

TESIS
DOCTORAL

L. P. D.

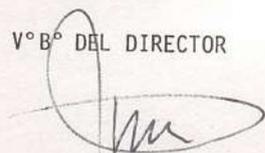
Channing

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA Y PETROLOGIA

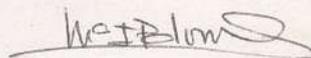
MINERALOGIA Y GEOQUIMICA DE SEDIMENTOS PELAGICOS
DEL JURASICO INFERIOR DE LAS CORDILLERAS BETICAS
(SE DE ESPAÑA).

Vº Bº DEL DIRECTOR



Fdo. Miguel Ortega Huertas

Memoria que presenta Inmaculada Palomo Delgado para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada.



Fdo. Inmaculada Palomo Delgado

UNIVERSIDAD DE GRANADA

1987

INTRODUCCION	1
1. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	3
2. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	7
3. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	9
4. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	9
5. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	11
6. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	12
7. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	13
8. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	15
9. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	15
10. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	19
11. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	21
12. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	21
13. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	22
14. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	22
15. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	23
16. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	23
17. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	24
18. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	25
19. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	25
20. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	27
21. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	27
22. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	28
23. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	28
24. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	33
25. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	35
26. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	36
27. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	37
28. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	40
29. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	47
30. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	50
31. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	59
32. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	75
33. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	77
34. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	77
35. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	82
36. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	88
37. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	97
38. EL PROBLEMA DE LA MINERIA EN EL PERU	98

a Miguel
a mi hija Maria

INDICE

	página
I. INTRODUCCION	
OBJETIVOS.....	1
LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA.....	3
II. METODOLOGIA.....	7
RECOGIDA DE MUESTRAS.....	9
LABORATORIO.....	9
Homogeneización de la muestra.....	9
Extracción de las fracciones arcilla y limo.....	9
ESTUDIO POR DIFRACCION DE RAYOS X.....	11
Estudio mineralógico cualitativo.....	12
Estudio mineralógico cuantitativo.....	13
PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS.....	15
Métodos de medida de los parámetros.....	15
Aplicación de los parámetros cristalóquímicos.....	19
MICROSCOPIA DE LUZ TRANSMITIDA.....	21
MICROSCOPIA ELECTRONICA DE BARRIDO.....	21
MICROSONDA ELECTRONICA.....	22
ANALISIS QUIMICO POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X.....	22
ANALISIS QUIMICO POR VIA HUMEDA.....	23
METODOS ESTADISTICOS.....	23
PRECISIONES SOBRE LA NOMENCLATURA EMPLEADA EN ESTE TRABAJO PARA LOS MINERALES DE LA ARCILLA.....	24
Caolinita.....	25
Clorita.....	25
Esmectitas.....	26
Iilita.....	27
Celadonita y fengita.....	29
Glauconita.....	31
Interestratificados ilita esmectita.....	31
III. RESULTADOS.....	33
INTRODUCCION.....	35
Abreviaturas empleadas.....	36
LAS FACIES ESTUDIADAS.....	37
Alternancias de margas y margocalizas grises.....	40
Facies "ammonítico rosso".....	57
Facies de calizas con sílex.....	65
Facies de turbiditas calcáreas.....	69
SEDIMENTOS JURASICOS.....	75
SERIES DEL SUBBETICO MEDIO.....	77
Serie de Cerro Méndez.....	77
Serie del Zegrí Norte.....	82
Serie del Zegrí Sur.....	88
Serie de Iznalloz.....	93
Serie de Colomera.....	99

	página
Serie de Sierra Elvira.....	104
Serie del Toarcense de Sierra Elvira.....	110
Serie de Illora.....	115
Serie de Sierra Pelada.....	119
Serie de Algarinejo.....	124
Serie de Huétor Tájar.....	130
SERIES DEL SUBBETICO EXTERNO.....	135
Serie de Majarazán.....	137
Serie de Guarrumbre.....	141
Serie de Fuente Vidriera.....	146
Serie de Huéscar.....	152
Serie de La Cerradura.....	158
Serie de Cañada del Hornillo.....	163
Serie del Pozo del Algar.....	168
Serie de Camarena-Lanchares-Zuheros.....	173
OTROS RESULTADOS SOBRE LOS MINERALES DE LA ARCILLA.....	179
Esmectitas.....	181
Cloritas.....	184
Ilitas.....	187
ANALISIS QUIMICOS.....	193
OTROS MATERIALES ESTUDIADOS.....	197
SERIES TRIASICAS.....	199
Serie de Turruchel.....	199
Serie de Silés.....	204
ROCAS DE LA MESETA.....	210
Petrografía.....	211
CLORITAS.....	212
Microsonda electrónica.....	212
Difracción de rayos X.....	214
MICAS BLANCAS.....	215
Microsonda electrónica.....	215
Difracción de rayos X.....	217
OTROS MINERALES.....	218
IV. DISCUSION.....	219
MINERALOGIA DE LA MUESTRA TOTAL.....	221
Secuencias del Subbético Medio.....	221
Secuencias del Subbético Externo.....	224
Las facies de margas y margocalizas grises.....	231
Litología y mineralogía.....	236
EVOLUCION ESPACIO TEMPORAL DE LA MINERALOGIA TOTAL.....	244
MINERALOGIA DE LAS FRACCIONES ARCILLA Y LIMO.....	257
Subbético Medio.....	257
Subbético Externo.....	260
LAS ASOCIACIONES DE LOS MINERALES DE LA ARCILLA EN LOS SEDIMENTOS ESTUDIADOS.....	271
Definición.....	271
Consideraciones paleogeográficas.....	272
Relación entre las asociaciones minerales y la litología.....	282
Ideas sobre el paleoclima.....	286

	página
ASPECTOS SOBRE LA GEOQUIMICA DE LOS SEDIMENTOS ESTUDIADOS.....	288
HIPOTESIS SOBRE EL AREA FUENTE. EFECTOS DE LOS PROCESOS SEDIMENTARIOS.....	296
BIBLIOGRAFIA.....	327
AGRADECIMIENTO	

I. - INTRODUCCION

OBJETIVOS

Al iniciar esta investigación, el Departamento de Geología y Mineralogía planteaba como una línea de trabajo esencial en conocimiento mineralógico de áreas sedimentarias y metamórficas en la Cordillera Occidental. En esta perspectiva surge la realización del estudio mineralógico y geoquímico de sedimentos estratificados del Jurásico y, en concreto, de los que constituyen las primeras depósitos con la presencia de la plataforma carbonífera litaria. Y esto efectivamente con estudios detallados en áreas de la Meseta del Huasteco.

La elección de la litología de margas y margocalizas grises para este estudio se justifica, además, por ser de amplia representación regional sobre la que se dispone de suficientes datos estratigráficos y paleontológicos, y de lo que se espera que la mineralogía pueda aportar criterios diferenciadores, en el tiempo y en el espacio, sobre su carácter geológico. En resumen, sobre su significado paleogeográfico.

Lógicamente, el desarrollo de la propia investigación amplía y modifica las perspectivas y, así, se define una concepción metodológica de trabajo para este tipo de sedimentos, se plantea la necesidad de conocer al área fuente de los materiales, sus características geológicas y, en definitiva, su significado paleogeográfico.

Se piensa que, en gran medida, estos objetivos han sido cubiertos suficiente mente en este trabajo. El hecho de disponer de técnicas como la microscopía electrónica de barrido, el análisis por microonda electrónica o el análisis cuantitativo por fluorescencia de rayos X han contribuido esencialmente a su consecución. Pero también, en esta línea de investigación, han de considerarse investigaciones de carácter básico que en el campo de la mineralogía se han desarrollado en los últimos años; en concreto sobre filosilica- tos.

I.- INTRODUCCION

Es necesario también de resaltar que se han tratado temas, inicialmente no previstos. Por ejemplo, el origen de la alternancia rítmica en margas y margocalizas. Otros se apuntan como cuestiones abiertas: el estudio detallado de factores mineralógicos y geoquímicos que pueden contribuir al esclarecimiento de la crisis faunística del Jurásico inferior, por ejemplo. En otros casos, disponiendo de la información actual no es exagerado indicar que se está en óptimas condiciones para abordar un estudio suficientemente exhaustivo y acotado a determinadas áreas con objeto de avanzar en su resolución. Esto es, también, un aspecto interesante: las perspectivas futuras.

OBJETIVOS

Al iniciar esta investigación, el Departamento de Cristalografía y Mineralogía planteaba como una línea de trabajo esencial el conocimiento mineralógico de áreas sedimentarias y metamórficas de interés en la Cordillera Bética. En esta perspectiva surge la realización del estudio mineralógico y geoquímico de sedimentos detríticos del Jurásico y, en concreto, de los que constituyen los primeros depósitos tras la ruptura de la plataforma carbonática liásica. Y ello relacionado con estudios similares en otras áreas del Mediterráneo.

La elección de la litofacies de margas y margocalizas grises como punto central se justifica, además, por ser de amplia representación regional sobre la que se dispone de suficientes datos estratigráficos y paleontológicos, y en la que se espera que la mineralogía pueda aportar criterios diferenciadores, en el tiempo y en el espacio, sobre su carácter pelágico. En resumen, sobre su significado paleoambiental.

Lógicamente, el desarrollo de la propia investigación amplía y modifica las perspectivas y, así, se define una adecuada metodología de trabajo para este tipo de sedimentos, se plantea la necesidad de conocer el área fuente de los materiales, sus características geoquímicas y, en definitiva, su significado paleogeográfico.

Se piensa que, en gran medida, estos objetivos han sido cubiertos suficientemente en este trabajo. El hecho de disponer de técnicas como la microscopía electrónica de barrido, el análisis por microsonda electrónica o el análisis cuantitativo por fluorescencia de rayos X han contribuido esencialmente a su consecución. Pero también, en esta línea de beneficio, han de considerarse investigaciones de carácter básico que en el campo de la mineralogía se han desarrollado en los últimos años; en concreto sobre filosilicatos.

Es momento también de resaltar que se han tratado temas, inicialmente no previstos. Por ejemplo, el origen de la alternancia rítmica de margas y margocalizas. Otros se apuntan como cuestiones abiertas: el estudio detallado de factores mineralógicos y geoquímicos que puedan contribuir al esclarecimiento de la crisis faunística del Toarcense inferior, por ejemplo. En ambos casos, disponiendo de la información actual no es exagerado indicar que se está en óptimas condiciones para abordar un muestreo suficientemente exhaustivo y acotado a determinadas áreas con objeto de avanzar en su resolución. Este es, también, un aspecto interesante: las perspectivas futuras.

LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

La figura 1 recoge la situación geográfica de las series estudiadas con indicación expresa de las hojas del M.M.E. en las que se ubican.

