravitatorios son esencialmente carbonatados.

En el Subbético Interno y Penibético hay diferencias entre las litologías que aparecen en las sucesiones occidentales de aquellas existentes en las orientales. En el Penibético (*Río de la Venta, Cjo. Navazos y Puerto del Viento*) las facies son hemipelágicas y carbonatadas: monótonas sucesiones de margas y margocalizas alternantes con niveles calizos. En el Subbético Interno existe gran variedad de facies turbidíticas asociadas a niveles de arcillas y arcillas margosas verdes y negras.

La asociación de facies turbidíticas y hemipelágicas es, como se puede observar, común en estos Dominios. Ello sugiere que, a excepción de las secuencias analizadas en el Penibético, las que corresponden a los restantes se acumularon en ámbitos de surco, probablemente flanqueados por umbrales. En muchos casos, son precisamente estos umbrales los que suministraban los flujos gravitatorios.

La composición mineralógica que existe en las facies hemipelágicas de las secuencias pertenecientes al Subbético Medio Meridional y Subbético Interno (sector oriental) desde el Aptense medio hasta el Coniacense (Santonense) pone de manifiesto cierta similitud en las condiciones sedimentarias y en las características físico-químicas de las cuencas en estos ámbitos, y constata que los parámetros deposicionales fueron relativamente constantes durante dicha época. Las variaciones de la litología y mineralogía de los niveles que componen algunas secuencias del



Subbético Medio Septentrional -*Cjo. Morales* y *Cjo. Carboneros*- indican una mayor diversidad de aportes y, quizás, fluctuaciones en los parámetros del ámbito deposicional.

Aún considerando la no estricta coetaneidad de las diversas secuencias estudiadas en esta Tesis, puede comprobarse rápidamente que existen notables diferencias mineralógicas entre las series más externas y aquellas encontradas en el Subbético Medio Meridional e Interno, desigualdades que se acentúan al considerar exclusivamente los minerales de la arcilla.

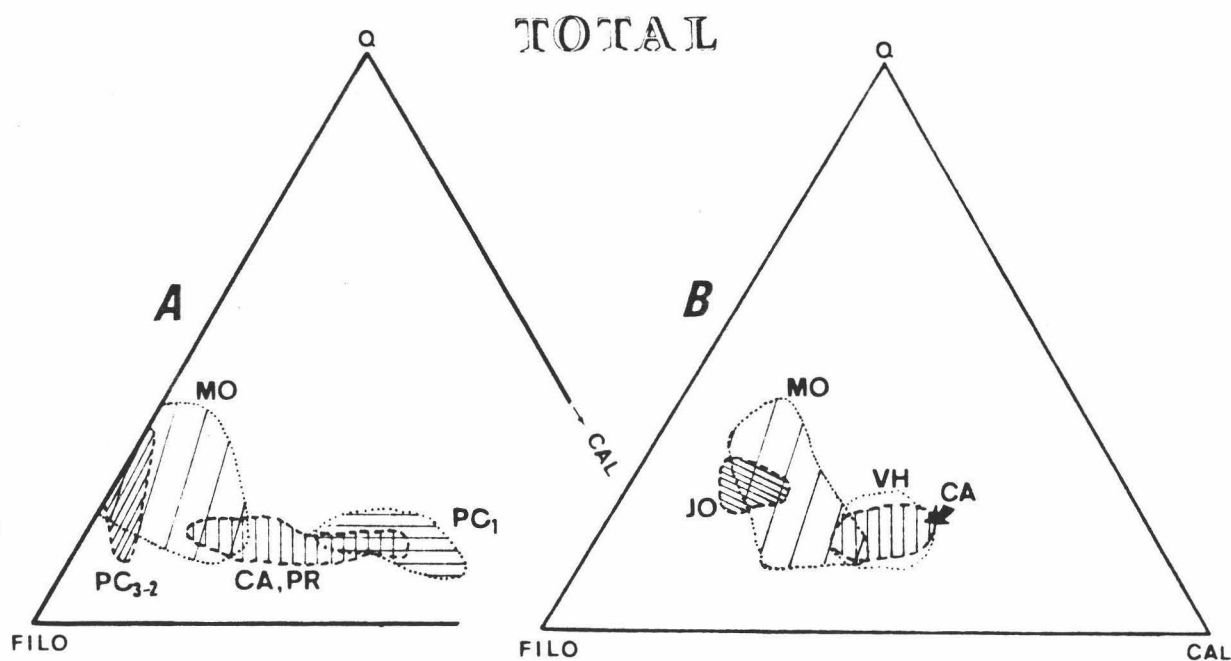
En las sucesiones de las Unidades Intermedias (UI) y Subbético Medio Septentrional (SMS) únicamente se han encontrado filosilicatos, cuarzo, calcita y feldespatos, con claro predominio de los tres primeros, tanto en las hemipelagitas (figura IV.1, A) como en las pelitas turbidíticas (figura IV.1, B). El cuarzo es relativamente abundante en las muestras hemipelágicas de *Cjo. Morales* y *Puerto Carretero*<sub>2-3</sub>, y en las pelitas turbidíticas de *Jódar* (UI) y *Cjo. Morales*. Los contenidos más elevados de calcita en las muestras hemipelágicas aparecen en *Puerto Carretero*, (Hauteriviense sup.-Barremense) y en *Barbahijar-Los Prados*. Las pelitas turbidíticas son, generalmente, más ricas en este mineral.

Gran parte de las muestras hemipelágicas de estas sucesiones tienen a la illita como principal componente arcilloso. De hecho, en un gran número de ellas este componente representa más del 80% del total de las arcillas. Las esmectitas, salvo en *Puerto Carretero*, apenas tienen importancia cuantitativa en ninguna secuencia, faltando en muchas muestras. La proporción de caolinita se sitúa entre un 5 y un 15%, en tanto que la cantidad de clorita suele ser inferior al 5%.

En las pelitas turbidíticas se observa un incremento en la proporción de illita, clorita e interestratificados y una disminución de esmectitas. Las muestras de *Jódar* son las más ricas en caolinita (20-30%).

En el Subbético Medio Meridional (SMM) se puede comprobar que gran parte de las sucesiones apenas contienen calcita (figura IV.2, A). Sólo *Colomera*, cuya edad (Barremense-Aptense medio) es sensiblemente diferente al resto de las sucesiones (Aptense medio-Coniacense), presenta altas concentraciones de dicho componente.

Existe una neta diferencia composicional entre las muestras hemipelágicas y las pelitas turbidíticas. Las primeras, además de carecer prácticamente de carbonatos, exhiben una gran variedad mineralógica ya que, junto a los componentes mayoritarios, pueden encontrarse dolomita, cli



**ARCILLAS**

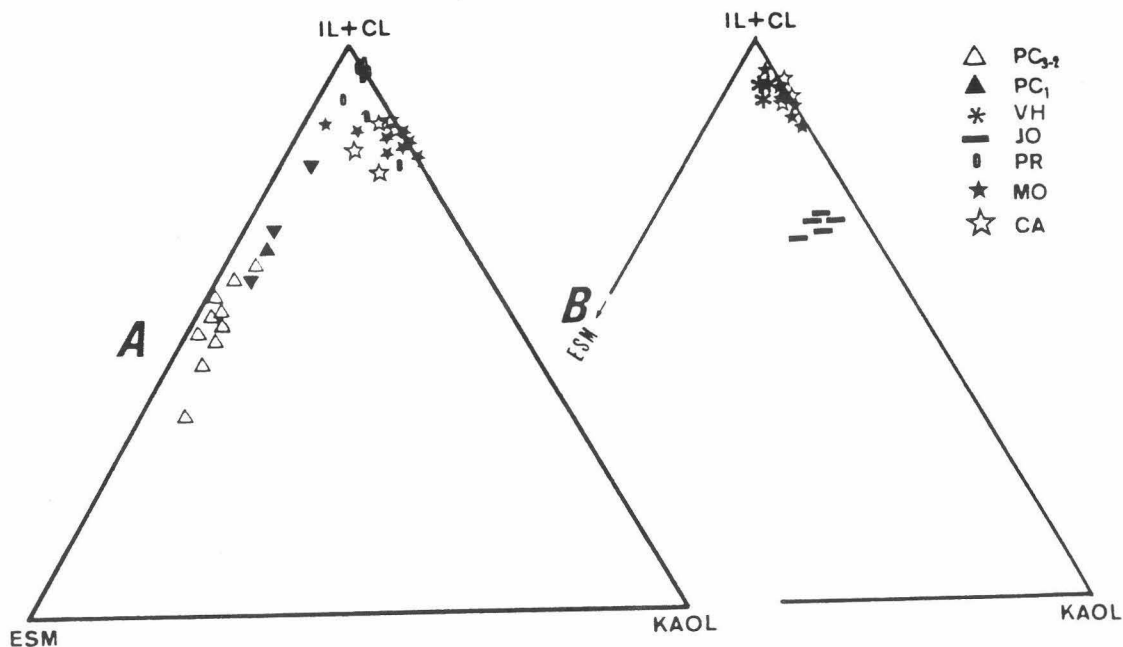


FIGURA IV.1. Representación triangular de la mineralogía mayoritaria, total y de arcillas, de los niveles hemipelágicos (A) y de las pelitas turbidíticas (B) analizados en las series de las Unidades Intermedias y Subbético Medio Septentrional.  
 FILO=Filosilicatos; Q=Cuarzo; CAL=Calcita; ESM=Esmeectitas; IL=Ilita; CL=Clorita; KAOL=Caolinita.  
Unidades Intermedias: JO=Jódar; VH=Ventana de Huelma.  
Subbético Medio Septentrional: PC<sub>2-3</sub>=Puerto Carretero<sub>2-3</sub>; PC<sub>1</sub>=Puerto Carretero; PR=Barbahijar-Los Prados; MO=Cjo. Morales; CA=Cjo. Carboneros.

noptilolita, ópalo CT, yeso, halita, natrojarosita, barita y piritita. La mineralogía de las segundas, por el contrario, es muy monótona y, aparte de abundante calcita, sólo contienen filosilicatos, cuarzo y feldespatos.

La naturaleza de los minerales de la arcilla en estas secuencias es claramente diferente a la observada en el Subbético Medio Septentrional y Unidades Intermedias, poniendo de manifiesto las diferencias paleogeográficas y el diferente tipo de aporte que estos ámbitos recibía.

En el Subbético Medio Meridional las arcillas dominantes durante el Aptense medio-Coniacense son las esmectitas (40-90%). Le siguen en importancia la illita (20-50%), paligorskita (5-30%) y caolinita (5-15%). Las diferencias composicionales entre las arcillas de las hemipelagitas y aquellas encontradas en las pelitas turbidíticas se limitan a pequeñas variaciones cuantitativas (en torno al 5-10%) en la proporción de las arcillas mayoritarias: incremento de illita en las pelitas turbidíticas y de esmectitas y paligorskita en las hemipelagitas.

La asociación de los minerales de la arcilla en las muestras hemipelágicas de las secuencias pertenecientes al SMM permite dividir las en dos grupos (Figura IV.2, B). El primero de ellos lo forman las secuencias de *Río Fardes*, *Río Gor*, *Los Olivares* y *Cjo. Cherín*, caracterizado por la asociación "esmectitas + illita + paligorskita". El segundo grupo incluiría las sucesiones de *Pinosa*, *Gasón*, *Guadalupe*, *El Cerrajón* y *Alamedilla*, caracterizadas por la asociación "esmectitas + illita + caolinita". La caolinita es un mineral minoritario (<5%) en el primer grupo, en tanto que la paligorskita aparece exclusivamente en *El Cerrajón* dentro del segundo grupo. La proporción de illita es, además, mayor en éste último.

La paligorskita alcanza las mayores concentraciones en el Miembro I de la Formación Fardes, donde algunas muestras pueden contener hasta un 50% de este componente. La caolinita, en cambio, nunca supera el 10-15% en las series donde más abunda (*Gasón* y *Guadalupe*).

En ninguna sucesión de estos grupos la clorita supera unos pocos porcientos.

Por otra parte, el estudio de la cristalinidad y composición química de las illitas evidencia que las secuencias orientales -*Alamedilla*, *Cjo. Cherín*, *Pinosa*, *Gasón* y *Guadalupe*- contienen cristales mejor cristalizados y más aluminicos que los encontrados en las series occidentales -*El Cerrajón*, *Los Olivares*, *Río Fardes*, *Río Gor* y *Cjo. Nuevo*. Esto sugiere que existían dos áreas fuentes diferentes para el suministro de illita a ambos conjuntos de sucesiones.

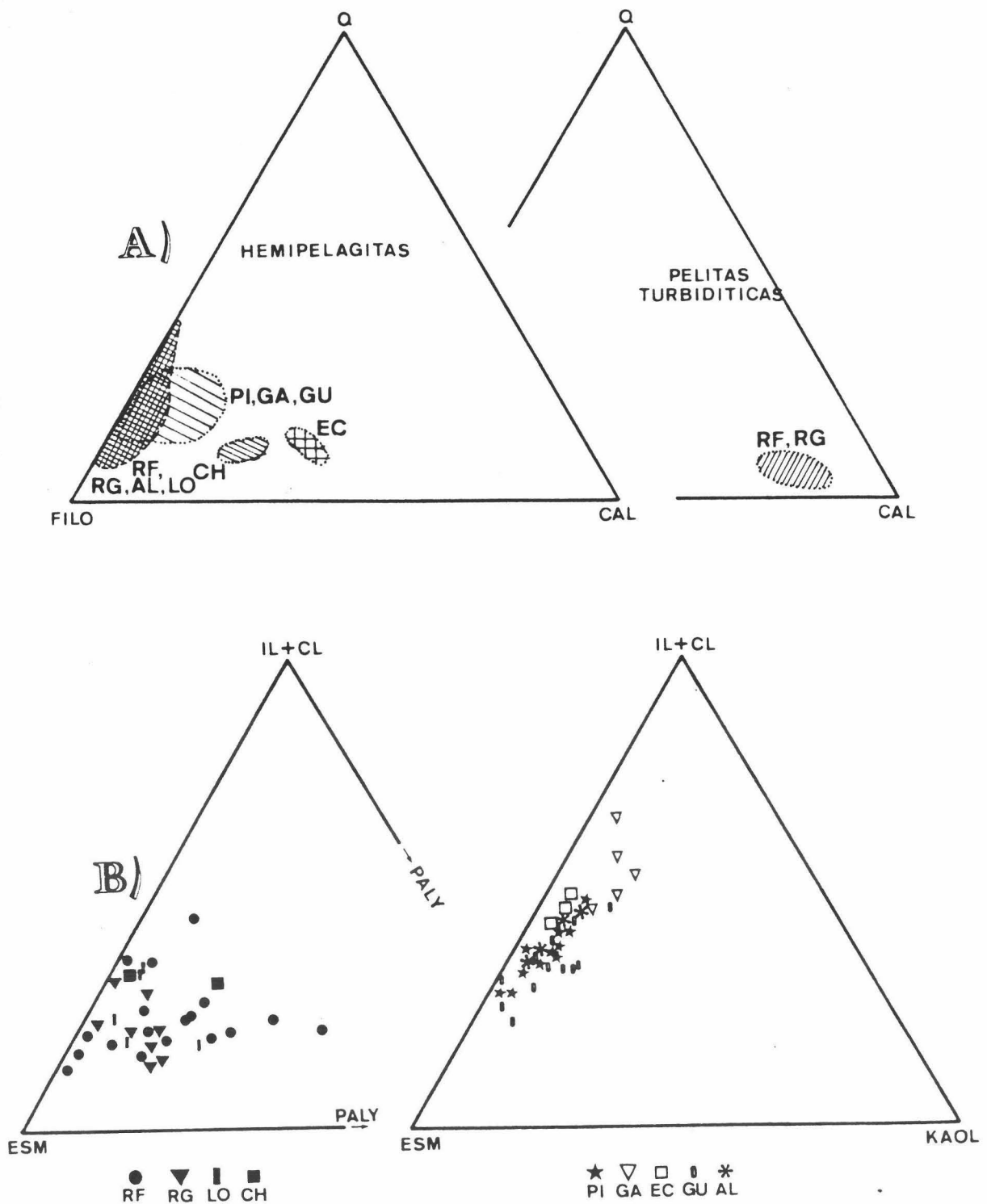


FIGURA IV.2. A) Mineralogía total de las muestras hemipelágicas y turbidíticas analizadas en las sucesiones del Subbético Medio Meridional. B) Minerales de la arcilla encontrados en los niveles hemipelágicos de dichas sucesiones.

Para los minerales, misma leyenda que la figura anterior. Además, PALY= Paligorskita.

RF=Río Fardes; RG=Río Gor; AL=Alamedilla; LO=Los Olivares; CH=Cjo. Cherín; EC=El Cerrajón; CO=Colomera; PI=Pinosa; GA=Gasón; GU=Guadalupe.

La existencia de notables cantidades de ópalo CT en las facies hemipelágicas del Subbético Interno (*Valdeinfierno, Rambla Seca y El Puerto*, con edad comprendida entre el Aptense medio y el Santonense), y de calcita en facies genéticamente similares del Penibético (*Río de la Venta, Cjo. Navazos y Puerto del Viento*, cuya edad en Albense superior-Cenomanense inferior) caracteriza a estas secuencias frente a los dos Dominios tratados hasta ahora (figura IV.3). No obstante, existen numerosos rasgos comunes entre la mineralogía total de las secuencias del Subbético Medio Meridional y Subbético Interno. Entre ellos, habría que citar la pobreza en carbonatos de las hemipelagitas, la masiva presencia de calcita en las pelitas turbidíticas y la aparición de idénticos componentes minoritarios (clinoptilolita, natrojarosita, dolomita, yeso, etc). Además, hay que tener en cuenta que existe un pequeño porcentaje de ópalo CT en algunas muestras hemipelágicas del Subbético Medio Meridional, por lo que su mayor presencia en el Subbético Interno puede deberse simplemente a un mayor aporte biogénico o un menor grado de diagénesis en las secuencias de este último Dominio.

Respecto a los minerales de la arcilla puede subrayarse que las esmectitas, illita y paligorskita son, por este orden, los componentes principales de las muestras hemipelágicas analizadas en las sucesiones del Subbético Interno y Penibético (figura IV.3, A). La illita aparece en mayor cantidad dentro de las pelitas turbidíticas (figura IV.3, B), sobre todo en las de naturaleza silíceas.

Se constata que la proporción en la cual aparecen estos minerales es muy similar a la observada en otras secuencias del Subbético Medio Meridional, con independencia del porcentaje de calcita que contengan las diversas muestras y que condicionan las diferencias litológicas. En este sentido, es muy ilustrativa la figura IV.4 que recoge la mineralogía de arcillas de muestras hemipelágicas de la Formación Fardes (*Río Fardes y Río Gor*) y de las tres secuencias analizadas en el Penibético (*Río de la Venta, Cjo. Navazos y Puerto del Viento*).

Otros rasgos mineralógicos comunes entre las arcillas encontradas en las sucesiones del Subbético Interno y/o Penibético y Subbético Medio Meridional son:

- la illita presente en las series orientales es más rica en Al y presenta cristalinidades más elevadas.
- las esmectitas exhiben un Índice de Biscaye más elevado en las series y/o muestras que contienen pocos minerales típicamente detríticos.

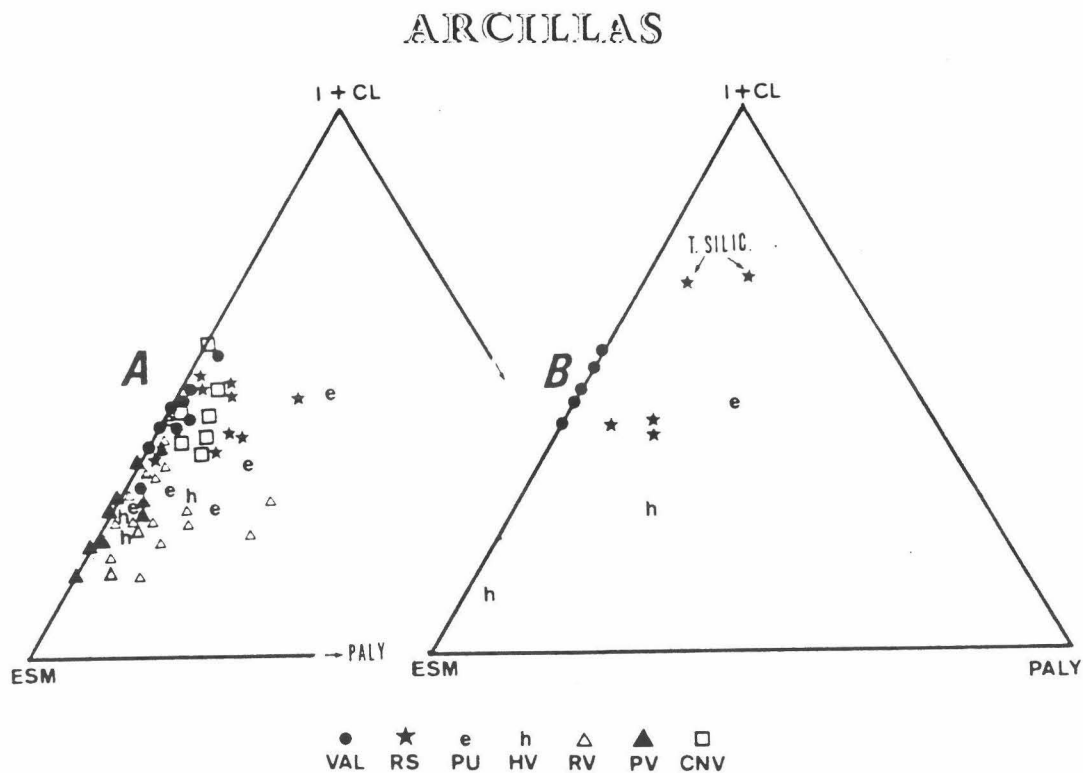
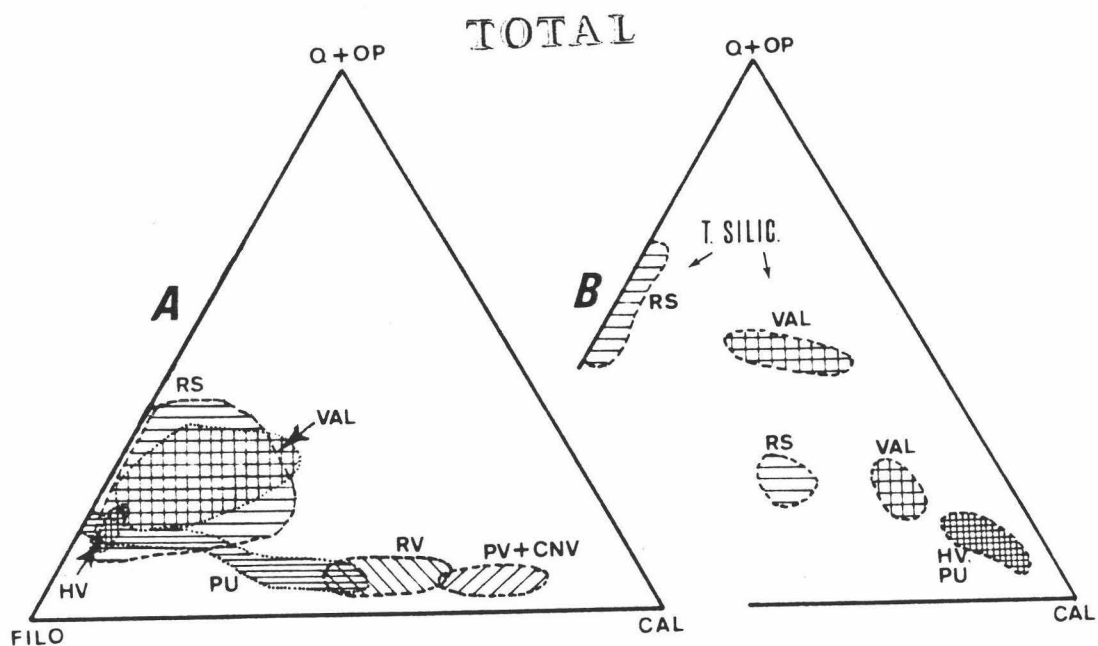


FIGURA IV.3. Representación triangular de la mineralogía mayoritaria, total y de arcillas, de los niveles hemipelágicos (A) y de las pelitas turbidíticas (B) analizados en las secuencias del Subbético Interno y/o Penibético. Para los minerales, misma leyenda que la figura anterior. Además, OP=ópalo CT, Subbético Interno: RS=Rambla Seca; VAL=Valdeinfierno; HV=Hoya de las Vacas; PU=El Puerto, Penibético: RV=Río de la Venta; CNV=Cortijo de los Navazos; PV=Puerto del Viento,

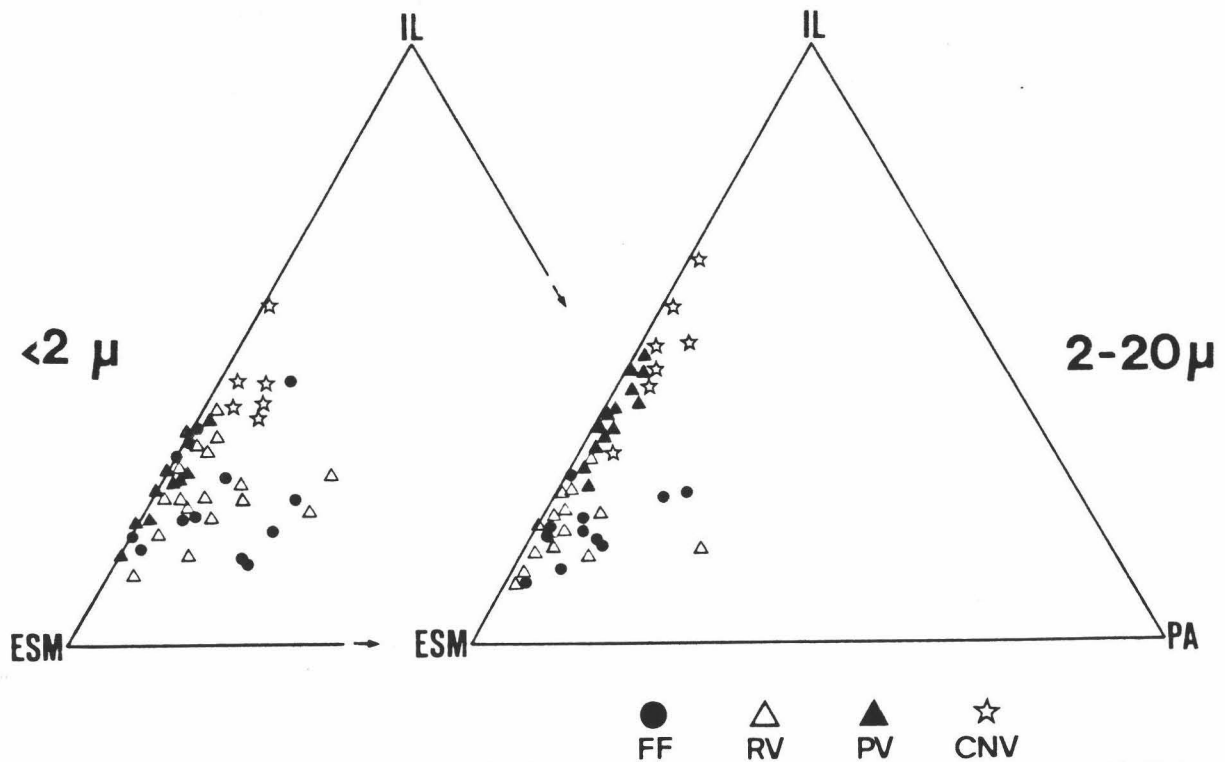


FIGURA IV.4. Comparación entre la mineralogía de arcillas hemipelágica de las series penibéticas y la correspondiente a la Fm, Fardes. ESM=Esmectitas; IL=Ilita; PA=Paligorskita, FF=Fm, Fardes; RV= Río de la Venta; PV=Puerto del Viento; CNV=Cjo. Navazos,

- similar composición química, determinada mediante EDAX, de los cristales de esmectitas, ilita, paligorskita y clinoptilolita.

#### IV.2. La sílice

En los sedimentos que se estudian en esta Memoria pueden distinguirse tres categorías de  $\text{SiO}_2$ :

a) El cuarzo detrítico, con picos de difracción nítidos, y una relación de intensidades entre las reflexiones a  $4.25\text{\AA}$  y  $3.33\text{\AA}$  situada entre 0.20 y 0.22. Es la variedad más común, estando presente en gran parte de las muestras, si no todas. Las mayores concentraciones se alcanzan en las secuencias de las Unidades Intermedias, donde está acompañado por ilitas aluminicas bien cristalizadas, y en las sucesiones orientales del Subbético Medio Meridional (*Alamedilla, Cjo. Cherín, Pinoso, Gasón y Guadalupe*).

b) Sílice biogénica en radiolaritas, detectada en *Cjo. Morales* y *Cjo.*

*Carboneros*. Actualmente está totalmente transformada a cuarzo, con características mineralógicas idénticas a las de la categoría a).

c) El ópalo CT, que es una variedad mineral híbrida de la sílice, un conjunto donde intervienen las estructuras de la  $\alpha$ -cristobalita y de la  $\alpha$ -tridimita (Jones & Segnit, 1971). Se suele presentar en forma de agregados de cristalitos llamados "lepisferas" (Wise & Kelts, 1972). En difracción de rayos X, este mineral muestra reflexiones a 4.1Å y 2.5Å, con una adicional a 4.25Å correspondiente a la tridimita, que eleva la relación de intensidades entre los dos picos más importantes del cuarzo hasta valores próximos a 0.3 (véase la figura IV.5). Es especialmente abundante en *Valdeinfierno*, *Rambla Seca* y *El Puerto*, habiéndose detectado igualmente en *Río Fardes*.

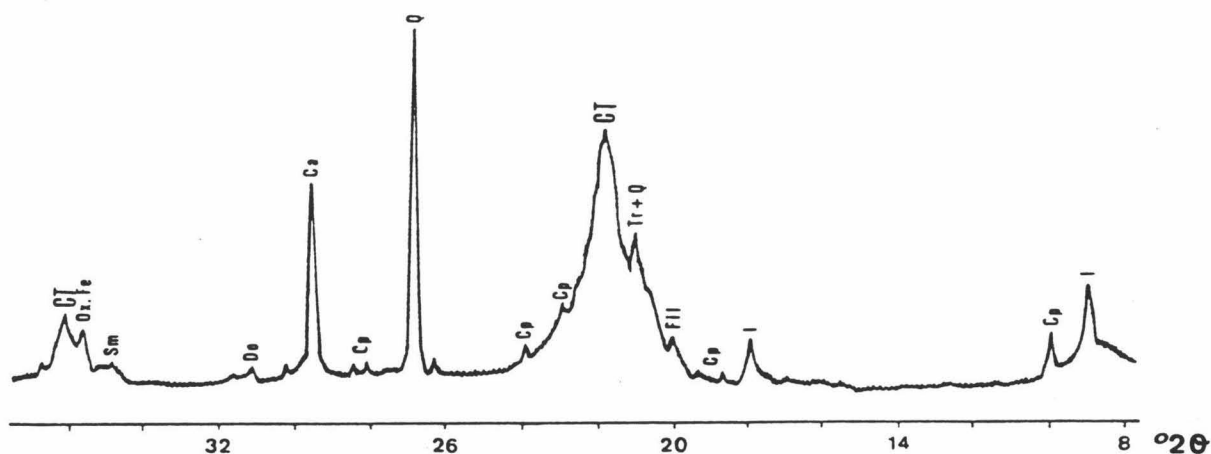


FIGURA IV.5. Difractograma de la fracción 2-20 de la muestra RS-5, Q=Cuarzo; CT=ópalo CT; Tr=Tridimita; Cp=Clinoptilolita; Ca=Calcita; Phy=Filosilicatos; I=Ilita; Sm=Esmectitas; Do=Dolomita; Ox, Fe=óxidos de hierro.

La existencia de esta última fase de sílice en sedimentos marinos asociada, igual que en nuestro caso, a esmectitas, paligorskita y clinoptilolita, ha sido referida por numerosos autores (Aoyagi & Kazama, 1980; Berger & Von Rad, 1972; Boles & Wise, 1978; Calvert, 1974; Kastner, 1981; Riech & Von Rad, 1979; Stonecipher, 1978; entre otros) que llaman al ópalo CT de diversas maneras: lussatita, cristobalita,  $\alpha$ -cristobalita, cristobalita desordenada y cristobalita de baja temperatura. Las implicaciones genéticas que pueden derivarse de su presencia en las pelitas estudiadas hacen aconsejable una discusión detallada de los diversos mecanismos que conducen a la formación de ópalo CT.