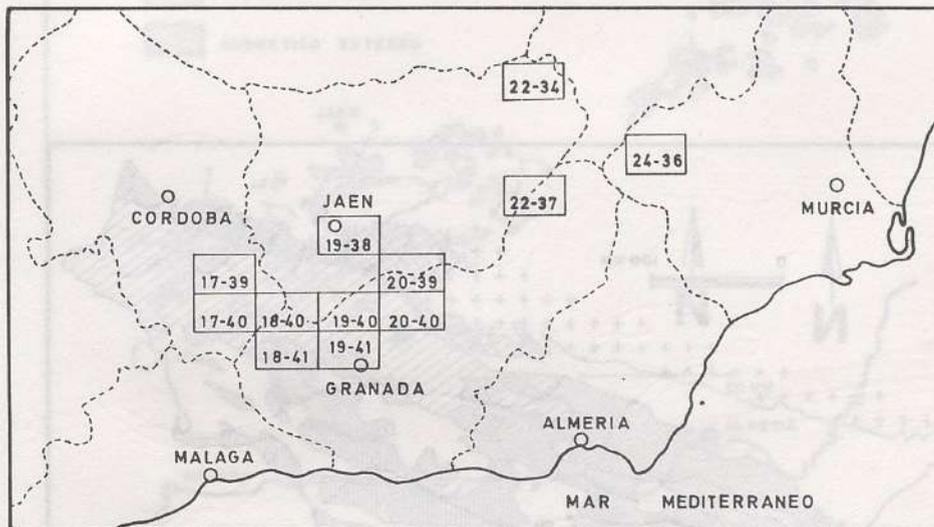


Fig. 1. Situación geográfica de la región estudiada. Hojas del M.M.E. 1:50.000 que la cubren. 17-39 (Baena), 17-40 (Lucena), 18-40 (Alcalá la Real), 18-41 (Montefrío), 19-38 (Jaén), 19-40 (Iznalloz), 19-41 (Granada), 20-39 (Huelma), 20-40 (Moreda), 22-34 (Siles), 22-27 (San Clemente), 24-36 (Caravaca).

De todos los esquemas de distribución de Unidades en las Cordilleras Béticas se ha escogido el indicado en la figura 2 que considero suficientemente ilustrativo.

Como un complemento a las dos figuras anteriores, se detallan en la figura 3 las diversas series estudiadas y su pertenencia al Subbético Medio o Subbético externo (véase leyenda de dicha figura).

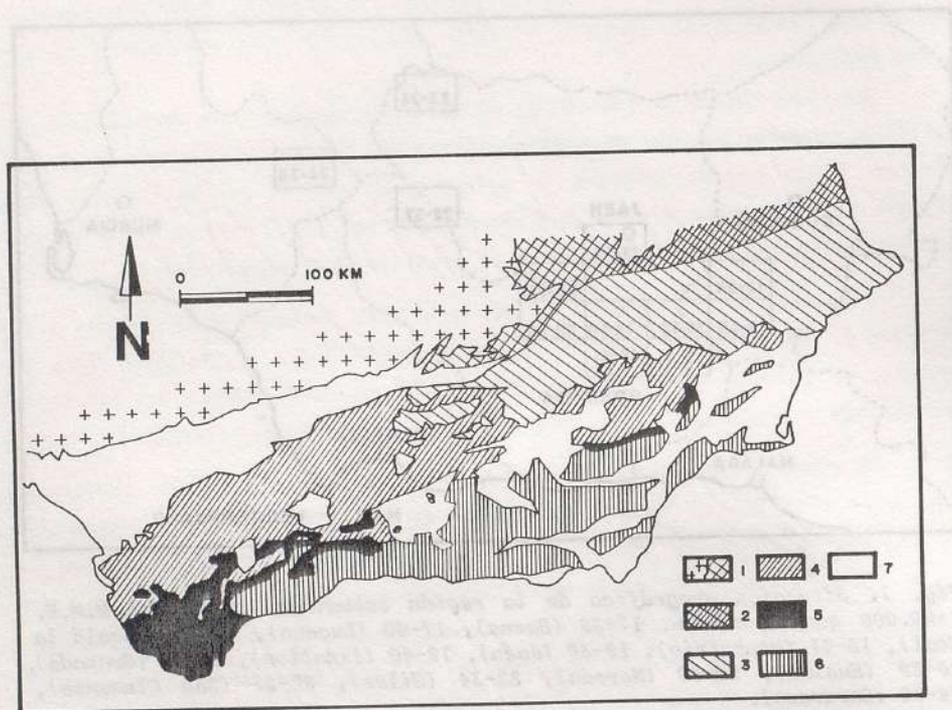


Fig. 2. Mapa de distribución de Unidades de las Cordilleras Béticas (tomado de Azema et al., 1979, Foucault, 1974 y simplificado por Braga, 1983). 1. Meseta Ibérica y su cobertera; 2. Dominio Ibérico; 3. Zona Prebética; 4. Zona Subbética y Penibético; 5. "Dominio de los flyschs"; 6. Zonas Internas; 7. Neógeno postectónico.

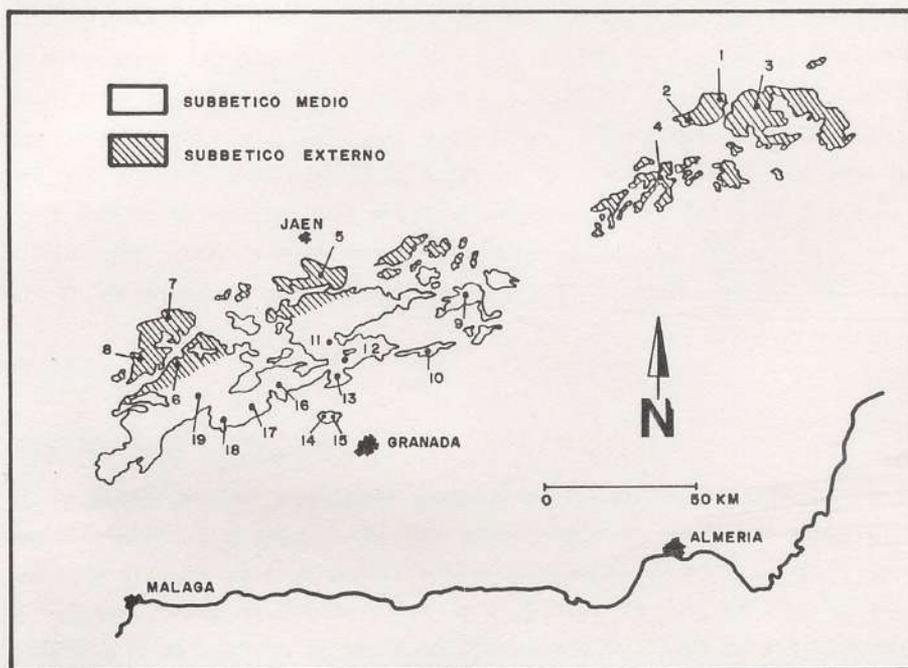


Fig. 3. Afloramientos del Subbético Externo y Subbético Medio en la región estudiada. 1. Majarazán (MAJ), 2. Guarrumbre (GU), 3. Fuente Vidriera (FV), 4. Huéscar (HU), 5. La Cerradura (LC), 6. Cañada del Hornillo (CH), 7. Pozo del Algar (PA), 8. Camarena-Lanchares-Zuheros (CLZ), 9. Cerro Méndez (CM), 10. Zegrí Norte (ZN), 11. Zegrí Sur (ZS), 12. Iznalloz (IZ), 13. Colomera (CO), 14. Sierra Elvira (SE), 15. Toarcense de Sierra Elvira (TSE), 16. Illora (I), 17. Sierra Pelada (SP), 18. Algarinejo (A), 19. Huétor Tajar (HT).

11-1 RECOLECCIÓN DE MUESTRAS

Se están centrado en problemas específicos, algunas muestras fueron por diversos autores (véase descripción de los procedimientos en el capítulo de Resultados). Este requisito ha sido especialmente considerado para el trabajo que presenta la correlación de las diferentes categorías muestrales del campo de establecer hipótesis sobre la paleogeografía de la zona, la mineralogía y la geoquímica, por ejemplo. Esto no implica que se considere algunas muestras que pudieran ser interesantes desde un punto de vista regional, pero con ciertos estándares restrictivos, en otros momentos carece de forma o sobre su ella y por consiguiente sin que se impusiera de una notación precisa.

En todos los casos se describe la secuencia con notación expresa (ver Capítulo de Resultados) de su procedencia, edad de los materiales y situación de las muestras.

11-2 LABORATORIO

11-2-1 CARACTERIZACIÓN DE LA MUESTRA

Tras desmenuzamiento y selección preliminar adecuada, la muestra se ha dividido hacia un tamaño inferior a 2 mm., de la que se han separado mediante tamizado y cribado los datos al una primera para el análisis mineralógico de la muestra total para la cual se muelen y tamizan hasta un tamaño inferior a 270 mallas A.S.T.M. (600 μ m.); b) la segunda destinada a la extracción de las fracciones arcilla y limo para su posterior estudio mineralógico y geoquímico.

11-2-2 EXTRACCIÓN DE LAS FRACCIONES ARCILLA Y LIMO (2-20)

Tradicionalmente a este proceso se le denomina II.- METODOLOGIA
PRECISIONES SOBRE LA NOMENCLATURA EMPLEADA
EN ESTE TRABAJO PARA LOS MINERALES DE
LA ARCILLA.

11-2-3 CARACTERIZACIÓN DE CARBONATOS

Se trata de un proceso de poca importancia que requiere una cuidadosa manipulación para evitar la influencia sobre los minerales de la arcilla (Carral y Barber, 1971; Carral et al., 1972; Carral, 1974). In concreto, las muestras que tienen un contenido significativo en carbonatos se lavan con HCl (Riego y Rodríguez Saiz, 1974; Carral, 1974) con ciertos estándares.

II-1 RECOGIDA DE MUESTRAS

Ha estado centrada en secuencias estratigráficas, datadas mediante fauna por diversos autores (véase descripción de los afloramientos en el Capítulo de Resultados). Este requisito ha sido especialmente considerado dado el interés que presenta la correlación de las diferentes secuencias estudiadas con objeto de establecer hipótesis sobre la paleogeografía de la cuenca, la mineralogía o la geoquímica, por ejemplo. Ello ha llevado a no considerar alguna secuencia que pudiera ser interesante desde un punto de vista regional, pero con escasos episodios detríticos o, en otras ocasiones carente de fauna o pobre en ella y -por consiguiente- sin que se dispusiera de una datación precisa.

En todos los casos se describe la secuencia con indicación expresa (ver Capítulo de Resultados) de su potencia, edad de los materiales y situación de las muestras.

II-2 LABORATORIO

II-2-1 HOMOGENEIZACIÓN DE LA MUESTRA

Previa desagregación y secado a temperatura ambiente, la muestra se ha molido hasta un tamaño inferior a 2 mm., de la que se han separado -mediante sucesivos cuarteos- dos partes: a) una primera para el análisis mineralógico de la muestra total para lo cual fué molida y tamizada hasta un tamaño inferior a 270 mallas A.S.T.M. (0.053 mm.); b) la segunda destinada a la extracción de las fracciones arcilla y limo para su posterior estudio mineralógico y geoquímico.

II-2-2 EXTRACCION DE LAS FRACCIONES ARCILLA (<2 μ) Y LIMO (2-20 μ)

Previamente a este proceso se realizaron las dos operaciones siguientes:

Eliminación de materia orgánica

Ocasionalmente ha sido preciso realizar esta operación en las muestras estudiadas. Para ello se ha añadido H_2O_2 a 20 volúmenes en baño-maría entre 70° y 100°C, a intervalos regulares de tiempo y con agitación constante. Una vez concluído el proceso de oxidación de la materia orgánica (se ha adoptado como criterio el cese de efervescencia) se procede a lavar la muestra con agua mediante sucesivas decantaciones.

Eliminación de carbonatos

Se trata de un proceso de suma importancia que requiere una cuidadosa manipulación para evitar la influencia sobre los minerales de la arcilla (Carrol y Starkey, 1971; Koster et al., 1973 en Ferla, 1974). En concreto las cloritas (al menos las que tienen un apreciable contenido en hierro) son susceptibles al ataque con ClH (Nieto y Rodríguez Gallego, 1981), al igual que ciertas esmectitas.

En este trabajo se ha procedido a la eliminación de los carbonatos empleando los siguientes métodos:

- a) Con ClH 0.2N. (en un primer ataque) incrementándose la concentración hasta 1N. siempre con agitación constante de la muestra. Se corresponde con el esquema clásico (Ray et al., 1957; Ostrom, 1961).
- b) Con ácido acético, partiendo de concentraciones 0.3N. hasta 1N., igualmente con agitación constante de la muestra (Gault y Weiler, 1955; Ray et al., 1957; Ostrom, 1961) con objeto de evitar ataques puntuales prolongados.

En ambos casos, una vez comprobada la finalización del proceso (ausencia de efervescencia, medida del pH) se procede a lavar la muestra, mediante sucesivas decantaciones, hasta ausencia total de cloruros o acetatos.

- c) Con una disolución reguladora de $\text{pH}=5$ (ácido acético-acetato sódico) a la que se añaden periódicamente unas gotas de ClH 1N. para evitar el agotamiento del ácido acético. El proceso, en su conjunto, se adapta al método de Barahona y Palumbo (1981) en los términos siguientes: la muestra se coloca en una bolsa de celofán con un poco de agua, introduciéndose el conjunto en un vaso que contiene la solución atacante antes indicada. Se agita varias veces la muestra con objeto de evitar ataques locales y con sumo cuidado de no romper la membrana de diálisis. Terminado el ataque, para eliminar el ácido residual, se procede a la diálisis.

Este método presenta, entre otras ventajas, que exige poca atención y permite trabajar con gran número de muestras. El proceso total suele durar 7 días (4 días para el ataque de la muestra y 3 para su lavado).

Separación de las fracciones arcilla ($<2\mu$) y limo (2-20 μ)

Realizadas las operaciones descritas en los dos apartados anteriores, se añade dispersante en caso muy necesario (amoníaco al 10%; muy ocasionalmente, hexametáfosfato sódico) (1) y se procede a la separación de dichas fracciones mediante sucesivas decantaciones siguiendo la ley de Stokes (2). Esta operación se ha repetido un mínimo de seis veces, con lo que puede asegurarse que se ha extraído más del 95% de la fracción respectiva.

(1) La adición de hexametáfosfato sódico (Calgón, comercialmente) influye decisivamente en el análisis químico de la muestra.

(2) En este proceso de extracción en función de la ley de Stokes se suponen algunas condiciones que no se cumplen exactamente: a) que la densidad de la mayoría de las muestras corresponde a 2.65 si bien existirán minerales cuyo valor se distancie del anterior, y b) que las partículas son esféricas cuando, en realidad, los minerales de la arcilla presentan dos dimensiones predominantes.

va. En concreto, se han seguido los criterios de tiempo y altura expresados en la tabla 1 en función de la temperatura reinante.

Altura °C	<50 micras		2 - 20 micras		<2 micras	
	10 cm	20 cm	10 cm	20 cm	10 cm	20 cm
	h ' "	h ' "	h ' "	h ' "	h ' "	h ' "
5	0. 01. 08	0. 02. 15	0. 07. 03	0. 14. 06	11. 44. 47	23. 29. 33
6	0. 01. 06	0. 02. 11	0. 06. 50	0. 13. 40	11. 22. 58	22. 45. 55
7	0. 01. 04	0. 02. 07	0. 06. 38	0. 13. 15	11. 02. 32	22. 05. 03
8	0. 01. 02	0. 02. 03	0. 06. 26	0. 12. 52	10. 43. 01	21. 26. 03
9	0. 01. 00	0. 02. 00	0. 06. 15	0. 12. 29	10. 24. 26	20. 48. 53
10	0. 00. 58	0. 01. 56	0. 06. 04	0. 12. 08	10. 06. 19	20. 12. 38
11	0. 00. 57	0. 01. 53	0. 05. 54	0. 11. 47	9. 49. 35	19. 39. 10
12	0. 00. 55	0. 01. 50	0. 05. 44	0. 11. 27	9. 32. 51	19. 05. 41
13	0. 00. 54	0. 01. 47	0. 05. 34	0. 11. 09	9. 17. 30	18. 34. 60
14	0. 00. 52	0. 01. 44	0. 05. 25	0. 10. 51	9. 02. 09	18. 04. 18
15	0. 00. 51	0. 01. 41	0. 05. 17	0. 10. 34	8. 48. 11	17. 36. 23
16	0. 00. 49	0. 01. 39	0. 05. 09	0. 10. 17	8. 34. 14	17. 08. 27
17	0. 00. 48	0. 01. 36	0. 05. 01	0. 10. 01	8. 21. 12	16. 42. 23
18	0. 00. 47	0. 01. 34	0. 04. 53	0. 09. 46	8. 08. 10	16. 16. 20
19	0. 00. 46	0. 01. 31	0. 04. 46	0. 09. 31	7. 56. 03	15. 52. 07
20	0. 00. 45	0. 01. 29	0. 04. 39	0. 09. 17	7. 44. 24	15. 28. 49
21	0. 00. 44	0. 01. 27	0. 04. 32	0. 09. 04	7. 33. 11	15. 06. 21
22	0. 00. 42	0. 01. 25	0. 04. 25	0. 08. 51	7. 22. 25	14. 44. 50
23	0. 00. 41	0. 01. 23	0. 04. 19	0. 08. 38	7. 12. 01	14. 24. 02
24	0. 00. 41	0. 01. 21	0. 04. 13	0. 08. 26	7. 02. 03	14. 04. 05
25	0. 00. 40	0. 01. 19	0. 04. 07	0. 08. 15	6. 52. 24	13. 44. 47
26	0. 00. 39	0. 01. 17	0. 04. 02	0. 08. 04	6. 43. 07	13. 26. 13
27	0. 00. 38	0. 01. 16	0. 03. 56	0. 07. 53	6. 34. 09	13. 08. 19
28	0. 00. 37	0. 01. 14	0. 03. 51	0. 07. 43	6. 25. 29	12. 50. 58
29	0. 00. 36	0. 01. 12	0. 03. 46	0. 07. 33	6. 17. 08	12. 34. 15
30	0. 00. 35	0. 01. 11	0. 03. 41	0. 07. 23	6. 09. 03	12. 18. 06
31	0. 00. 35	0. 01. 09	0. 03. 37	0. 07. 13	6. 01. 16	12. 02. 31
32	0. 00. 34	0. 01. 08	0. 03. 32	0. 07. 04	5. 53. 45	11. 47. 29
33	0. 00. 33	0. 01. 06	0. 03. 28	0. 06. 56	5. 46. 28	11. 32. 55
34	0. 00. 33	0. 01. 05	0. 03. 24	0. 06. 47	5. 39. 24	11. 18. 49
35	0. 00. 32	0. 01. 04	0. 03. 20	0. 06. 39	5. 32. 35	11. 05. 10

Tabla 1. Tiempos y alturas utilizados en la extracción de las fracciones.

II-2-3 ESTUDIO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X

En su mayor parte se ha realizado con un difractómetro Philips-1710 (1), radiación $\text{CuK}\alpha$ y monocromador de grafito.

(1) Algunas muestras se estudiaron con un equipo Philips-1050 en las siguientes condiciones instrumentales: $\text{KV}=36$, $\text{mA}=28$, $\text{CT}=2$ ó 4 , velocidad de exploración= 1 ó $2^\circ/\text{minuto}$, sensibilidad= 4.10^6 ; y con un equipo Siemens: $\text{KV}=40$, $\text{mA}=30$, velocidad de exploración= 1 ó $2^\circ/\text{minuto}$, sensibilidad= 4.10^6 a 4.10^4 . Diversas comprobaciones sobre análisis cuantitativo ofrecen resultados muy similares en los diversos equipos empleados.

Ha de indicarse que todas las medidas de parámetros cristalográficos se han realizado en el equipo PW-1710 siguiendo las condiciones que más adelante se especificarán.

ESTUDIO MINERALOGICO CUALITATIVO

Muestra total

Las muestras (tamaño inferior a 0.053 mm.) han sido estudiadas mediante el método de polvo en las siguientes condiciones instrumentales: CT=0.5, velocidad de exploración =6°/minuto, velocidad de papel=10mm/1°2θ, KV=40, mA=40.

Fracciones arcilla y limo

Los difractogramas (sobre muestra natural o sometida a tratamiento) se han realizado en las condiciones siguientes: CT=0.5, velocidad de exploración=4° y 6°/minuto, velocidad de papel=10 mm/1°2θ, KV=40, mA=40. En cada una de las muestras se han realizado los siguientes difractogramas:

Muestra natural (A.O.).

Una parte de la muestra problema se deposita sobre un portamuestras de vidrio y se deja secar a temperatura ambiente.

Muestra solvatada con etilenglicol (A.O.+ E.G.).

Con objeto de caracterizar minerales hinchables, para lo que se somete la muestra a una atmósfera de etilenglicol durante 48 horas a una temperatura de 60°C, según el método propuesto por Brunton(1955).

Muestra solvatada con dimetilsulfóxido (A.O.+ D.M.S.O.)

Para comprobar la existencia de caolinita en presencia de clorita. De acuerdo con el método de González García y Sánchez Camazano(1968), la muestra permanece en atmósfera de D.M.S.O. 72 horas a temperatura no superior a 80°C.

Tratamiento térmico de la muestra (A.O.+ 550°C)

Durante 90 minutos (Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego,1961) con objeto de estudiar el comportamiento de los minerales hinchables y de la clorita así como determinar la presencia de caolinita.

Muestra sometida a ataque ácido (A.O.+ SO₄H₂)

Para confirmar la presencia de clorita (Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego,1961). Este tratamiento destruye la clorita y la vermiculita; la caolinita permanece. Se realizaron difractogramas de A.O.+ SO₄H₂ y A.O.+ SO₄H₂+ E.G.

Tratamiento de Greene-Kelly (1953)

Para diferenciar entre beidellita y montmorillonita (1). La muestra saturada con

(1) La reflexión (060) nos confirma que se trata de esmectitas dioctaédricas. Téngase en cuenta que la saponita (esmectita dioctaédrica) también expande con este tratamiento, al igual que la beidellita (MacEwan y Wilson,1980).

Li (ClLi), se ha sometido a tratamiento térmico (300°C, 8 horas) (A.O.+Li+300°C) y posterior solvatación con etilenglicol (A.O.+Li+300°C+E.G.). Espaciados (001) próximos a 9.5 Å son propios de montmorillonita en tanto que la beidellita presenta su reflexión en torno a 17.7 Å.

ESTUDIO MINERALOGICO CUANTITATIVO

Introducción

El estudio cuantitativo de minerales, y en concreto de las arcillas, ha sido objeto de numerosas publicaciones en los últimos veinte años, si bien no se ha desarrollado un método de referencia común.