## A) La sílice en los océanos

Es conocido que las fuentes de sílice disuelta en el agua marina pueden ser múltiples, destacando entre ellas el aporte por ríos, la disolución de organismos silíceos, la devitrificación y alteración diagenética de rocas volcánicas submarinas, la redisolución de partículas silíceas en las aguas intersticiales del lecho sedimentario y la alteración de diversos silicatos, sobre todo arcillas

Se ha propuesto una valoración de la importancia que cada uno de estos factores tiene en el aporte de sílice disuelta al medio marino (Heath, 1974, figura IV.6). Parece probado que, sea cual sea el origen de dicha sílice, los organismos, fundamentalmente diatomeas y radiolarios, son el principal elemento que fijan este componente en los océanos. La mayoría de los cherts oceánicos depositados desde el Paleozoico Medio han sido interpretados como biogénicos en origen (Wise & Weaver, 1974), e incluso se ha precisado que más del 70%, y a veces el 90%, de la sílice sólida suspendida en las aguas superficiales son diatomeas, en tanto que dominan los radiolarios en las aguas profundas (Calvert, 1974). Otros trabajos posteriores aceptan, igualmente, estas hipótesis (i.e. Kastner et al., 1977, y Riech & Von Rad, 1979).

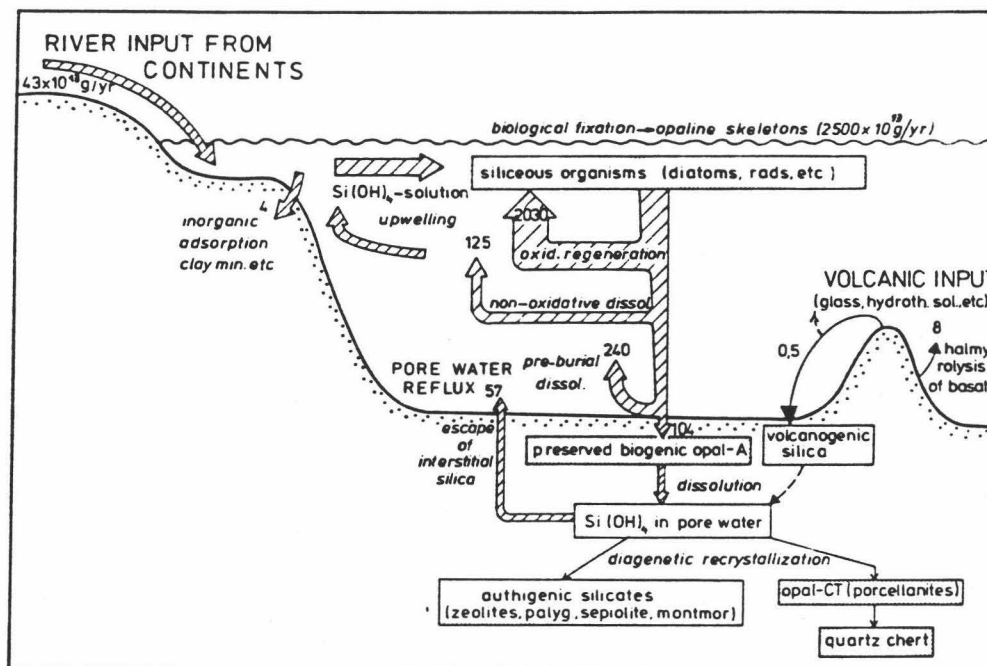


FIGURA IV.6. Ciclo de la sílice disuelta en los océanos (Heath, 1974). Los números representan  $10^{13}$  gr  $\text{SiO}_2$ /año.

Así, la sílice original de la mayoría de los sedimentos silíceos puede considerarse como biogénica. La sílice biogénica se presenta como una fase amorfa hidratada que, en difracción de rayos X, muestra una banda difusa centrada a 3.8-4.1Å. Dicha fase ha sido denominada ópalo A (Jones & Segnit, 1971).

Varios factores pueden favorecer la retención en el sedimento de esta clase de sílice, altamente soluble. Esencialmente, una rápida velocidad de depósito, como en el caso de las facies turbidíticas; un acúmulo bajo la CCD, que aumenta de forma selectiva la cantidad de caparazones silíceos; y, por último, la asociación a detritus volcánicos, que dificulta la disolución del ópalo A debido al incremento de SiO<sub>2</sub> en las aguas intersticiales. Se ha constatado (Steinberg, 1981) que los periodos biosilíceos coinciden con las grandes transgresiones eustáticas y se relacionan con la tasa de expansión oceánica (Pitman, 1978), en épocas que, además, tiene lugar un ascenso de la CCD (Berger & Winterer, 1974).

### **B) Evolución del ópalo A**

El ópalo biogénico depositado suele transformarse, con el tiempo, en ópalo CT y cuarzo. El proceso de transformación es relativamente complejo y da lugar a diferentes clases de cherts y porcelanitas -este último término se usa para designar rocas con >50% de sílice, estando el ópalo CT en mayor proporción que el cuarzo-. Para los sedimentos cretácicos y terciarios del Pacífico W se ha referido que este proceso origina los cherts nodulares de las secuencias carbonatadas y los cherts estratificados entre las arcillas pelágicas y silíceas (Heath & Moberly, 1971). En los sedimentos mesozoicos y cenozoicos del Atlántico Central Von Rad & Rösch (1974) distinguen cuatro tipos de cherts, de acuerdo con los caracteres del proceso diagenético, precisando que los sedimentos con edad inferior a 20-40 m.a. contienen casi exclusivamente ópalo A.

El paso ópalo A ⇒ ópalo CT ⇒ cuarzo se ha explicado de acuerdo con los siguientes procesos:

- I) Disolución del organismo silíceo y subsiguiente precipitación de ópalo CT, o bien reemplazamiento *in situ*, sin disolución previa, en la diagénesis temprana (Wise & Weaver, 1972, 1974; Kastner et al., 1977; Riech & Von Rad, 1979). Este proceso tiene lugar entre los 20 y 50 m.a., a unas profundidades de enterramiento que oscilan entre 100 y 800 metros (Von Rad & Rösch, 1974) y a unas condiciones de presión y temperatura en torno a 250 Kg/cm<sup>2</sup> y 45°C (Aoyagi & Kazama, 1980).

Idénticos procesos han sido invocados para la evolución de la

sílice semiamorfa inorgánica, originada por la alteración de cenizas volcánicas. En este caso, la variedad originada se denomina ópalo C (Jones & Segnit, 1971).

II) Transformación del ópalo CT a cuarzo, mediante reacciones sólido-sólido (Ernst & Calvert, 1969; Heath & Moberly, 1971), solución-precipitación (Stein & Kirpatrick, 1976), o bien *quasi* conversión microestructural sólido-sólido (Riech & Von Rad, 1979). Esta reacción ocurre entre los 70 y 90 m.a, alrededor de 660 Kg/cm<sup>2</sup> y 69°C (Aoyagi & Kazama, 1980). Para calcular la profundidad de enterramiento a la cual tiene lugar este proceso es útil la medida, en Å, del espaciado (101) de ópalo CT (Riech & Von Rad, 1979).

Posteriormente, ocurre la recristalización del cuarzo, con modificación de los hábitos cristalinos y las texturas.

La profundidad propuesta para estas transformaciones en los depósitos silíceos atlánticos se indica en la figura IV.7.

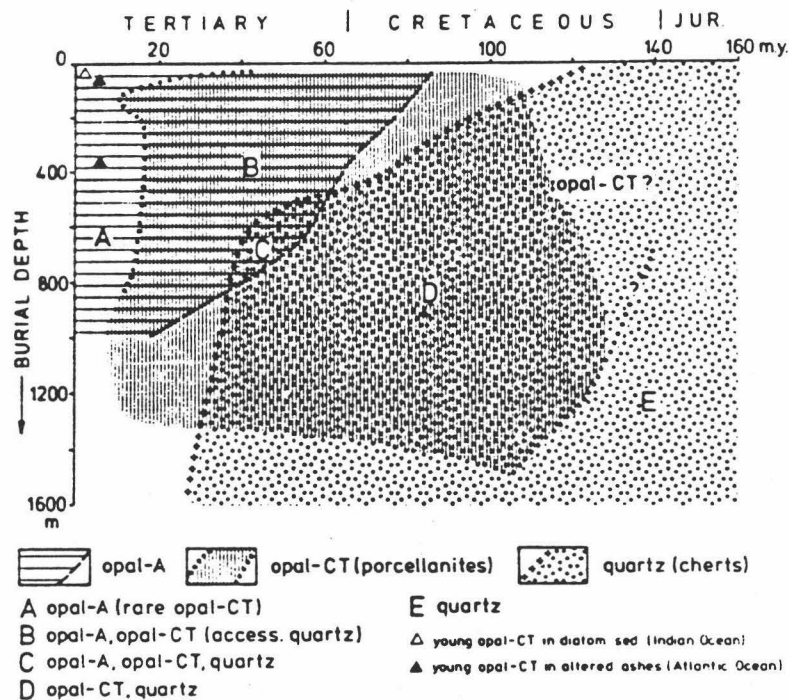


FIGURA IV.7. Campos de estabilidad del ópalo A, ópalo CT y cuarzo diagenético en un diagrama edad/profundidad de enterramiento (tomado de Riech & Von Rad, 1979).

El tipo de diagénesis controla esencialmente las transformaciones que se acaban de referir. Además de las condiciones físicas (presión litostática y temperatura) influye fuertemente el quimismo de las aguas intersticiales (pH, presencia de núcleos de Mg y OH que hacen las transformaciones más lentas, existencia de soluciones alcalinas que disminuyen la energía de

activación de las reacciones, disponibilidad de hidróxidos de Al, Fe, Mg y Mn que favorecen la cristalización de cuarzo, etc.). Obviamente, la naturaleza y permeabilidad del sedimento condicionan, por otra parte, estos procesos (Kastner et al., 1977; Bustillo, 1980).

### **C) El ópalo CT de las secuencias subbéticas**

Al considerar el ópalo CT de las sucesiones subbéticas es necesario, pues, postular procesos diagenéticos desiguales. Debe tenerse en cuenta que estas sucesiones no son estrictamente coetáneas, y que hay sustanciales variaciones en la cantidad de ópalo CT encontrada en cada una de ellas: *Río Fardes* apenas contiene, *El Puerto* muestra concentraciones inferiores al 10%, en tanto que es muy abundante en *Valdeinfierno* y *Rambla Seca*. El índice de cristalinidad de la ilita, mayor en *Río Fardes*, intermedio en *El Puerto* y menor en *Valdeinfierno* y *Rambla Seca*, es un parámetro acorde con la diversa evolución diagenética sufrida por los materiales de cada una de estas secuencias. Para las muestras más ricas en ópalo CT -encontradas en el Subbético Interno- la medida de la reflexión (101) de dicho mineral da valores de 4.075-4.095 Å, correspondientes a una profundidad de enterramiento superior a los 600 mts.

Por otra parte, ya se mencionó en el análisis mineralógico que las concentraciones de ópalo CT varían según las facies. Claras diferencias se observan entre el contenido de las argilitas y el encontrado en las pelitas turbidíticas carbonatadas (figura IV.8).

En las pelitas turbidíticas existe, normalmente, más cuarzo que en las hemipelagitas. Este mayor porcentaje puede deberse a dos causas principales: bien porque haya un mayor aporte de cuarzo detrítico en estos niveles, bien porque la naturaleza carbonatada de la roca influya en el tipo de sílice presente.

Ya se ha puesto de manifiesto que, con excepción de la calcita, la proporción de los diversos minerales presentes en las pelitas turbidíticas y en las capas hemipelágicas es aproximadamente similar. Por este motivo, y aún admitiendo un mayor acúmulo de cuarzo detrítico en las pelitas turbidíticas, se debe pensar que el alto porcentaje de calcita existente en estos niveles ha debido tener una notable influencia. Es necesario un progresivo ordenamiento del ópalo CT antes de su conversión a cuarzo: en los sedimentos carbonatados esta fase está más ordenada, debiendo sufrir, en consecuencia, menos pasos intermedios (Murata & Larson, 1975). La exis-

tencia de impurezas en los sedimentos arcillosos, fácilmente adsorbibles por las pequeñas partículas de ópalo CT, resulta en un menor ordenamiento de esta fase y se retrasa, en consecuencia, su transformación a cuarzo (Kastner et al., 1977; Kastner, 1981). Se ha señalado, igualmente, que los cationes alcalinos y alcalinotérreos, muy frecuentes en las arcillas, favorecen la precipitación del ópalo CT (Lancelot, 1973).

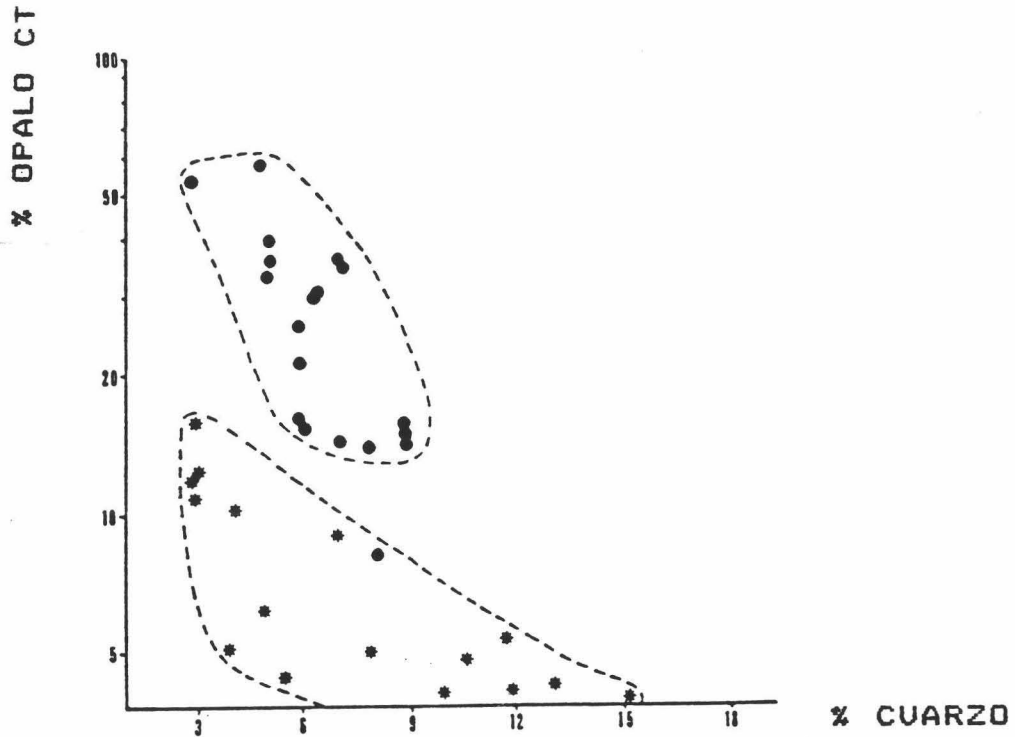


FIGURA IV.8. Naturaleza y distribución de la sílice en las secuencias de *Valdeinfierno*, *Rambla Seca*, *El Puerto* y *Río Fardes*.

● = hemipelagitas con bajo o nulo contenido en  $\text{CO}_3\text{Ca}$ .  
 \* = pelitas carbonatadas relacionadas normalmente con aportes turbidíticos.

Las condiciones de anoxia, que determinaron la preservación de una elevada cantidad de materia orgánica en los niveles hemipelágicos, podrían explicar igualmente las netas diferencias observadas en nuestro caso. Este factor parece favorecer la precipitación directa de ópalo CT y clinoptilolita e inhibir el crecimiento de microcuarzo (Von Rad & Rösch, 1974; Folk & McBride, 1978).

Las distintas variantes de  $\text{SiO}_2$  encontradas en los materiales subbéticos reflejan las diferentes condiciones físico-químicas de los medios de depósito y diagenético. Como, en definitiva, la sílice disuelta en el medio

marino es mayoritariamente biogénica, el problema del origen primero de esta sílice queda sin resolver fehacientemente para las sucesiones subbéticas. En este sentido, sería muy interesante realizar estudios isotópicos del oxígeno del ópalo CT, como indican Henderson et al. (1971) y Knauth & Epstein (1975).

Independientemente del origen, sí se conocen las características físico-químicas del medio diagenético en aquellas secuencias que contienen ópalo CT: la profundidad de enterramiento fue superior a los 600 mts., la presión litostática se situó entre 250 y 660 Kg/cm<sup>2</sup> y la temperatura entre 45 y 69°C. El pH era alcalino y existían núcleos de Mg y OH en las aguas intersticiales que favorecía la precipitación de ópalo CT.

#### IV.3. La calcita

La calcita está presente en la mayor parte de las secuencias analizadas, aunque su proporción varía notablemente de unas a otras en función de la edad de la sucesión, de su posición paleogeográfica y de la naturaleza, hemipelágica o turbidítica, que posea una determinada muestra.

Los datos mineralógicos demuestran que las muestras hemipelágicas oscuras incluidas en las secuencias cuya edad oscila entre el Hauteriviense superior y el Aptense inferior, caso de *Colomera* y *Puerto Carretero*, presentan contenidos elevados de calcita (entre el 40 y el 50%), en contraposición a gran parte de las muestras hemipelágicas del Albense-Coniacense, cuyo porcentaje en dicho componente es muy bajo, e incluso puede faltar. Entre las secuencias del Albense superior - Cenomanense inferior hay que hacer excepción de las sucesiones penibéticas (*Río de la Venta*, *Puerto del Viento* y *Cjo. de los Navazos*), donde la calcita representa entre el 50 y el 70%.

Para los sedimentos del Cretácico medio está constatado que la contribución carbonatada pelágica es esencialmente biogénica, tanto en el Zona Subbética como en otros sedimentos de dicha edad a escala global. Dicha contribución está además garantizada, comprobándose que las facies libres de carbonatos pasan lateralmente a facies carbonatadas.

La conservación del carbonato cálcico derivado de los coccolitofóridos y foraminíferos en el fondo oceánico está condicionada fundamentalmente

por la profundidad de la cuenca de depósito. Se puede pensar, por tanto, que contenidos elevados de calcita en las pelitas hemipelágicas de estas secuencias son indicativos de un depósito sobre el nivel de compensación de la calcita (CCD), ya que por debajo de este nivel no se acumula plancton calcáreo. Para la época que nos ocupa, se ha postulado que la CCD estaba situada entre 3200 y 3500 m. de profundidad en el Atlántico (figura IV.9).

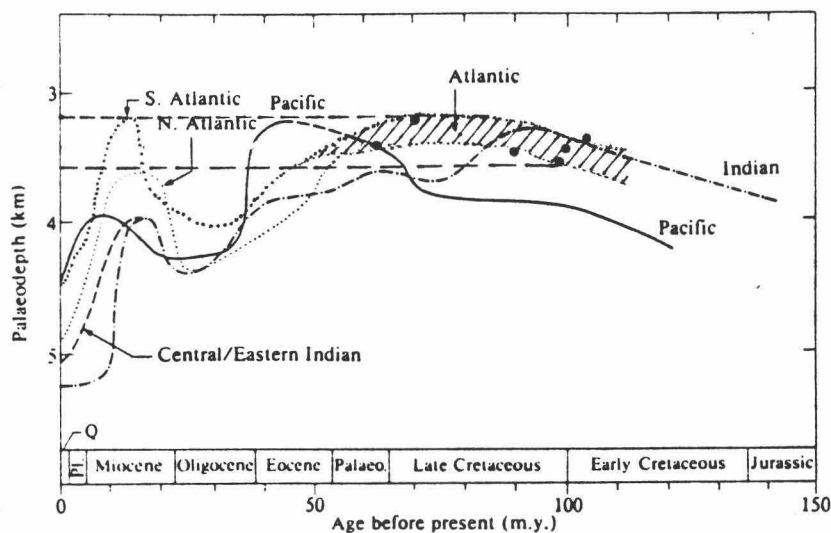


FIGURA IV.9. Profundidad del nivel de compensación de la calcita, desde el Jurásico, en los océanos principales. Se señala la situación, en el Albense-Cenomanense, para el Océano Atlántico (tomado de Van Andel, 1975).

El diferente contenido de calcita existente en las facies hemipelágicas y turbidíticas es, quizás, el criterio más útil en el establecimiento de la paleobatimetría de las cuencas de depósito subbéticas. Como regla general, se puede afirmar que las pelitas turbidíticas poseen elevados contenidos de calcita, en tanto que las facies hemipelágicas apenas presentan dicho componente (ejemplos representativos serían "Río Fardes" y "Valdeinfierno").

Este rasgo, similar al observado en otras *black shales* cretácicas, puede ser objeto de varias interpretaciones. Así, la ausencia de calcita en los niveles hemipelágicos se debería a:

1) **Variación en la producción de  $CO_2Ca$** , esencialmente por plancton marino.

Dos factores interconectados que pudieron tener un efecto directo sobre esta producción son, por un lado las fluctuaciones de las paleotemperaturas globales (Ramsay, 1974) y, por otro, el aporte de nutrientes. Dicho aporte puede modificarse según las condiciones dinámicas del medio:

en aguas anóxicas estancadas los nutrientes tienen escasas oportunidades de reciclarse y estar disponibles en las aguas superficiales. Por tanto, las épocas de anoxia coinciden, como señala Cool (1982), con aquellas de descenso en la producción de plancton y de carbonatos.

2) Efecto de "dilución" de la contribución biogénica carbonatada, debido a una masiva cantidad de aportes de terrígenos finos.

3) Variación en la disolución del carbonato cálcico con la profundidad.

Independientemente de las otras dos causas, se puede afirmar que todo depósito acumulado bajo la CCD presenta contenidos de calcita muy bajos. Es conocido que durante el Cretácico inferior la calcita era un componente habitual en todas las cuencas del Atlántico Norte. En el Cretácico medio se produjo una subsidencia general que condujo a dichas cuencas bajo la CCD, con la subsiguiente disolución de los carbonatos (Van Andel, 1975). Además, el progresivo estancamiento de las cuencas profundas de este dominio produjo una subida de la CCD (Thierstein, 1979; Tucholke et al., 1979; Jenkyns, 1980; De Graciansky et al., 1981; Cool, 1982, y referencias contenidas en estos trabajos).

Son ilustrativas, para la edad que estamos considerando, las figuras que expresan la distribución del  $\text{CO}_3\text{Ca}$  en el Atlántico Norte (figura IV.10). En ellas se aprecia cómo disminuyó, durante el Cretácico medio, la profundidad a la cual se acumularon materiales con bajo contenido en calcita.

En las secuencias subbéticas parece que el factor 1) tiene escasa importancia. De hecho, algunas facies hemipelágicas (Cjo. Cherín, El Cerrajón, p.e.) contienen nannoplancton. Pensar en una dilución por otros componentes no explicaría porqué en algunas muestras claramente hemipelágicas no existen ni siquiera trazas de calcita. El acúmulo bajo la CCD parece ser, en nuestro caso, el factor que tuvo una influencia primordial. Se justificaría así la notable cantidad de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  existente en las pelitas turbidíticas, provenientes con toda seguridad de umbrales situados sobre dicho nivel. Su rápido emplazamiento se traduciría en un inmediato enterramiento que las protegería eventualmente de la disolución (se han encontrado niveles turbidíticos constituidos exclusivamente por foraminíferos pelágicos). Al mismo tiempo, el que algunas muestras hemipelágicas de la Formación Fardes contengan nannoplancton (véase la lámina 5 del Anexo II) y falten los foraminíferos concuerda con los datos de Hsü &



Anderson (1970), quienes demostraron que los foraminíferos planctónicos son, como grupo, menos resistentes a la disolución que el nannoplancton.

El depósito de niveles hemipelágicos libres de carbonatos por debajo del nivel de compensación de la calcita es imaginado, asimismo, en un caso similar de secuencias turbidíticas asociadas a *black shales* cretácicas de los Alpes Orientales (Hesse & Butt, 1976).

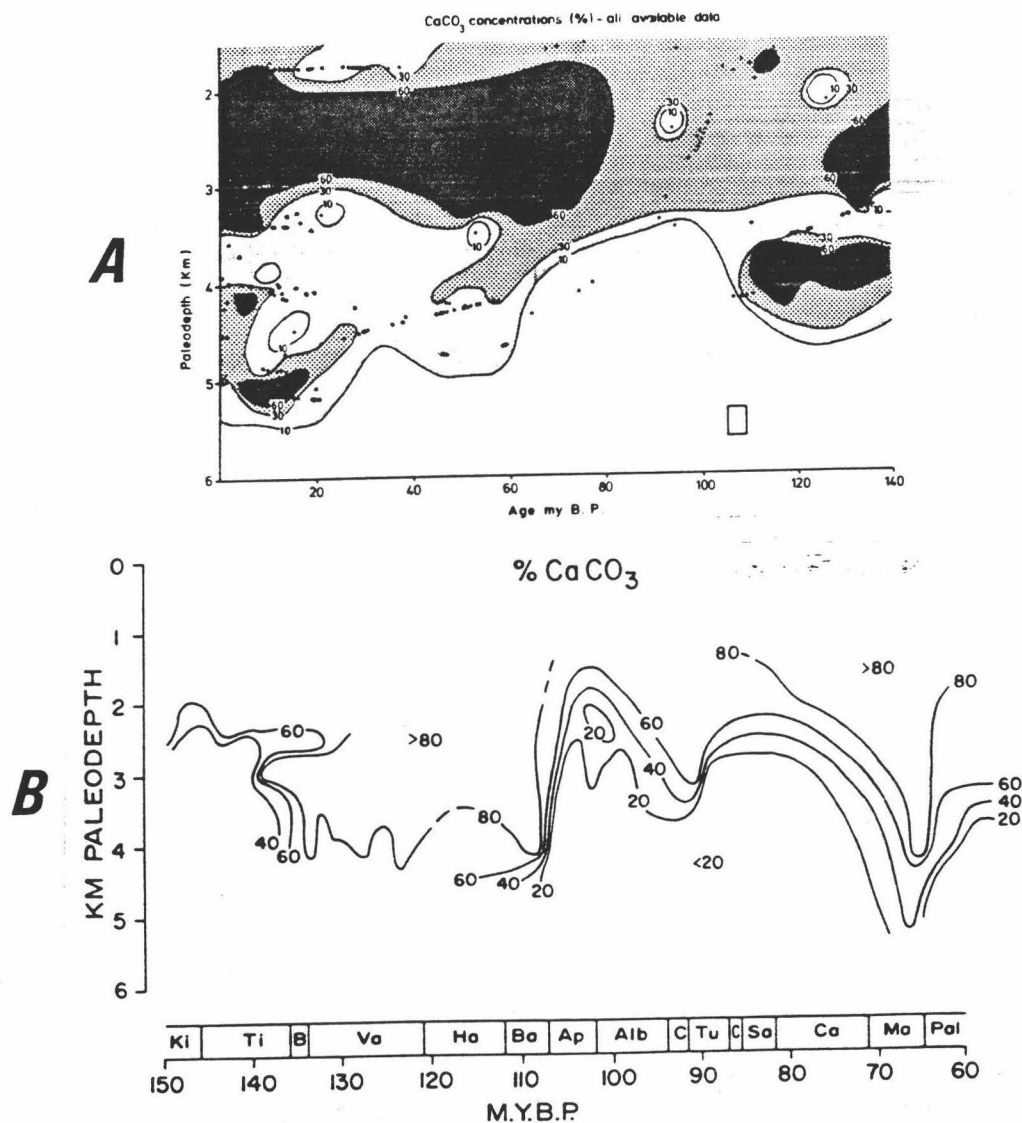


FIGURA IV.10. Distribución del carbonato cálcico (en % del total de la muestra) en las principales cuencas del Atlántico Norte (A, tomado de Thiede, 1979; B, tomado de Thierstein, 1979).

Aceptando, pues, como hipótesis un acúmulo bajo la CCD, se pueden realizar algunas consideraciones acerca de la paleobatimetría de las cuencas turbidíticas cretácicas de la Zona Subbética. En áreas de baja

latitud y escasa velocidad de sedimentación se ha propuesto que las hemipelagitas libres de carbonatos no se acumulan en cuencas cuya profundidad sea inferior a 1 km. (Hesse & Butt, 1976). Haciendo extensivas a la Zona Subbética las consideraciones de Berger & Von Rad (1972), quienes estiman una profundidad de 3500 mts. para la CCD durante el Cenomanense en el Atlántico Central Este, y las derivadas de las figuras IV.9 y IV.10, se puede admitir que la profundidad mínima del depósito de las hemipelagitas subbéticas libres de carbonatos era de 3200-3500 metros. Las pequeñas fluctuaciones observadas en el contenido de calcita de los niveles hemipelágicos de ciertas secuencias (casos de *Morales*, *Carboneros* y de la Fm. *Fardes*) evidencian que la profundidad alcanzada no fue nunca muy superior a las señaladas. Ligeras oscilaciones de la CCD explicarían, por tanto, dichas fluctuaciones.

#### IV.4. Los minerales de la arcilla

##### IV.4.1. LA ILITA, CAOLINITA Y CLORITA

El origen de estos tres minerales está claramente ligado. De hecho, la tríada ilita + caolinita + clorita es el único conjunto arcilloso, en las condiciones que aquí nos ocupan, cuyo origen detrítico parece indiscutible.

La ilita y clorita son productos muy comunes de la meteorización física (Millot, 1964), permaneciendo ambos inalterados durante el transporte. El origen detrítico de ambos minerales es normalmente el aceptado incluso para explicar su presencia en los sedimentos profundos oceánicos (i.e., Berger & Von Rad, 1972; Chamley, 1979a; Latouche & Maillet, 1980). Sólo excepcionalmente (Brosse, 1982) puede generarse ilita y clorita por neoformación: la primera, durante la sericitización de feldespato potásico volcánogénico, y la segunda en la palagonitización de rocas basálticas. No obstante, ninguno de estos procesos se consideran responsables de elevadas concentraciones de ilita y/o clorita.

En la Zona Subbética, estos minerales deben derivar, por tanto, directamente de rocas preexistentes en el área emergida septentrional -Meseta-, suelos desarrollados sobre éstas, o incluso de los materiales más antiguos presentes en los umbrales que limitaban las cuencas de depósito. Hechos

que avalan esta afirmación son la constatación de que las máximas concentraciones de illita y clorita aparecen siempre en muestras de las secuencias septentrionales (Unidades Intermedias y Subbético Medio Septentrional), más próximas al continente; el que en algunas de estas secuencias (p.e. la de Jódar) la materia orgánica sea de origen terrestre -restos de plantas- y esté asociada con illitas muy bien cristalizadas; y, por último, el que ambos minerales sean más abundantes en las pelitas turbidíticas.

Algunos parámetros cristalográficos conducen, igualmente, a suponer un origen detrítico para las illitas subbéticas. El índice de cristalinidad, en concreto, pone de manifiesto: 1) que las series más externas (*Ventana de Huelma, Jódar, Cjo. Morales, etc.*) contienen las illitas mejor cristalizadas, en tanto que las series del Subbético Interno presentan valores de cristalinidad bastante inferiores; 2) que las partículas peor cristalizadas son las inferiores a  $<2\mu$ , lo que parece estar en relación con una mayor degradación de éstas durante el transporte; y 3) que algunas illitas muestran un índice situado en torno a  $0.25^{\circ}2\theta$  (un tamaño de cristalito aproximado de  $320\text{\AA}$ ), característico de condiciones de presión y temperatura relativamente altas -epizona y metamorfismo- no alcanzadas en estas series.

Por otra parte, hay argumentos que indican que las grandes cantidades de illita de las series subbéticas no han podido generarse por transformaciones diagenéticas de otros minerales de la arcilla -en concreto, esmectitas e interestratificados (Dunoyer de Segonzac, 1969; Perry & Hower, 1970)-. Entre ellos cabría destacar:

- la presencia generalizada de esmectitas, indicativo de que la diagénesis no ha alcanzado la zona superior de la diagénesis tardía (Lognivenko & Karpova, 1968)
- la existencia de ópalo CT y de clinoptilolita en algunas muestras señala en el mismo sentido (Aoyagi & Kazama, 1981).