Interesa hacer constar, desde el principio, que -con los condicionantes que se expondrán a continuación- se ha abordado la cuantificación de los minerales. La consideración de los porcentajes como valores relativos, la analogía de las secuencias estratigráficas estudiadas y la utilización de los resultados en la interpretación sedimentaria han aconsejado realizar el análisis cuantitativo aún con las reservas derivadas de las siguientes consideraciones (1):

- el grado de orientación de la muestra (Martín Vivaldi et al., 1968; Martín Pozas et al., 1969).
- el tipo de catión de cambio (Martín Pozas et al., 1969).
- las sustituciones isomórficas y la cristalinidad de la muestra (Rodríguez Gallego et al., 1969).
- la homogeneidad de la muestra (Parrish, 1962) y la cantidad empleada (Stokke y Carson, 1973).
- las condiciones instrumentales y el método empleado en la cuantificación (Pierce y Siegel, 1969).

Poderes reflectantes empleados

En la siguiente tabla se reúnen los valores de los poderes reflectantes aplicados en esta Memoria.

Tabla 2. Poderes reflectantes empleados. (PR).

Mineral	PR(MT)	(hk1)Å	Ref.	Mineral	PR(F)	(hk1)Å	Ref.
Calcita	1.00	3.03	(1,2)	Ilita	1.00	9.9	(1)
Cuarzo	1.50	3.33	(1,2)	Caolinita	2.00	7.1	(2,3)
	2.00	3.33					
Dolomita	1.00	2.88	(1,2)	Clorita	2.00	7.1	(2,4)
Feldespatos	1.00	3.18	(1)	Esmectita	4.00	17.0	(4,5)
Filosilicatos	0.10	4.45	(1)				
	0.15						

(1) Schultz(1964); (2) Barahona(1974); (3) Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego(1964); (4) Biscaye(1965); (5) Martín Pozas(1968). PR-poder reflectante, (MT)-muestra total(polvo),(F) filosilicatos.(Agregado Orientado).

(1) Mellinger (1979) resume diversos trabajos sobre esta cuestión.

Resolución de algunas interferencias presentadas

En este epígrafe se presenta el tratamiento dado a la evaluación de algunas mezclas minerales encontradas en las muestras estudiadas.

Difractogramas de polvo (muestra total)

Cuarzo. Es habitual la superposición de las reflexiones a 3.33 Å y a 3.31 Å del cuarzo y de la moscovita respectivamente. Para la evaluación del cuarzo se ha efectuado la corrección del pico a 3.33 Å restándole el área de la reflexión a 10 Å de la mica, bajo el supuesto de que las intensidades de las reflexiones a 3.31 Å y a 10 Å de la moscovita son muy similares (Bradley y Grim, 1961). En este caso se ha aplicado un poder reflectante de 1.50. Si no se efectúa la mencionada corrección el poder reflectante aplicado al cuarzo es de 2.00.

Minerales de la arcilla. La evaluación de los minerales laminares adjudicando un poder reflectante de 0.10 ó 0.15 (según que la cantidad de esmectita sea inferior o superior al 50% de la muestra, respectivamente) a la reflexión de 4.45 Å es muy buena, como ha sido corroborado por la concordancia que se encuentra en los porcentajes de otras fases minerales presentes en las muestras, tales como los carbonatos que -por ser fácilmente determinables por vía química- pueden utilizarse como medio de control (Linares et al., 1971).

Hay que señalar, no obstante, que el porcentaje de minerales de la arcilla -evaluado en la reflexión a 4.45 Å- no incluye a la clorita por no presentar dicha reflexión. Se da, por tanto, en esta Memoria un contenido por defecto, si bien no alejado del real ya que la proporción de clorita es muy pequeña como indica su porcentaje en las fracciones arcilla y limo de las muestras estudiadas.

Difractogramas de agregado orientado (minerales de la arcilla)

Evaluación separada de clorita y caolinita. En este caso, el área de la reflexión a 7 Å dividida por dos nos da la suma de ambos minerales. Los difractogramas no permiten calcular las proporciones de estos minerales utilizando las reflexiones a 3.58 Å y 3.54 Å, al no diferenciarse suficientemente.

La caolinita se ha cuantificado separadamente en el diagrama de A.O.+ SO_4H_2 o en el de A.O.+ D.M.S.O. La clorita se ha deducido por diferencia.

Para la evaluación de la caolinita en el diagrama de A.O.+ SO_4H_2 se han hecho las siguientes suposiciones:

- Mediante el ataque ácido se destruye completamente la clorita; la reflexión residual a 7 Å corresponde exclusivamente a caolinita.
- El ataque ácido deja inalterada la illita. Podemos utilizar, por tanto, la reflexión a 10 Å como patrón a través del cual establecer comparaciones entre diferentes diagramas.

La cuantificación de la caolinita en el diagrama de A.O.+ D.M.S.O. se ha efec-

tuado en la reflexión a 11.18 Å sobre la base de que toda la caolinita hubiera hinchado.

En la presente Memoria se ha empleado prioritariamente el primero de los métodos, si bien las comprobaciones efectuadas en diversas muestras indican resultados similares por ambos métodos.

Evaluación de illita, esmectitas, interestratificados illita-esmectita. No son frecuentes las muestras en las que aparece esa asociación mineral. Cuando coexisten tales fases minerales se han cuantificado según el siguiente supuesto en el que se asigna al interestratificado illita-esmectita un poder reflectante de 2.50:

$$S_A^{550^\circ\text{C}} = S_B^{550^\circ\text{C}} + S_C^{550^\circ\text{C}} + S_D^{550^\circ\text{C}}$$

que puede enunciarse así: "el área de la reflexión a 10 Å en un diagrama de A.O.+ 550°C equivale a la suma de las áreas de illita (S_B), esmectitas (S_C) e interestratificados illita-esmectita (S_D)".

Las áreas y, por consiguiente, los porcentajes de illita y esmectitas pueden calcularse, respectivamente, en los diagramas de A.O. y de A.O.+ E.G. Al interestratificado illita-esmectita se le asigna, por consiguiente, la diferencia. Se ha supuesto que el área de la reflexión a 10 Å de la illita no experimenta alteraciones tras el tratamiento térmico.

PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS

Con frecuencia se utilizarán las siguientes abreviaturas referidas a condiciones instrumentales del equipo de difracción:

CT= constante de tiempo

vel.pap.= velocidad de papel

vel.reg.= velocidad de registro

MXN= número de medidas a cada lado del ángulo 2θ del comienzo

MXS= longitud del intervalo

MXT= tiempo de medida en cada punto

Métodos de medida de los parámetros

Espaciado $d_{10\bar{1}4}$ (Å) de calcita y dolomita, de acuerdo con el método de Harker y Tuttle(1955) modificado en el sentido que se indica seguidamente. De cada muestra, a la que se ha añadido previamente como standard silicio en polvo, se ha realizado un registro gráfico en las siguientes condiciones instrumentales: CT=1; vel.pap.=10 mm./1°2θ, vel. reg.=2°/minuto, zona explorada(2θ)=28° a 32°. Una vez comprobada la intensidad de las reflexiones cuyos espaciados interesa conocer y su relación con la del standard se procede

a la medida del espaciado en pantalla (1) según el siguiente esquema:

- a) Programa de calibrado sobre el standard interno ($2\theta=28.645$, silicio en polvo). El programa comienza con un medida rápida en las condiciones siguientes: $MXN=50$, $MXS=0.10^\circ(2\theta)$, $MXT=0.10$ segundos. El ajuste final se realiza en las siguientes condiciones: $MXN=5$, $MXS=0.005^\circ(2\theta)$, $MXT=2$ segundos.
- b) Una primera medida en las condiciones: $MXN=20$, $MXS=0.025^\circ(2\theta)$ y $MXT=0.1$ segundo. El dato final del espaciado se obtiene a partir de una segunda medida denominada el Programa 80 (general para la medida de cualquier espaciado) en las condiciones: $MXN=5$, $MXS=0.005^\circ(2\theta)$ y $MXT=1$ segundo.

Espaciado basal de la ilita. Se ha determinado sobre la reflexión (0,0,10) (2) según el siguiente esquema operativo:

- a) Programa de calibrado sobre standard interno (cuarzo de la muestra o añadido), $2\theta=59.96^\circ$. El equipo realiza una primera exploración rápida en las condiciones siguientes: $MXN=25$, $MXS=0.01^\circ(2\theta)$, $MXT=0.1$ segundo. El ajuste final se ejecuta con los siguientes valores: $MXN=5$, $MXS=0.005^\circ(2\theta)$ y $MXT=1$ segundo.
- b) La medida del espaciado comienza con una primera exploración cuyas condiciones son: $MXN=20$, $MXS=0.025^\circ(2\theta)$ y $MXT=0.1$ segundo. El dato final se obtiene mediante medidas más precisas realizadas en las condiciones del Programa 80, descritas en el apartado anterior.

Espaciado basal de la clorita, medido sobre la reflexión (004) en A.O.+ D.M.S.O. o sobre la (003) en A.O. Como standard interno se ha utilizado cuarzo, el propio de la muestra o añadiendo en caso necesario.

- a) Programa de calibrado sobre el standard interno, $2\theta=20.86^\circ$. La primera medida se realiza con las siguientes constantes: $MXN=25$, $MXS=0.010^\circ(2\theta)$, y $MXT=0.10$ segundos. El calibrado final se realiza en las siguientes condiciones instrumentales: $MXN=5$, $MXS=0.005^\circ(2\theta)$ y $MXT=1$ segundo.
- b) La medida del espaciado se ha efectuado en las condiciones del Programa 80, indicadas con anterioridad. Previamente se realizó una primera

(1) Los espaciados se han medido mediante la rutina MAX del difractómetro que localiza el máximo de un pico de difracción a partir de medidas de intensidades a intervalos angulares regulares durante tiempos iguales.

(2) Dada la indeterminación que introduce la coexistencia de politipos de 10 Å y 20 Å sobre los índices de Miller de los diversos órdenes de reflexiones basales de las micas, se ha optado por utilizar una nomenclatura para los mismos correspondiente al caso de 20 Å (politipos 2M).

medida cuyos parámetros fueron: $MXN=15$, $MXS=0.025^\circ(2\theta)$ y $MXT=0.1$ segundo.

Espaciado de la reflexión (060) de ilita, clorita y esmectita. En todos los casos se emplea el cuarzo como standard interno para efectuar dicha medida. El registro gráfico sobre el que, en ocasiones, se ha medido este parámetro se ha realizado en las condiciones siguientes: $CT=1$, $vel.pap.=40$ mm/ $1^\circ(2\theta)$, $vel.reg.=2^\circ$ /minuto, zona explorada $(2\theta)=58.5^\circ$ a 63° .

En los casos en que la reflexión (060) de la ilita presentaba un máximo neto y único (1) se ha procedido a efectuar la medida del espaciado mediante registro en pantalla de acuerdo con el siguiente esquema:

- a) Programa de calibrado sobre el standard interno ($2\theta=59.96^\circ$) en las condiciones siguientes: $MXN=5$, $MXS=0.005^\circ(2\theta)$ y $MXT=1$ segundo. La primera medida se realiza con $MXN=25$, $MXS=0.01^\circ(2\theta)$ y $MXT=1$ segundo.
- b) Para efectuar la medida se realiza una primera exploración en las siguientes condiciones: $MXN=30$, $MXS=0.010^\circ(2\theta)$ y $MXT=0.1$ segundo, y uno final en las condiciones del Programa 80.

Medida de la intensidad de las reflexiones 1ª, 2ª y 5ª de las micas. Las condiciones instrumentales han sido las siguientes: $CT=2$, $vel.reg.=1^\circ$ /minuto, $vel.pap.10$ mm./ $1^\circ(2\theta)$. El dato obtenido es la media de tres medidas.

Medida de la intensidad de las reflexiones (003), (004) y (005) de las cloritas. Esta determinación se ha realizado en las condiciones siguientes: $CT=2$, $vel.pap.=20$ mm./ $1^\circ(2\theta)$, $vel.reg.=1^\circ$ /minuto. La sensibilidad empleada es doble para la reflexión (005) que para la (003) y (004). La medida se repite tres veces en cada muestra.

Cristalinidad de ilitas y cloritas

Este parámetro se ha medido en las siguientes condiciones instrumentales: $CT=1$ $vel.pap.=50$ mm/ $1^\circ(2\theta)$, $vel.reg.=2^\circ$ /minuto.

En el caso de la clorita la determinación se ha efectuado sobre la reflexión (003) de acuerdo con la propuesta de Nieto(1983). Este autor en un estudio sistemático sobre una amplia población (más de 150 muestras) de cloritas metamórficas e hidrotermales, pone de manifiesto cómo sus reflexiones (003), (004) y (005) aumentan progresivamente su anchura (tabla IV-16 op.cit.) con el aumento del ángulo 2θ ; aplicandose sobre tales valores el esquema de Klug y Alexander(1974) se comprueba que dichas anchuras corresponden a

(1) En el capítulo de "Resultados" se podrán observar los valores de b_0 en algunas muestras, correspondientes a dos máximos que presenta la reflexión (060). Como cuestión precautoria ha de resaltarse la aparición ocasional de una banda, muy bien definida, en la zona de $2\theta=60.75^\circ$ que corresponde a la reflexión (245) de la ilita y que puede inducir a confusión.

tamaños de cristalito semejantes. No obstante la (002) presenta sistemáticamente una anchura superior a la (003) y (004) y muy cercana a la (005). Las "colas" existentes en tal reflexión, que la hacen asimétrica hacia bajos ángulos 2θ , son las responsables de tal ensanchamiento, de forma que al suprimirlas y dibujar la zona de bajos ángulos simétricamente respecto a la de altos se obtienen anchuras inferiores a la (003) y tamaños de cristalito semejantes a los calculados a partir de las otras reflexiones. Tales "colas" no tienen, por tanto, su origen en una disminución del tamaño de cristalito y la medida que se obtendría teniéndolas en cuenta no reflejaría dicho parámetro. Por tales razones y porque la reflexión (003) es la que menos solapamientos presenta con otras fases minerales (caolinitas, serpentinas o vermiculitas), dicho autor propone el uso de esta última reflexión para la medida de la cristalinidad de la clorita.

La cristalinidad de la illita se ha medido sobre el segundo orden de la reflexión basal (A.O.+ E.G.); únicamente en las muestras correspondientes a rocas de la Meseta dicho parámetro ha sido determinado en la 1ª y 2ª reflexiones. La razón de emplear la segunda reflexión estriba en que la reflexión a 10 Å presenta en gran parte de las muestras, incluso en el diagrama de A.O.+ E.G., "colas" hacia ángulos bajos de forma que realizar la medida en dicha reflexión implicaría errores muy importantes (algunos ejemplos pueden verse en la fig. 4). Por el contrario, la reflexión en torno a 5 Å se resuelve en el difractograma de manera neta sin interferencias de otros minerales.

En resumen, el razonamiento expresado para la clorita sería de aplicación en el caso de la illita.

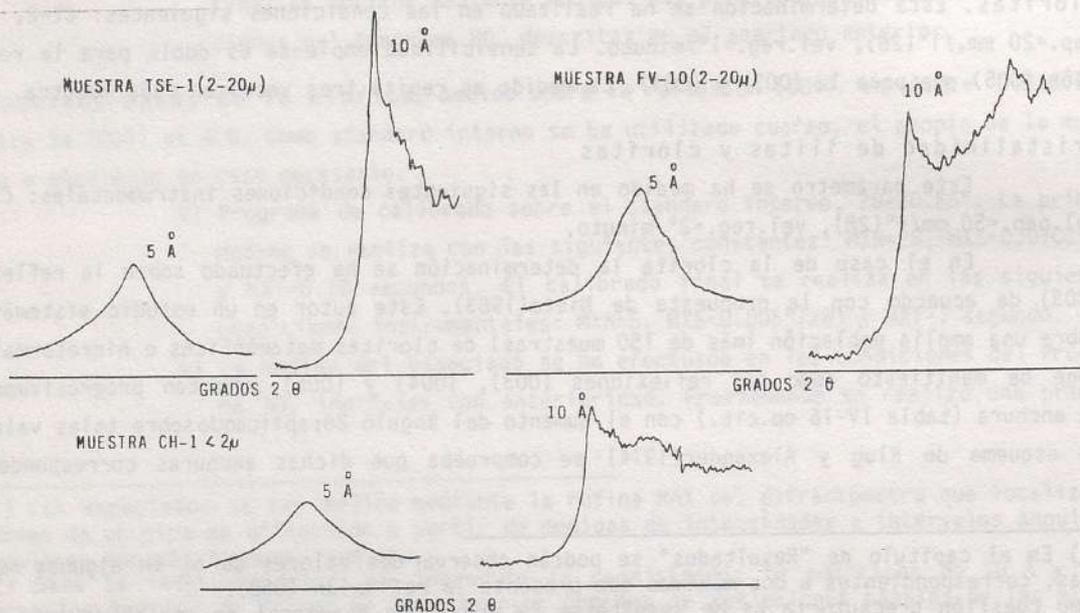


Fig. 4 . Algunos ejemplos de la 1ª y 2ª reflexiones de la illita.

Cristalinidad de las esmectitas. La evaluación de este índice (V/P) se ha realizado en el diagrama de A.O.+ E.G. sobre la reflexión que aparece en torno a 17 Å (Biscaye, 1965). Las condiciones de trabajo han sido las siguientes: CT=0.5, vel.reg.=4 ó 6°/minuto, vel.pap.=10 mm/1°(2θ).

Aplicación de los parámetros cristalológicos

Los parámetros obtenidos, válidos en sí mismos, permiten también caracterizar la composición de algunos minerales. En esta Memoria se han aplicado a minerales de la arcilla y a la determinación del contenido en CO₃Mg de la calcita y dolomita.

Ilita

Cálculo del tamaño de cristalito:

Para su determinación se ha aplicado la ecuación de Scherrer (1918) en Klug y Alexander (1974).

$$D = \frac{K \cdot \lambda}{\beta \cdot \cos \theta} (*)$$

siendo : D = tamaño medio de cristalito (Å)
 β = ensanchamiento del perfil puro de la difracción
 K = constante, aproximadamente igual a la unidad, relacionada con la forma del cristalito y con la dirección en que "beta" y D son definidos.

Como standard se ha utilizado un cuarzo de cristalinidad, b, igual a 0.14°(2θ). El valor de "beta" se ha calculado mediante la aplicación de la curva de reflexión a bajo ángulo de la figura 5, siendo B la cristalinidad (expresada en 2θ) del mineral problema.

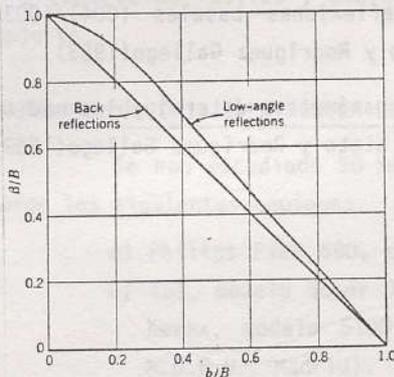


Fig. 5. Curvas de corrección del ensanchamiento instrumental en las líneas de difracción (Klug y Alexander, 1974).

Finalmente, el valor D se obtiene al aplicar la ecuación (*) modificada en el siguiente sentido:

$$D = \frac{0.9 \times 1.5418 \times 57.3}{\beta \cdot \cos \theta}$$

el factor 57.3 se emplea para realizar la conversión de "beta" a radianes.

Conviene indicar que la precisión de la medida de "beta" es aproximadamente ±0.2°, lo que implica una precisión en el valor de D de ±10%.

Cálculo de la composición química.

$$d(002)^{(1)} = -0.27 \text{ Na/Na+k} + 10.006 \text{ (grado de paragonitización) (Evans y Guidotti, 1966)}$$

$$d(002)^{(1)} = -0.043 \text{ Si} + 10.526 \text{ (Ernst, 1963) (El aluminio tetraédrico se calcula por diferencia a 16 átomos)}$$

$$b_o(\text{Å}) = 0.050 \text{ Fe} + 8.980 \text{ (Martín Ramos, 1976)}$$

$$b_o(\text{Å}) = 0.042 \text{ Mg} + 8.986 \text{ (Martín Ramos, 1976)}$$

$$b_o(\text{Å}) = -0.024 \text{ Al}^{\text{VI}} + 9.175 \text{ (Martín Ramos, 1976)}$$

Además de la información que el parámetro b_o proporciona sobre el grado de fengitización, los valores de las intensidades de las reflexiones 1ª, 2ª y 5ª nos indican la tendencia general composicional hacia familias de ilitas, fengitas o moscovitas. En este sentido se han empleado los diagramas ternarios de Rey y Kübler(1983) como comparativos.

Clorita

La composición de este mineral se ha determinado según el siguiente esquema:

a) Del espaciado basal se obtiene el contenido en Al total mediante la ecuación de Albee (1962):

$$d_{001} = 14.52 \text{ Å} - 0.14 \text{ Al total} \quad (2)$$

b) El contenido en hierro (3) se ha determinado a partir de los siguientes parámetros:

1) $b_o = 9.210 \text{ Å} + 0.037 \text{ Fe}$ (Brindley, 1961) (4)

2) relaciones de intensidades de las reflexiones basales (004)/(003) y (004)/(005), según el método de Nieto y Rodríguez Gallego(1983).

c) Para el cálculo de una fórmula aproximada a partir de parámetros determinables mediante difracción de rayos X, se adoptan las conclusiones de Nieto y Rodríguez Gallego(1983):

$$\text{Al}^{\text{IV}} = \frac{\text{Al total}}{2} + 0.07 \text{ Fe total}$$

$$\text{Al}^{\text{VI}} = \frac{\text{Al total}}{2} - 0.07 \text{ Fe total}$$

$$\text{Si} = 4 - \text{Al}^{\text{IV}}$$

$$\text{Mg} = 6 - \text{Al}^{\text{VI}}$$

(1) Espaciado de la reflexión en torno a 10 Å. Se mantiene esa nomenclatura que es la utilizada por los autores.

(2) Se está de acuerdo con las ideas de Nieto(1983) quien "desecha la posibilidad de obtener los dos aluminios, a partir de fórmulas diferentes, por considerar incorrecto obtener dos parámetros químicos a partir de un sólo parámetro estructural...".

(3) Se considera más preciso el valor obtenido a partir del b_o ; si no es posible su medida se emplea el método de Nieto y Rodríguez Gallego(1983). Se adopta el criterio de que todos los átomos pesados corresponden al hierro.

(4) Es la ecuación de Shirozu(1958) corregida.

d) El término de clorita se clasifica de acuerdo con los criterios de la AIPEA (Bailey, 1980).