Interesantes consideraciones paleogeográficas se derivan de la naturaleza detrítica de la illita. La primera de ellas resulta al examinar la composición química y cristalinidad de este mineral y comprobar que ambas son diferentes en las secuencias más orientales respecto a las más occidentales dentro de los tres dominios subbéticos considerados. Así, mientras las illitas del primer grupo son ricas en Al y están bien cristalizadas, las del segundo grupo muestran características opuestas. Como no hay criterios que hagan suponer modificaciones químicas importantes durante la diagénesis, puede concluirse que dos áreas fuente diferentes suministraron las illitas acumuladas en las cuencas de depósito cretácicas.

Otro hecho interesante a resaltar es que, en la denominada Formación Fardes, se aprecian diferencias entre el tipo de ilita contenido en las secuencias situadas al Norte de la Falla de Piñar -ricas en Al, bien cristalizadas- y el existente al Sur de este accidente -más pobres en Al, mal cristalizadas-. Ello sugiere que las secuencias de esta Formación situadas inmediatamente al Norte y al Sur de esta fractura en el área del Río Fardes debieron depositarse originalmente más alejadas de lo que actualmente se encuentran los afloramientos.

La caolinita no es dominante en ninguna de las secuencias estudiadas, pues en la práctica totalidad de ellas o está en concentraciones inferiores al 5% o no supera el 15%. Sólo tiene relativa importancia en la sucesión de Jódar (Unidades Intermedias), dónde en algunas muestras puede constituir hasta el 30% de la fracción fina.

El detritismo de la caolinita existente en las secuencias subbéticas viene subrayado por su mayor proporción en aquellas situadas próximas al continente. Las características de este mineral<sup>(1)</sup> hacen que su depósito sea relativamente rápido, justificándose de esta forma las desiguales proporciones que se observan entre las diversas sucesiones. La escasez de caolinita en las secuencias del Subbético Medio Meridional e Interno (Penibético) queda fácilmente explicada, en consecuencia, por la lejanía de estas cuencas al continente.

Dado que la caolinita se puede utilizar como indicador climático (i.e., Dunoyer de Segonzac, 1969; López-Aguayo, 1972; Chamley & Debrabant, 1980; Maillot & Robert, 1980) debería pensarse que durante el Aptense-Albense, época de acúmulo de Jódar, el clima fue cálido y húmedo, existiendo áreas continentales bien drenadas.

#### IV.4.2. LOS INTERESTRATIFICADOS

Las secuencias que presentan mayor proporción de minerales interestratificados son las analizadas en el Subbético Medio Septentrional y Unidades Intermedias, en donde se asocian a minerales de la arcilla detríticos (ilita, clorita, caolinita). En el Subbético Medio Meridional sólo

-----  
(1) Es muy resistente al transporte, por lo que se concentra en la fracción limo. Incluso, son relativamente frecuentes los cristales euhédricos y subhédricos en las muestras donde la caolinita es abundante (foto 4, lámina IV, Anexo II).

se han encontrado en *Colomera* -junto a idénticos componentes que en el caso anterior- y en el Penibético están presentes en *Puerto del Viento* y *Cjo. de los Navazos*, asociados con illita, esmectitas y paligorskita.

Salvo en la secuencia de la *Ventana de Huelma* (donde constituyen el 20% en la fracción arcilla), los interestratificados no alcanzan concentraciones importantes, oscilando su proporción entre trazas y 5%. La variedad más frecuente es el interestratificado illita-esmectita.

La génesis de estos componentes es diversa, pudiéndose originar:

- por procesos de meteorización y alteración de filosilicatos en el área fuente durante la edafización (Chamley et al., 1978; Sudo & Shimoda, 1977).
- mediante transformaciones diagenéticas de otros minerales de la arcilla. (Dunoyer de Segonzac, 1969; Pollastro, 1985, entre otros).
- en procesos de neoformación, representando en tal caso una etapa transitoria en una evolución que transforma illita y/o clorita a esmectitas o viceversa (Dunoyer de Segonzac, 1969).
- por los procesos de palagonitización (Brosse, 1982).

La mayor representación de minerales interestratificados en las secuencias más septentrionales y su normal asociación a illita, clorita y caolinita, minerales que han sido descritos previamente como detríticos, nos inclina a pensar en que los interestratificados son minerales heredados del continente, aunque no se descarta que un pequeño porcentaje derive de algún tipo de transformación diagenética.

#### IV.4.3. LAS ESMECTITAS

Al contrario que para los minerales anteriormente considerados, mayor problemática existe cuando se trata de explicar el origen de las esmectitas. Las diversas génesis posibles de estos componentes hacen que aún se mantengan algunas interrogantes a este respecto.

Las esmectitas son el principal componente arcilloso de la práctica totalidad de las secuencias analizadas en los Dominios Subbético Medio Meridional y Subbético Interno. En consecuencia, la discusión que sigue estará centrada en dichos Dominios.

## **A) Modelos genéticos propuestos**

Altas concentraciones de esmectitas, similares a las que se pueden observar en las series subbéticas, son habituales en los sedimentos cretácicos acumulados en medios marinos pelágicos (i.e., Von Rad & Rösch, 1972; De Graciansky et al., 1981; Chamlay & Debrabant, 1982). Abundan particularmente en las secuencias pelíticas atlánticas ricas en materia orgánica y depositadas durante el Cretácico medio (Brosse, 1982).

La presencia de esmectitas en estos sedimentos ha sido interpretada de varias maneras, sin que sean excluyentes entre sí los diversos orígenes propuestos. De hecho, pueden coexistir esmectitas de diferente procedencia.

### *I) Como minerales detríticos, heredados de cuencas continentales y/o epicontinentales.*

Esta hipótesis es defendida por diversos autores (Paquet, 1970; Chamley, 1979a,b; Debrabant & Foulon, 1979) que las consideran como minerales secundarios provenientes de suelos hidromorfos existentes en dominios continentales mal drenados y sometidos a climas cálidos con contrastes marcados en la pluviosidad.

### *II) Como productos de neoformación en el curso de las fases iniciales de la diagénesis.*

Este origen es mantenido por Brosse (1982) para parte de las esmectitas acumuladas durante el Cretácico medio en el Atlántico Norte, haciendo comparación con las esmectitas de los medios actuales, frecuentemente enriquecidos en  $Mg^{2+}$  y sílice. En este proceso genético, el exceso de Mg necesario en las aguas intersticiales del medio diagenético puede provenir bien de la propia agua marina (Perry, 1975), o bien derivar de la halmirolisis de minerales ferromagnesianos volcanogénicos (Calvert, 1971; Von Rad & Rösch, 1972; entre otros). En cuanto al exceso de sílice disuelta, puede ser biogénica (Arthur, 1975), o estar relacionada con la alteración de rocas volcánicas.

### *III) Como productos de alteración de rocas volcánicas submarinas.*

Es conocido que la alteración submarina de rocas basálticas da lugar a minerales del grupo de las esmectitas. Los diversos procesos que conducen a esmectitas de este origen han sido ampliamente tratados por diversos autores (Fischer, 1977; Mevel, 1980; Rusinov et al., 1980; Ailin-Pyzin & Sommer, 1981; Hein & Vanek, 1981; Papavassiliou & Cosgrove, 1981;

MacMurtry et al., 1983; Noack, 1983; Alt & Honnorez, 1984). Existen divergencias en cuanto a los tipos de alteración y las condiciones físico-químicas en que ésta se produce. Sin embargo, la mayoría de ellos coinciden en subrayar algunos hechos significativos que se comentan a continuación:

- La circulación de agua marina y soluciones hidrotermales que alteran el basalto preferentemente en la zona de fracturas es la causante de la formación de esmectitas.
- Esta alteración submarina viene controlada fundamentalmente por la temperatura, el tiempo de contacto efectivo entre las soluciones y el vidrio volcánico, así como la composición original de éste.
- La transformación a minerales de la arcilla se suele producir a bajas temperaturas (<50°C)
- Este proceso resulta en una pérdida relativa de Mg, Na, Ca, Fe<sup>2+</sup> y Ti, y una ganancia de Si, Al, Fe<sup>3+</sup>, K, Li y Rb respecto a la composición original del basalto.

Sobre las crestas volcánicas medio-oceánicas las concentraciones de esmectitas suelen ser pequeñas (Brosse, 1982). Este hecho implica que si la gran mayoría de esmectitas de los sedimentos oceánicos son productos de alteración de rocas volcánicas submarinas, necesariamente han sufrido un transporte. En este caso, y si el transporte es considerable, las esmectitas deberán ser consideradas como partículas detríticas, aunque estén generadas en las rocas volcánicas expuestas en la cuenca oceánica. Von Rad & Rösch (1972) y Houghon et al. (1975) citan ejemplos de sedimentos atlánticos cuyas arcillas han podido acumularse de este modo.

Los diversos orígenes que se acaban de comentar no son excluyentes, pues varios tipos de esmectitas pueden coexistir en un mismo sedimento. La composición química de las esmectitas en sedimentos marinos no proporciona ningún criterio válido que sirva para diferenciar esmectitas de distintos orígenes, ya que, en general, la evolución de estos minerales hace converger dicha composición. Sin embargo, si se observan las siguientes tendencias:

1. Las esmectitas de origen detrítico son generalmente aluminicas, y se encuadran dentro del término beidellítico (Debrabant et al., 1985).
2. Aquellas originadas en la alteración submarina de rocas básicas suelen pertenecer a los términos nontronítico y/o saponítico (i.e.

Bass, 1976; Scheidegger & Stakes, 1974; Andrews et al., 1977; Robinson et al., 1977; Scott, 1977; Humphris et al., 1980; Pritchard, 1980). No obstante, es muy frecuente encontrar otros términos con composiciones más aluminicas (Melson & Thompson, 1973; Mevel, 1980; Rusinov et al., 1980), sobre todo en las esmectitas circundantes a los focos volcánicos submarinos (Hein et al., 1979; Rateev et al., 1980; McMurtry et al., 1983; Debrabant et al., 1985; Parra et al., 1985, entre otros).

3. Tanto la progresiva alteración de las rocas volcánicas como la evolución diagenética de las esmectitas lleva aparejada una pérdida de Mg y Fe y una ganancia de Al, K, agua y Tierras Raras ligeras (Donnelly et al., 1980; Juteau et al., 1985; Pollastro, 1985). En opinión de Noack (1983), las primeras esmectitas formadas son trioctaédricas; al cabo de 2 m.a. comienzan a aparecer variedades dioctaédricas, siendo éstas últimas prácticamente exclusivas cuando pasan 10 m.a. Se ha citado en algunos casos, i.e. las islas Faeroe (Atlántico N), que la evolución de las esmectitas derivadas de basaltos es la siguiente: Saponita Fe → Esmectita Fe,Mg (di-tri) → Beidellita K,Fe (Parra et al., 1985).

### ***B) Origen de las esmectitas subbéticas***

En los sedimentos subbéticos existen criterios que avalarían cualquiera de las hipótesis arriba enunciadas. Teniendo en cuenta que en la asociación mineral existen minerales claramente detríticos (cuarzo, ilita, clorita y caolinita) se podría pensar que las esmectitas heredan de áreas continentales; la presencia de paligorskita en numerosas secuencias hace pensar en medios básicos ricos en Mg, por lo que no extrañaría una neoforación diagenética precoz de las esmectitas; por último, el que haya paligorskita, clinoptilolita y ópalo CT junto a las esmectitas puede indicar que la alteración de rocas volcánicas ha sido importante, pues dicha asociación ha sido repetidamente citada como típica de la halmirolisis de rocas básicas (Hathaway & Sachs, 1965; Bonatti & Joensuu, 1968; Weaver, 1968; Reynolds, 1970; Cook & Zemmels, 1972; Von Rad & Rösch, 1972; Calvert, 1974; Hein et al., 1978; Velde, 1985).

A pesar de ser sugerente, el origen detrítico presenta varios inconvenientes cuando se invoca como mecanismo de acúmulo de elevadas cantidades de esmectitas en las secuencias subbéticas. Entre ellos, habría que



citar en primer lugar la ausencia de esmectitas en las sucesiones septentrionales, más próximas al continente cretácico. Además, la fragilidad e inestabilidad de las esmectitas las hacen resistir mal los transportes largos, pudiéndose alterar o transformar, por tanto, en otros minerales. Por último, se deberían imaginar medios de transporte nada agresivos desde el punto de vista químico.

La existencia de notables cantidades de esmectitas en sucesiones que no contienen paligorskita (p.e. Alamedilla, Pinosa, Guadalupe,...) parece restar, por otra parte, importancia a la neoformación durante los primeros estadios de la diagénesis.

La composición química que aparece en las esmectitas subbéticas puede llevarnos a concretar algunas ideas de su génesis. Dicha composición se representa en los diagramas triangulares de la figura IV.11. En ellos, se toma como pauta comparativa la composición de las esmectitas de la Formación Fardes, ya que de ésta se poseen suficientes datos adicionales de la mineralogía (López Galindo, 1984; Sebastián et al., 1984; López-Aguayo et al., 1985) y el carácter de las facies sedimentarias y de la cuenca de sedimentación está mejor puntualizado (Comas, 1978). En la misma figura se observa, igualmente, la composición de los cristales de paligorskita e ilita encontrados en algunas de estas secuencias<sup>(1)</sup>.

Tres hechos principales pueden deducirse de la observación de esta figura:

- La homogeneidad composicional de la mayor parte de las esmectitas correspondientes a las diversas secuencias. Con una variación de +/- 0.2 átomos por elemento mayoritario, la fórmula mineralógica media es la siguiente:



- Las esmectitas correspondientes a la serie de *Valdeinfierno*, y sobre todo las que se encuentran en las muestras superiores de esta secuencia, son las más diferentes.

- Se puede observar algunas composiciones -marcadas con una estrella- netamente diferentes y son, en general, más ricas en Fe y Mg. Dichas esmectitas están en proporción 1:4 respecto a las mayoritarias.

---

(1) A pesar de que esmectitas e ilitas muestran al microscopio electrónico morfologías similares, su distinción se ve favorecida por el hecho de que la difracción electrónica evidencia defectos de apilamiento en los cristales de esmectitas (compárese las fotos 3 y 4, lámina 1, Anexo 2).

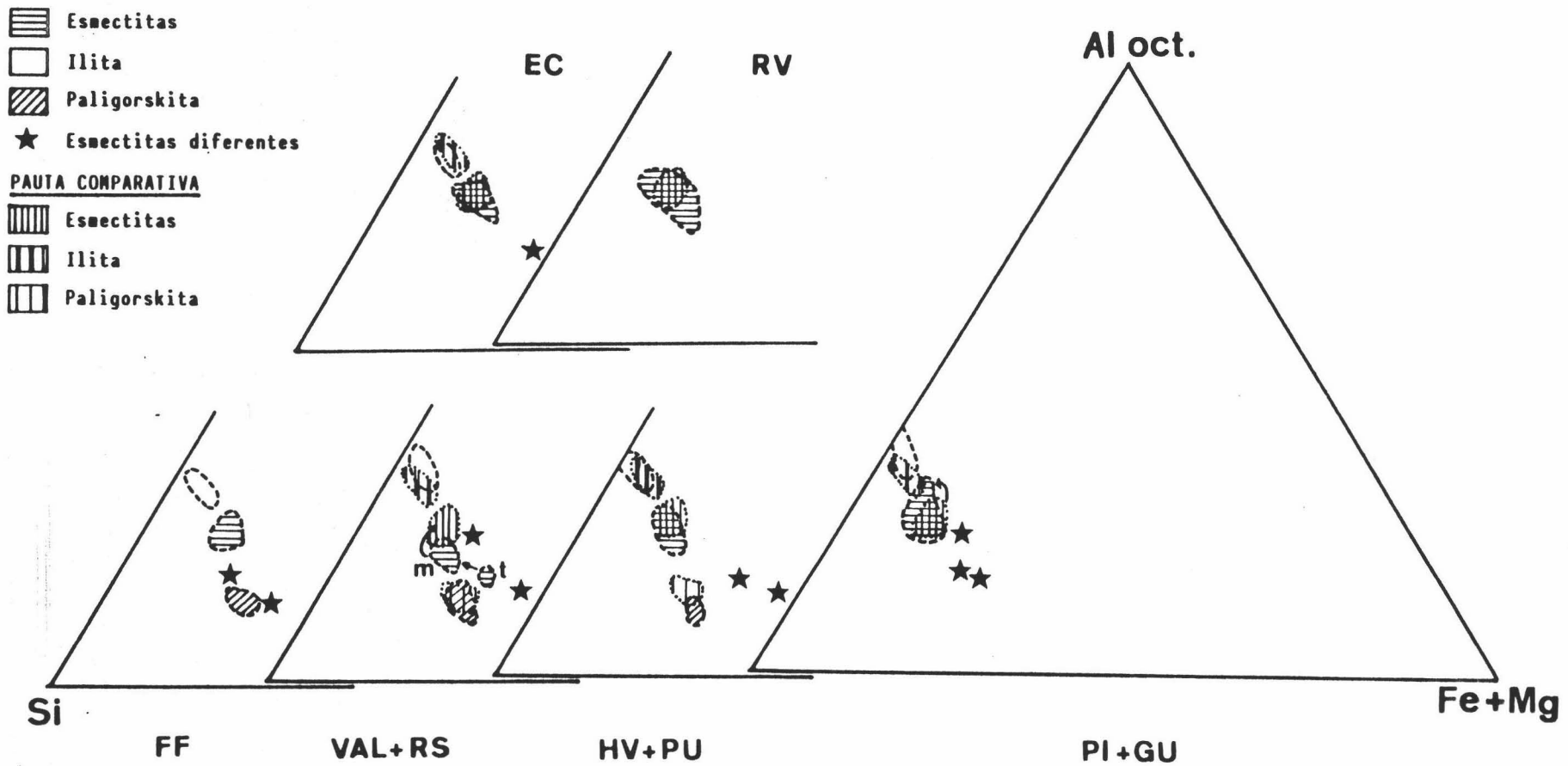


FIGURA IV,11, Composición química de las esmectitas, illitas y paligorskita encontradas en algunas secuencias del Subbético Medio Meridional y Subbético Interno/Penibético. Como pauta comparativa se representa, en áreas delimitadas por puntos, la composición de los cristales de esmectitas, illita y paligorskita determinada en la Formación Fardes (Río Fardes, Alamedilla).  
 FF=Formación Fardes; VAL=Valdeinferno (t;techo, m;muro); RS=Rambla Seca; HV=Hoya de las Vacas; PU=El Puerto; PI=Pinosa; GU=Guadalupe; EC=El Cerrajón; RV=Río de la Venta.

Aún con el riesgo que implica el establecer un origen determinado para las esmectitas encontradas en las secuencias de los Dominios Subbético Medio Meridional e Interno, hay determinados criterios que abogan por considerarlas, en una importante proporción, como originadas durante la alteración de rocas basálticas submarinas, sin excluir que parte de ellas sean detríticas y deriven de la erosión continental. Estos criterios son:

- La existencia de algunas esmectitas bastante más ricas en Fe y Mg, que pueden ser "testigos" de la composición primitiva de las primeras arcillas que se originaron.
- La elevada concentración de esmectitas.
- El alto valor del índice de Biscaye.
- La semejanza composicional que existe entre las esmectitas subbéticas y algunas de las encontradas en rocas basálticas submarinas alteradas (véase la figura IV.12, A) o bien en las proximidades de focos volcánicos submarinos (figura IV.12, B).
- Los bajos contenidos en Tierras Raras ligeras que presentan las muestras del Río Fardes.
- El predominio de K (0.35 átomos por media celdilla unidad) en la capa interlaminar sobre el Ca (0.11 átomos) y el Na (trazas).
- La presencia de clinoptilolita en algunas muestras.
- Las esmectitas más pobres en Fe y Mg se presentan en las secuencias con un mayor grado de diagénesis, medido según el índice de cristalinidad de la illita.

Algunos de estos criterios han sido utilizados por otros investigadores para asignar a las esmectitas un origen ligado a la alteración submarina de rocas volcánicas básicas. En sedimentos actuales del Atlántico Norte (Parra et al., 1985) y en materiales cenozoicos del mar de Bering (Hein & Scholl, 1978) la razón invocada ha sido la alta cantidad de esmectitas. Cristalinidades elevadas encuentran Biscaye (1965) y Gurbunova & Shirshov (1976). Contenidos bajos en Tierras Raras ligeras registran, entre otros, Hein & Vanek (1981) y Papavassiliou & Cosgrove (1981). El predominio de K en la capa interlaminar sobre los demás iones ha sido puesto de manifiesto en esmectitas originadas durante la alteración, a baja temperatura, de basaltos submarinos de varias localidades (Melson & Thompson, 1973; Mevel, 1980; Papavassiliou & Cosgrove, 1981; Scheidegger & Stakes, 1977). El factor de enriquecimiento de este elemento durante la formación de esmectitas a partir de basaltos oscila entre +4000 y +8500

(Desprairies & Jehanno, 1983), actuando dicho proceso como un importante elemento fijador de potasio en el medio oceánico.

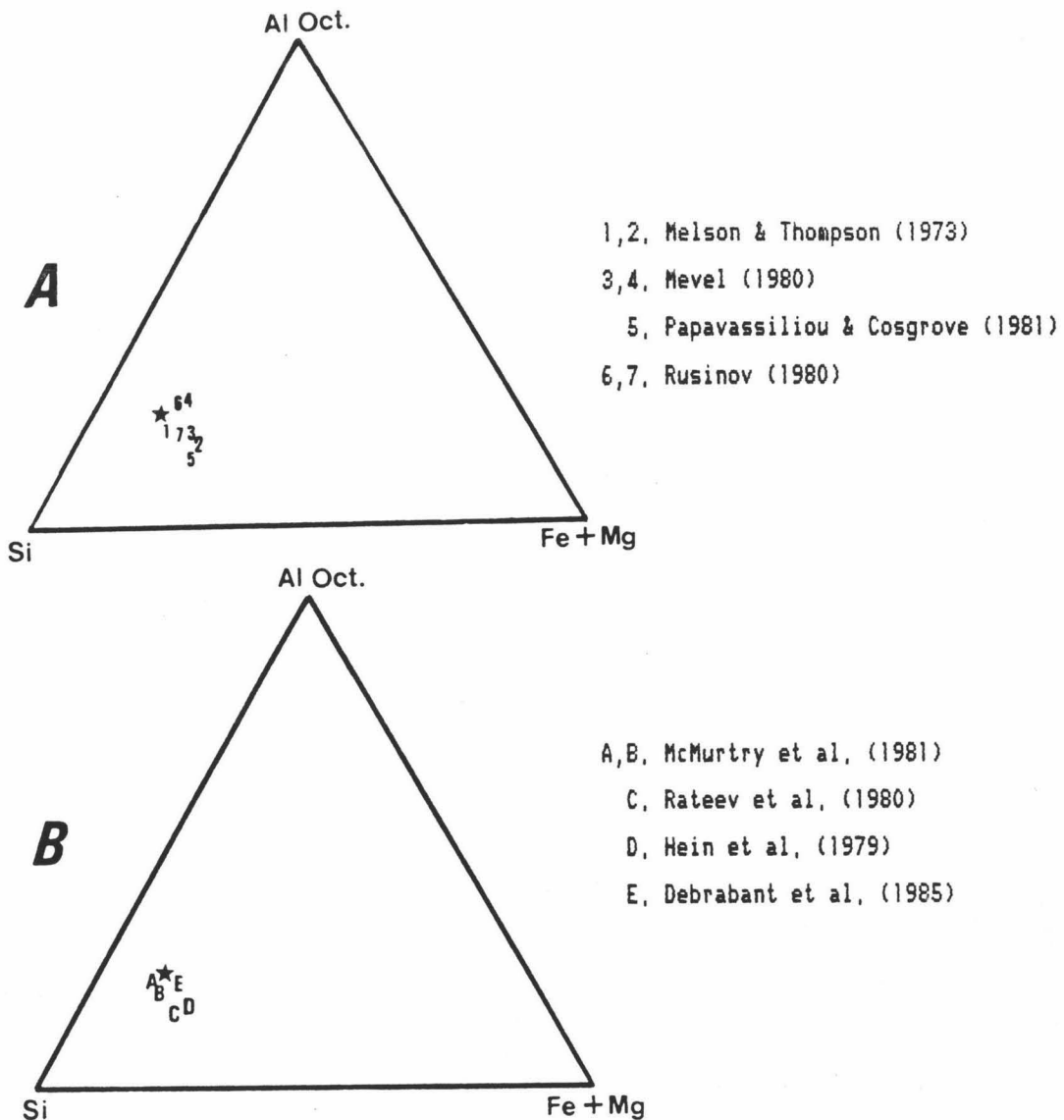


FIGURA IV.12. Comparación entre la composición química media de las esmectitas subbéticas (señalada con un asterisco) y la ofrecida en la bibliografía como perteneciente a algunas esmectitas originadas en la alteración submarina de basaltos (A) y a las encontradas en sedimentos circundantes de rocas volcánicas submarinas (B).

La relación Fe/Al de las esmectitas asociadas a clinoptilolita y ligadas genéticamente a basaltos alterados es  $\approx 0.4$ , siendo el orden de abundancia en la capa octaédrica  $Al > Fe > Mg$  (Kastner, 1976). Ambos hechos pueden constatararse en las esmectitas subbéticas.

Finalmente, el hecho de que las secuencias con un grado de diagénesis mayor contengan las esmectitas más pobres en Fe y Mg podría deberse a una

pérdida de dichos elementos durante la evolución diagenética. Esto explicaría, por una parte, las diferencias que se observan en la figura IV.13 entre la composición de las esmectitas de la Fm. Fardes (con una cristalinidad media en la ilita de  $0.40^{\circ}2\theta$ ), *Valdeinfierno* ( $0.56^{\circ}2\theta$ ) y *Pinosa + Guadalupe* ( $0.38^{\circ}2\theta$ ); y, por otra, el porqué las esmectitas son, en general, más pobres en Fe y Mg que las composiciones típicas producidas en la alteración actual de material volcánico submarino.

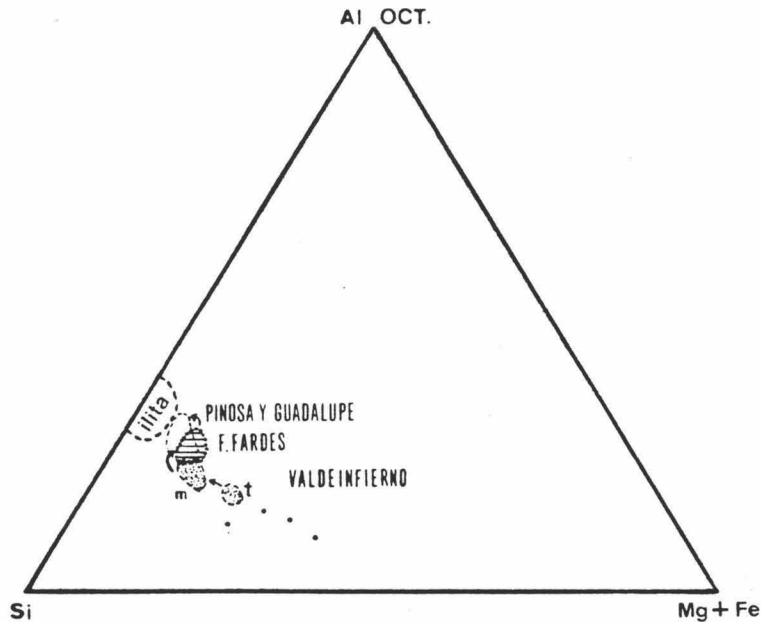


FIGURA IV.13. Diferencias composicionales existentes entre las esmectitas de la Fm. Fardes y las de *Pinosa, Guadalupe* y *Valdeinfierno*. Las flechas indican la probable evolución diagenética hacia términos ilíticos. t;techo; m;muro, °=esmectitas diferentes

Si estos hechos se aceptan como evidencia de que el origen de las esmectitas subbéticas está relacionado con la alteración submarina de rocas basálticas, dichas esmectitas debieron sufrir un transporte posterior, ya que en las proximidades de las secuencias analizadas no existen rocas coetáneas de esta naturaleza. En este mismo sentido apunta el que la composición de las esmectitas sea semejante a la encontrada en *black shales* atlánticas acumuladas durante el Cretácico medio (Debrabant et al., 1985), indicando que la influencia local que pudo tener la cresta volcánica medio subbética, expuesta durante el Cenomanense en algunos puntos de la cuenca subbética (i.e. proximidades de Alamedilla) fue escasa.

Por el momento, no se puede cuantizar la magnitud del transporte, pero debe tenerse en cuenta que los materiales estudiados se depositaron en una zona de comunicación entre el Protoatlántico y la Mesogea, durante

una época de importante creación de corteza oceánica en el Atlántico Norte. En consecuencia, la alteración halmirolítica que, con toda probabilidad, sufría dicha corteza pudo proporcionar el exceso de sílice, hierro y magnesio necesario para la formación de esmectitas.

Algunas pruebas de la existencia de corrientes submarinas que transportasen las partículas minerales, mecanismo cuya importancia ha sido señalada por Hoffert et al. (1978), parecen deducirse del hecho de que, por una parte, la asociación mineral observada no varíe apreciablemente a lo largo de las diversas secuencias estudiadas en los Dominios Subbético Medio Meridional e Interno; que, por otra, dicha asociación aparezca en las pelitas turbidíticas intercaladas entre las hemipelagitas (López Galindo, 1984); y que, finalmente, las series más septentrionales estén constituidas exclusivamente por minerales detríticos. Dichas evidencias apoyan claramente la idea de que fuertes corrientes de fondo uniformizaban el aporte de esmectitas que, procedentes de otros ámbitos, llegaban tanto a los surcos como a los umbrales pelágicos de la cuenca sedimentaria.

#### IV.4.4. La paligorskita

Este mineral es menos frecuente que los hasta ahora considerados. Alcanza proporciones relativamente importantes en algunas muestras de las secuencias del *Río Fardes*, *Rambla Seca*, *El Puerto* y *Río de la Venta*, siendo significativa su ausencia en las series del Subbético Medio Septentrional y Unidades Intermedias.

La paligorskita se suele acumular en medios básicos ricos en sílice y Mg y pobres en Al y Fe (Millot, 1964), siendo un mineral típico de precipitación química en cuencas continentales y/o marinas cerradas o con pobre comunicación con el mar abierto. En estas cuencas la concentración iónica es fuerte y la paligorskita se asocia a la precipitación de carbonatos (Sebastián et al., 1975; Weaver & Beck, 1977).

En sedimentos marinos profundos es un mineral relativamente común, como así han mostrado los *Initial Reports of the DSDP*. Los diferentes orígenes que la paligorskita puede tener en estos sedimentos hace difícil, al igual que ocurría con las esmectitas, el establecimiento de un origen concreto para este mineral. Algunas de las apariciones de paligorskita en

sedimentos pelágicos han sido explicadas de la siguiente forma:

I) *Es un mineral detrítico y hereda del continente.*

Para Chamley et al. (1980) es una especie heredada, nacida en los medios costeros de zonas con climas cálidos y humedad muy contrastada y en régimen transgresivo. Dichos medios se caracterizan por una morfología poco pendiente y están sometidos a la alternancia de evaporación y a la invasión del mar.

II) *Deriva de la alteración de rocas basálticas oceánicas.*

Se ha referido que la paligorskita crece autígenamente en reacciones halmirolíticas similares a las que dan lugar a las esmectitas (Berger & Von Rad, 1972). Asimismo, se ha encontrado paligorskita que resulta de acciones hidrotermales sobre el material basáltico (Couture, 1977). Es, pues, probable que este mineral sea un subproducto de la alteración a baja temperatura de basaltos submarinos, proceso que lleva aparejada una liberación de Si y Mg, iones necesarios para formar paligorskita. Este origen viene avalado por el desarrollo de la paragénesis esmectita (dioctaédrica)-clinoptilolita-paligorskita (Velde, 1985).

III) *Se neoforma "in situ" (por precipitación)*

Para que la paligorskita precipite directamente son necesarios tanto un exceso de sílice y magnesio como un pH básico (Wollast et al., 1968). El aluminio preciso para originar este fibroso nunca falta en sedimentos ricos en arcillas.

En adición a lo señalado, influye el valor de la razón Al/Si+Mg (Weaver & Beck, 1977). Se necesitan fluctuaciones locales de las concentraciones del SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para provocar la precipitación de paligorskita, ya que la actividad del Ca y Mg permanece constante debido a su abundancia en el agua marina.