Esmectitas

Además de los datos que, sobre el tipo de esmectita dioctaédrica, se obtienen mediante el tratamiento de Greene-Kelly, el parámetro b_0 (en aquellos casos en que ha sido posible su medición) proporciona información sobre el contenido en Fe + Mg de la esmectita.

En concreto, se ha aplicado la ecuación de Desparairies(1983) para quien existe una relación lineal entre el contenido (S) en Fe + Mg tetra y octaédricos y el parámetro b_0 , expresada en la siguiente forma:

$$b_0(\text{Å}) = 8.953 + 0.087 S \pm 0.015 \text{ Å}$$

CO₃Mg en Calcita y Dolomita

Este porcentaje en moles de CO₃Mg se ha establecido comparando con los datos de Liborio y Mottana(1973).

II-2-4 MICROSCOPIA DE LUZ TRANSMITIDA

Aquellos niveles cuyo grado de compactación lo permitía han sido estudiados también en lámina delgada, con un microscopio Leitz, modelo Dialux. En este estudio se ha atendido exclusivamente a su textura y clasificación como roca carbonatada así como a la presencia de fósiles y cualquier otro dato que ofrezca información sobre el medio de depósito.

II-2-5 MICROSCOPIA ELECTRONICA DE BARRIDO

Se han estudiado 90 muestras (muestra total y fracciones arcilla y limo) utilizando los siguientes equipos:

- a) Philips PSEM 500, con microanalizador EDAX (Universidad Autónoma de Madrid).
- b) ISI, modelo Super III, con espectrómetro de dispersión de energía de rayos X, KeveX, modelo 5100-C (Laboratorio Central de Estructuras y Materiales del M.O.P.U., Madrid).
- c) ISI-SS-40, con espectrómetro de dispersión de energía de rayos X, KeveX Analyt 8000 (Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología, C.S.I.C., Sevilla).

Mediante esta técnica se han analizado la morfología de algunos minerales (carbonatos y minerales de la arcilla, esencialmente) así como su distribución y orientación en la muestra mediante la realización de mapas de silicio y calcio.

La caracterización de los minerales de la arcilla se ha realizado mediante análisis químico puntual semicuantitativo, de forma que el criterio morfológico no ha sido

determinante. La naturaleza del dato analítico obtenido obliga a utilizar -comparativamente entre muestras- relaciones de intensidades de diversos cationes (K/Si, K/Fe+Mg, Si/Al, Al/Fe+Mg, Fe/Mg, por ejemplo). En todo caso, se ha tenido la precaución de realizar los espectros con un tiempo de adquisición de 100 segundos o próximo a esta cifra.

II-2-6 MICROSONDA ELECTRONICA

Con objeto de efectuar comparaciones con determinadas características de las illitas y cloritas de los sedimentos jurásicos, se han realizado análisis -en la modalidad de dispersión de longitud de onda- de moscovitas y cloritas de la Meseta (posible área fuente).

Las fórmulas cristalquímicas se han calculado a partir de la composición en óxidos, igualando el número de oxígenos al teórico de la fórmula correspondiente (1). El contenido en hierro de los minerales ($FeO+Fe_2O_3$) está expresado como FeO.

El equipo empleado es de la marca ARL-SEMQ (Universidad de Cagliari, Italia) utilizando cinco espectrómetros en línea y las siguientes condiciones operativas: 15 Kv, 0.2 mA y tiempo de contaje de 20 segundos.

Para la corrección de datos se ha seguido el método de Ziebold y Ogilvie(1964) (método de aproximación "alfa").

II-2-7 ANALISIS QUIMICO POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X

Mediante esta técnica se han determinado los siguientes cationes: Si, Al, Fe total, Mn, Ti, K, Ca, Sr, Rb, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, V y Cd.

Los análisis sobre la fracción arcilla, se han realizado con un Espectrómetro de rayos X, Philips, PW 1400, con tubo de Sc y cristales analizadores de FLi_{200} , Ge, PE y PEI (Dpto de Geología, Universidad de Murcia). En la programación de las medidas se empleó un ordenador Digital PDP 11/23 con terminal VT-220 B.

En la preparación de las pastillas para el análisis de las muestras y de los patrones se procedió del siguiente modo. Se mezcla 1 gramo de muestra, desagregada, con 10 gramos de ácido bórico; tras su homogeneización, se rellenaron las cápsulas portamuestras y se colocaron en una prensa para la elaboración de la pastilla.

Como patrones se han utilizado muestras naturales cuya mineralogía y condiciones geológicas son similares a las analizadas; en concreto se han empleado patrones diferentes para bloques de muestras cuya agrupación se ha hecho en función de criterios mineralógicos esencialmente. Los patrones fueron recalibrados cada cierto tiempo con objeto de corregir posibles desviaciones instrumentales del equipo.

(1) No se ha tenido en cuenta el número de oxígenos correspondientes a los (OH).

II-2-8 ANALISIS QUIMICO POR VIA HUMEDA

Se ha realizado mediante espectrofotometría de absorción atómica, con un equipo Pye Unicam SP-1900, utilizando La, Cs o K como tampones de ionización según los casos (Whiteside,1976). En la disolución de la muestra se ha empleado una mezcla de FH-agua regia o $\text{FH-SO}_4\text{H}_2$ en recipiente hermético de teflón (Shapiro y Brannock,1962; Pinto et al.,1985).

La fracción analizada ha sido la inferior a 2 micras (fracción arcilla) habiéndose determinado los cationes siguientes: Si, Al, Ti, Mn, Ca, Mg, Na, K, Fe^{2+} ; Fe^{3+} , Sr, Li, Rb, Cr, V, Co, Cu, Zn, Pb, Ni y Cd. La determinación de Fe^{2+} se ha realizado mediante valoración de oxidación-reducción con $\text{Cr}_2\text{O}_7\text{K}_2$, previa disolución de la muestra con $\text{FH-SO}_4\text{H}_2$ en crisol de grafito (Shapiro y Brannock,1962; Bermejo Martínez,1963).

La pérdida por calcinación corresponde al porcentaje de pérdida de peso experimentado por la muestra, previamente desecada a 110°C , tras ser sometida a temperaturas entre 1000°C y 1100°C durante 60 minutos.

II-2-9 METODOS ESTADISTICOS

En este apartado merece destacarse:

- 1) El establecimiento del grado de correlación entre los datos mineralógicos y/o químicos por dominios geológicos y por edades de los materiales, esencialmente.
- 2) El análisis Cluster para la ordenación en grupos de las diversas muestras estudiadas, en función de diferentes parámetros.

PRECISIONES SOBRE LA NOMENCLATURA EMPLEADA EN ESTE TRABAJO PARA LOS MINERALES DE LA ARCILLA

En ninguno, o en pocos grupos de minerales nos encontramos con una nomenclatura que presente tantas contradicciones como en el de los minerales de la arcilla. El problema de la clasificación -y sobre todo de la nomenclatura- es particularmente delicado dado que los minerales de la arcilla son especies microcristalinas con una composición química que admite numerosas sustituciones; y ello sin contar los problemas de orden estructural y la dificultad de llevar a cabo análisis de tipo puntual. Todo ello ha originado que, a lo largo del tiempo, se hayan dado diversos nombres a una misma especie mineral.

Este problema ha sido abordado por diferentes Comités (Subcomité de Nomenclatura de Minerales de la Arcilla perteneciente al Grupo de la Arcilla de la Sociedad Mineralógica Británica, o el Comité de Nomenclatura de la A.I.P.E.A., por ejemplo). En buena parte la citada diversidad puede deberse a la indefinición del concepto de "mineral de la arcilla".

Así, Mering(1963) (en Caillère et al.,1982) relaciona el carácter arcilloso a cuatro tipos de criterios:

- a) división: deben presentarse como partículas muy pequeñas (menos de 2μ).
- b) facies: son partículas disimétricas, de tendencia laminar.
- c) dispersión: deben poder constituir suspensiones coloidales más o menos estables con el agua.
- d) constitución química: silicatos.

Estas consideraciones conducen a resaltar el carácter de filosilicato (1)término equivalente por el que se le designan muy a menudo.

Brindley y Pedro(1972) indican que los minerales de la arcilla o arcillosos pertenecen a la familia de los filosilicatos y están constituidos por una capa tetraédrica de composición T_2O_5 ($T=Si^{4+}, Al^{3+}, Fe^{3+}$). Las capas tetraédricas están ligadas en la estructura a capas octaédricas o a grupos de cationes coordinados o independientes.

Nemecz(1981) se decide por la siguiente definición de "mineral de la arcilla": "un cierto grupo de minerales silicatados -compuestos sobre todo de Al, Mg y OH- resultantes de procesos de meteorización, de alteración hidrotermal o de procesos diagenéticos, y cuyo tamaño de grano es inferior a 5 micras". Es evidente que tales consideraciones no deciden absolutamente si un mineral puede incluirse o no en el grupo de los minerales de la arcilla.

(1) En 1972 la AIPEA (Brindley y Pedro,1972) reconsidera la definición propuesta en 1969 en Tokio y concluye que la definición de filosilicato "debe estar basada únicamente en las características relacionadas con su estructura y con la composición de la parte silicatada de la red". Por ello "no es necesario incluir propiedades físicas o cuestiones relacionadas con la intercapa...".

En la presente Memoria se emplearán indistintamente los términos "mineral de la arcilla" y "filosilicato" de manera genérica para referirnos a los mismos minerales. Y ello por varias de las razones expuestas precedentemente. Indicaremos, por tanto, con dichos términos a minerales con una estructura general como la definida por Mering(1963) y Brindley y Pedro(1972), de tamaño inferior a 2 micras, resultantes de procesos geológicos como los descritos por Nemezc(1981). Siguiendo las recomendaciones de la AIPEA(1972) -y dado el carácter de este trabajo- se evitarán referencias a propiedades físicas u otras cuestiones.

La mineralogía encontrada en las muestras estudiadas es la siguiente: caolinita, clorita, esmectita, glauconita, illita, interestratificados illita-esmectita. Indudablemente algunos de estos términos requieren mayor precisión sobre su utilización, de ahí que la extensión dedicada a cada uno sea muy diferente.

CAOLINITA

Es conocida la dificultad para diferenciar, mediante difracción de rayos X, entre caolinita, dickita y nacrita. Existe, desde antiguo, amplia bibliografía que insiste sobre esta cuestión.

En el caso presente, se emplea el término caolinita para referirnos a un mineral cuya reflexión a 7.1 \AA (A.O.) manifiesta, en difracción de rayos X, el siguiente comportamiento: no hincha con etilenglicol, se desplaza a 11.18 \AA en la solvatación con dimetilsulfóxido (1) y desaparece en el tratamiento térmico a 550°C durante 90 minutos. De forma indirecta, conviene añadir que dicha reflexión permanece inalterada con el ataque ácido de la muestra (según el método de Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego, 1961).

Algunos datos de microscopía electrónica de barrido confirman que, efectivamente, se trata de caolinita pero sus proporciones no han permitido, por otra parte, diferenciar entre la forma desordenada (pM) o la ordenada (T) siguiendo a Murray y Lyons(1956) o -más recientemente- a Galán y Martín Vivaldi(1973).

En todo caso, no empleamos el término Kandita por ser demasiado amplio y porque su utilización hoy en día es contestada (Caillère et al., 1982).

CLORITA

En el caso de este mineral, y dado el enfoque de este apartado, se trata de resumir las diversas clasificaciones y justificar la adoptada como más adecuada. Las más importantes se fundamentan en: 1) el grado de sustitución de Si por Al, 2) el grado de sustitución de Mg por Fe, y 3) la relación de Fe^{2+} a Fe^{3+} .

La clasificación de Hey(1954) establece dos grandes grupos: cloritas no oxidadas u ortocloritas y cloritas oxidadas, según contengan respectivamente menos o más del 4% de

(1) Se conoce la existencia de caolinitas que no hinchan o que lo hacen defectuosamente.

Fe_2O_3 . Cada uno de estos grupos los subdivide en diferentes especies (11 y 4, respectivamente).

La propuesta de Foster(1962) no considera el contenido en Fe_2O_3 . Bascula sobre el grado de sustitución tetraédrica (de 2 a 4 átomos de Si^{4+}) y sobre la relación Fe^{2+}/R^{2+} (desde 0 a 1). Ello origina nueve especies diferentes.

Adoptamos, sin embargo, en el presente trabajo la clasificación propuesta por la AIPEA cuyo Comité de Nomenclatura (Oxford,1978; Bailey et al.,1980) aceptó la sugerencia hecha por Bayliss(1975) para simplificar la nomenclatura de las cloritas. En esta clasificación desaparece la consideración del contenido en Fe^{3+} y del grado de sustitución tetraédrica de Si por Al.

Dicho Comité acepta dividir el grupo de las cloritas, de acuerdo con Brindley y Pedro(1972), en : cloritas dioctaédricas, cloritas di-trioctaédricas y cloritas trioctaédricas, según el carácter de las capas octaédrica e interlaminar.

En concreto, las cloritas trioctaédricas deben clasificarse en función del catión octaédrico divalente predominante. Se asignan, entre otros, los nombres de clinocloro para la especie en la que el magnesio es dominante, $(Mg_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$, chamosita en el caso de que sea el Fe^{2+} el catión predominante $(Fe_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$, nimita $[(Ni_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8]$ y penantita $[(Mn_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8]$.

Merece destacar que es frecuente el uso de diferentes adjetivaciones (Schaller, 1930, en Bailey et al.,1980; Bayliss,1975) que indican la importancia de los restantes cationes octaédricos o composiciones tetraédricas inusuales. Conviene recordar que son apropiadas definiciones como clinocloro férrico y chamosita magnésica para referirse a composiciones intermedias entre las de las dos especies finales o extremas.

ESMECTITAS

El término esmectita, referido a los minerales del grupo montmorillonita-saponita, surge en 1968 con objeto de evitar la ambigüedad del término montmorillonita utilizado para referirse a un amplio grupo de minerales (grupo montmorillonita-saponita), a un subgrupo o a una especie mineral.

Esta nueva nomenclatura es propuesta por el Comité de Nomenclatura de la Sociedad de Minerales de la Arcilla, la AIPEA y la Asociación Internacional de Mineralogía (Bailey et al.,1971a), de forma que el término esmectita se refiere al nombre del grupo de minerales, en tanto que montmorillonita, beidellita y nontronita -por ejemplo- son especies.

Esa propuesta de nomenclatura es definitivamente confirmada en la Conferencia de Arcillas, celebrada en Méjico en 1975 (Brindley y Pedro,1976), aceptándose esmectita como el nombre del grupo de minerales de la arcilla con una carga (1) entre 0.2 y 0.6 por fórmula unidad.

(1) La carga es referida a un estrato o paquete ("layer", "feuillet") según la nomenclatura de la AIPEA (Bailey et al.,1980).

Hoy día se emplea el término esmectita para referirnos a minerales expandibles de tipo 2:1. Dicho de otra manera este término es aceptado para designar un conjunto de minerales de comportamiento análogo al de la montmorillonita, es decir con un espaciado (001) variable con el grado de hidratación.

En esta acepción amplia es utilizado el término esmectita en la presente Memoria. Por otra parte es el sentido más actual y como tal es empleado por Grim(1968), Hathaway(1979), Caillière et al.(1982), entre otros autores.

Sin embargo conviene adelantar que, en el caso presente, el test de Green Kelly nos ha permitido precisar entre montmorillonita y beidellita en numerosas muestras, cuyos datos concretamente se incluyeran en el capítulo de resultados.

ILITA

Un esquema que resulta ilustrativo para los propósitos de estas páginas es el de Bailey et al.,(1979) (AIPEA, 1977 y 1978),fig. 6 , en el que se presentan los campos de composición propuestos para la celadonita (cel), glauconita (glauc), fengita (F),moscovita (mo) así como un posible límite entre ellos. Los datos analíticos corresponden a Buckley et al.(1978).

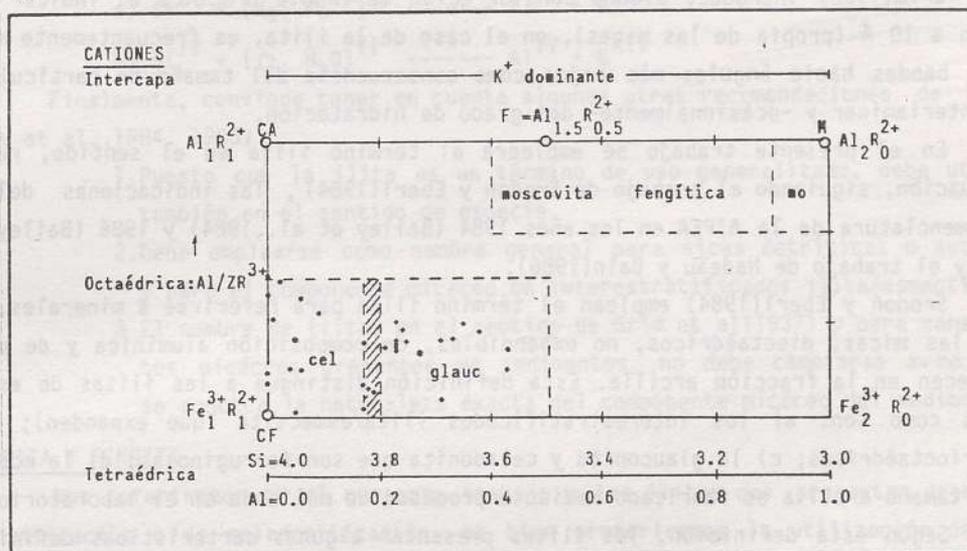


Fig. 6. Campos composicionales propuestos de la celadonita (cel), glauconita (glauc), fengita (F), y moscovita (mo). o Composición ideal de la moscovita - (M), fengita (F), celadonita ferrífera (CF) y celadonita aluminica (CA).

De todos los minerales de la arcilla es, sin duda, la ilita el que más problemas de nomenclatura ha presentado o, al menos, a cuya definición han prestado mayor dedicación diversos autores, como reconoce Velde(1985).

El término *ilita* -junto a los de arcilla micácea, *sericita*⁽¹⁾ y *hidromica*⁽²⁾- ha sido utilizado para referirse a filosilicatos, de tamaño de partícula similar a la arcilla, frecuentes en suelos, sedimentos y productos de alteración hidrotermal. La composición química y mineralógica de estos materiales arcillosos han sido estudiadas, entre otros, por Hower y Mowatt(1966), Weaver y Pollard(1973), Brown et al.(1978), Środoń y Eberl(1984).

Aunque de características similares a la mica, estos materiales difieren de la moscovita en la composición química (mayor contenido en silicio y magnesio, y en menor contenido en aluminio y potasio e incluso en el ambiente geológico. Ello lleva a Grim et al.(1937) a proponer el nombre de *ilita* como "...un término general para los constituyentes arcillosos... pertenecientes al grupo de la mica", o a considerar *ilitas* como micas de pequeño tamaño de partícula deficitarias en potasio que está reemplazado por agua.

En un sentido análogo es empleado el término *ilita* por Gaudette et al.(1964) indicando colectivamente un grupo de minerales de la arcilla a 10 Å, no hinchables; y por Nemečz(1981) para referirse al "grupo de micas hidratadas situadas entre las micas y las esmectitas".

Grim(1968) introduce alguna consideración de índole práctica al indicar que la reflexión a 10 Å (propia de las micas), en el caso de la *ilita*, es frecuentemente modificada con bandas hacia ángulos más bajos como consecuencia del tamaño de partícula, del catión interlamilar y -ocasionalmente- del grado de hidratación.

En el presente trabajo se empleará el término *ilita* en el sentido, resumido a continuación, siguiendo el trabajo de Środoń y Eberl(1984), las indicaciones del Comité de Nomenclatura de la AIPEA en los años 1984 (Bailey et al.,1984) y 1986 (Bailey et al.,1986) y el trabajo de Nadeau y Bain(1986).

Środoń y Eberl(1984) emplean el término *ilita* para referirse a minerales, similares a las micas, dioctaédricos, no expandibles, de composición aluminica y de potasio que aparecen en la fracción arcilla. Esta definición distingue a las *ilitas* de especies minerales como son: a) los interestratificados *ilita/esmectita* (que expanden); b) las *ilitas* trioctaédricas; c) la *glauconita* y *celadonita* que son ferruginosas; d) la *moscovita*, cuyo tamaño arcilla es fabricado mediante procesos de molienda en el laboratorio.

Según esta definición, las *ilitas* presentan algunas características definitorias en difracción de rayos X:

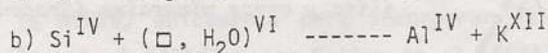
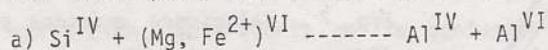
(1) *Sericita*: "término que designa cristales muy pequeños de mica blanca...que pueden tener diversas composiciones químicas (*moscovita*, *paragonita*, *fengita*,...). Se trata de minerales de alteración o recristalización en las rocas metamórficas" (Foucault y Raoult, 1985). (término en sentido petrológico).

(2) El término *hidromica* se emplea para designar micas alteradas que presentan ciertas características de *ilitas*. En concreto, Caillère et al.(1982) consideran las *hidromicas* como minerales interestratificados cuyas características a 10 Å pueden modificarse por tratamientos químicos o térmicos.

1. $d(001) = 10 \pm 0.05 \text{ \AA}$ (medido sobre la reflexión 002 y sobre órdenes superiores), lo que demuestra que es mineral micáceo y sugiere que el potasio es el catión interlaminaar.
2. $d(006) = 1.50 \pm 0.01 \text{ \AA}$, demostrativo de mineral dioctaédrico.
3. $I(002) > I(001)/4$, lo que sugiere que se trata de un mineral aluminico.
4. $I_y = \frac{I(001) / I(003) \text{ en A.O.}}{I(001) / I(003) \text{ en E.G.}} = 1$, lo que demuestra que no es mineral hinchable.

La AIPEA (Bailey et al., 1986) indica que se utilice el término *ilita* para minerales dioctaédricos cuya composición se desvía de la de una moscovita, entre otras razones, por la existencia de un cierta componente fengítica mediante la cual la sustitución de R^{2+} por aluminio octaédrico se compensa por la adición de silicio que sobrepasa la relación 3:1 (Si:Al) de la moscovita.