IV) *Es un mineral diagenético*

La paligorskita puede formarse diagenéticamente junto a clinoptilolita y ópalo CT a partir de la alteración de esmectitas y/o cenizas volcánicas (Hathaway & Sachs, 1965; Bonatti & Joensuu, 1968; Von Rad & Rösch, 1972, 1974). Su frecuente asociación a montmorillonita, clinoptilolita, ópalo CT y feldespato potásico así lo sugiere (Kastner, 1981). En estas condiciones, la paligorskita precipitaría a partir de soluciones ricas en Mg y sílice.

En el medio diagenético, las fuentes de Si y Mg son múltiples. Para el primero se ha citado la disolución de organismos silíceos y la devitrificación de material volcánico finamente disperso (Von Rad & Rösch, 1972; Kastner, 1981). El Mg provendría bien del agua marina (Perry, 1975), de soluciones hidrotermales o del liberado en la conversión del ópalo CT a cuarzo (Donnelly & Merrill, 1977).

La ausencia de paligorskita en las secuencias del Subbético Medio Septentrional y Unidades Intermedias hace altamente improbable que este mineral tenga un origen detrítico. Diversas razones nos inclinan a pensar que, de los tres procesos restantes, sea la formación durante la diagénesis el mecanismo más probable que originó la paligorskita en las secuencias subbéticas, a pesar del problema que supone el establecer en qué momento de la evolución diagenética aparece este mineral.

Es difícil suponer que las cuencas subbéticas eran lo suficientemente cerradas e incomunicadas con el mar abierto como para que se produjese una concentración apreciable de Mg y Si y precipitara como tal paligorskita. Si así fuera, no habría explicación para la paligorskita encontrada en las facies turbidíticas, provenientes con toda seguridad de umbrales vecinos, o para la existente en las secuencias penibéticas.

Por otra parte, si este mineral se originó durante la alteración de rocas volcánicas junto a las esmectitas, parece claro que debería aparecer en todas aquellas secuencias que contienen esmectitas de características similares a las del *Río Fardes*. Sin embargo, es notoria su ausencia en *Alamedilla*, *Pinosa*, *Guadalupe*, etc.

El hecho de que la paligorskita siempre aparezca asociada a esmectitas; que un aumento de su porcentaje lleve aparejado una disminución de la concentración de esmectitas; que sea más abundante en las muestras que acusan un grado de diagénesis ligeramente superior (por ejemplo, en el Miembro I de la Formación Fardes y en *Rambla Seca*); y la evidencia de que su composición química es muy similar a la encontrada en las esmectitas (véase la figura IV.11) reflejan, por el contrario, que este mineral se origina diagenéticamente a partir de las esmectitas mediante una adición de Si y Mg. Se justificaría así la riqueza en Al y Fe que presentan los cristales de paligorskita. Ligeras variaciones en el pH o en las concentraciones de Si, Al y Mg en el ambiente diagenético serían las causantes de su aparición, o no, en una determinada secuencia.

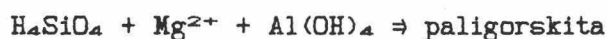
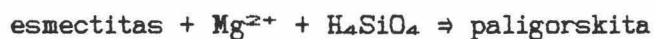
Similares composiciones químicas de esmectitas y paligorskitas a las



observadas por nosotros son descritas, en materiales del SW de los Estados Unidos, por Weaver (1984), quien atribuye el mismo origen a la paligorskita.

La mayor parte de la paligorskita presente en las secuencias estudiadas se ha debido formar, pues, como producto de la transformación directa de esmectitas en el medio diagenético. En este proceso, la cantidad de Al y Fe permaneció constante, obteniéndose Si, Mg y H adicional a partir de soluciones. Se generó paligorskita en los ambientes donde el pH era alcalino (entre 8 y 9) y estos iones alcanzaron la concentración suficiente.

Las reacciones diagenéticas pudieron ser del tipo siguiente:



#### IV.5. Minerales ocasionales

En este apartado se tratarán aquellos minerales cuya aparición no es sistemática, restringiéndose sólo a algunas muestras y secuencias. Su proporción no suele superar unos pocos porcentos pero, en cambio, presentan un alto interés como indicadores de las condiciones físico-químicas imperantes en los ambientes de depósito y diagenético. Prácticamente la totalidad de ellos se limitan a las muestras hemipelágicas de las series pertenecientes al Subbético Medio Meridional e Interno.

##### IV.5.1. LA CLINOPTILOLITA

Esta zeolita aparece en algunas facies hemipelágicas de los afloramientos del *Río Fardes*, *Valdeinfierno*, *Rambla Seca*, *El Puerto* y *Hoya de las Vacas*, presentándose normalmente como cristales idiomorfos de pequeño tamaño, inferior a 40 $\mu$  (lámina III, Anexo 2). No puede descartarse que existan pequeños porcentajes de clinoptilolita en otras muestras, pues su concentración ha de ser superior al 3% para que sea detectada en difracción de rayos X (Velde, 1985).

La clinoptilolita, junto a la phillipsita, es uno de los minerales

autígenos más significativos en sedimentos pelágicos, siendo ambos importantes fijadores de elementos alcalinos y alcalinotérreos. Fueron reconocidas como componentes ocasionales de los sedimentos marinos profundos a partir de los datos suministrados por el *Deep Sea Drilling Project* (Cook et al., 1971; Berger & Von Rad, 1972; Fan & Rex, 1972; Stonecipher, 1976; Couture, 1977; Boles & Wise, 1978; Kastner & Stonecipher, 1978; Iijima, 1978, entre otros).

En general, el material volcánico -sobre todo vidrio y palagonita- es el precursor más común de las zeolitas sedimentarias (Bonatti, 1965; Hathaway & Sachs, 1965; Sheppard & Gude, 1969; Von Rad & Rösch, 1972; Kolla & Biscaye, 1973; Tsirambides, 1986), aunque se ha demostrado que este tipo de material no es necesario para su formación (Boles & Wise, 1978; Mélières, 1979).

#### COMPOSICION QUIMICA

La composición química precisa de los diversos cristales de clinoptilolita que se han podido analizar viene recogida en la tabla IV.1 y en la figura IV.14. En ambas se compara la composición química habitual de las clinoptilolitas encontradas en sedimentos marinos profundos -tipo "deep-sea"- con la hallada en las muestras subbéticas, pudiéndose comprobar que estas últimas son más ricas en Na y Ca. Igualmente se observa una cierta variación en la razón Si/Al de la clinoptilolita, aunque, por definición (Boles, 1972), esta razón puede oscilar entre 4.0 y 5.25.

TABLA IV.1. *Proporciones atómicas sobre la base de 72 oxígenos y relaciones Si/Al y Na+K/Si+Al de las zeolitas subbéticas, junto a las correspondientes a clinoptilolitas descritas en sedimentos marinos profundos.*

Mineral	Serie	Si	Al	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Na	Ca	K	Si/Al	Na+K/Si+Al
Clinoptilol.	El Puerto	28,91	6,07	0,32	--	3,76	2,02	1,13	4,762	0,139
Clinoptilol.	El Puerto	29,04	6,27	0,28	--	3,48	1,42	1,54	4,631	0,142
Clinoptilol.	Valdeinfierno	28,73	6,83	0,25	--	2,58	1,78	1,38	4,206	0,111
Clinoptilol.	F. Fardes	28,87	6,35	0,27	--	3,28	1,72	1,36	4,546	0,131
Clinopt. (1)	Valor medio	29,70	6,30	0,10	0,2	1,30	0,50	3,10	4,714	0,122
Clinopt. (2)	Valor medio	29,21	6,88	0,17	0,2	2,69	0,11	2,67	4,245	0,148
Erionita ?	Valdeinfierno	26,88	9,25	0,30	--	1,11	2,08	2,38	2,906	0,097
Analcima ?	Valdeinfierno	27,49	9,00	0,02	--	6,29	0,31	0,06	3,051	0,174

(1) Stonecipher (1978), Clinoptilolitas de sedimentos marinos pelágicos.

(2) Boles & Wise (1978), Clinoptilolitas de sedimentos atlánticos de edad Cretácica.

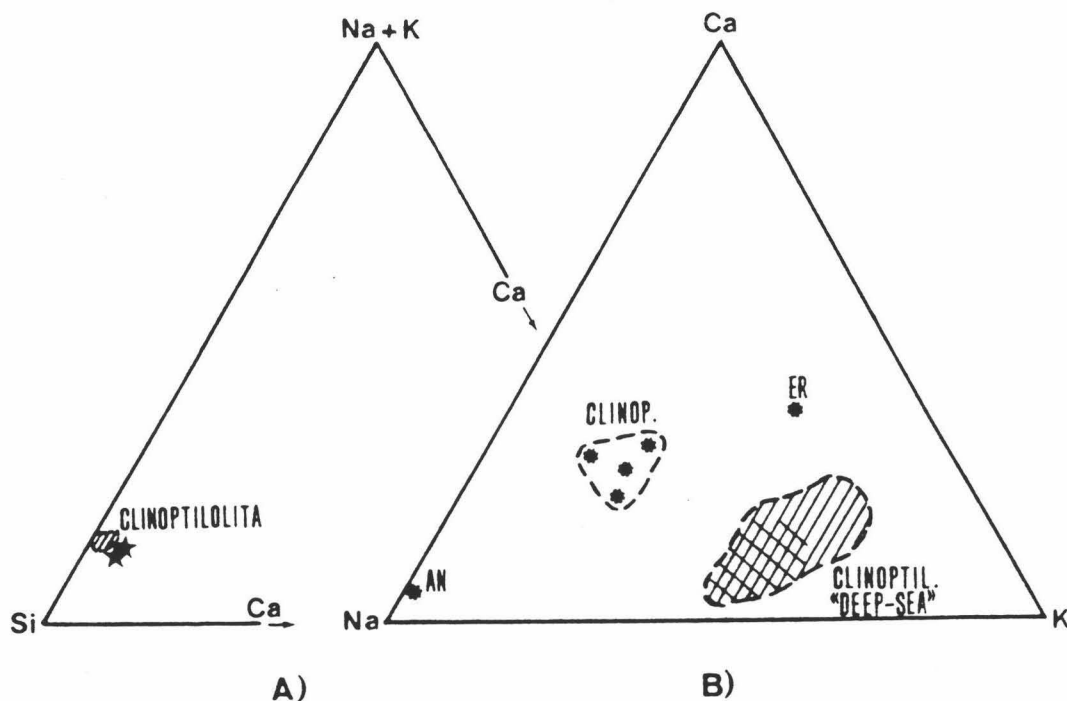


FIGURA IV.14. Representación triangular de la composición química de las diversas zeolitas encontradas en las hemipelagitas subbéticas -indicadas por asteriscos y estrellas- y su comparación con clinoptilolitas halladas en sedimentos marinos profundos -áreas rayadas-

Además, se señala la presencia de otras zeolitas con composición netamente diferente. La próxima al vértice correspondiente al sodio se ha identificado como analcima (AN) y la señalada con la sigla "ER" puede corresponder bien a una phillipsita o a una erionita. La asociación "esmectita-paligorkitailita-ópalo CT-phillipsita" parece ser incompatible (Kastner & Stonecipher, 1978), por lo que nos inclinamos a pensar en una erionita.

#### GENESIS DE LA CLINOPTILOLITA

En un amplio estudio realizado por Stonecipher (1976) sobre la distribución de la clinoptilolita y la phillipsita en sedimentos marinos profundos se pone de manifiesto cómo la primera es relativamente abundante en sedimentos margosos y arcillosos del Atlántico. Su proporción aumenta, mientras disminuye la correspondiente a la phillipsita, con la edad de los sedimentos hasta alcanzar un máximo en el Cretácico. En esta edad es típica la asociación "esmectita-paligorskita-ilita-ópalo CT-clinoptilolita", siendo la clinoptilolita estable a profundidades de enterramiento superior-

res a los 800 mts.

Las apariciones de clinoptilolita en los sedimentos perforados por el DSDP hasta 1978 son bastante ilustrativas en lo que respecta al origen de este mineral. Así, Boles & Wise (1978) sintetizan que un 70% de las apariciones de clinoptilolita en el DSDP ocurre en arcillas pelágicas, ooze de microfósiles y chalks; el 22% de estas apariciones está asociado a sedimentos descritos como volcanogénicos y, en un número bajo de casos, la clinoptilolita reemplaza a microfósiles silíceos.

Parece no existir duda en descartar para este mineral un origen terrígeno en los medios pelágicos, dada su poca resistencia a la erosión, pero sí existe en cuanto a su posible "material precursor".

En estos medios se ha sugerido una formación a partir de vidrio basáltico por adición de sílice y agua (Berger & Von Rad, 1972; Cook & Zemmels, 1972). La sílice provendría fundamentalmente de la disolución de microfósiles silíceos (radiolarios, espículas de esponjas, etc). En los casos en que aparece clinoptilolita directamente sobre dichos microfósiles puede asegurarse que la sílice tiene este origen (Mélières, 1979). En este proceso, los minerales de la arcilla proporcionan el Al y Ca necesarios para la formación de zeolitas.

Se ha indicado igualmente que la presencia de esmectita, el mineral de la arcilla más comúnmente asociado con clinoptilolita, es indicativa de una primera presencia de vidrio volcánico (ver Kastner, 1976, y Kastner & Stonecipher, 1978).

La ausencia de tal vidrio en la mayoría de los sedimentos que contienen clinoptilolita parece indicar que este componente no es un requisito indispensable, pues la disolución de microfósiles silíceos puede suministrar la sílice necesaria y las arcillas los demás iones (Boles & Wise, 1978).

Hay que señalar, sin embargo, que muchos sedimentos pelágicos contienen al menos trazas de material volcánico y que, en otros muchos, dichas trazas han desaparecido como consecuencia de reacciones con el agua marina. Cabría recordar que un producto típico de la alteración submarina de rocas basálticas es la phillipsita (Kastner, 1976; Andrews et al., 1977; Scarfe & Smith, 1977; Iijima, 1978; Pritchard, 1980; entre otros). El hecho de que, por una parte, los cristales de phillipsita contenidos en sedimentos de edad superior a los 10 m.a. muestren sus bordes corroidos (Boles & Wise, 1978), y que, por otra, la proporción de este mineral disminuya mientras aumenta la correspondiente a clinoptilolita, parece evidenciar que

este último mineral se origina, con cierta frecuencia, a partir de la phillipsita, mediante la adición de sílice y agua en los procesos diagenéticos. Este origen ha sido constatado, entre otros, por Berger & Von Rad (1972), Stonecipher (1978), Boles (1979) y Kastner (1981).

En las pelitas subbéticas no se encuentran trazas de material volcánico ni de phillipsita. Sin embargo, varios hechos indican que el origen de la clinoptilolita está ligado a la alteración de rocas volcánicas básicas. Entre ellos podríamos citar los siguientes:

- la elevada proporción de esmectitas de origen volcánico, altamente cristalinas, como ya se ha indicado en el apartado correspondiente al origen de las esmectitas.

- la existencia, aunque en cantidades muy pequeñas, de analcima y erionita en los sedimentos analizados. Ambos minerales se asocian normalmente a los productos de alteración de rocas volcánicas de carácter básico, fundamentalmente basaltos (Bass et al., 1973; Drever, 1976; Andrews et al., 1977; Kastner & Stonecipher, 1978, y Pritchard, 1980).

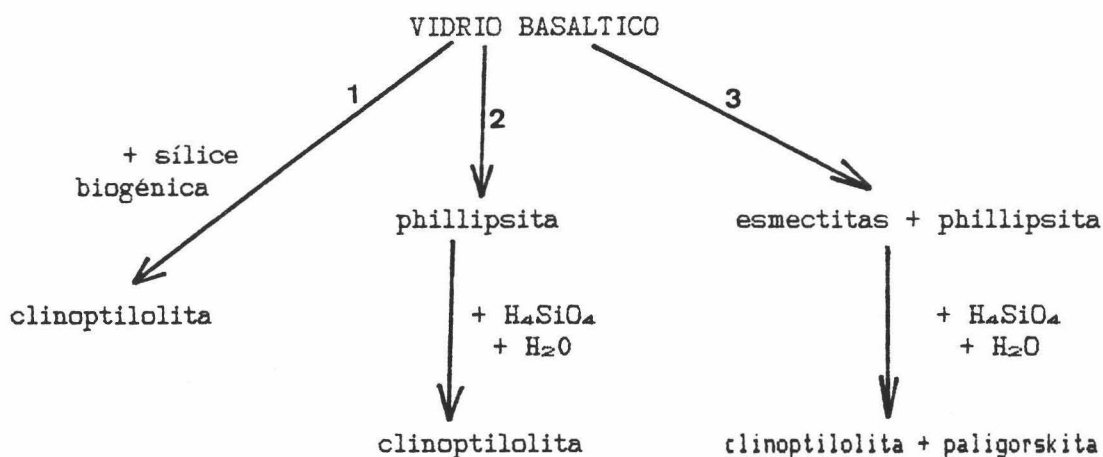
- el alto contenido en Ca de las clinoptilolitas. En opinión de Sheppard (1971) y de Iijima (1978), la clinoptilolita rica en Na y K prevalece en tobas ácidas alteradas, en tanto que las ricas en Ca aparecen relacionadas claramente con rocas volcánicas máficas.

Este origen a partir de material basáltico explicaría la presencia de Si, Al, Fe y Ca, siendo el Na y K tomados del agua marina. El carácter idiomorfo de los distintos cristales encontrados indica una autigénesis en el seno del sedimento a partir de fluidos ricos en tales elementos durante los primeros estadios de la diagénesis, tal y como ha sido referido para otras clinoptilolitas marinas. La proporción de Na, Ca y K puede reflejar la composición de estos fluidos diagenéticos.

Por otra parte, el alto valor de la relación Si/Al observado en la clinoptilolita sugiere fuertemente que el medio diagenético tenía una alta actividad de sílice y baja de aluminio. Ello explica porqué la clinoptilolita es más abundante en las muestras con alto contenido en ópalo CT. La presencia de esta fase de sílice indica que estas clinoptilolitas no se han visto afectadas por temperaturas superiores a los 50-60°C, correspondientes a una profundidad de enterramiento inferior a los 1000-1200 mts.

A modo de resumen de lo indicado en este apartado, se sintetizan en el siguiente esquema los distintos mecanismos propuestos para el origen de clinoptilolita a partir de vidrio basáltico. La existencia de paligorskita

en la asociación mineral de las secuencias subbéticas sugiere que, en nuestro caso, el proceso más probable es el señalado con el número 3.



#### IV.5.2. LA PIRITA

Este mineral ha sido detectado en los materiales del Miembro I de la Formación Fardes y de *Colomera*, donde constituye nódulos de forma ovoide. En otras secuencias, su primera presencia queda puesta de manifiesto por los numerosos restos de limonita que en ellas pueden encontrarse (i.e. *Barbahijar-Los Prados, Guadalupe, Pinoso, Jódar, Río de la Venta...*). Los nódulos que aparecen sin alterar están, a veces, parcialmente oxidados en superficie y, en *Río Fardes*, atravesados por finas fracturas con una disposición preferentemente radial. En estos nódulos se ha encontrado, además, yeso, goethita, calcita e indicios de natrojarosita (López Galindo et al., 1983).

Las partes menos afectadas por las facturas están frecuentemente integradas por un agregado de cristales de pirita con textura granoblástica poligonal. En otras ocasiones pueden distinguirse cristales idiomorfos o hipidiomorfos con secciones correspondientes a hábitos de piritoedros.

La presencia de pirita es relativamente común en las facies pelágicas oscuras. De hecho, con frecuencia es la causante del color negro que dichas facies exhiben (Tuchocke & Vogt, 1979). En las *black shales*, este mineral se desarrolla después del depósito y refleja la intensidad de las condiciones anóxicas en las aguas intersticiales y en las próximas al fondo (Kendrick, 1979). La reducción anaeróbica bacteriana de los sulfatos suministra

el azufre necesario: si el proceso reductor del oxígeno ha progresado lo suficiente para llegar al de reducción de sulfatos, el contenido en  $O_2$  en las aguas del fondo o intersticiales es cero, originándose en tal caso ácidos en la forma del  $SH_2$  ó  $SH^-$  (Richards, 1965; Deuser, 1975).

La fuente principal de hierro la constituyen las partículas terrígenas finas de óxidos e hidróxidos, que son adsorbidas por los minerales arcillosos. Dichas partículas son siempre abundantes y están diseminadas en los depósitos marinos. Puede contribuir, igualmente, el hierro contenido en la red de ciertos filosilicatos, sobre todo de esmectitas férricas (nontronitas).

Ambas condiciones -reducción anaeróbica y presencia de  $Fe^-$  se dieron en las facies hemipelágicas de las sucesiones subbéticas. Los nódulos de pirita debieron formarse, en consecuencia, a partir de pirita dispersa durante la etapa de sedimentación-diagénesis temprana.

Es evidente que la presencia de pirita y de materia orgánica en las hemipelagitas de las secuencias subbéticas tiene un significado en el ámbito paleogeográfico marino en donde se depositó este tipo de materiales. Su presencia ha de interpretarse como que en tal medio existían zonas de circulación restringida, al menos en un momento dado, en las que prevalecieron condiciones esencialmente reductoras, con independencia de la profundidad.

#### IV.5.3. LA NATROJAROSITA

La natrojarosita, y ocasionalmente la jarosita, pueden aparecer formando niveles discontinuos de color amarillento en las pelitas de la Formación Fardes y en las secuencias de *Pinosa*, *Valdeinfierno* y *Hoya de las Vacas*, o bien constituyendo cuerpos nodulares incluidos en las hemipelagitas de estas sucesiones. Los minerales que se suelen asociar a estos sulfatos son goethita, cuarzo, yeso y minerales de la arcilla. Esporádicamente se ha detectado materia orgánica.

El análisis de esta asociación mineral y el modo de aparición de las mineralizaciones indica claramente que no existe relación singenética entre la natrojarosita y el resto de los minerales de las pelitas, en concreto de los minerales de la arcilla. Además, es conocido (McAndrew et al., 1975; López Aguayo et al., 1977; etc.) que las condiciones de formación para la natrojarosita no son compatibles con las que determinan la formación de

ilita y montmorillonita, por ejemplo.

Sin embargo, el origen secundario de la natrojarosita -mediante procesos de oxidación de minerales primarios de hierro por la acción de soluciones supergénicas ricas en  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{SO}_4^-$  y álcalis- propuesto como esquema general por numerosos autores (Brophy & Sheridan, 1965; Alaimo & Ferla, 1975; Abbaticchio et al., 1977 ) es coherente con la asociación mineral encontrada por nosotros y con la disposición que la natrojarosita muestra en el campo.

En efecto, la natrojarosita aparece en pequeños lentejones discontinuos o en cuerpos de tendencia nodular, en zonas con claros indicios de alteración. Recordemos además que, entre los minerales que aparecen en las hemipelagitas, está la pirita. Se propone un esquema genético a partir de este mineral, mediante un proceso de oxidación. Así lo atestigua la alta cantidad de hierro que continene la natrojarosita.

El proceso puede formularse del siguiente modo: la natrojarosita se ha formado como producto de una simple reacción producida cuando los iones  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{SO}_4^-$ , originados tras la oxidación de la pirita, han contactado o reaccionado con iones Na. El hierro ha sido transportado al estado de ión complejo hidrolizable del tipo  $[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_5\text{OH}]^{2+}$ .

Es fácil suponer, en nuestro caso, que el sodio necesario para la formación de la natrojarosita ha sido suministrado por los minerales de la arcilla (esmectitas, fundamentalmente) y por cloruro sódico, compuesto que ha sido detectado en la Formación Fardes. En este proceso secundario de oxidación se ha podido originar igualmente yeso.

#### IV.5.4. LA BARITA

Aunque no está muy extendida, conviene citar la presencia de barita en las hemipelagitas del Miembro I de la Formación Fardes. Dicho mineral se presenta en nódulos, más o menos redondeados, de textura fibroso-radiada. Los estudios por microscopía ponen de manifiesto que se trata de cristales aciculares con textura "cone in cone", que rodean a un nódulo central constituido por cristales granulares de igual naturaleza.

La presencia de esta textura y la forma de disponerse los cristales hace pensar que los nódulos de barita se hayan constituido como tales, muy probablemente en la etapa de diagénesis temprana, como sucedía con los de pirita.



Un origen diagenético es igualmente el postulado para los cristales de barita que, con cierta frecuencia, aparecen en los sedimentos atlánticos de edad Aptense-Cenomanense (Dean & Schreiber, 1978), como así parece sugerir el que su proporción crezca con la edad de los materiales.

La mayor parte de las teorías que tratan sobre el origen de la barita encontrada en los sedimentos profundos invocan procesos volcánicos (caso de los cristales idiomorfos precipitados autígenamente en las proximidades de dorsales medio-oceánicas), biogénicos o una combinación de ambos. En los casos donde no existe vulcanismo próximo, se ha constatado que la barita se asocia frecuentemente con sedimentos pelágicos ricos en materia orgánica (Church & Wolgemuth, 1972; Dean & Schreiber, 1978), evidenciando que, en estos depósitos, el Ba deriva de la oxidación de materia orgánica rica en este elemento.

No existe constatación de que exista vulcanismo submarino próximo y coetáneo a los materiales que constituyen el Miembro I de la Formación Fades. En cambio, sí se observan en dichos materiales numerosos niveles ricos en materia orgánica, por lo que se propone que el Ba deriva, en la Formación Fardes, de dicha materia orgánica.

Algunas precisiones físico-químicas del medio diagenético pueden hacerse considerando la paragénesis "pirita-barita". Dado que el primer mineral necesita condiciones suficientemente reductoras ( $\text{SH}^-$ ), y que la barita requiere que parte del azufre esté en forma de  $\text{SO}_4^{2-}$  (condiciones oxidantes), debería concluirse que el sistema redox no estaba en equilibrio. Sin embargo, la existencia de evaporitas infrayacentes (o incluso expuestas en la cuenca cretácica) de edad Triás Keuper puede ser la causa que hiciera innecesaria una oxidación de la pirita para proporcionar azufre, debido a la abundancia de iones  $\text{SO}_4^{2-}$  disponibles en el medio diagenético.

En definitiva, se concluye que la barita encontrada en el Miembro I de la Formación Fardes se formó diagenéticamente en condiciones ligeramente reductoras, derivando el Ba principalmente de la materia orgánica. Los iones sulfato necesarios pudieron provenir bien del agua marina o bien del yeso triásico.

#### IV.5.5. LA DOLOMITA

La dolomita aparece en muy pocas muestras, siempre hemipelágicas. A

veces está ligada a la paligorskita (*Río Fardes, Hoya de las Vacas*) debido a que ambas especies se favorecen en medios básicos, suficientemente ricos en  $Mg^{2+}$ . Su presencia testificaría, por tanto, que tal medio ha existido.

No obstante, existen otras explicaciones alternantivas que justifican, igualmente, su presencia. Debe mencionarse que este mineral aparece cuando las facies son alternativamente carbonatadas y arcillosas (Berger & Von Rad, 1972), como es el caso de las secuencias turbidíticas subbéticas.

Para algunas apariciones de dolomita en sucesiones con escasas intercalaciones carbonatadas turbidíticas (*i.e. Guadalupe, Pinosa y Gasón*) parece probable que su presencia está ligada a la evolución de la materia orgánica en el curso de la diagénesis, que puede llevar aparejada la precipitación de carbonatos en diferentes niveles (Curtis, 1980). Así, cerca de la interfase agua/sedimento, donde las bacterias atacan la materia orgánica según un esquema del tipo  $SO_4^{2-} + 2CH_2O$  (mat. org.)  $\Rightarrow$   $HS^- + HCO_3^- + H_2CO_3$ , se produce un enriquecimiento en iones bicarbonato que permite la neoformación de calcita y dolomita.

#### IV.5.6. EL YESO

La disposición del yeso en lechos finos y discontinuos que atraviesan la estratificación de algunas secuencias (*Río Fardes, Guadalupe, Pinosa, etc.*) sugiere que la génesis de este mineral en dichas series es claramente secundario, probablemente ligado a la oxidación de los sulfuros primarios. El Ca necesario ha podido ser suministrado por los minerales de la arcilla, fundamentalmente esmectitas.

#### IV.5.7. EL FELDESPATO POTÁSICO IDIOMORFO

Este mineral se presenta, a veces, bajo la forma de cristales idiomorfos de muy pequeño tamaño (véanse las fotos 1,2 y 3, lámina IV, Anexo 2) en los afloramientos del *Cjo. Cherín* y *Valdeinfierno*. Esta morfología, junto a la pureza composicional que dichos cristales acusan, hacen pensar que son el resultado de reacciones diagenéticas del tipo "clinoptilolita + K -  $H_2O \Rightarrow$  feldespato potásico + cuarzo", tal y como sugieren Hay (1966) y Sheppard & Gude (1968).

V. CONSIDERACIONES  
PALEOGEOGRAFICAS

## V. CONSIDERACIONES PALEOGEO- GRAFICAS

Durante el Cretácico medio, como en el resto del Mesozoico, la evolución del Paleomargen Sudibérico se inscribe en el contexto cinemático de las placas europea y africana, regido a su vez en esta época por las etapas de apertura y expansión del Atlántico Norte Central y Septentrional (diversas reconstrucciones pueden encontrarse en Dewey et al., 1973; Hsü & Bernoulli, 1978; Bourgois, 1980; Vera, 1981; entre otros). Recientemente se ha postulado que la situación geodinámica en este paleomargen durante el Mesozoico fue transtensiva-extensional (García-Dueñas & Comas, 1983; Comas & García-Dueñas, 1984), proponiéndose que la máxima extensión se consiguió a partir del Cretácico inferior y que prosiguió hasta que tuvo lugar la situación de convergencia entre Iberia y Africa, durante el Cretácico terminal - Paleógeno inferior.

El adelgazamiento cortical en el paleomargen, durante esta etapa extensional, se tradujo en el desarrollo de fallas normales, probablemente lístricas, que permitió la individualización de diversas cuencas flanqueadas por umbrales pelágicos -"surcos colgados"- (García-Dueñas & Comas, 1983). Estas estructuras modificaron la fisiografía del margen y controlaron la distribución de facies gravitatorias y también hemipelágicas. Probablemente, las batimetrías más profundas alcanzadas durante el Cretácico se consiguieron en algunos depocentros de estos surcos.

Las facies pelágicas oscuras que se han estudiado en este trabajo corresponden, precisamente, a depósitos acumulados durante esta etapa y en algunos de estos surcos. El estudio de la mineralogía de dichas facies ha corroborado la compartimentación del paleomargen durante el Cretácico medio y el desarrollo de áreas de surco con diferentes condiciones de confinamiento, donde se acumulaban distintos tipos de materiales pelíticos, tanto turbidíticos como hemipelágicos. El análisis mineralógico constata, igualmente, que las batimetrías más profundas se consiguieron en el surco más meridional.

## *La compartimentación de la cuenca*

La existencia de paleopendientes que favorecían el desarrollo de flujos gravitatorios es un hecho demostrado por la frecuente presencia de facies resedimentadas en las secuencias del Cretácico medio. Asimismo, las litologías de los materiales resedimentados indican que diferentes áreas o altos paleogeográficos suministraban dichos aportes.

Considerando la distribución de las facies gravitatorias (turbiditas y olistostromas) (Comas 1978, Ruíz-Ortíz, 1980, Comas et al., 1982), así como la distribución de las asociaciones mineralógicas en las secuencias que se analizan en este trabajo, podría proponerse que, durante la evolución fisiográfica del paleomargen en la época que estamos tratando (Aptense - Santoniense), se diferenciaron esencialmente dos ámbitos de surco principales: uno septentrional (que llamaremos Surco Septentrional), en el cual se depositaron las secuencias que hemos considerado como pertenecientes a los dominios de las Unidades Intermedias y Subbético Medio Septentrional; y otro meridional (Surco Meridional), donde se ubicarían los materiales cretácicos suprayacentes a las secuencias mesozoicas del Subbético Medio Meridional y Subbético Interno (o Penibético).

En la transversal de Granada está particularmente bien puesta de manifiesto esta subdivisión, pudiéndose establecer que el umbral o alto estructural limítrofe entre ambos surcos corresponde al de la ubicación de la Cresta Volcánica Medio Subbética.

En el **Surco Septentrional**, y a favor de las pendientes que lo flanqueaban por el norte, se depositaron las facies turbidíticas terrígenas de la Formación Cerrajón (Ruíz-Ortíz, 1980) (cf. los subcapítulos III.1.5 y III.1.6). El talud meridional pudo suministrar, en determinadas épocas, las turbiditas carbonatadas y silíceas que forman parte de algunas secuencias estudiadas (cf. los subcapítulos III.1.2 y III.1.3).

La asociación de minerales de la arcilla que se ha encontrado en las secuencias ubicadas en este surco (*Barbahijar-Los Prados, Cjo. Morales, Cjo. Carboneros, Puerto Carretero, Ventana de Huelma y Jódar*) indica aportes de material hemipelágico o turbidítico pelítico provenientes fundamentalmente del continente. Altos contenidos de illita, caolinita, clorita e interestratificados tipifican estas secuencias, siendo destacable la escasa representación que tienen las esmectitas, con excepción de las que aparecen en *Puerto Carretero*. Criterios adicionales que apoyan este carácter detrítico son la elevada cristalinidad de la illita, sobre todo en la encontrada en *Jódar* y

*Ventana de Huelma*, y la existencia de restos de plantas.

En el **Surco Meridional** la sedimentación fue netamente diferente. El talud norte suministró facies gravitacionales (olistostromas) proximales, conteniendo elementos resedimentados de las vulcanitas de la cresta medio subbética y otros materiales jurásicos (Comas, 1978). A favor del talud sur, probablemente menos pronunciado, se acumularon turbiditas carbonatadas y olistostromas desprovistos de vulcanitas y con materiales resedimentados de secuencias jurásicas del dominio Subbético Interno o Penibético. Los influjos siliciclásticos en este ámbito son minoritarios y episódicos, limitándose a esporádicas y finas intercalaciones de turbiditas cuarzosas (cf. la descripción de las secuencias de *Guadalupe*, *Pinosa* y *Gasón*).

En este surco, la naturaleza de los minerales de la arcilla es netamente diferente a la observada en el Surco Septentrional. Las esmectitas son el principal componente arcilloso en la práctica totalidad de las secuencias. A éstas se asocian en variable proporción ilita y paligorskita, siendo minoritario el contenido en arcillas detríticas tales como clorita y caolinita.

Teniendo en cuenta el contenido mineralógico, y fundamentalmente el carácter de las arcillas, puede precisarse que el Surco Meridional cretácico tenía una extensión longitudinal mínima de 250 kilómetros, y una amplitud no cuantificable exactamente, pero que al menos se ubicaría sobre los ámbitos jurásicos pertenecientes al Subbético Medio Meridional y el Subbético Interno.

Aún dentro de este surco, el estudio de las arcillas puntualiza algunas cuestiones relativas a la posición paleogeográfica de las secuencias en él acumuladas.

El tipo de minerales arcillosos sugiere que la Formación Fardes, en los afloramientos del Río Fardes (*Río Fardes*, *Río Gor*) y en el área de *Los Olivares*, y las secuencias del Subbético Interno (*Rambla Seca*, *Valdeinferno*, *Hoya de las Vacas*, *El Puerto*), se acumularon en un ámbito más profundo y meridional que el correspondiente al depósito de los materiales que forman las secuencias de *Alamedilla*, *Pinosa*, *Gasón* y *Guadalupe*. La asociación "esmectitas + ilita + paligorskita" es típica de las sucesiones del primer grupo, en tanto que en el segundo se constata la asociación "esmectitas + ilita + caolinita" (cf. subcapítulo IV.1).

Otro rasgo fisiográfico puesto de manifiesto por el estudio de la mineralogía de las diversas secuencias es que, efectivamente, durante el

Cretácico medio el dominio penibético era un alto estructural. El contenido en carbonatos de las facies coetáneas a las analizadas en los ámbitos de surco así lo corroboran. La asociación de los minerales de las arcilla demuestra que este alto estructural estaba conectado, desde el punto de vista de la contribución hemipelágica, con el Surco Meridional.

#### *Paleobatimetría y carácter del confinamiento*

En el Surco Septentrional, la gran acumulación de facies turbidíticas durante el Barremense-Albense (Fm. Cerrajón) testifica una rápida subsidencia. La profundidad del depósito para estas facies se ha estimado entre 200 y 1000 m. (Ruíz-Ortiz, 1980), sin que las arcillas puedan precisar más, ya que no aportan ninguna conclusión al respecto. No obstante, puede concretarse que las batimetrías mayores se alcanzaron durante el Aptense medio - Albense en los ámbitos adyacentes al flanco meridional (cf. secuencias de *Morales* y *Carboneros*). En este área y época, las condiciones pudieron ser las de máxima restricción, con un estancamiento localizado de aguas con contenido muy bajo o nulo de oxígeno. La existencia de algunas hemipelagitas libres de carbonatos junto a otras que presentan este componente permite sugerir batimetrías muy próximas a la CCD.

En el Surco Meridional se alcanzaron las mayores batimetrías. Asimismo, se generalizaron en este ámbito las condiciones de anoxia en el fondo.

La presencia de calcita en las pelitas turbidíticas y su ausencia en las facies hemipelágicas de numerosas secuencias (cf. capítulos III.2 y III.3) permite realizar algunas precisiones batimétricas. La falta de carbonatos se acepta como debida a fenómenos de disolución de la contribución carbonatada biogénica. En este sentido, y utilizando los valores estimados para la posición de la CCD en el Atlántico Norte Central para esta edad (Albense-Cenomanense), puede estimarse que la profundidad mínima de depósito de estas secuencias era de 3200-3500 metros (cf. subcapítulo IV.3).

El alto porcentaje que alcanza la materia orgánica en las secuencias de este Surco Meridional es claramente indicativo de las condiciones de anoxia en él imperantes. El que lechos hemipelágicos ricos en materia orgánica alternen, en la mayoría de las secuencias estudiadas, con otros que carecen de ella pone de manifiesto, no obstante, que las condiciones euxínicas no fueron constantes, sino que alternaban con episodios de

oxigenación. La llegada de flujos gravitatorios pudo contribuir a dichos episodios de oxigenación (se han reconocido efectos de bioturbación en los techos de los niveles calcilutíticos).

La preservación de la materia orgánica, tanto marina como de origen terrestre, en los materiales cretácicos subbéticos del Surco Meridional sugiere una expansión de la capa con contenido mínimo de oxígeno. Realmente, esta expansión no es exclusiva del ámbito subbético, sino que se ha constatado a nivel global como respuesta a condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas globales (Schlanger & Jenkyns, 1976; Demaison & Moore, 1980; Jenkyns, 1980; Weisser, 1981; Cool, 1982). Se ha demostrado, además, que esta capa alcanzó su máximo espesor en el Cretácico medio (Arthur et al., 1984).

En esta época, el clima global fue cálido, el nivel eustático del mar era elevado, existían altas velocidades de expansión oceánica y las temperaturas de las aguas profundas y superficiales eran altas, lo cual disminuyó la cantidad de oxígeno disuelto en el agua e inhibió la circulación termohalina (Fischer & Arthur, 1977; Berger, 1979). Estas condiciones alcanzaron el Paleomargen Sudibérico, donde, en adición, el aporte de materia orgánica condicionó la potencia e intensidad de la capa con contenido mínimo en oxígeno.

En relación al desarrollo vertical que pudo tener esta capa se puede precisar que las condiciones de anoxia abarcan hasta el techo del Penibético, ya que se ha constatado la presencia de materia orgánica en estas secuencias (cf. capítulo III.3). Así, la capa con contenido mínimo en O<sub>2</sub> debía extenderse desde el fondo del Surco Meridional ( $\approx$  3500 m.) hasta la cima del umbral pelágico penibético.

La similitud existente entre nuestras facies y las *black shales* y facies afines cretácicas del Atlántico Norte Central permite resaltar que los episodios anóxicos constatados en el Paleomargen Sudibérico pueden ser incluidos en los llamados "Oceanic Anoxic Events" (Schlanger & Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980) a nivel global.

#### *El aporte de los materiales finos*

En las pelitas analizadas en las diversas secuencias del Surco Septentrional es importante la contribución turbidítica. Los mayores aportes turbidíticos de pelitas corresponden a los ámbitos más septentrionales



(Fm. Cerrajón).

En las secuencias del Surco Meridional, las pelitas verdes y negras del Cretácico medio pueden dividirse en dos grandes grupos faciales, de acuerdo con la naturaleza del proceso de aporte y distribución de las distintas partículas constituyentes.

El primero de ellos estaría constituido por las pelitas resultantes de flujos diluidos relacionados con los procesos turbidíticos: nivel e de Bouma (1962) y facies D<sub>3</sub> de Mutti & Ricci Lucchi (1975).

En el grupo segundo se incluirían tanto las facies producto de la contribución pelágica/hemipelágica como las derivadas de la actividad de corrientes de fondo. Por el momento es difícil de diferenciar y tipificar, desde el punto de vista mineralógico, estos últimos tipos faciales. No obstante, algunas características observadas en la distribución de los minerales arcillosos sugieren que el transporte por corrientes de fondo y/o de contorno pudo tener una influencia considerable en el acúmulo de estas facies pelíticas dentro del Surco Meridional.

La uniformidad composicional de las facies en este surco, su semejanza con facies atlánticas coetáneas y el origen atribuido a las esmectitas (cf. subcapítulo IV.4.3) apoyan la idea de que las corrientes de contorno han contribuido a la dispersión de las arcillas.

En efecto, la homogeneidad de las arcillas presentes en todas las facies denominadas hemipelágicas dentro del Surco Meridional, tanto arealmente como en su distribución vertical, podría explicarse por la posibilidad de transporte y distribución de sedimentos por corrientes de contorno. Las características de este tipo de corrientes (baja velocidad, circulación profunda, transportes largos, depósito lento) conducen a características similares a las que presentan un depósito hemipelágico (Bouma & Hollister, 1973; Stow & Holbrook, 1984; Stow, 1985). Su relación con la capa nefeloide explicaría igualmente la cierta homogeneidad mineralógica que existe entre las pelitas turbidíticas y las llamadas hemipelagitas.

Por otra parte, la actividad constante de las corrientes de fondo durante largos periodos de tiempo podría explicar asimismo el que la asociación mineral de las facies verdes y negras apenas varíe en un intervalo de tiempo comprendido entre 20-25 millones de años (Aptense-Santonense).

A nivel global se ha subrayado que, para esa época, la actividad de las corrientes de fondo en el Atlántico era considerable (Cool, 1982). Está claramente registrada la conexión entre el Margen Sudibérico y el Atlántico Norte Central durante el Cretácico medio. Puede pensarse, en

consecuencia, que la distribución de minerales de la arcilla, esencialmente en lo referente a las esmectitas, estuvo controlada en ambos dominios por dichas corrientes.

Conviene precisar que este tipo de circulación afectó esencialmente al Surco Meridional, hecho constatado tanto por la similar asociación mineral que presentan las secuencias acumuladas en este ámbito y los sedimentos atlánticos, como por su clara diferencia respecto a la asociación existente en el Surco Septentrional. Posiblemente, el alto estructural que separaba ambos surcos sirvió de barrera para este tipo de circulación y, por tanto, para la distribución de estos sedimentos de tipo "oceánico".

Finalmente, el hecho de que no exista una total uniformidad en la mineralogía de las diversas sucesiones coetáneas localizadas en el Surco Meridional sería indicativo de que, además, otros factores locales dificultaron los procesos conducentes a la homogeneización de los aportes.

VI. REFERENCIAS CITADAS

## VI. REFERENCIAS CITADAS

ABBATICCHIO, P.; AMICARELLI, V.; BALENZANO, F.; DI PIETRO, M.; GUERRICCHIO, A. & MELIDORO, G. (1977). Presenza di natrojarosite nelle argille varicolori di Casignana e di Plati (prov. Reggio Calabria), *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 12, 387-398.

AILIN-PYZIK, I.B. & SOMMER, S.E. (1981). Microscale chemical effects of low temperature alteration of DSDP Basaltic Glasses, *Jour. Geoph. Res.*, 86, B10, 9503-9510.

ALAIMO, R. & FERLA, P. (1975). Natrojarosite e thenardite, solfati idrotermali ricchi in sodio nelle argille variegatae con dickite di Scillato-Caltavuturo (Sicilia), *Per. Miner.*, 44, 2-3, 227-243.

ALT, J.C. & HONNOREZ, J. (1984). Alteration of the upper oceanic crust, DSDP Site 417: mineralogy and chemistry, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 149-169.

ANDREWS, A. J.; BARNETT, R. L.; MACCLEMENT, B. A. E.; FYFE, W. S.; MORRINSON, G. & MACRAE, N.D. (1977). Zeolite facies metamorphism, geochemistry and some aspects of trace elements redistribution in altered basalts of DSDP, Leg 37, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 37 (Aumento, F; Melson, W.G. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 795-810.

AOKI, S. & SUDO, T. (1972). Clay minerals in the deep-sea cores from the North Pacific, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 28, 138-144.

AOYAGI, K. & KAZAMA, T. (1980). Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis, *Sedimentology*, 27, 179-188.

ARTHUR, M.A. (1979). North Atlantic Cretaceous black shales; the record at Site 398 and a brief comparison with other occurrences, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 47/2 (Ryan, W.B.F. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 719-751.

ARTHUR, M.A. & FISCHER, A.G. (1977). Upper Cretaceous Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy, Lithostratigraphy and sedimentology, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 367-371.

ARTHUR, M.A. & NATLAND, J.M. (1979). Carbonaceous sediments in the North and South Atlantic; the role of salinity in stable stratification of Early Cretaceous basins, In: *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean; continental margin and paleoenvironment* (Talwani, M. & Hay, W. eds), Maurice Ewing Ser. 3, Am. Geoph. Union, 375-401.

AUSTIN, G.S. & LEININGER, R.K. (1976). The effect of heat-treating sedimented mixed-layer illite-smectite as related to quantitative clay minerals determinations, *Jour. of Sedim. Petrol.*, 46, 1, 206-215.

AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. & VERA, J.A. (1979). Microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, *Secr. Publ. Univ. Granada*, 83 pp.

BAENA, J. (1974). Mapa y Memoria explicativa de la hoja 931 (Zarcilla de Ramos) del Mapa Geológico Nacional 1:50,000, Plan Magna, IGME.

BAENA, J.; TORRES, I.; GEEL, T. & ROEP, Th.B. (1977). Mapa y Memoria explicativa de la hoja 952 (Vélez Rubio) del Mapa Geológico Nacional 1:50,000, Plan Magna, IGME.

BAILEY, S.W. (1980a). Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee, *Clay Minerals*, 15, 85-93.

BAILEY, S.W. (1980b). Structures of Layer Silicates. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification* (Brindley, G.W. & Brown, G, eds), Mineralogical Society, London, 495 pp.

BARAHONA FERNANDEZ, E. (1974). Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada; evaluación de algunos ensayos de materias primas, *Tesis Doctoral*, Secret. Public, Univ. Granada, 398 pp.

BARAHONA, E. & PALUMBO, P. (1981). La separación del residuo insoluble de rocas carbonatadas, *Tecniterrae*, 44, 6-9.

BASS, M.N. (1976). Secondary minerals in Oceanic basalt, with special reference to Leg 34, Deep Sea Drilling Project. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 34 (Yeats, R.S.; Hart, S.R. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 393-432.

BASS, M. N.; MOBERLY, R.; RHODES, J. M.; SHIH CHI-YU & CHURCH, S.E. (1973). Volcanic rocks cored in the Central Pacific, Leg 17, Deep Sea Drilling Project. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 17 (Winterer, E.L. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 429-503.

BERGER, W.H. (1974). Deep-sea sedimentation. In: *The Geology of Continental Margins* (Burk, C.A. & Drake, C.L. (eds.), Springer-Verlag, New York, 213-241.

BERGER, W.H. (1979). Impact of deep-sea drilling on paleoceanography. In: *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean; continental margin and paleoenvironment* (Talwani, M.; Hay, W. & Ryan, W.B.F., eds), Maurice Ewing Ser. 3, Am. Geoph. Union, 297-314.

BERGER, W.H. & WINTERER, E.C. (1974). Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 1, 11-48.

BERGER, W. H. & VON RAD, U. (1972). Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 14 (Hayes, D.E.; Pimm, A.C. et al., eds). U.S. Government Printing Office, Washington, 787-954.

BERGGREN, W.A. & HOLLISTER, C.D. (1974). Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean. In: *Studies in Paleo-Oceanography, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 20, 126-186.

BERNOULLI, D. (1972). North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies; a comparison. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 11 (Hollister, C.D.; Ewing, J.I. et al., eds). U.S. Government Printing Office, Washington, 801-879.

BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1974). Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: *Modern*

and *Ancient Geosynclinal Sedimentation*, (Dott, R.H. & Shaver, R.H., eds.), Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 19, 129-160.

BISCAYE, P.E. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 803-832.

BLUMENTHAL, M. (1931). Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja, et les zones limitrophes (Andalousie), *Bull. Soc. Geol. France*, 5, 1, 23-94.

BOILOT, G. et al. (1985). Résultats préliminaires de la campagne 103 du Joides Resolution (Ocean Drilling Program) au large de la Galice (Espagne); sédimentation et distension pendant le "rifting" d'une marge stable; Hypothèse d'une dénudation tectonique du manteau supérieur, *C.R. Acad. Sc. Paris*, 301, II, 9, 627-632.

BOLES, J. R. (1972). Composition, optical properties, cell dimensions and thermal stability of some heulandite group zeolites, *Amer. Mineral.*, 57, 1463-1493.

BOLES, J.R. (1979). Zeolites in deep-sea sediments, In: *Mineralogy and geology of natural zeolites* (Ed. Mumpton, F.A.), Reviews in Mineralogy, 4, 137-163.

BOLES, J. R. & WISE, W. S. (1978). Nature and origin of deep-sea clinoptilolite, In: *Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use* (Sand, L.B. & Mumpton, F.A., eds), Pergamon Press, New York, 235-243.

BONATTI, E. (1965). Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean, *Bull. Volcanol.*, 29, 257-269.

BONATTI, E. & JOENSUU, O. (1968). Palygorskite from Atlantic deep-sea sediments, *Amer. Miner.*, 53, 975-983.

BORTOLOTTI, V.; PASSERINI, P.; SAGRI, M. & SESTINI, G. (1970). The miogeosynclinal sequences, In: *Development of the Northern Apennines Geosyncline* (Sestini, G., Ed.), *Sed. Geol.*, 4, 341-444.

BOUMA, A.H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation, *Amsterdam, Elsevier*, 1-168.

BOUMA, A.H. & HOLLISTER, C.D. (1973). Deep ocean basin sedimentation, In: *Turbidites and Deep Water Sedimentation* (Middleton, G.V. & Bouma, A.H., eds.), 79-118.

BOURGOIS, J. (1980). Pre-triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean; Discussion, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99, 332-334.

BRADLEY, G.W. & GRIM, R.E. (1961). Mica clay minerals, In: *X-ray Identification and Crystal Structure of Clay Minerals*, 2<sup>nd</sup> Edic. (G. Brown, ed.), Mineralogical Society, London, 544 pp.

BRIGATTI, M.F. (1983). Relationships between compositions and structure in Fe-rich smectites, *Clay Minerals*, 18, 177-186.

BRINDLEY, G.W. (Ed.) et al. (1951). X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals, Mineralogical Society, London, 345 pp.

BROPHY, G.P. & SHERIDAN, M.F. (1965). Sulfate studies IV. The jarosite-natrojarosite-hydronium-jarosite solid solution series, *Am. Mineral.*, 50, 1595-1607.

BROSSE, E. (1982). Contribution à la minéralogie et à la géochimie des sédiments pélagiques profonds, Comparaison des "black-shales" du Crétacé dans l'Atlantique central nord et des dépôts du Malm et du Crétacé en Briançonnais, *Thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris*, 474 pp.

BROWN, G. (Ed.) et al. (1961). The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals, Mineralogical Society, London, 544 pp.

BROWN, G. & BRINDLEY, G.W. (1980). X-ray Diffraction Procedures for Clay Mineral Identification, In: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification* (Brindley, G.W. & Brown, G. eds), Mineralogical Society, London, 495 pp.

BUSNARDO, R. (1964). Hypothèses concernant la position des unités structurales et paléogéographiques de la transversale Jaen-Grenade (Andalousie), *Geol. en Mijn.*, 43, 264-267.

BUSTILLO, M<sup>a</sup>.A. (1980). Diagenésis de sílex, *Rev. Instit. Invest. Geol. Diput. Provinc. Univ. Barcelona*, 34, 237-248.

BUSTILLO, M<sup>a</sup>.A. & RUIZ-ORTIZ, P.A. (1981). Relación entre sedimentación y procesos de silicificación diagenéticos; los sílex del Dogger y el Malm de la Unidad Intermedia del Jabalcuz-San Cristóbal (Cordilleras Béticas), *Estudios Geol.*, 37, 159-175.

BYERS, C.W. (1977). Biofacies pattern in euxinic basins; a general model, In: *Deep-water Carbonate Environments*, (Cook, H.E. & Enos, P., eds), Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 25, 5-17

CAILLERE, S. & HENIN, S. (1957) The chlorite and Serpentine Minerals, In: *The Differential Thermal investigation of Clays* (MacKenzie, R.C, ed.), The Mineralogical Society, London, 207-230.

CALVERT, S.E. (1971). Composition and origin of North Atlantic Deep Sea Cherts, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 33, 273-288.

CALVERT, S.E. (1974). Composition and diagenesis of silica in marine sediments, *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 1, 273-288.

CARROLL, D. (1970). Clay minerals; A guide to their X-ray identification, *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 126, 80 pp.

CHAMLEY, H. (1979a). North Atlantic Clay sedimentation and paleoenvironment since the Late Jurassic, In: *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean; continental margin and paleoenvironment* (Talwani, M.; Hay, W. & Ryan, W.B.F., eds), Maurice Ewing Ser. 3, Am. Geoph. Union, 342-361.

CHAMLEY, H. (1979b). Les sucesions argileuses de l'Atlantique Nord, écho des changements mésozoïques et cénozoïques de l'environnement, Exemple du bassin du Cap Vert, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 289-D, 769-772.

CHAMLEY, H. (1981). Long-term trends in clay deposition in the ocean, *Oceanol. Acta*, n<sup>o</sup> sp, 105-110.

CHAMLEY et al., (1978). Minéralogie et géochimie des sédiments secondaires et cénozoïques de la marge atlantique nord-orientale, *Bull. Soc. Geol. France*, XX, 4, 401.

CHAMLEY, H. & BONNOT-COURTOIS, C. (1981). Argiles authigènes et terrigènes de l'Atlantique et du Pacifique NW (Legs 11 et 58 DSDP); apport des terres rares, *Oceanol.*

*Acta*, 4, 2, 229-238.

CHAMLEY, H. & CADET, J.P. (1981). Tectonique, volcanisme, morphologies et climats cénozoïques au large du Japon, d'après la sédimentation argileuse marine. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 292, Série II, 219-224.

CHAMLEY, H. & DEBRABANT, P. (1982). L'Atlantique Nord à l'Albien: influences américaine et africaine sur la sédimentation. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, 525-528.

CHAMLEY, H.; DEBRABANT, P.; FOULON, J. & LEROY, P. (1980). Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges nord-atlantiques depuis le Jurassique supérieur (sites 105 et 367 DSDP). *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXII, n° 5, 745-755.

CHAMLEY, H. & ROBERT, C. (1982). Paleoenvironmental significance of clay deposits in Atlantic black shales. In: *Nature and origin of Cretaceous Carbon-rich Facies* (Schlanger, S.D. & Cita, M.B., eds), Academic Press, London, 101-112.

CHURCH, T.M. & WOLGEMUTH, K. (1972). Marine barite saturation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 15, 35-44.

COLE, W.F. & HOSKING, J.S. (1957). Clay Minerals Mixtures and Interstratified Minerals. In: *The Differential Thermal investigation of Clays* (MacKenzie, R.C, ed.), The Mineralogical Society, London, 248-274.

COMAS, M.C. (1978). Sobre la Geología de los Montes Orientales. Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). *Tesis, Univ. Bilbao*, 323 pp.

COMAS, M.C. & GARCIA-DUEÑAS, V. (1984). Sobre la evolución fisiográfica del paleomargen mesozoico correspondiente a las zonas externas centrales de las Cordilleras Béticas. In: *El borde Mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*, ISBN, 00-05776-7, 41-43.

COMAS, M.C.; ORTEGA-HUERTAS, M.; LOPEZ-GALINDO, A. & FENOLL, P. (1982). Pelitas turbidíticas y pelitas hemipelágicas en la Formación Fardes (Albiense-Cretácico superior, Cordilleras Béticas). *Cuad. Geol. Iber.*, 8, 483-498.

COMAS, M.C.; RUIZ-ORTIZ, P.A. & VERA, J.A. (1982). El Cretácico de las Unidades Intermedias y de la Zona Subbética. In: *El Cretácico de España*, Univ. Complutense, Madrid, 570-603.

COOK, H.E.; REX, R.W; EKLUND, W A. & MURRAY, B. (1971). X-ray mineralogy studies, Leg 7. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 7, part 2, U.S. Government Printing Office, Washington, 845-1757.

COOK, H.E. & ZEMMELS, I. (1972). X-ray mineralogy studies, Leg 9. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. IX (Hays J.D, et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 707-778.

COOL, T.E. (1982). Sedimentological evidence concerning the paleoceanography of the cretaceous western north Atlantic Ocean. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 39, 1-35.

COPELAND, R.A.; FREY, F.A. & WONES, D.R. (1971). Origin of clay minerals in a Mid-Atlantic Ridge sediment. *Earth Planetary Sci. Lett.*, 10, 186-192.



COSGROVE, M.E. & SULAIMAN, A.M.A. (1973). A rapid method for the determination of quartz in sedimentary rocks by X-ray diffraction incorporating mass absorption correction. *Clay Minerals*, 10, 51-55.

COURTOIS, C. & CHAMLEY, H. (1978). Terres rares et minéraux argileux dans le Crétacé et le Cénozoïque de la marge atlantique orientale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 286, D, 671-674.

COUTURE, R.A. (1977). Composition and origin of palygorskite-rich and montmorillonite-rich zeolite-containing sediments from the Pacific Ocean. *Chem. Geol.*, 19, 113-130.

CROUDACE, J.W. & ROBINSON, N.D. (1983). A simple, rapid and precise smear method for the preparation of oriented clay mounts. *Clay Minerals*, 18, 337-340.

CRUZ SAN JULIAN, J. (1974). Estudio geológico del sector Cafete la Real-Teba-Osuna. *Tesis Doctoral*, Secret. Public. Univer. Granada, 431 pp.

CURTIS, C.D. (1977). Sedimentary geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A286, 353-371.

DE GRACIANSKY, P. C.; BOURBON, M.; LEMOINE, M. & SIGAL, J. (1981). The sedimentary record of Mid-Cretaceous events in the Western Tethys and Central Atlantic Oceans and their continental margins. *Eclogae geol. Helv.*, 74/2, 353-367.

DE SMET, M.E.M. (1984). Investigations of the Crevillente Fault Zone and its Role in the Tectogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Thesis*, Vu Vitgeverij, Free University Press, 174 pp.

DEAN, W.E. & SCHREIBER, E. (1978). Authigenic barite, Leg 41 Deep Sea Drilling Project. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 41, U.S. Government Printing Office, Washington., 915-925.

DEBRABANT, P.; DELBART, S. & LEMAGNER, D. (1985). Microanalysis géochimiques des minéraux argileux de sédiments prélevés en Atlantique Nord (Forages du DSDP). *Clay Minerals*, 20, 125-145.

DEBRABANT, P. & FOULON, J. (1979). Expression géochimie des variations du paléo-environnement depuis le Jurassique supérieur sur les marges nord-atlantiques. *Ocean. Acta*, 2, n° 4.

DEGENS, E.T. & ROSS, D.A. (eds) (1974). The Black Sea; its geology, chemistry and biology. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, v.20, 663 pp.

DEMAISON, G.J. & MOORE, G.T. (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG, Bull.*, v.64, n° 8, 1179-1209.

DEROO, G.; HERBIN, J.P.; ROUCACHE, J.; TISSOT, B.; ALBRECHT, P. & DASTILLUNG, M. (1978). Organic geochemistry of some Cretaceous claystones from site 391, Leg 44, western North Atlantic. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 44, U.S. Government Printing Office, Washington, 593-598.

DESPRAIRIES, A. (1983). Relation entre le paramètre b des smectites et leur contenu en fer et magnésium. Applications à l'étude des sédiments. *Clay Minerals*, 18, 165-175.

DESPRAIRIES, A. & JEHANNO, C. (1983). Paragenèses minérales liées à des interactions basalte-sédiment-eau de mer (Sites 465 et 456 des Legs 65 et 60 du DSDP). *Sci. Géol. Bull.*, 36, 2-3, 93-110.

- DEUSER, W. (1975). Reducing environments, *Chem. Oceanogr.* 3, 1-37.
- DEWEY, J.F.; PITMAN, W.C.; RYAN, W.B.F. & BONNIN, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 3137-3180.
- DIDYK, B.M.; SIMONEIT, B.R.T.; BRASSELL, S.C. & EGLINTON, G. (1978). Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation, *Nature*, 272, 216-222.
- DONNELLY, T.W. & MERRILL, L. (1977). The scavenging of magnesium and other chemical species by biogenic opal in deep-sea sediments, *Chem. Geol.*, 19, 167-186.
- DONNELLY, T.W.; PRITCHARD, R.A.; EMMERMANN, R. & PUCHELT, H. (1980). The aging of oceanic crust: Synthesis of the mineralogical and chemical results of Deep Sea Drilling Project, Legs 51 through 53, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 51,52,53 (Donnelly, T.W.; Francheteau, J. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 1563-1577.
- DREVER, J.I. (1976). Chemical and mineralogical studies, Site 323, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 35 (Hollister, C.D. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 427-446.
- DUNOYER DE SEGONZAC, C. (1969). Les minéraux argileux dans la diagenèse: passage au métamorphisme, *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine*, 29, 320 pp.
- DUPLAY, J. (1984). Analyses chimiques ponctuelles d'argiles, Relations entre variations de composition dans une population de particules et température de formation, *Sci. Géol. Bull., Strasbourg*, 37,4, 307-317.
- DURAND-DELGA, M. (1980). La Méditerranée occidentale: Etapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci, *Livre Jubilaire, Soc. Géol. France Mem.* 10, 203-224.
- DÜRR, S.T. (1967). Geologie der Serrania de Ronda und ihrer südwestliche Ausläufer (Andalousien), *Geol. Romana*, 6, 1-73.
- ERNST, W.G. & CALVERT, S.E. (1969). An experimental study of the recrystallization of porcelanite and its bearing on the origin of some bedded cherts, *Amer. J. Sci.*, 267-A, 114-133.
- ESLINGER, E.V.; MAYER, L.M.; DURST, T.C.; HOWER, J. & SAVIN, S. (1973). An X-ray technique for distinguishing between detrital and secondary quartz in the fine-grained fraction of sedimentary rocks, *Jour. of Sedim. Petrol.*, 43,2, 540-543.
- ESQUEVIN, J. (1969). Influence de la composition chimique des illites sur la cristallinité, *Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A.*, 3, 147-154.
- EWING, M. & HOLLISTER, C.D. (1972). Regional aspects of deep sea drilling in the western North Atlantic, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 11, U.S. Government Printing Office, Washington, 951-973.
- FAN, P. & REX, R. W. (1972). X-ray mineralogy studies, Leg 14, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 14, U.S. Government Printing Office, Washington, 677-726.
- FISCHER, A.G. & ARTHUR, M.A. (1977). Secular variations in the pelagic realm, In: *Deep-water Carbonate Environments*, (Cook, H.E. & Enos, P., eds), Spec. Publ. Soc.

econ, Paleont, Miner., 25, 19-50.

FISCHER, J.F. (1977). Smectite distribution, Leg 37 basalts. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 37 (Aumento, F.; Melson, W.G. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 833-837.

FÖLDVÁRI-VOGL, M. (1958). The role of differential thermal analysis in mineralogy and geological prospecting, *Acta Geologica*, T. V, Fasc. 1.

FOLK, R.L. & McBRIDE, E.F. (1978). Radiolarites and their relation to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Italy, *Jour, Sedim, Petrol.*, 48, 4, 1069-1102.

FONTBOTE, J.M.; ESTEVEZ, A.; NAVARRO-VILA, F.; OROZCO, M. & SANZ DE GALDEANO, C. (1972). Mapa Geológico de España, escala 1:200,000, Hoja nº 82 (Morón de la Frontera), Síntesis de la cartografía existente, *I.G.M.E.*

FOUCAULT, A. (1960). Sur la tectonique de la zone subbétique de la région de Huescar (province de Grenade, Espagne) et sur son Nummulitique, *Bull, Soc, Geol, France*, 7, 2, 318-321.

GARCIA-DUEÑAS, V. (1967). Geología de la Zona Subbética al N de Granada, *Tesis Doctoral*, Univ, Granada (inédita).

GARCIA-DUEÑAS, V. (1971). Mapa y Memoria explicativa de la hoja 991 (Iznalloz) del Mapa Geológico Nacional 1:50,000, *I.G.M.E.*

GARCIA-DUEÑAS, V. & COMAS, M.C. (1983). Paleogeografía mesozoica de las Zonas Externas Béticas como borde de la Placa Ibérica entre el Atlántico y la Mesogea, *Act, C Congr, Nac, Sedim, Menorca*.

GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; RIVAS, P. & VERA, J.A. (1978). Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. In: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, Secr. Publ. Univ. Granada, 125-157.

GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. & VERA, J.A. (1980). Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera, *Geol, Mijnbouw*, 59, 155-168.

GARCIA ROSSELL, L. (1972). Estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes, Cordilleras Béticas (provincia de Jaén), *Tesis Doctoral*, Univ. Granada, (inédita).

GONZALEZ GARCIA, F. & SANCHEZ CAMAZANO, M. (1968). Differentiation of kaolinite from chlorite by treatment with dymetylsulfoxide, *Clay Minerals*, 7, 447.

GREENE-KELLY, R. (1957). The Montmorillonite Minerals (Smectites). In: *The Differential Thermal investigation of Clays* (MacKenzie, R.C, ed.), The Mineralogical Society, London, 140-164.

GRIFFIN, J.J. & GOLDBERG, E.D. (1963). Clay minerals distributions in the Pacific Ocean, In: *The Sea* (Hill, M.N., ed.), New York Interscience, v.III, 728-741.

GRIFFIN, J.J.; WINDOM, H. & GOLDBERG, E.D. (1968). The distribution of clay minerals in the world ocean, *Deep-Sea Research*, 15, 433-459.

- GRIM, R.E.; BRAY, R.H. & BRADLEY, W.F. (1937). The mica in argillaceous sediments. *Am. Miner.*, 22, 813-829.
- GRIM, R.E. (1953). Clay Mineralogy, McGraw Hill, New York-London-Toronto, 384 pp.
- GRIMSHAW, R.W. & ROBERTS, A.L. (1957). Carbonaceous Materials. In: *The Differential Thermal investigation of Clays* (MacKenzie, R.C, ed.), The Mineralogical Society, London, 275-298.
- GURBUNOVA, Z.N. & SHIRSHOV, P.P. (1976). Clay-sized minerals from cores of the Southeast Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 35. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 35 (Hollister, C.D.; Craddock, K. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 479-488.
- HABIT, D. (1982). Sedimentary Supply Origin of Cretaceous Black Shales. In: *Nature and origin of Cretaceous Carbon-rich Facies*, (Schlanger, S.O. & Cita, M.B., eds), Academic Press, London, 113-126.
- HAILWOOD, E.A. & SAYRE, W.D. (1979). Magnetic anisotropy and sediment transport directions in North Atlantic Early Cretaceous black-shales and Eocene mudstones cored on DSDP Leg 48. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 48 (Montadert, L. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 909-918.
- HATHAWAY, J. C. & SACHS, P. L. (1965). Sepiolite and clinoptilolite from the Mid-Atlantic Ridge. *Amer. Mineral.*, 50, 852-867.
- HAY, R.L. (1966). Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 85, 130 pp.
- HAYES, D.E.; PIMM, A.C. et al. (1972). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 1, U.S. Government Printing Office, Washington.
- HEATH, G.R. (1969). Mineralogy of Cenozoic deep-sea sediments from the Equatorial Pacific Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1997-2018.
- HEATH, G.R. (1974). Dissolved silica and deep-sea sediments. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 20, 77-93.
- HEATH, G.R. & MOBERLEY, R. Jr. (1971). Cherts from the western Pacific, Leg 7, Deep Sea Drilling Project. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. VII (Winterer, E.C. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 991-1007.
- HEIN, J.R. & SCHOLL, D.W. (1978). Diagenesis and distribution of late Cenozoic volcanic sediments in the Southern Bering Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 197-210.
- HEIN, J.R.; SCHOLL, D.W.; BARRON, J.A.; JONES, M.G. & MILLER, J. (1978). Diagenesis of Late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering Sea. *Sedimentology*, 25, 155-181.
- HEIN, J. R.; YEH, H. W. & ALEXANDER, E. (1979). Origin of iron-rich montmorillonite from the manganese nodule belt of the north equatorial Pacific. *Clays Clay Miner.*, 27, 185-194.
- HEIN, J.R. & VANEK, E. (1981). Origin and alteration of volcanic ash and pelagic brown clay, Deep Sea Drilling Project Leg 62, North-Central Pacific. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 62 (Thiede, J.; Vallier, T.L. et al., eds). U.S. Government Printing Office, Washington, 559-569.

HENDERSON, J.H.; JACKSON, M.L. & SYERS, J.K. (1971). Cristobalite authigenic origin in relation to montmorillonite and quartz origin in bentonites, *Clays and Clay Minerals*, 19, 229-238.

HERBIN, J.P. & DEROO, G. (1979). Etude sedimentologique de la matière organique dans les argiles noires crétacées de l'Atlantique sud, *Docum. Lab. Geol. Sci. Lyon*, 75, 77-87.

HERMES, J.J. (1978). The stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Vélez Rubio-Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of the Southern Spain, *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 81/1, 41-72.

HESSE, R. (1975). Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basin, *Sedimentology*, 22, 387-416.

HESSE, R. & BUTT, A. (1976). Paleobathymetry of Cretaceous turbidite basins of the East Alps relative to the Calcite Compensation Level, *Jour. of Geol.*, 84, 505-533.

HOFFERT, M.; KARPOFF, A.M.; CLAUER, N.; SCHAAF, A.; COURTOIS, C. & PAUTOT, G. (1978). Néofonnations et altérations dans trois facies volcanosédimentaires du Pacifique Sud, *Ocean. Acta*, 1, n22, 187.

HOLDRIDGE, D.A. & VAUGHAN, F. (1957). The Kaolin Minerals (Kandites), In: *The Differential Thermal investigation of Clays* (MacKenzie, R.C, ed.), The Mineralogical Society, London, 98-139.

HOUGHTON, R.L. et al., (1975). Distribution and chemistry of phillipsite, clinoptilolite and associated zeolites at DSDP sites 382, 385 and 386, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 43, U.S. Government Printing Office, Washington.

HSÜ, K.J. & ANDERSON, J.E. (1970). Summary and conclusions; Mid-Atlantic Ridge sequence; Lithology, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 3 (Maxwell, A.E. et al. eds.), U.S. Government Printing Office, Washington, 445-452.

HSÜ, K.J. & BERNOULLI, D. (1978). Genesis of the Tethys and the Mediterranean, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 42/1 (Hsü, K. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 943-949.

HUERTAS, F.; LINARES, J. & MARTIN VIVALDI, J.L. (1970). Clay minerals geochemistry in basic sedimentary environments, *Reun. Hispano-Belga Miner. Arcilla*, Madrid, 211-214.

HUMPHRIS, S.E.; THOMPSON, R.N. & MARRINER, G.F. (1980). The mineralogy and geochemistry of basalt weathering, holes 417A and 418A, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 51,52,53 (2) (Donnelly, T.; Francheteau, J. et al., eds). U.S. Government Printing Office, Washington, 1201-1213.

HUNZIKER, J.C.; FREY, M.; CLAUER, N. et al., (1986). The evolution of illite to moscovite; mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 157-180.

IJIMA, A. (1978). Geological Occurrences of zeolite in marine environments, In: *Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use* (Sand, L. B. & Mumpton, F. A., eds). Pergamon Press, New York, 175-198.

IRWING, E.; NORTH, F.K. & COUILLARD, R. (1974). Oil, climate and tectonics, *Can. J. Earth Sci.*, 11, 1-15.

- JENKYNS, H.C. (1978). Pelagic environments, In: *Sedimentary Environments and Facies* (Reading, H.E., ed.), Blackwell Scientific Publications, Oxford, 314-371.
- JENKYNS, H.C. (1980). Cretaceous anoxic events; from continents to oceans, *J. geol. Soc. London*, 137, 171-188.
- JONES, J.B. & SEGNET, E.R. (1971). The nature of opal, I. Nomenclature and constituent phases, *J. Geol. Soc. Australia*, 18, 56-68.
- JUTEAU, T.; NOACK, Y.; WHITECHURCH, H. & COURTOIS, C. (1980). Mineralogy and geochemistry of alteration products in Holes 417A and 417D basement samples (Deep Sea Drilling Project Leg 51), In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 51,52,53 (Donnelly, T.; Francheteau, J. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 1273-1297.
- KASTNER, M. (1976). Diagenesis of basal sediments and basalts of sites 322 and 323, Leg 35, Bellingshausen Abyssal Plain, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 35 (Hollister, C. D.; Craddock, C. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 513-519.
- KASTNER, M. (1981). Authigenic silicates in Deep-Sea sediments; Formation and diagenesis, In: *The Sea, v. 7, "The Oceanic Lithosphere"*, (Emiliani, C. Ed.), 915-980.
- KASTNER, M.; KEENE, J.B. & GIESKES, J.M. (1977). Diagenesis of siliceous oozes-I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation - an experimental study, *Geoch. Cosm. Acta*, 41, 1041-1059.
- KASTNER, M. & STONECIPHER, S. (1978). Zeolites in pelagic sediments of the Atlantic, Pacific, and Indian Oceans, In: *Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use* (Sand, L.B. & Mumpton, F.A., eds), Pergamon Press, New York, 199-220.
- KELLER, W.D. (1963). Diagenesis in clay minerals, A review, *Clays and Clay Minerals*, (11th Nat. Conf., 1962), 136-157.
- KENDRICK, J. (1979). Geochemical studies of black clays from Leg 43, Deep Sea Drilling Project, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (Tucholke, B. et al., eds), Vol. 43, U.S. Government Printing Office, Washington, 663-668.
- KNAUTH, L.P. & EPSTEIN, S. (1976). Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts, *Geochim. Cosmoch. Acta*, 40, 1095-1108.
- KOLLA, V. & BISCAYE, P.E. (1973). Deep-sea zeolites; Variations in space and time in sediments of the Indian Ocean, *Mar. Geol.*, 15, 11-17.
- KONTA, J. (1983). Man and clay, *5th Meeting of the European Clay Groups*, Prague, 11-23.
- KUBLER, B. (1968). Evaluation quantitative du métamorphisme pour la cristallinité de l'illite, *Bull. C.R. Pau S.M.P.A.*, 212, 285-307
- LA IGLESIA, A. (1978). Precipitación por disolución homogénea de silicatos de aluminio y magnesio a temperatura ambiente. Síntesis de la paligorskita, *Estud. Geol.*, 33 (6), 535-544.
- LANCELOT, Y. (1973). Chert and Silica Diagenesis in sediments from the Central Pacific, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 17 (Winterer, E.C. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 377-405.

- LANCELOT, Y.; HATHAWAY, J.C. & HOLLISTER, D.C. (1972). Lithology of sediments from the western North Atlantic, Leg 11, DSDP. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 11, U.S. Government Printing Office, Washington, 901-949.
- LANCELOT, Y. & SEIBOLD, E. (1978). The evolution of the central northeastern Atlantic - summary of results of DSDP Leg 41. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, (Lancelot, Y. et al., eds), Vol. 41, U.S. Government Printing Office, Washington, 1215-1245.
- LARSON, R.L.; MOBERLY, R.M. et al., (1975). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 32, U.S. Government Printing Office, Washington, 980 pp.
- LATOUCHE, C. & MAILLET, N. (1980). Minéraux argileux et évolution des environnements sédimentaires du domaine atlantique nord-oriental durant le Paléogène. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXII, 5, 757-762.
- LEVENTHAL, J.S. (1981). Pyrolysis gas chromatography-mass spectrometry to characterize organic matter and its relationship to uranium content of Appalachian Devonian black shales. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 45, 883-889.
- LIBORIO, G. & MOTTANA, A. (1973). I carbonati dei calcescisti in relazione alla distribuzione delle temperature metamorfiche alpine. *Estratt. dei Rendiconti della Soc. Italiana di Miner. e Petrol.*, XXIX, 72.
- LIEBLING, R.S. & SCHERP, H.S. (1980). Chlorite and mica as indicators of provenance. *Clay and Clay Minerals*, 28, nº3, 230-232.
- LINARES, D. (1977). Estudio de los foraminíferos planctónicos del Cretácico superior de las Cordilleras Béticas (Sector Central). *Tesis Doctoral*, Univ. Granada. 410 pp.
- LOGNIVENKO, N.V. & KARPOVA, G.V. (1968). Stages of postdiagenetic alterations in rocks of coal-bearing formations. *Abstracts 23th, Int. Geol. Congr.*, 238-239.
- LOPEZ AGUAYO, F. (1972). Mineralogía de las arcillas de la facies wealdense española. *Tesis Doctoral*, Univ. Madrid.
- LOPEZ AGUAYO, F.; LA IGLESIA, A.; DOVAL, M. & MENENDEZ, F. (1977). La alunite de Riaza (Segovia, España). Mineralogía y génesis. *Proc. 8th, Int. Kaolin Symposium and Meeting of Alunite*, 10 pp.
- LOPEZ AGUAYO, F.; SEBASTIAN, E.; HUERTAS, F. & LINARES, J. (1985). Mineralogy and genesis of the bentonites of the "Fardes Formation", Middle Subbetic, Province of Granada, Spain. *Mine. Petr. Acta.*, (in press).
- LOPEZ GALINDO, A. (1984). Intercalaciones arcillosas en turbiditas; hemipelagitas y pelitas turbidíticas. Interpretación en base a su mineralogía (Cretácico medio-superior, Cordilleras Béticas, Andalucía). *Tesis de Licenciatura, Univ. Granada*, 122 pp.
- LOPEZ GALINDO, A. (1985). Aplicación de la mineralogía a la correlación de series estratigráficas; el ejemplo del Cretácico Subbético. *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 8, 295-306.
- LOPEZ GALINDO, A.; COMAS, M<sup>a</sup>.C.; FENOLL, P. & ORTEGA, M. (1985). Pelagic Cretaceous black-greenish mudstones in the southern Iberian Paleomargin (Subbetic Zone, Betic Cordillera). *Mine. Petr. Acta.*, (in press).
- LOPEZ GALINDO, A.; SEBASTIAN PARDO, E.; SANCHEZ VIÑAS, M. & ORTEGA

HUERTAS, M. (1983). Natrojarosita en las hemipelagitas de la Formación Fardes (Cretácico, Cordilleras Béticas), *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 69-79.

MACEWAN, D.M.C. & WILSON, M.J. (1980). Interlayer and intercalation complexes of clay minerals. In: *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification* (Brindley, G.W. & Brown, G., eds.), London, Mineralogical Society Monograph 5, 197-248.

MACKENZIE, R.C. (1970). *Differential Thermal Analysis*, vol. 1, Academic Press, London & New York, 775 pp.

MAILLOT, H. & ROBERT, C. (1980). Minéralogie et géochimie des sédiments crétacés cénozoïques dans l'Océan Atlantique sud (marge africaine, dorsale médio-atlantique), *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXII n° 5, 779-789.

MALDONADO, A. & STANLEY, D. (1981). Clay mineral distribution patterns as influenced by depositional processes in the Southeastern Levantine Sea, *Sedimentology*, 28, 21-32.

MALOD, J.A. (1982). Comparaison de l'évolution des marges continentales au nord et au sud de la Peninsula Iberique. *Thèse d'état, Mém. Sc. Terre, Univ. Curie, Paris*.

MARTIN VIVALDI, J.L. & RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1961). Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffraction photographs, Part I. Chlorite-kaolinite mixtures, Part II. Chlorite, swelling chlorite and montmorillonite, *Clay Miner. Bull.*, 4, 288-292.

McANDREW, R.J.; WAUG, S.A. & BROWN, R. (1975). Precipitation of iron compounds from sulphuric acid leach solutions, *CIM Bull.*, 101-110.

McCAYE, I.N.; LONSDALE, P.F.; HOLLISTER, C.D. & GARDNER, W.D. (1980). Sediment transport over the Hatton and Gardar contourite drifts, *Jour. Sedim. Petrol.*, 50, 1049-1062.

McKENZIE, J.A. (1982). Carbon-13 cycle in Lake Greifen; a model for restricted ocean basins. In: *Nature and origin of Cretaceous Carbon-rich Facies*, (Schlanger, S.O. & Cita, M.B., eds), Academic Press, London, 197-208.

McMURTRY, G.M.; WANG, C.H. & YEH, H.W. (1983). Chemical and isotopic investigations into the origin of clay minerals from the Galapagos hydrothermal mounds fields, *Geoch. Cosm. Acta*, 47, 475-489.

MÉLIÈRES, F. (1979). Mineralogy and geochemistry of selected Albian sediments from the Bay of Biscay, Deep Sea Drilling Project Leg 48, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 48, (Montadert, L.; Roberts, D. G. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 855-875.

MELONI, S.; ODDONE, M.; CECCHI, A. & POLI, G. (1982). Destructive neutron activation analysis of rare earths in geological samples; a comparison between two methods, *Jour. of Radioanal. Chem.*, 71, n° 1-2, 429-446.

MELLINGER, R.M. (1979). Quantitative X-ray diffraction analysis of clay minerals. An evaluation. *SRC, Report, Saskatchewan Research Council*, 6-79.6, 1-46.

MELLINI, M. & MENECHINI, R. (1985). Proportionality factors for thin film TEM/EDS microanalysis of silicate minerals. *Rend. Soc. Ita. Min. Petr.*, 40, 261-266.



MELSON, W.G. & THOMPSON, G. (1973). Glassy Abyssal Basalts, Atlantic Sea Floor near St. Paul's Rocks; Petrography and Composition of Secondary Clay Minerals, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 703-716.

MEVEL, C. (1980). Mineralogy and chemistry of secondary phases in low temperature altered basalts from Deep Sea Drilling Project Legs 51, 52 and 53, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 51,52,53 (2) (Donnelly, T.; Francheteau, J. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 1299-1312.

MILLOT, G. (1964). Géologie des argiles, Ed. Masson, Paris, 499 pp.

MOSSER, C. (1980). Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments, *Thèse Sci., Strasbourg et Mém. Sci. Géol.*, 63, 229 pp.

MOSSER, C. (1983). Elements traces des argiles; des marqueurs, *Clay Minerals*, 18, 139-151.

MUÑOZ, B. & ALEIXANDRE, V. (1957). The Mica Minerals, In: *The Differential Thermal investigation of Clays* (MacKenzie, R.C, ed.), The Mineralogical Society, London, 165-190.

MURATA, K.J. & LARSON, R.R. (1975). Diagenesis of Miocene siliceous shales, Templor Range, California, *J. Res. U.S. Geol. Survey.*, 3, 553-566.

MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F. (1975). Turbidite facies and facies associations, In: *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines* (Mutti, E. et al., eds.), *IX Int. Congr. Sedim.* Nice-75, Field Trip A-11.

NADEAU, P.H.; WILSON, M.J.; McHARDY, W.J. & TAIT, J.M. (1985). The conversion of smectite to illite during diagenesis; evidence from some illitic clays from bentonites and sandstones, *Mineral. Magazine*, 49, 393-400.

NEMECZ, E. (1981). Clay Minerals, Akademiai Kiado, Budapest, 547 pp.

NISHIMURA, M. (1982). 5 $\beta$ -isomers of stanols and stanones as potential markers of sedimentary organic quality and depositional paleoenvironments, *Geoch. Cosmoch. Acta*, 46, 423-432.

NOACK, Y. (1981). La palagonite: caractéristiques, facteurs d'évolution et mode de formation, *Bull. Minéral.*, 104, 36-46.

NOACK, Y. (1983). Palagonitization and time, *Sci. Géol. Bull.*, 36, 2.3, 111-116.

NOACK, Y.; GIROIR, G. & GIRARD, J.P. (1986). Chlorites as indicators of paleoenvironments, In: *Abstracts "I International Symposium on Geochemistry of the Earth Surface and process of mineral Formation"* (Rodríguez Clemente & Fenoll Hach-Alí, eds.), Granada, 200.

NOVICH, B.R. & MARTIN, R.T. (1983). Solvation methods for expandible layers, *Clay and Clay Minerals*, 31,3, 235-238.

ODDONE, M.; MELONI, S. & GENOVA, N. (1984). Neutron Activation Analysis: a powerful tool for assay of rare-earth elements in terrestrial materials, *Inorg. Chem. Acta*, 94, 283-290.

ORTEGA, M. (1978). Mineralogía de la "Block Formation", Depresión de Granada, *Tesis*

*Doctoral, Secret, Publ, Univ, Granada, 497 pp.*

ORTEGA, M.; NIETO, F.; RODRIGUEZ, J. & LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1985). Mineralogía y estratigrafía de sedimentos neógenos del Corredor de la Alpujarra (Cordilleras Béticas, España), *Bol, Soc, Esp, Miner.,* 8, 307-318.

PALOMO DELGADO, I. (1981). Mineralogía de las facies margosas jurásicas en afloramientos del Subbético Medio y Externo (Cordilleras Béticas), *Tesis de Licenciatura, Univ, Granada (inédita),* 195 pp.

PALOMO I.; ORTEGA, M. & FENOLL, P. (1981). Los carbonatos de las facies margosas jurásicas en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Provincias de Granada y Jaén), *Bol, Soc, Esp, Mineralogía,* 4, 15-28.

PALOMO, I.; ORTEGA, M. & FENOLL, P. (1985). The significance of clay minerals in studies of the evolution of the Jurassic deposits of the Betic Cordillera, SE Spain, *Clay Minerals,* 20, 39-52.

PANTIC, N. & GAUSER, A. (1977). Palynologische untersuchungen in Bunnerschiefen (vorläufige Mitteilung), *Ecol, geol, Helv.,* 70, 59-81.

PAPADAKIS, J. (1969). Soils of the world, *Elsevier, Amsterdam,* 208 pp.

PAPAVASSILIOU, C. Th. & COSCROVE, M.E. (1981). Chemical and mineralogical changes during basalt-seawater interaction; Site 223, Leg 23, D.S.D.P., north-west Indian Ocean, *Miner, Mag.,* 44, 141-146.

PAQUET, H. (1970). Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées, *Mem, Serv, Carte Géol, Als, Lorr.,* 30, 210 pp.

PARRA, M.; DELMONT, P.; FERRAGNE, A.; LATOUCHE, C.; PONS, J.C. & PUECHMAILLE, C. (1985). Origin and evolution of smectites in recent marine sediments of the NE Atlantic, *Clay Minerals,* 20, 335-346.

PERRY, E.A. (1975). Submarine smectite genesis as an oceanic magnesium sink, *Proceedings of the International Clay Conference, 1975,* Applied Publishing Ltd, Illinois, 287-295.

PERRY, E.A. & HOWER, J. (1970). Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sequences, *Clays and Clay Min.,* 18, 165-177.

PICARD, M.D. & HIGH, L.R. (1972). Criteria for recognizing lacustrine rocks, *Soc, Econ, Paleont, Mineral, Spec, Publ.,* 16, 108-145.

PIERCE, J.W. & SIEGEL, F.R. (1969). Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks, *Jour, Sedim, Petrol.,* 39, 187-193.

PINTO, F.; RODRIGUEZ BADIOLA, E.; RODRIGUEZ GORDILLO, J. & TORRES ROLDAN, R. (1985). Análisis rápido de elementos mayoritarios en rocas y minerales silíceos, *Cuad, Geol, Univ, Granada,* 12, 37-46.

PITMAN, W.C. (1978). Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins, *Geol, Soc, Am, Bull.,* 89, 1389-1403.

POLLASTRO, R.M. (1985). Mineralogical and morphological evidence for the formation of illite at the expense of illite/smectite, *Clays and Clay Min.,* 33, nº 4, 265-274.

- PRITCHARD, R.G. (1980). Alteration of basalts from Deep Sea Drilling Project Leg 51, 52 and 53, Holes 417A and 418A, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 51, 52, 53 (2) (Donnelly, T.; Francheteau, J. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 1185-1192.
- RAMSAY, A.T.S. (1974). The distribution of Calcium Carbonate in Deep Sea Sediments, In: *Studies in Paleo-Oceanography* (Hay, W.W. et al., eds.), *Soc. Econ. Paleon. Miner. Spec. Publ. No 20*, 58-76.
- RATEEV, M.A.; GORBUNOVA, Z.N.; LISITSYN, A.P. & NOSOSV, G.L. (1969). The distribution of clay minerals in the ocean, *Sedimentology*, 13, 21-43.
- RATEEV, M.A.; TIMOFEEV, P.P. & RENGARTEN, N.V. (1980). Minerals of the clay fraction in Pliocene-Quaternary sediments of the east equatorial Pacific, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. LIV, U.S. Government Printing Office, Washington, 307-318.
- REBOLLO, M. (1980). Estudio micropaleontológico del Albense superior-Cenomanense inferior en el sector Ronda-Antequera (Málaga), *Tesis Licenciatura*, Univ. Granada (inédita).
- REYNOLS, W.R. (1970). Mineralogy and stratigraphy of Lower Tertiary clays and claystones of Alabama, *J. Sed. Petrol.*, 40, 829-838.
- RICHARDS, F.A. (1965). Anoxic basins and fjords, In: *Chemical Oceanography* (Riley, J.P. & Skirrow, G, Eds.), Academic Press, London, 611-645.
- RIECH, V. & VON RAD, U. (1979). Silica diagenesis in the Atlantic Ocean: Diagenetic potential and transformation, In: *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean; continental margins and paleoenvironment* (Talwani, W.; Hay, W. & Ryan, B.F., eds), Maurice Ewing Ser. 3., Am. Geophys. Union, 315-340.
- ROBERTS, D.G. & MONTADERT, L. (1979). Margin paleoenvironments of the Northeast Atlantic, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 48 (Montadert, L. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 1099-1118
- ROBINSON, P.T.; FLOWER, M.F.J.; SCHMINKE, H.V. & OHNMACHT, W. (1977). Low temperature alteration of oceanic basalts, DSDP Leg 37, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 37 (Aumento, F.; Melson, W.G. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 775-793.
- RONOV, A.B.; BALASHOV, Y.A.; GIRIN, Y.P.; BRATISHKO, R.KH. & KAZAROV, G.A. (1974). Regularities of rare-earth element distribution in the sedimentary shell and in the crust of the earth, *Sedimentology*, 21, 171-193.
- RUIZ ORTIZ, P.A. (1980). Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril, prov. de Granada, y Jaén), *Tesis Doctoral*, Secret. Public. Univ. Granada, 270 pp.
- RUSINOV, V.L.; LAPUTINA, I.P.; MURAVITSKAJA, G.N. & ZUJAGIN, B.B. (1980). Clay Minerals in basalts from Deep Sea Drilling Project Sites 417 and 418, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 51,52,53 (2) (Donnelly, T.; Francheteau, J. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 1265-1271.
- RYAN, W.B.F. & CITA, M.B. (1977). Ignorance concerning episodes of ocean wide stagnation, *Marine Geology*, 23, 197-215.

SANZ DE GALDEANO, C. (1973). Geología de la transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén). *Tesis Doctoral*, Univ. Granada, 274 pp.

SAUNDERS, J.B.; EDGAR, N.T.; DONNELLY, T.W. & HAY, W.W. (1973). Cruise synthesis, Leg 15. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 15 (Aumento, F.; Melson, W.G. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 1077-1113.

SCARFE, C. M. & SMITH, D. G. W. (1977). Mineralogy and chemistry of secondary phases in some basaltic rocks from DSDP Leg 37. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 37 (Aumento, F.; Melson, W.G. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 825-828.

SCHIDEgger, K.F. & STAKES, D.S. (1977). Mineralogy, chemistry and cristallization sequence of clay minerals in altered tholeitic basalts from the Peru Trench. *Earth, Plan, Sci. Let.*, 36, 413-422.

SCHLANGER, S.O. & JENKYNS, H.C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geol. Mijnbouw*, 55, 179-184.

SCHLANGER, S.O.; JACKSON, E.D. et al. (1976). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 33, U.S. Government Printing Office, Washington.

SCHULTZ, L.G. (1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 391-C*, 31 pp.

SCOTT, R.B. (1977). Altered basalts, Leg 37, Hole 332B. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 37 (Aumento, F.; MELSON, W.G. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 821-824.

SEBASTIAN PARDO, E.M. (1979). Mineralogía de los materiales Plioceno-Pleistocenos de la Depresión de Guadix-Baza. *Tesis Doctoral*, Secr. Public, Univ. Granada, 311 pp.

SEBASTIAN PARDO, E.; GARCIA-CERVIGON, A. & RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1975). Mineralogía y génesis de la Formación Gorafe-Huélago (Depresión Guadix-Baza, Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 6, 55-74.

SEBASTIAN, E.; LOPEZ AGUAYO, F.; HUERTAS, F. & LINARES, J. (1984). Las bentonitas sedimentarias de la Formación Fardes, Granada, España. *Clay Minerals*, 19, 645-652.

SCHOLLE, P.A. & ARTHUR, M.A. (1980). Carbon isotopic fluctuations in pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Amer. Assoc. Petroleum Geologist Bull.*, 54, 67-87.

SHAW, D.B. & WEAVER, C.E. (1965). The mineralogical composition of shales. *Jour. of Sedim. Petrol.*, 35,1, 213-222.

SHEPPARD, R.A. (1971). Zeolites in sedimentary deposits of the United States - a review. In: *Molecular Sieve Zeolites I, Adv. in Chem. Series 101* (Gould, R.F., ed), Amer. Chem. Soc., Washington, D.C., 279-310.

SHEPPARD, R.A. & GUDE, A.J. (1968). Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of Pleistocene Lake Tecopa, Inyo County, California. *U.S. Geol. Prof. Paper*, 597, 38 pp.

SHEPPARD, R.A. & GUDE, A.J. (1969). Diagenesis of tuffs in the Barstow Forma-

tion, Mud Hills, San Bernardino County, California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 634, 35 pp.

SHERIDAN, R.E.; ENOS, P.; GRADSTEIN, F. & BENSON, W.E. (1978). Mesozoic and Cenozoic environments. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 44, U.S. Government Printing Office, Washington, 971-980.

SIMONEIT, B.R.T. & STUERMER, D.H. (1982). Organic geochemical indicators for sources of organic matter and paleoenvironmental conditions in Cretaceous oceans. In: *Nature and origin of Cretaceous Carbon-rich Facies*, (Schlanger, S.D. & Cita, M.B., eds), Academic Press, London, 145-164.

SOUTHAM, J.R.; PETERSON, W.H. & BRASS, G.W. (1982). Dynamics of Anoxia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 40, 183-198.

STARKEY, H.C.; BLACKMON, P.D. & HAUFF, P.L. (1984). The routine mineralogical analysis of clay-bearing samples. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, n° 1563, 32 pp.

STAUDIGEL, H. & HART, S.R. (1983). Alteration of basaltic glass: Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 337-350.

STEIN, C.L. & KIRKPATRICK, R.J. (1976). Experimental porcelanite recrystallization kinetics; a nucleation and growth model. *J. Sediment. Petrol.*, 46, 430-435.

STEINBERG, M. (1981). Biosiliceous sedimentation, radiolarite periods and silica budget fluctuations. *Oceanol. Acta*, N° Sp., 149-154.

STOKKE, P.R. & CARSON, B. (1973). Variation in clay mineral X-ray diffraction results with the quantity of sample mounted. *Jour. of Sedim. Petrol.*, 43, 4, 957-964.

STONECIPHER, S. (1976). Distribution of deep-sea phillipsite and clinoptilolite. *Chem. Geol.*, 17, 307-318.

STONECIPHER, S. (1978). Chemistry of deep-sea phillipsite, clinoptilolite and host sediments. In: *Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use* (Sand, L.B. & Mumpton, F.A., eds), Pergamon Press, New York, 221-234.

STOW, D.A.V. (1985). Deep-sea clastics; where are we and where are we going?. In: *Sedimentology; Recent developments and applied aspects* (Brenchley, P.J. & Williams, B.P.J., eds.), The Geological Society, Blackwell Scientific Publications, 67-93.

STOW, D.A.V. & DEAN, W.E. (1984). Middle Cretaceous black shales at site 530 in the Southeastern Angola Basin. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 75 (Hay, W.W.; Sibuet, J.C. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 809-817.

STOW, D.A.V. & HOLBROOK, J.A. (1984). North Atlantic countourites; an overview. In: *Fine-grained sediments; Deep-water processes and facies* (Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W., eds.), The Geological Society, Blackwell Scientific Publications, 245-256.

SUDO, T. & SHIMODA, S. (1977). Interstratified clay minerals; Mode of occurrence and origin. *Minerals Sci. Engng.*, 9, n° 1, 3-24.

SUDO, T.; SHIMODA, S.; YOTSUMOTO, H. & AITA, S. (1981). Electron Micrographs of clay minerals. *Devel. in Sedim.*, 31, Elsevier Scientific Publishing Company.

TETTENHORST, R. & ROBERSON, H.E. (1973). X-ray diffraction aspects of montmorillonites. *Am. Miner.*, 58, 73-80.

THIEDE, J. (1979). History of the North Atlantic Ocean; Evolution of an Asymmetric Zonal Paleo-environment in a latitudinal Ocean Basin. In: *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean; Continental Margins and Paleoenvironment*, (Talwani, M.; Hay, W. & Ryan, W.B.F., eds.), Maurice Ewing Series, 3, Am. Geoph. Union, 275-296.

THIEDE, J. & VAND ANDEL, T.H. (1977). The paleoenvironment of anaerobic sediments in the Late Mesozoic South Atlantic Ocean. *Earth Planet, Sci, Lett.*, 33, 301-309.

THIEDE, J.; DEAN, W.E. & CLAYPOOL, G.E. (1982). Oxygen-deficient depositional paleoenvironments in the mid-Cretaceous tropical and subtropical Pacific Ocean. In: *Nature and origin of Cretaceous Carbon-rich Facies*, (Schlanger, S.O. & Cita, M.B., eds), Academic Press, London, 79-100.

THIERSTEIN, H.R. (1979). Paleooceanographic implications of organic carbon and carbonate distribution in Mesozoic deep-sea sediments. In: *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean; continental margin and paleoenvironment* (Talwani, M.; Hay, W. & Ryan, W.B.F., eds), Maurice Ewing Ser. 3, Am. Geoph. Union, 249-274.

THIERSTEIN, H.R. & BERGER, W.H. (1978). Injection events in earth history. *Nature*, 276, 461-464.

TISSOT, B.; DEROO, G. & HERBIN, J.P. (1979). Organic matter in Cretaceous sediments of the North Atlantic; contribution to sedimentology and paleogeography. In: *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean; continental margin and paleoenvironment* (Talwani, M.; Hay, W. & Ryan, W.B.F., eds), Maurice Ewing Ser. 3, Am. Geoph. Union, 362-374.

TOURTELOT, H.A. (1979). Black shale - its deposition and diagenesis. *Clays and Clay Minerals*, v.27, n° 5, 313-321.

TSIRAMBIDES, A.E. (1986). Detrital and authigenic minerals in sediments from the western part of the Indian Ocean. *Mineral, Magaz.*, 50, 69-74.

TUCHOLKE, B.E. & VOGH, P.R. (1979). Western North Atlantic; Sedimentary evolution and aspects of tectonic history. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 43 (Tucholke, B.E.; Vogh, P.R. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 791-826.

TUCHOLKE, B.E. et al. (1979). Site 387; Cretaceous to recent sedimentary evolution of the western Bermuda Rise. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 43 (Tucholke, B.E.; Vogh, P.R. et al., eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 323-392.

TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. (1961). Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Geol. Soc. America Bull.*, 72/2, 175-191.

VAN ANDEL, T.J. (1975). Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and global distribution of calcareous sediments. *Earth Planet, Sci, Lett.*, 26, 187-194.

VAN DER FLIERT, J.R.; HEBEDA, E.H.; PRIEM, H.N.A.; DE SMET, M.E.M. & VERDURMEN, E.A.Th. (1979). Pillow lavas and basic intrusives of Early Cretaceous age in the Cantar area (prov. Murcia), Spain. *Estud. Geol.*, 35, 605-608.

- VAN DER MAREL, M. (1966). Quantitative analysis of clay minerals and their admixtures, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 12, 96-138.
- VAN VEEN, G.W. (1969). Geological investigations in the region west of Caravaca, South-Eastern Spain, *Tesis*, Univ. Amsterdam, 143 pp.
- VELDE, B. (1985). Clay Minerals, A physico-chemical explanation of their occurrence, *Devlpt. in Sedim.*, 40, Elsevier, 427 pp.
- VERA, J.A. (1981). Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico, In; *Programa Internacional de Correlación Geológica PICG*, Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat., Madrid, 2, 125-160.
- VERA, J.A. (1982). La Cordillera Bética, Introducción, In; *El Cretácico de España*, Univ. Complutense, Madrid, 515-524.
- VERA, J.A.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; COMAS, M.C.; RUIZ-ORTIZ, P.A. & MARTIN-ALGARRA, A. (1982). El Cretácico de la Cordillera Bética, In; *El Cretácico de España*, Univ. Complutense, Madrid, 515-632.
- VINE, J.D. & TOURTELOT, E.B. (1970). Geochemistry of Black Shales Deposits - A Summary Report, *Econ. Geol.*, 65, 253-272.
- VIOLANTI, D.; PREMOLI SILVA, I.; CITA, M.B.; KERSEY, D. & HSU, K.J. (1979). Quantitative characterization of carbonate dissolution facies of the Atlantic Tertiary sediments, An attempt, *Riv. Ital. Paleont.*, 85, n22, 517-548.
- VON RAD, U. & RÖSCH, H. (1972). Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in Leg 14 sediments, In; *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. XIV (Hayes, D.E. et al., eds.) U.S. Government Printing Office, Washington, 727-751.
- VON RAD, U. & RÖSCH, H. (1974). Petrography and diagenesis of deep-sea cherts from the Central Atlantic, *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 1, 327-347.
- WAPLES, D.W. (1983). Reappraisal of Anoxia and Organic Richness, with Emphasis on Cretaceous of North Atlantic, *AAPG Bull.*, v.67, n26, 963-978.
- WEAVER, C.E. (1968). Mineral facies in the Tertiary of the continental shelf and Blake Plateau, *Southeastern Geol.*, 9, 57-63.
- WEAVER, C.E. (1984). Origin and geologic implications of the palygorskite deposits of S.E. United States, In; *Palygorskite-Sepiolite, Occurrences, Genesis and Uses* (Singer, A. & Galán, E. Eds.), *Devlpt. in Sedim.*, 37, 39-58.
- WEAVER, C.E. & BECK, K.C. (1977). Miocene of the SE USA: A model for chemical sedimentation in a perimarine environment, *Devl. in Sedim.*, 22, Elsevier Scientific Publishing Company.
- WEBB, T.L. & HEYSTEK, H. (1957). The Carbonate Minerals, In; *The Differential Thermal Investigation of Clays* (MacKenzie, R.C, ed.), The Mineralogical Society, London, 329-363.
- WEBB, T.L. & KRÜGER, J.E. (1970). Carbonates, In; *Differential Thermal Analysis*, v.1, (Mackenzie, A.C., ed), Academic Press, London & New York, 303-341.
- WEBER, F.; DUNOYER DE SEGONZAC, G. & ECONOMOU, C. (1976). Una nouvelle

expression de la "cristallinité" de l'illite et des micas, Notion d'"épaisseur apparente" des cristallites, *C.R.somm.Soc. géol. France*, 5, 225-227.

WEISSERT, H. (1981). The environment of deposition of black shales in the Early Cretaceous: An ongoing controversy, *Soc. econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.*, n° 32, 547-560.

WEISSERT, H.; MCKENZIE, J. & HOCHULI, P. (1979). Cyclic anoxic events in the early Cretaceous Tethys Ocean, *Geology*, 7, 147-151.

WILDI, W. (1982). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Géol. dyn. Geogr. phs.*, 24, 201-297.

WHITESIDE, P.J. (1976). Pye Unicom Atomic Absorption Data Book, *Pye Unicom Ltd.*, Cambridge, England.

WISE, S.W. & KELTS, K.R. (1972). Inferred diagenetic history of a weakly silicified deep-sea chalk, *Trans. Gulf Coast. Assoc. Geol. Soc.*, 22, 177-203.

WISE, S.W. & WEAVER, F.M. (1972). Origin of deep sea cristobalite chert, *Geol. Soc. Amer. Prog. Abst.*, 4, 116 pp.

WISE, S.W. & WEAVER, F.M. (1974). Chertification of oceanic sediments, *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 1, 301-326.

WOLLAST, R.; MACKENZIE, F.T. & BRICKER, O.P. (1968). Experimental precipitation and genesis of sepiolite at earth-surface conditions, *Amer. Mineral.*, 53, 1645-1661.

ARTHUR, M.A.; DEAN, W.E. & STOW, D.A.V. (1984). Models for deposition of Mesozoic-Cenozoic fine-grained organic-carbon-rich sediments in the deep sea, In: *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies* (Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W., eds.), The Geological Society, Blackwell Scientific Publications, 527-560.



ANEXO I

TABLA I

BARBAHIJAR - LOS PRADOS

MINERALOGIA TOTAL

Muestra	Filosilic.	Cuarzo	Calcita	Feldespatos
Pr-16	55	14	27	4
Pr-15	53	10	34	3
Pr-14	51	13	33	3
Pr-13	57	11	30	2
Pr-12	55	11	31	3
Pr-11	53	8	37	2
Pr-10	50	12	35	3
Pr-9	38	12	49	2
Pr-8	48	8	41	3
Pr-7	53	11	34	3
Pr-6	38	14	47	1
Pr-5	52	13	32	4
Pr-4	50	10	37	3
Pr-3	42	11	45	2
Pr-2	63	10	24	3
Pr-1	68	26	3	3

MINERALOGIA DE ARCILLAS

Muestra	Menor de 2 micras					2 - 20 micras				
	Sm	Il	Caol	Clor	I-S	Sm	Il	Caol	Clor	I-S
Pr-16	--	95	<5	tr	tr	<5	86	8	tr	tr
Pr-15	--	92	5	tr	<5	<5	87	8	<5	tr
Pr-14	--	94	5	--	tr	<5	86	8	tr	tr
Pr-13	tr	93	tr	tr	<5	--	91	7	<5	--
Pr-12	tr	97	--	--	<5	6	91	tr	--	tr
Pr-11	tr	93	<5	<5	<5	<5	88	7	<5	--
Pr-10	tr	94	<5	--	tr	<5	86	6	<5	tr
Pr-9	<5	71	18	7	<5	<5	72	16	5	<5
Pr-8	--	91	tr	5	<5	<5	92	5	tr	tr
Pr-7	tr	96	tr	--	tr	<5	93	<5	tr	tr
Pr-6	<5	85	9	tr	<5	tr	80	15	<5	tr
Pr-5	tr	95	tr	--	<5	<5	90	<5	--	tr
Pr-4	--	90	7	--	<5	tr	90	7	<5	tr
Pr-3	tr	91	<5	tr	5	<5	90	<5	--	tr
Pr-2	5	90	<5	--	<5	6	83	8	<5	tr
Pr-1	6	87	<5	tr	<5	12	76	6	5	tr

Sm = esmectitas; Il = Ilita; Caol = Caolinita; Clor = Clorita; I-S = Interstratificado Ilita-Esmectita.

TABLA II

Cjo. MORALES

MINERALOGIA TOTAL

Muestra	Naturaleza	Filosilic.	Cuarzo	Calcita	Feldespatos
Mo-15	Turbidit.	56	22	20	2
Mo-14	Hemipelag.	70	15	13	2
Mo-13	Hemipelag.	71	27	--	2
Mo-12	Turbidit.	52	13	33	2
Mo-11	Turbidit.	59	14	25	2
Mo-10	Hemipelag.	69	19	10	2
Mo-9	Turbidit.	67	12	20	tr
Mo-8	Hemipelag.	75	22	--	3
Mo-7	Hemipelag.	65	33	--	2
Mo-6	Hemipelag.	68	27	3	2
Mo-5	Turbidit.	54	35	8	3
Mo-4	Hemipelag.	67	29	2	2
Mo-3	Hemipelag.	70	25	3	2
Mo-2	Turbidit.	60	31	7	2
Mo-1	Hemipelag.	72	26	--	2

MINERALOGIA DE ARCILLAS

Muestra	Menor de 2 micras						2 - 20 micras				
	Sm	Il	Caol	Clor	I-S	I-C	Sm	Il	Caol	Clor	I-S
Mo-15	--	75	5	tr	19	--	--	92	5	<5	tr
Mo-14	tr	77	9	<5	11	--	--	86	5	<5	7
Mo-13	--	81	15	<5	tr	--	--	87	10	<5	tr
Mo-12	--	69	14	<5	15	--	--	84	14	<5	--
Mo-11	<5	77	9	2	10	--	--	80	18	<5	--
Mo-10	--	78	14	<5	<5	--	--	81	14	<5	2
Mo-9	<5	79	10	<5	6	tr	--	81	12	6	tr
Mo-8	--	76	19	<5	<5	--	--	69	26	<5	<5
Mo-7	--	79	18	<5	tr	--	--	84	15	tr	--
Mo-6	--	78	17	tr	<5	tr	--	78	16	5	tr
Mo-5	--	74	16	tr	9	tr	--	79	10	10	tr
Mo-4	--	81	18	tr	--	--	--	84	15	tr	--
Mo-3	--	81	17	tr	tr	--	--	83	16	--	tr
Mo-2	--	82	18	--	--	--	--	82	15	tr	<5
Mo-1	--	82	17	--	tr	--	--	80	17	tr	<5

Sm = Esmeclitas; Il = Ilita; Caol = Caolinita; Clor = Clorita; I-S = Interestratificado Ilita-Esmeclita; I-C = Interestratificado Ilita-Clorita.

TABLA III

Cjo. CARBONEROS

MINERALOGIA TOTAL

Muestra	Naturaleza	Filosilic.	Cuarzo	Calcita	Feldespatos
Ca-11	Hemipelag.	60	13	25	2
Ca-10	Turbidit.	46	13	41	-
Ca-9	Hemipelag.	57	12	31	tr
Ca-8	Turbidit.	50	13	35	2
Ca-7	Hemipelag.	54	14	32	-
Ca-6	Turbidit.	54	17	29	tr
Ca-5	Hemipelag.	65	15	18	2
Ca-4	Turbidit.	58	15	24	3
Ca-3	Hemipelag.	60	11	27	2
Ca-2	Hemipelag.	63	13	22	2
Ca-1	Turbidit.	60	13	24	3

MINERALOGIA DE ARCILLAS

Muestra	Menor de 2 micras						2 - 20 micras					
	Sm	Il	Caol	Clor	I-S	I-C	Sm	Il	Caol	Clor	I-S	I-C
Ca-11	--	80	6	<5	10	tr	--	84	13	<5	--	tr
Ca-10	--	84	10	<5	<5	tr	--	81	17	<5	tr	--
Ca-9	--	78	7	<5	12	--	--	85	12	<5	--	tr
Ca-8	--	82	9	<5	6	tr	--	85	11	<5	tr	tr
Ca-7	--	79	8	<5	9	<5	--	83	14	<5	tr	tr
Ca-6	tr	81	11	<5	6	tr	--	88	10	<5	--	--
Ca-5	--	77	5	<5	14	<5	--	89	8	<5	tr	tr
Ca-4	--	78	9	<5	10	tr	--	84	12	<5	<5	--
Ca-3	--	68	16	<5	13	tr	--	72	25	<5	tr	tr
Ca-2	tr	75	10	<5	10	<5	--	80	15	<5	tr	tr
Ca-1	<5	70	10	<5	12	<5	--	82	16	<5	tr	tr

Sm = Esmectitas; Il = Ilita; Caol = Caolinita; Clor = Clorita; I-S = Interestratificado Ilita-Esmectita; I-C = Interestratificado Ilita-Clorita.

TABLA IV

PUERTO CARRETERO  
MINERALOGIA TOTAL

Muestra	Filosilic.	Cuarzo	Calcita	Feldespatos
PC <sub>3</sub> -4	77	13	7	3
PC <sub>3</sub> -3	73	24	-	3
PC <sub>3</sub> -2	76	21	-	3
PC <sub>3</sub> -1	75	20	2	3
PC <sub>2</sub> -7	69	29	-	2
PC <sub>2</sub> -6	73	24	tr	3
PC <sub>2</sub> -5	74	24	tr	2
PC <sub>2</sub> -4	73	24	tr	2
PC <sub>2</sub> -3	74	24	-	2
PC <sub>2</sub> -2	72	26	tr	2
PC <sub>2</sub> -1	67	30	tr	3
PC <sub>1</sub> -4	31	9	58	2
PC <sub>1</sub> -3	35	11	52	2
PC <sub>1</sub> -2	37	15	47	tr
PC <sub>1</sub> -1	34	12	53	tr

MINERALOGIA DE ARCILLAS

Muestra	Menor de 2 micras						2 - 20 micras					
	Sm	Il	Caol	Clor	I-S	I-C	Sm	Il	Caol	Clor	I-S	I-C
PC <sub>3</sub> -4	44	55	tr	--	--	--	40	57	<5	tr	tr	--
PC <sub>3</sub> -3	53	46	tr	--	--	--	40	53	5	tr	tr	--
PC <sub>3</sub> -2	47	52	tr	--	--	--	37	58	<5	<5	tr	--
PC <sub>3</sub> -1	48	51	tr	--	--	--	39	56	<5	tr	tr	--
PC <sub>2</sub> -7	54	45	--	--	tr	--	50	49	--	--	tr	--
PC <sub>2</sub> -6	38	59	<5	tr	tr	--	25	68	5	tr	tr	--
PC <sub>2</sub> -5	42	57	tr	--	tr	--	33	60	5	<5	tr	--
PC <sub>2</sub> -4	55	40	<5	tr	tr	--	39	53	5	<5	tr	--
PC <sub>2</sub> -3	62	31	6	tr	--	--	54	36	8	<5	--	--
PC <sub>2</sub> -2	58	38	5	tr	--	--	32	61	5	<5	--	--
PC <sub>2</sub> -1	58	37	<5	tr	tr	--	44	48	5	<5	--	--
PC <sub>1</sub> -4	18	75	5	tr	tr	--	15	72	6	5	--	<5
PC <sub>1</sub> -3	39	57	<5	tr	--	--	27	58	7	5	<5	tr
PC <sub>1</sub> -2	42	55	<5	tr	--	--	30	61	5	<5	tr	tr
PC <sub>1</sub> -1	35	60	<5	tr	tr	tr	18	70	8	<5	tr	tr

Sm = Esmeclitas; Il = Ilita; Caol = Caolinita; Clor = Clorita; I-S = Interestratificado Ilita-Esmeclita; I-C = Interestratificado Ilita-Clorita; tr = trazas.

**TABLA V**  
**VENTANA DE HUELMA**  
**MINERALOGIA TOTAL Y DE ARCILLAS**

Muestra	Total					Menor de 2 micras					2 - 20 micras				
	Fi	Q	Ca	Do	Fd	Sm	Il	Caol	Cl	I-C	Sm	Il	Caol	Cl	I-C
VH-6	46	13	34	3	4	5	81	<5	5	7	<5	84	6	6	<5
VH-5	40	20	35	--	5	<5	74	5	7	12	tr	83	5	7	5
VH-4	33	17	46	--	4	21	35	<5	6	36	6	87	<5	5	tr
VH-3	35	21	38	tr	5	5	77	4	9	5	tr	85	5	8	<5
VH-2	42	20	34	--	4	4	48	<5	7	39	5	80	5	8	<5
VH-1	37	10	51	--	2	tr	66	<5	6	25	<5	85	5	6	<5

Fi = Filosilicatos; Q = Cuarzo; Ca = Calcita; Do = Dolomita; Fd = Feldespatos; Sm = Esnectitas; Il = Ili ta; Caol = Caolinita; Cl = Clorita; I-C = Interest. Iilita-Clorita; tr=trazas.

**TABLA VI**  
**ALMADEN-CARLUCA**  
**MINERALOGIA TOTAL Y DE ARCILLAS**

Muestra	Total				Menor de 2 micras				2 - 20 micras			
	Fi	Q	Ca	Fd	Sm	Il	Caol	Cl	Sm	Il	Caol	Cl
AC-7	34	21	42	3	--	63	31	6	--	52	40	8
AC-6	35	19	43	3	tr	60	31	8	tr	57	35	7
AC-5	39	17	41	3	tr	64	28	7	--	56	36	8
AC-4	32	16	49	3	tr	61	30	8	tr	60	31	8
AC-3	35	20	42	3	--	68	23	9	tr	59	33	7
AC-2	37	19	41	3	tr	64	27	8	--	58	32	10
AC-1	36	11	51	2	tr	70	20	9	tr	66	25	8

Fi = Filosilicatos; Q = Cuarzo; Ca = Calcita; Fd = Feldespatos; Sm = Esnectitas; Il = Iilita; Caol = Caolinita; Cl = Clorita; tr = trazas.

TABLA VII  
RIO FARDES  
MINERALOGIA TOTAL

Muestra	Fil.	Cuarzo	Op.CT	Calc.	Dol.	Feld.	Yeso	Clinop.	Halita
RF-23	88	9	--	1	1	1	--	--	--
RF-22 (*)	23	3	--	74	-	-	--	--	--
RF-21	88	8	--	2	1	1	--	--	--
RF-20	84	10	--	4	1	1	--	--	--
RF-19	86	11	--	2	-	1	--	--	--
RF-18 (*)	28	4	--	68	tr	-	--	--	--
RF-17	78	12	tr	7	1	1	--	--	--
RF-16	79	16	--	--	2	3	--	--	--
RF-15	64	31	<5	--	-	-	tr	<5	--
RF-14	76	19	--	--	-	-	3	<5	--
RF-13	47	52	--	--	-	tr	--	tr	--
RF-12	74	25	--	--	tr	tr	--	--	--
RF-11	64	35	--	--	-	1	--	--	--
RF-10	67	24	--	--	4	tr	4	--	--
RF-9	68	13	--	13	1	tr	5	--	--
RF-8 (*)	35	14	--	51	-	tr	--	--	--
RF-7	75	19	--	--	tr	5	--	--	tr
RF-6	81	13	--	--	2	4	--	--	--
RF-5	74	19	--	tr	-	4	2	--	--
RF-4	78	16	--	--	-	4	1	tr	--
RF-3	81	15	--	--	-	4	--	--	--
RF-2	78	13	--	3	-	2	4	--	tr
RF-1	78	17	--	--	-	5	--	--	--

Fil. = filosilicatos; Op.CT = ópalo CT; Calc. = calcita; Dol. = dolomita; Feld. = feldespatos; Clinop. = clinoptilolita; tr = trazas; (\*) = pelitas turbidíticas.

TABLA VII (Continuación)

RIO FARDES  
MINERALOGIA DE ARCILLAS

Muestra	Menor de 2 micras					2 - 20 micras				
	Sm	Il	Paly	Caol	Clor	Sm	Il	Paly	Caol	Clor
RF-23	67	16	12	<5	<5	74	16	7	<5	tr
RF-22 (*)	57	35	6	tr	tr	59	34	5	tr	tr
RF-21	59	18	19	<5	tr	72	18	6	<5	<5
RF-20	68	13	19	--	--	61	24	15	--	--
RF-19	68	14	18	--	--	73	16	11	--	--
RF-18 (*)	65	23	12	--	--	63	29	8	--	--
RF-17	56	24	20	tr	tr	57	24	18	tr	tr
RF-16	46	44	10	--	--	44	45	11	--	--
RF-15	84	16	tr	--	--	73	17	10	--	--
RF-14	85	15	tr	--	--	90	10	tr	--	--
RF-13	71	21	8	--	--	81	12	7	--	--
RF-12	74	26	--	tr	--	78	20	tr	tr	--
RF-11	75	25	--	--	--	71	27	--	tr	tr
RF-10	65	33	--	tr	tr	71	27	tr	tr	tr
RF-9	78	21	tr	tr	--	79	18	tr	tr	tr
RF-8 (*)	57	39	tr	<5	tr	63	34	tr	tr	tr
RF-7	56	17	27	--	--	60	27	11	<5	tr
RF-6	57	26	17	--	--	58	20	22	--	--
RF-5	32	17	51	tr	--	38	22	40	tr	--
RF-4	50	24	26	--	--	57	30	13	tr	--
RF-3	50	18	32	--	--	52	23	25	tr	--
RF-2	50	18	32	--	--	59	21	20	tr	--
RF-1	42	17	41	tr	--	40	26	32	<5	--

Sm = Esmectitas; Il = Ilita; Paly = paligorskita; Caol = Caolinita; Clor = Clorita;  
tr = trazas; (\*) = pelitas turbidíticas.



**TABLA VIII**  
**RIO GOR**  
**MINERALOGIA TOTAL**

Muestra	Filosilicatos	Cuarzo	Calcita	Feldespatos
RG-12	82	12	4	2
RG-11	81	14	3	2
RG-10 (⊙)	45	7	48	-
RG-9	84	10	6	-
RG-8 (*)	12	4	84	-
RG-7	68	25	4	3
RG-6 (*)	16	7	77	-
RG-5	78	19	--	3
RG-4 (⊙)	45	7	48	-
RG-3	85	15	--	tr
RG-2 (*)	24	4	72	-
RG-1	62	26	9	3

**RIO GOR**  
**MINERALOGIA DE ARCILLAS**

Muestra	Menor de 2 micras					2 - 20 micras				
	Sm	Il	Paly	Caol	Clor	Sm	Il	Paly	Caol	Clor
RG-12	75	13	12	--	--	63	15	20	<5	--
RG-11	76	12	12	--	--	59	17	24	--	--
RG-10 (⊙)	83	11	6	--	tr	56	17	22	<5	<5
RG-9	75	12	13	--	tr	62	15	22	--	tr
RG-8 (*)	78	11	11	--	tr	57	38	--	--	5
RG-7	73	19	8	--	--	69	14	15	<5	tr
RG-6 (*)	78	22	--	tr	--	73	22	5	tr	--
RG-5	72	21	7	tr	--	64	20	14	<5	--
RG-4 (⊙)	70	25	5	--	tr	55	32	13	--	tr
RG-3	71	19	10	--	--	59	20	20	tr	tr
RG-2 (*)	78	22	--	--	--	77	18	--	5	tr
RG-1	71	28	tr	tr	--	63	31	--	5	tr

Sm = Esmeclitas; Il = Ilita; Paly = paligorskita; Caol = Caolinita; Clor = Clorita;  
tr = trazas; (\*) = pelitas turbidíticas; (⊙) = hemipelagitas resedimentadas.

TABLA IX

COLOMERA

MINERALOGIA TOTAL Y DE ARCILLAS

Muestra	Total				Menor de 2 micras						2 - 20 micras					
	Fi	Q	Ca	Fd	Sm	Il	K	Cl	I-S	I-C	Sm	Il	K	Cl	I-S	I-C
CO-17	44	10	45	tr	<5	75	11	10	--	tr	tr	69	15	15	tr	--
CO-16	49	6	44	tr	<5	79	10	9	tr	--	<5	73	15	9	tr	--
CO-15	60	10	28	2	<5	84	7	6	--	tr	<5	83	8	5	--	<5
CO-14	62	7	29	2	<5	87	7	4	--	tr	<5	77	12	8	--	tr
CO-13	55	9	34	2	<5	80	10	7	--	--	5	76	10	8	--	tr
CO-12	56	12	30	2	<5	83	10	4	--	tr	<5	74	14	9	--	tr
CO-11	55	11	32	2	<5	77	12	8	--	tr	<5	74	13	10	tr	--
CO-10	47	7	45	tr	<5	89	5	<5	--	tr	<5	88	5	<5	--	<5
CO-9	43	7	49	tr	tr	76	10	12	tr	tr	--	73	17	10	--	tr
CO-8	56	12	30	2	<5	84	4	4	--	5	<5	75	12	8	tr	<5
CO-7	48	9	42	tr	5	80	7	7	--	tr	5	79	9	5	tr	tr
CO-6	55	11	32	2	tr	77	12	7	<5	<5	5	69	16	10	tr	tr
CO-5	30	7	62	tr	tr	78	11	8	--	<5	<5	69	15	13	--	tr
CO-4	36	6	57	tr	5	77	8	7	<5	--	tr	71	15	12	tr	--
CO-3	38	9	52	tr	<5	86	6	4	--	tr	tr	84	9	6	--	tr
CO-2	42	9	47	2	5	75	12	8	tr	--	tr	74	15	10	--	--
CO-1	43	11	45	tr	5	77	11	7	--	--	tr	82	10	7	--	--

Fi = Filosilicatos; Q = Cuarzo; Ca = Calcita; Fd = Feldespatos; Sm = Esmectitas; Il = Ilita; K= Caolinita; Cl = Clorita; I-S = Interestratificado Ilita-Esmectita; I-C = Idem, Ilita-Clorita; tr = trazas.

TABLA XI  
PINOSA Y GASON

MINERALOGIA TOTAL Y DE ARCILLAS

Muestra	Total						Menor de 2 micras				2 - 20 micras			
	Fi	Q	Ca	Do	Fd	Ye	Sm	Il	Caol	Cl	Sm	Il	Caol	Cl
PI-15	71	19	8	--	2	--	55	40	5	--	57	35	8	--
PI-14	44	22	28	--	6	--	63	33	4	--	54	40	6	tr
PI-13	50	11	37	--	2	--	58	40	2	--	64	33	2	tr
PI-12	68	16	14	--	2	--	68	28	4	--	70	27	3	--
PI-11	66	24	6	--	4	--	56	37	7	--	46	44	10	--
PI-10	64	15	17	--	4	--	56	35	9	--	58	37	5	--
PI-9	60	22	14	--	4	--	47	47	6	--	59	36	5	--
PI-8	65	20	13	--	2	--	52	41	7	--	59	32	9	--
PI-7	69	17	10	--	4	--	41	51	8	--	49	42	9	--
PI-6	67	17	12	--	4	--	63	35	2	--	74	24	2	--
PI-5	61	18	7	tr	3	10	61	35	4	--	66	30	4	--
PI-4	68	18	11	--	3	--	52	41	7	--	58	35	7	--
PI-3	71	20	6	tr	3	--	47	47	6	--	54	36	8	tr
PI-2	73	21	5	--	1	tr	49	43	8	--	62	30	8	--
PI-1	72	16	10	--	1	tr	63	32	5	--	55	38	7	--
GA-6	38	14	47	--	1	--	35	59	6	--	26	70	4	--
GA-5	68	20	8	--	4	tr	46	40	<5	<5	23	62	13	<5
GA-4	73	19	3	--	3	--	36	51	13	tr	31	53	16	tr
GA-3	73	18	3	--	6	--	42	45	13	tr	25	59	15	tr
GA-2	69	23	4	tr	4	tr	48	40	12	tr	31	56	13	tr
GA-1	63	22	7	tr	7	--	46	46	8	--	43	46	11	--

Fi = Filosilicatos; Q = Cuarzo; Ca = Calcita; Do = Dolomita; Fd = Feldespatos; Ye = Yeso; Sm = Esnectitas; Il = Ilita; Caol = Caolinita; Cl = Clorita; tr = trazas.

**TABLA XII**  
**VALDEINFIERNO**  
**MINERALOGIA TOTAL**

Muestra	Filos.	Cuarzo	Op. CT	Calc.	Feld.	Yeso	Clinop.
VAL-19	70	7	9	11	2	--	tr
VAL-18 (*)	25	3	16	56	--	--	--
VAL-17	44	6	21	28	tr	--	--
VAL-16 (*)	24	3	12	60	tr	--	--
VAL-15 (o)							
VAL-14 (*)	20	4	10	66	tr	--	--
VAL-13	62	6	11	15	tr	3	<5
VAL-12 (*)	25	3	11	61	--	--	--
VAL-11	52	6	16	25	tr	--	tr
VAL-10 (*)	28	5	31	35	tr	--	--
VAL-9	58	7	14	18	2	--	--
VAL-8	57	7	14	13	tr	7	--
VAL-7 (o)							
VAL-6 (*)	17	3	12	67	tr	--	--
VAL-5	56	9	15	17	3	--	--
VAL-4	55	7	26	10	2	--	--
VAL-3	66	7	13	3	tr	6	5
VAL-2 (*)	38	5	38	17	--	2	--
VAL-1	55	9	14	17	2	--	<5

Filos. = filosilicatos; Op. CT = ópalo CT; Calc. = calcita; Feld. = feldespatos; Clinop. = clinoptilolita; tr = trazas; (\*) = pelitas turbidíticas; (o) = arcillas con oolitos pelágicos.

**MINERALOGIA DE ARCILLAS**

Muestra	Menor de 2 micras				2 - 20 micras			
	Sm	Il	Paly	Caol	Sm	Il	Paly	Caol
VAL-19	55	41	tr	<5	65	31	tr	<5
VAL-18 (*)	47	53	--	--	45	55	--	--
VAL-17	50	49	--	tr	56	44	--	tr
VAL-16 (*)	48	51	--	tr	52	47	--	tr
VAL-15 (o)	45	53	tr	tr	49	50	--	tr
VAL-14 (*)	48	51	tr	--	68	32	--	--
VAL-13	62	38	--	--	68	31	--	tr
VAL-12 (*)	58	42	--	--	66	34	tr	--
VAL-11	51	48	--	tr	56	44	--	--
VAL-10 (*)	51	49	--	tr	59	41	--	--
VAL-9	43	56	tr	tr	55	43	<5	--
VAL-8	60	39	--	tr	61	39	--	--
VAL-7 (o)	64	36	--	--	68	32	--	--
VAL-6 (*)	48	52	--	--	57	42	tr	--
VAL-5	53	47	--	--	59	41	--	--
VAL-4	59	39	--	<5	59	39	--	<5
VAL-3	66	31	tr	<5	65	33	tr	<5
VAL-2 (*)	50	49	tr	--	54	45	tr	--
VAL-1	55	45	--	--	60	40	--	--

Sm = Esmectitas; Il = Ilita; Paly = paligorskita; Caol = Caolinita; tr = trazas; (\*) = pelitas turbidíticas; (o) = arcillas con oolitos pelágicos.

**TABLA XIII**  
**RAMBLA SECA**  
**MINERALOGIA TOTAL**

Muestra	Filos.	Cuarzo	Op. CT	Calc.	Feld.	Yeso	Clinop.
RS-13	70	10	<5	15	tr	tr	--
RS-12 (*)	36	5	16	40	3	--	--
RS-11	78	8	8	6	tr	--	--
RS-10	68	8	6	14	2	--	--
RS-9	64	5	8	20	2	--	tr
RS-8 (*)	39	5	7	47	2	--	--
RS-7 (θ)	30	5	57	4	tr	--	<5
RS-6	65	4	5	26	tr	--	--
RS-5	50	7	30	--	2	tr	10
RS-4	52	7	35	tr	tr	--	5
RS-3 (θ)	41	<5	53	--	tr	--	<5
RS-2 (*)	46	7	8	33	tr	tr	5
RS-1	54	7	5	25	tr	--	8

Filos. = filosilicatos; Op. CT = ópalo CT; Calc. = calcita; Feld. = feldespatos; Clinop. = clinoptilolita; tr = trazas; (\*) = pelitas turbidíticas; (θ) = turbiditas silíceas.

**MINERALOGIA DE ARCILLAS**

Muestra	Menor de 2 micras				2 - 20 micras			
	Sm	Il	Paly	Caol	Sm	Il	Paly	Caol
RS-13	62	37	--	tr	61	27	11	tr
RS-12 (*)	50	50	--	--	54	34	12	tr
RS-11	48	41	10	tr	49	39	11	tr
RS-10	67	33	--	tr	60	30	8	<5
RS-9	59	33	8	--	53	35	10	<5
RS-8 (*)	49	45	5	tr	48	40	10	<5
RS-7 (θ)	13	77	10	tr	9	80	11	--
RS-6	45	48	7	--	49	39	12	--
RS-5	35	46	18	--	36	45	19	--
RS-4	60	39	tr	--	54	45	tr	--
RS-3 (θ)	28	67	5	--	19	70	11	--
RS-2 (*)	48	40	12	tr	42	47	10	tr
RS-1	47	51	--	<5	49	50	tr	tr

Sm = Esmectitas; Il = Ilita; Paly = paligorskita; Caol = Caolinita; tr = trazas; (\*) = pelitas turbidíticas; (θ) = turbiditas silíceas.

**TABLA XIV**  
**HOYA DE LAS VACAS Y EL PUERTO**  
**MINERALOGIA TOTAL**

Muestra	Filos.	Cuarzo	Op.CT	Calc.	Dolom.	Feld.	Clinop.
HV-5	75	16	-	5	--	2	tr
HV-4	3	2	-	88	tr	tr	5
HV-3	77	15	-	6	--	2	tr
HV-2	24	7	-	69	--	tr	tr
HV-1	73	17	-	6	--	2	<5
PU-7	68	14	-	16	--	2	<5
PU-6	78	18	-	tr	--	3	--
PU-5	47	5	-	48	--	tr	--
PU-4	7	3	-	87	--	tr	<5
PU-3	19	2	3	76	--	tr	--
PU-2	46	5	6	41	--	tr	tr
PU-1	57	6	-	35	--	tr	tr

Filos. = filosilicatos; Op.CT = ópalo CT; Calc. = calcita; Dolom. = dolomita; Feld. = feldespatos; Clinop. = clinoptilolita; tr = trazas.

**MINERALOGIA DE ARCILLAS**

Muestra	Menor de 2 micras				2 - 20 micras			
	Sm	Il	Paly	Caol	Sm	Il	Paly	Caol
HV-5	68	31	tr	--	69	27	<5	tr
HV-4	86	10	<5	tr	83	17	--	--
HV-3	72	27	tr	--	71	29	--	--
HV-2	54	25	21	--	57	20	23	--
HV-1	61	38	--	tr	64	21	14	tr
PU-7	71	28	--	tr	65	32	--	<5
PU-6	63	31	6	tr	66	33	--	tr
PU-5	58	27	15	--	68	22	10	--
PU-4	45	27	28	tr	22	59	19	tr
PU-3	30	47	22	tr	23	76	tr	--
PU-2	51	49	tr	--	31	69	tr	--
PU-1	31	46	23	--	26	52	22	--

Sm = Esnectitas; Il = Ilita; Paly = paligorskita; Caol = Caolinita; tr = trazas.

**TABLA XV**  
**RIO DE LA VENTA**  
**MINERALOGIA TOTAL Y DE ARCILLAS**

Muestra	Total			Menor de 2 micras			2 - 20 micras		
	Fi	Q	Ca	Sm	Il	Paly	Sm	Il	Paly
RV-21	42	3	55	75	15	10	81	16	<5
RV-20	48	3	49	55	22	23	60	15	25
RV-19	47	3	50	63	24	13	76	14	10
RV-18	36	3	61	49	28	23	71	21	8
RV-17	43	3	54	85	12	<5	88	12	tr
RV-16	49	2	49	62	27	11	89	10	tr
RV-15	41	5	54	78	19	<5	85	15	tr
RV-14	41	6	53	71	23	6	79	20	tr
RV-13	39	4	57	64	33	<5	69	31	tr
RV-12	33	5	62	65	32	<5	70	30	tr
RV-11	43	6	51	59	40	tr	75	25	--
RV-10	45	4	51	70	29	tr	81	19	--
RV-9	39	4	57	68	25	7	78	19	<5
RV-8	49	6	45	71	29	tr	79	20	tr
RV-7	31	6	63	69	21	10	77	18	5
RV-6	40	5	55	69	30	tr	74	25	tr
RV-5	15	5	80	69	30	tr	74	25	tr
RV-4	30	4	66	72	25	<5	76	23	tr
RV-3	36	5	59	74	25	tr	78	21	tr
RV-2	50	5	45	65	34	tr	69	30	tr
RV-1	30	4	66	62	35	<5	71	29	tr

Fi = Filosilicatos; Q = Cuarzo; Ca = Calcita; Sm = Esmeclitas; Il = Ilita; Paly = Pali  
gorskita; Caol = Caolinita; tr = trazas.

**TABLA XVI**  
**PUERTO DEL VIENTO**  
**MINERALOGIA TOTAL Y DE ARCILLAS**

Muestra	Total			Menor de 2 micras					2 - 20 micras						
	Fi	Q	Ca	Sm	Il	K	Paly	I-S	Sm	Il	K	Cl	Paly	I-S	I-C
PV-17	22	2	76	79	20	-	--	tr	68	24	tr	--	--	6	tr
PV-16	21	3	76	74	25	-	--	tr	61	34	tr	--	--	<5	tr
PV-15	21	3	76	65	33	-	--	<5	66	28	<5	--	tr	<5	--
PV-14	18	4	78	70	29	-	--	tr	67	25	tr	--	<5	5	--
PV-13	22	4	74	74	19	tr	--	6	55	36	<5	--	tr	<5	<5
PV-12	25	3	72	67	28	tr	tr	<5	62	25	tr	5	tr	5	<5
PV-11	20	3	77	72	28	-	--	--	59	30	--	<5	<5	5	<5
PV-10	20	3	77	68	29	-	--	<5	52	39	tr	5	tr	<5	--
PV-9	26	3	71	71	26	tr	tr	tr	63	36	tr	--	--	tr	--
PV-8	32	4	64	62	38	-	tr	--	61	35	--	<5	--	<5	--
PV-7	25	3	72	65	35	-	--	--	46	38	tr	5	--	5	5
PV-6	20	3	77	69	30	-	--	tr	55	34	<5	<5	--	5	<5
PV-5	20	2	78	75	25	-	--	--	60	31	<5	<5	--	5	--
PV-4	21	3	76	70	29	tr	--	--	55	36	<5	5	--	<5	--
PV-3	22	3	75	68	32	-	--	--	54	44	--	--	--	<5	--
PV-2	25	5	70	72	28	-	--	--	52	36	tr	<5	<5	<5	<5
PV-1	23	6	71	71	28	-	tr	--	63	35	tr	--	tr	--	--

Fi = Filosilicatos; Q = Cuarzo; Ca = Calcita; Sm = Esmectitas; Il = Ilita; K = Caolinita; Cl = Clorita; Paly = Paligorskita; I-S = Interestratificado Ilita-Esmectita; I-C = Idem, Ilita-Clorita; tr = trazas.



**TABLA XVII**  
**CORTIJO DE LOS NAVAZOS**  
**MINERALOGIA TOTAL Y DE ARCILLAS**

Muestra	Total			Menor de 2 micras									2 - 20 micras						
	Fi	Q	Ca	Sm	Il	K	Cl	Paly	I-S	I-C	C-S	Sm	Il	K	Cl	Paly	I-S	I-C	C-S
CNV-10	24	3	73	55	39	tr	--	tr	<5	tr	--	45	47	tr	<5	--	5	--	--
CNV-9	25	3	72	48	44	tr	tr	tr	<5	tr	tr	48	42	tr	<5	tr	5	tr	--
CNV-8	26	3	71	47	38	6	<5	5	<5	--	--	54	27	6	<5	5	5	tr	--
CNV-7	27	4	69	35	47	6	5	--	5	--	<5	30	58	5	<5	--	5	--	--
CNV-6	26	4	70	45	39	7	5	<5	<5	--	--	38	49	5	5	--	<5	tr	--
CNV-5	26	3	71	42	42	8	<5	6	--	--	--	40	45	6	<5	5	tr	--	--
CNV-4	29	4	67	48	35	8	<5	<5	5	--	--	49	37	7	5	--	tr	--	--
CNV-3	28	4	68	15	69	7	<5	<5	<5	tr	tr	6	75	5	<5	5	5	tr	tr
CNV-2	28	4	67	19	74	5	tr	<5	--	--	--	8	72	5	5	--	5	tr	tr
CNV-1	30	5	65	15	79	5	--	tr	--	--	--	10	80	7	tr	--	<5	--	--

Fi = Filosilicatos; Q = Cuarzo; Ca = Calcita; Sm = Esnectitas; Il = Ilita; K = Caolinita; Cl = Clorita; Paly = Paligorskita; I-S = Interstratificado Ilita-Esnectita; I-C = Idem, Ilita-Clorita; C-S = Idem, Clorita-Esnectita; tr = trazas.

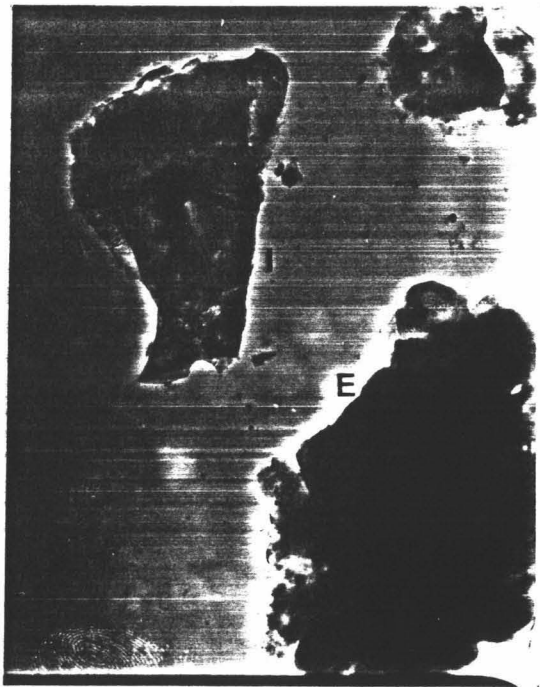
ANEXO I I

## LAMINA I

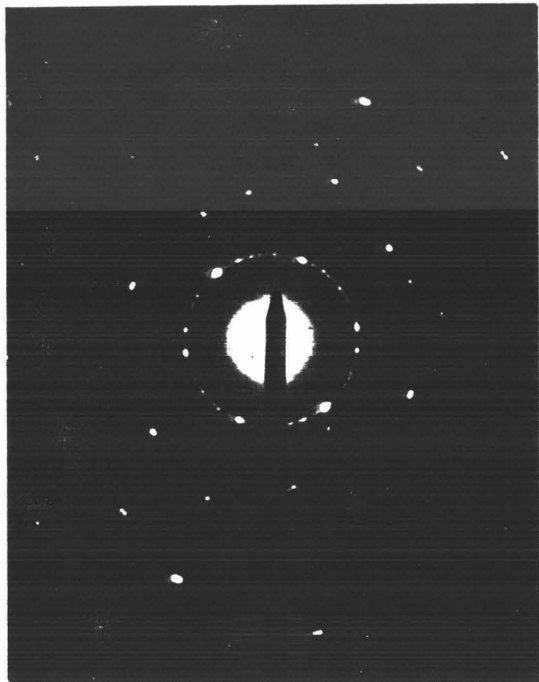
- Foto 1. Microfotografía electrónica (TEM) de cristales de esmectita (E) e ilita (I). Muestra RF-14. (x8000).
- Foto 2. Idem. Muestra PI-11. (x3600).
- Foto 3. Modelo de difracción electrónica de un cristal de esmectita. Muestra RF-14.
- Foto 4. Idem. de un cristal de ilita. Muestra RF-14.



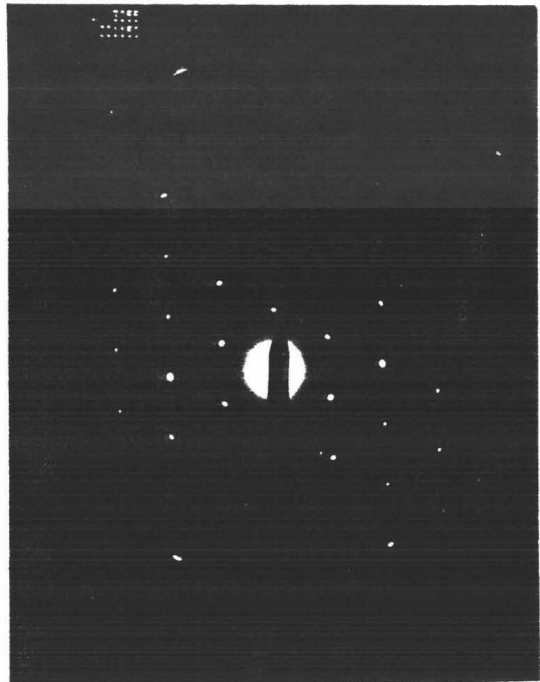
1



2



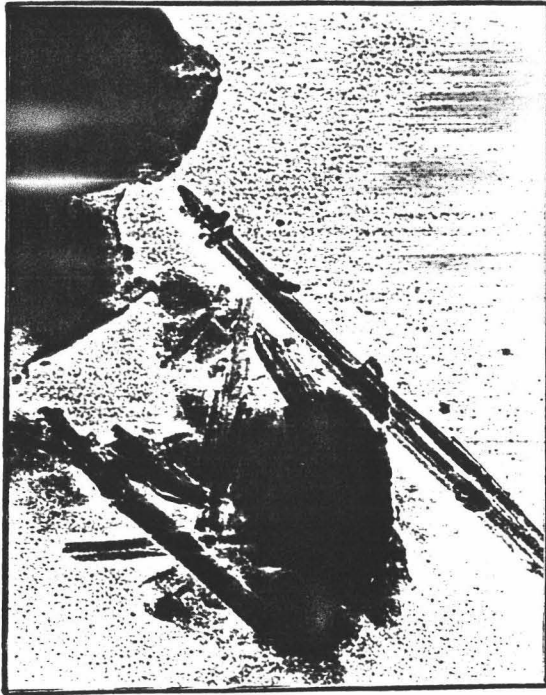
3



4

LAMINA II

- Foto 1. Microfotografía de cristales aciculares de paligorskita asociados a esmectitas. Muestra VAL-4. (x46000).
- Foto 2. Idem. Muestra RF-17. (x28000).
- Foto 3. Idem. Muestra RF-14. (x46000)
- Foto 4. Aglomeración de cristales de paligorskita. Muestra HV-2. (x46.000)



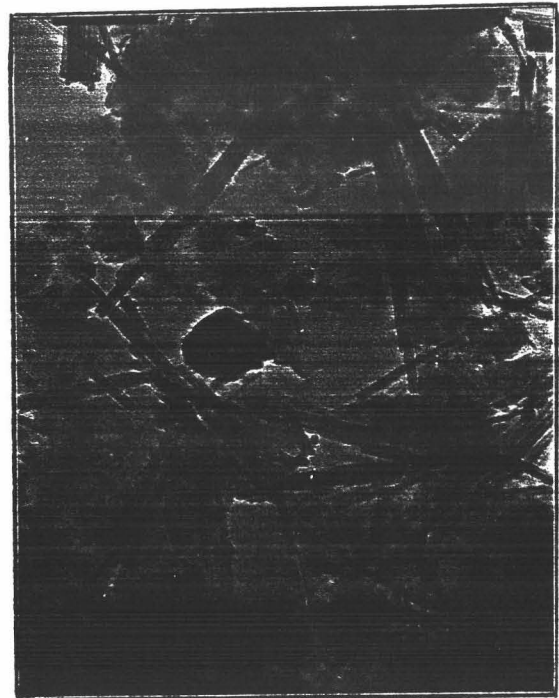
1



2



3



4

LAMINA III

Foto 1. Microfotografía electrónica (TEM) de un cristal de clinoptilolita. Muestra VAL-3. (x46000).

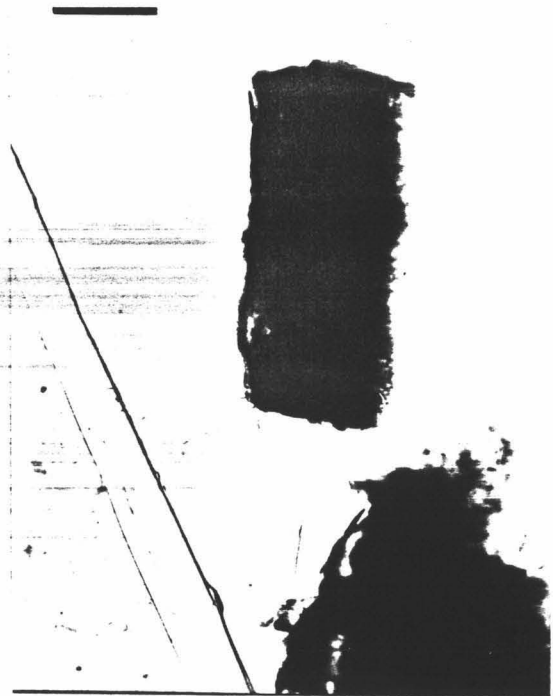
Foto 2. Clinoptilolita. Muestra PU-7 (x8000).

Foto 3. Clinoptilolita. Muestra RF-14. (x60000)

Foto 4. Cristal de erionita? asociado a esmectitas. Muestra VAL-3. (x17000)



1



2



3



4

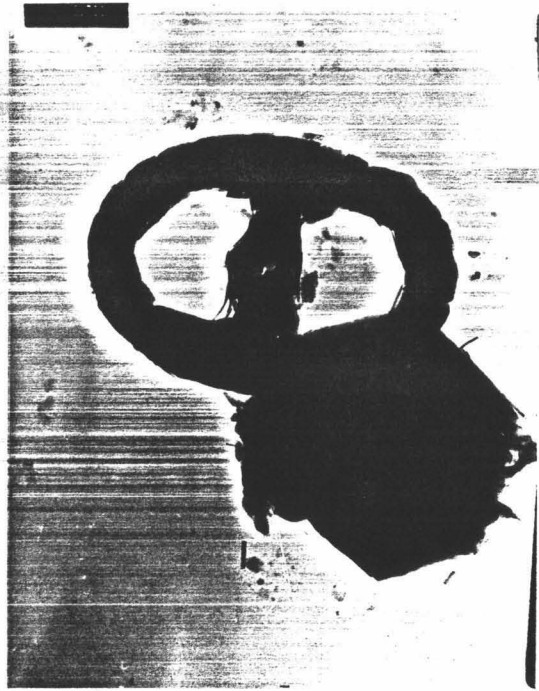


#### LAMINA IV

- Foto 1. Microfotografía electrónica (TEM) de un cristal idiomorfo de feldespato potásico (FdK). Muestra CH-1. (x28000).
- Foto 2. Microcristal de Feldespato potásico junto a nannoplancton (*Zygodiscus*). Muestra CH-1. (x17000).
- Foto 3. Cristales de paligorskita asociados a esmectitas y feldespato potásico (FdK). Muestra HV-2. (x28000)
- Foto 4. Microcristal idiomorfo de caolinita. Muestra Pr-1. (x100000)



1



2



3



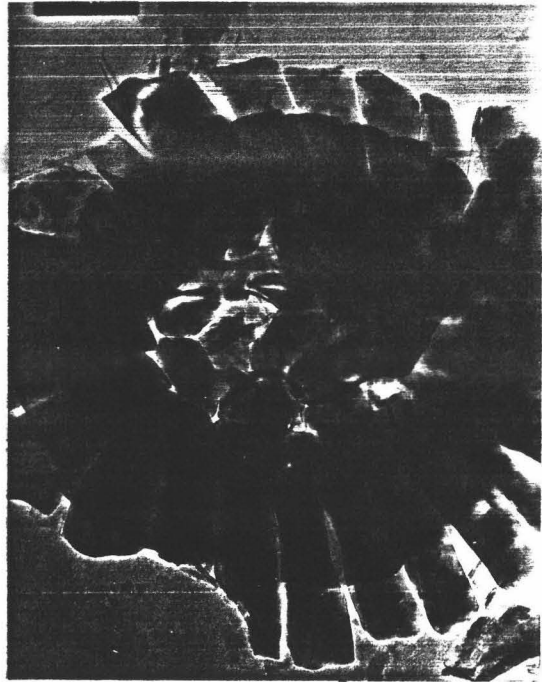
4

LAMINA V

- Foto 1. Nannoplancton encontrado en la muestra EC-5. *Zygodiscus diptogrammus*. (x6000).
- Foto 2. *Watznaneria barnesae*. Muestra CH-1. (x28000).
- Foto 3. Microcristal de esmectita junto a algunos ejemplares de coccolitofóridos sin clasificar. Muestra CH-1. (x10000).
- Foto 4. *Discorhabdus ignotus* ?, junto a cristales de esmectita. Muestra EC-5. (x13000)



1



2



3

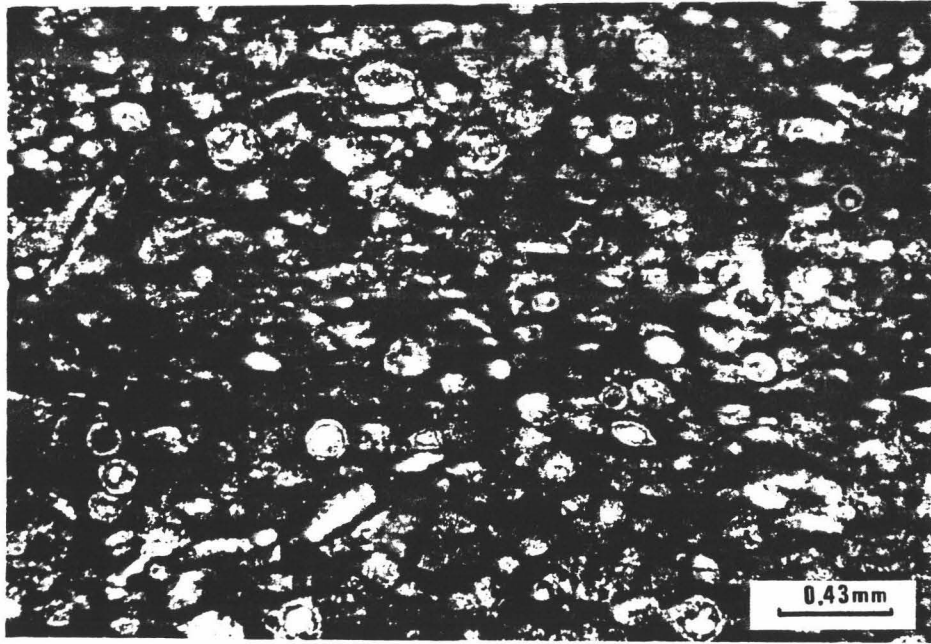


4

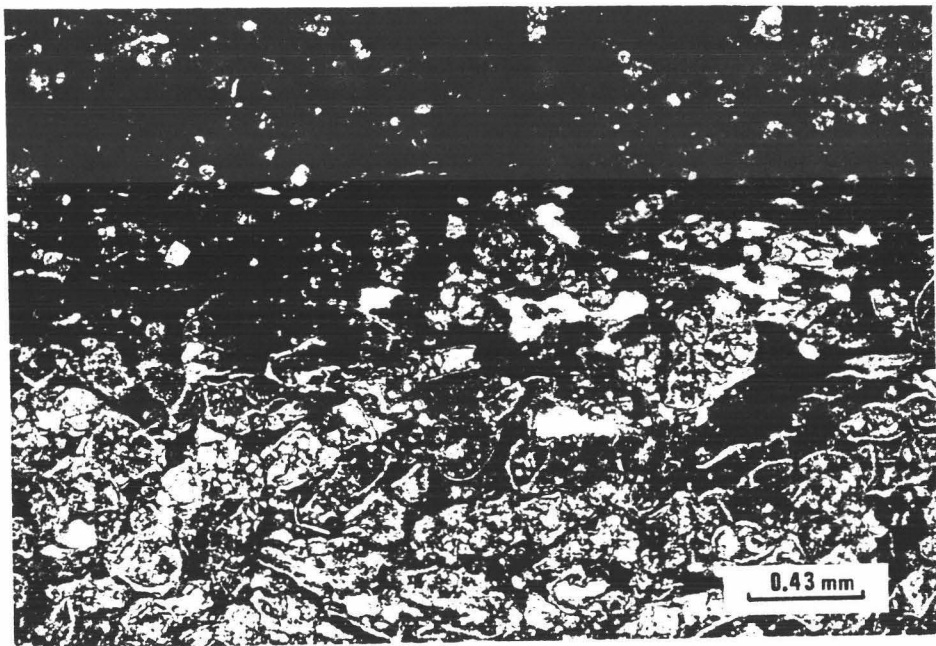
LAMINA VI

Foto 1. Lecho turbidítico constituido esencialmente por radiolarios y calciesferúlidos. Secuencia de "Rambla Seca".

Foto 2. Turbidita formada por foraminíferos planctónicos resedimentados. Sucesión de "Valdeinfierno".



1

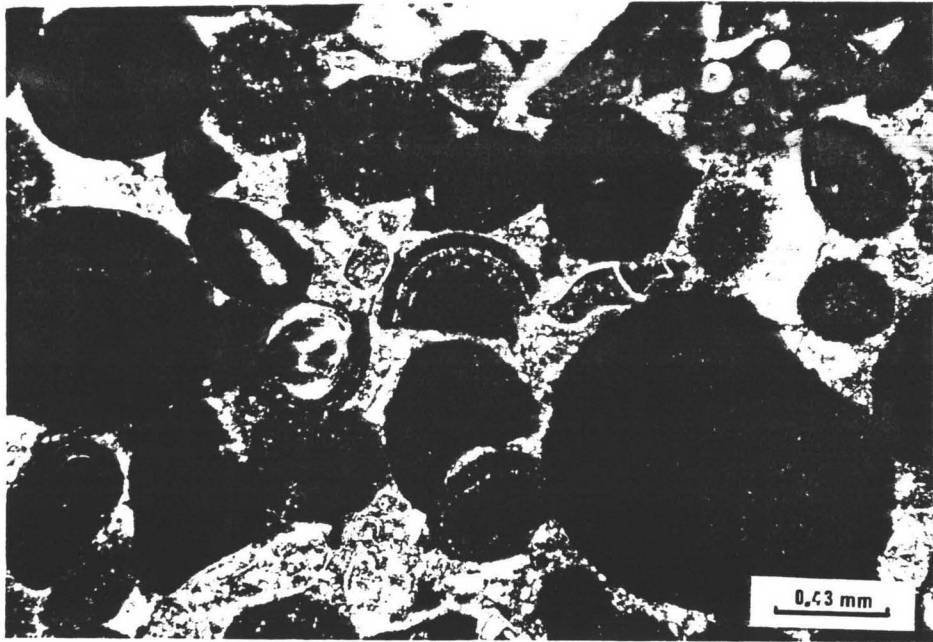


2

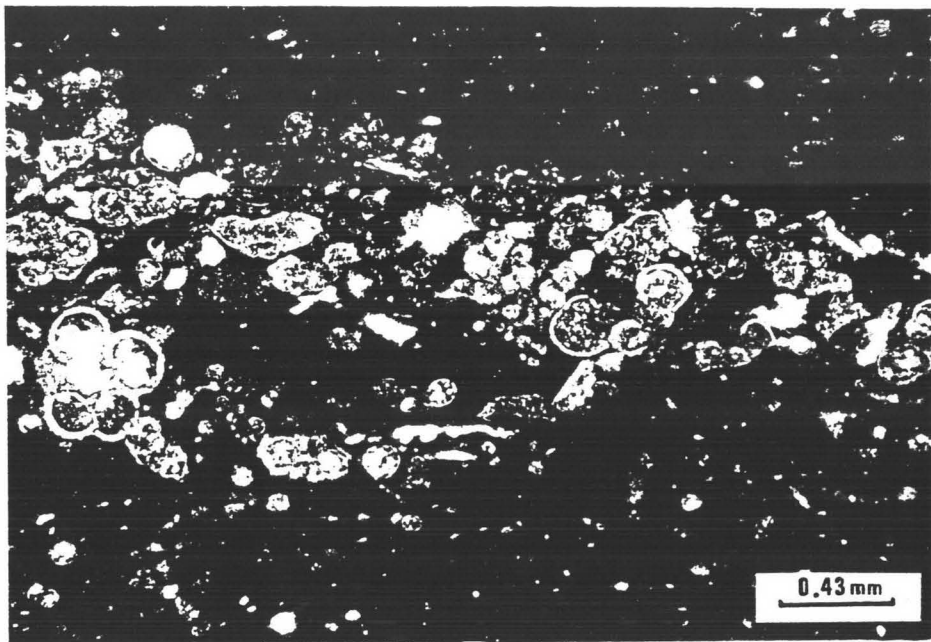
LAMINA VII

Foto 1. *Packestone* oolítico con matriz recristalizada a esparita y foraminíferos planctónicos asociados. Sucesión de la "Hoya de las Vacas".

Foto 2. Foraminíferos planctónicos resedimentados en alternancia con hemipelagitas arcillosas. Secuencia de "El Puerto".



1



2



Tesis Doctoral dirigida por las Profesoras Dras. Purificación Fenoll Hach-Alí y M<sup>a</sup> Carmen Comas Minondo. Fue leída el día 18 de Diciembre de 1.986 ante el tribunal formado por los Profesores Dr. Francisco López Aguayo (Universidad de Zaragoza); Dr. Fernando Veniale (Universidad de Pavía, Italia); Dr. Andrés Maldonado López (C.S.I.C., Barcelona); Dr. José Linares González (C.S.I.C., Granada); Dr. Miguel Ortega Huertas (Universidad de Granada) y Dr. Fernando Nieto García (Universidad de Granada). Obtuvo la calificación de Apto cum laude.