La AIPEA (Bailey et al., 1986) recomienda que se emplee el término *ilita* en el sentido de Šrodoň y Eberl (1984) añadiendo a las características propuestas por estos autores, una referente a la desviación en la composición química de la *ilita* respecto de la moscovita. Tal desviación puede seguir los siguientes esquemas:



Finalmente, conviene tener en cuenta algunas otras recomendaciones de la AIPEA (Bailey et al., 1984, 1986):

1. Puesto que la *ilita* es un término de uso generalizado, debe utilizarse también en el sentido de especie.
2. Debe emplearse como nombre general para micas detríticas o autigénicas y para el componente micáceo de interestratificados *ilita/esmectita*.
3. El nombre de *ilita*, en el sentido de Grim et al (1937) y para constituyentes micáceos presentes en sedimentos, no debe cambiarse a no ser que se conozca la naturaleza exacta del componente micáceo del sedimento.

CELADONITA Y FENGITA

Nos referiremos en el presente trabajo a las *ilitas* que presentan cierto grado de fengitización o de celadonitización, si bien preferiremos la utilización del primer término. Por ello brevemente situaremos ambos términos atendiendo, en este caso, a los criterios más recientes del Comité de Nomenclatura de la AIPEA o de otros autores.

El Comité de Nomenclatura de la AIPEA (Bailey et al., 1979) acepta la propuesta de Buckley et al. (1978) y define la *celadonita* como "una mica dioctaédrica de composición $\text{KMgFe}^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ con un contenido en Al^{IV} (o Fe^{3+}) que oscila entre 0.0 y 0.2 átomos. Las sustituciones octaédricas sirven para adjetivar el término *celadonita* (*celadonita aluminica*, *celadonita férrica*). A esta definición añaden otras características, como que su $d(060)$ es inferior a 1.510 \AA .

La fengita, igual que la celadonita, tiene casi completa la carga del paquete (1) tipo mica pero, a diferencia de la celadonita, tiene menor carga octaédrica con 1.4 a 1.9 Al^{VI} por O₁₀(OH)₂ (Bailey et al.,1979). La mayoría de las ilitas son similares a la fengita, excepto las que tienen menos carga en el paquete tipo mica con aproximadamente 0.75 K por O₁₀(OH)₂ en comparación con 1.0 K de la fengita.

En todo caso, para el propósito del presente capítulo, la celadonita y la fengita se pueden considerar -como indican Šrodoň y Eberl(1984)- como minerales que representan una frecuente desviación composicional de la moscovita -(Mg, Fe²⁺), Si⁴⁺= Al^{VI}, Al^{IV}- a partir de su fórmula ideal $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$.

Otro gráfico, además de la fig.6 (página) que ilustra las relaciones entre ilita y otros minerales es el de la fig. 7.

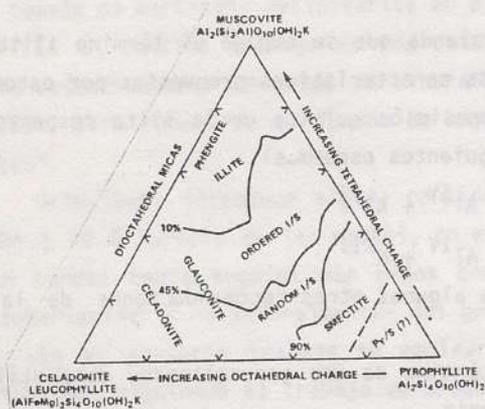


Fig. 7. Relaciones químicas generales entre ilita y otros minerales (Šrodoň & Eberl,1984).

Para finalizar este apartado se resume en la tabla 3 la nomenclatura utilizada por diferentes autores y que sintetiza Guidotti(1984).

Tabla 3 . Nomenclatura empleada para micas blancas.

Fórmula VI y IV/22 ox.	1	2	3	4	5	6	7	
$(Al_4)^{VI}(Al_2Si_6O_{20})^{IV}$	M	M	M	M	M	M	M	1. Yoder y Eugster,1955
$(MgAl_3)(AlSi_7O_{20})$	-	F	F	F	F	F	F	2. Foster,1956 y 1967
$(Fe^{2+}Al_3)(AlSi_7O_{20})$	-	F	F	F	F	F	F	3. Kanehira y Banno,1960
$(Mg_2Al_2)(Si_8O_{20})$	CA	C	-	-	C	-	L	4. Ernst,1963
$(Fe^{2+}Al_2)(Si_8O_{20})$	-	C	-	-	C	-	L	5. Velde,1965
$(Mg,Fe^{3+})(Si_8O_{20})$	-	C	-	-	C	-	C	6. Zen,1981
$(Fe^{2+}Fe^{3+})(Si_8O_{20})$	-	C	-	-	C	-	C	7. Guidotti,1984

M:moscovita; F:fengita; C:celadonita; CA:celadonita aluminica; L:leucofilita.

(1) Paquete o estrato ("layer", "feuille") según la nomenclatura de la AIPEA (Bailey et al.1980).

GLAUCONITA

Es un término propuesto por Keferstein en 1828 (en Millot, 1964). Desde esa fecha ha resultado ser un concepto amplia e indistintamente empleado por mineralogistas, geólogos y petrólogos. Inicialmente se utilizaba para describir los granos o pelets de color verdoso, los sedimentos con arcillas verdosas y como nombre de especie mineral lo que, es evidente, inducía a confusiones.

En 1964, Millot propone, por primera vez, su utilización para designar al mineral férrico, homeotipo de la ilita, en contraposición al término "glauconia" (en sentido geológico) y al de "glaucunitita" (en sentido petrológico).

En 1978, el Comité de Nomenclatura de la AIPEA (Bailey et al., 1979), recogiendo la propuesta de Buckley et al. (1978), efectúa la siguiente recomendación sobre la nomenclatura de la glauconita: "se define como una mica dioctaédrica, rica en hierro, con un contenido en aluminio tetraédrico (o Fe^{3+}) usualmente superior a 0.2 átomos". Paralelamente, la AIPEA establece que el tipo de origen no es criterio para definir a este mineral. Como fórmula generalizada la AIPEA propone la siguiente $K(R_{1.33}^{3+}R_{0.67}^{2+})(Si_{3.67}Al_{0.33})O_{10}(OH)_2$. Otra característica definitoria es presentar $d(060) > 1.510 \text{ \AA}$.

Esta definición, aclaratoria de la confusión existente, se mantiene hoy día modificada por la AIPEA, únicamente para incorporar la sugerencia de Köster (1982) (1), recogida por Bailey et al. (1984) y por Bailey et al. (1986).

Es en el sentido de la AIPEA en el que se emplea en el presente trabajo el término glauconita, o en el que expresan Brindley y Brown (1980) al definirla como "una mica dioctaédrica que, al igual que la ilita, es deficiente en potasio y presenta escasa sustitución tetraédrica". Dichas denominaciones son también las utilizadas por Odom (1984).

INTERESTRATIFICADOS ILITA-ESMECTITA

Como se sabe, los interestratificados están constituidos usualmente por paquetes ("layer", "feuille") de dos tipos de minerales, aunque algunos están caracterizados por la combinación de tres tipos diferentes. Básicamente, presentan la misma estructura que las especies minerales que los forman aunque difieren de ellas en la cantidad y en la naturaleza de la población de la intercapa.

En la presente Memoria, los interestratificados son del tipo ilita-esmectita y, cuando aparecen, están en pequeñas proporciones. No obstante, se considera conveniente indicar el sentido que se les asigna. Empleamos la nomenclatura propuesta inicialmente por Brown (1955) quien indica que "si el interestratificado no es regular puede describirse refiriéndonos a los diversos componentes...".

Se trata, en el presente caso, de interestratificados al azar ya que no se

(1) Este autor indica que una carga octaédrica de +5.3 por fórmula unidad sirve como límite adicional entre glauconita y celadonita.

observa regularidad en las series de reflexiones (001) y no se cumple que $d(001)_{AB} = d(001)_A + d(001)_B$ (A y B son los dos componentes). Como es habitual en estos interestratificados no aparece el efecto denominado "point effect" (1) (Thorez, 1976). Por el contrario, en la zona correspondiente a las reflexiones originales de los componentes A y B se situa una nueva "reflexión", que se rige según la ecuación $d_m = d_a + (d_B - d_A)$, y que no muestra una reflexión simple bien definida, sino una mal definida de base más o menos ancha.

Comparando con los estudios de Kübler (1961) sobre el grado de asimetría de los interestratificados illita-esmectita, nuestras muestras presentan un comportamiento análogo sin ser tan patente, al expresado gráficamente en la figura 8. esquema 8.

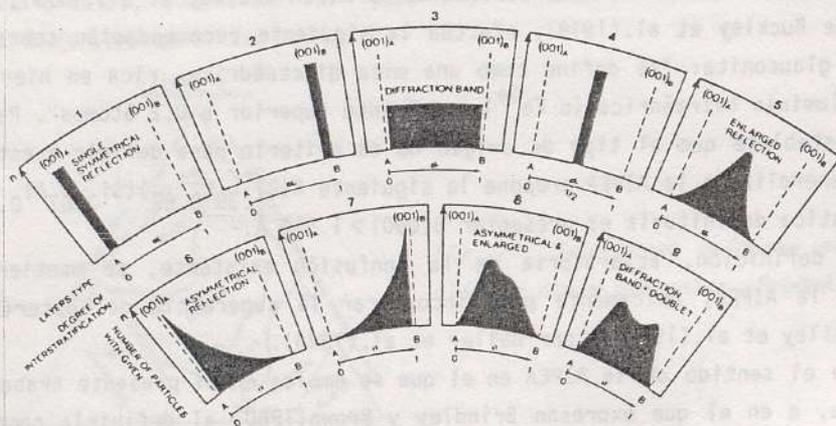


Fig. 8. Representación esquemática de la composición de un sistema constituido por partículas interestratificadas así como su comportamiento en difracción de rayos X.
 α : grado de interestratificación (desde 0 a 1).
 n : número de partículas con un " α " determinado.
 (esquema de Kübler, 1961; en Thorez, 1976).

En resumen, el comportamiento de los interestratificados illita-esmectita presentes en algunas secuencias estudiadas se define del siguiente modo:

1. Reflexión a 10 Å (A.O.) con fuerte asimetría hacia ángulos bajos, y ocasionalmente insinuación de reflexiones hacia 12 Å.
2. Esta banda se transforma en una más estrecha y asimétrica que puede extenderse desde 12 Å hasta 16 Å tras la solvatación con etilenglicol o con dimetilsulfóxido.
3. Tras el tratamiento térmico (550°C durante 90 minutos), la reflexión a 10 Å se hace simétrica y más intensa que la correspondiente a la muestra original.

(1) "Point effect" = "Fusión" de las dos reflexiones más próximas de los componentes A y B del interestratificado en una única reflexión con un espaciado según el esquema siguiente: $d(001)_{AB} = d(001)_A + d(001)_B$.

INTRODUCCION

Este capítulo se ha estructurado, con vistas a su mejor comprensión, según el esquema siguiente:

SEDIMENTOS JURASÍCOS

I.- Descripción de las facies jurásicas estudiadas que incluyen datos de composición de los sedimentos y sus características de microscopía de luz transmitida y en microscopía electrónica de barrido.

II.- Estudio mineralógico porseriado en las series estudiadas, agrupadas por domínios (Subbético Medio y Subbético Externo).

III.- Otros resultados sobre moscovitas, cloritas e illitas. Aquí se incluyen datos de difracción de rayos X y de microscopía electrónica de barrido que, por no haberse podido obtener sistemáticamente en todos los muestras, se han resumido por minerales y -a veces- por domínios paleogeográficos.

IV.- Análisis Químicos atomizados por series estratigráficas y domínios.

OTROS MATERIALES ESTUDIADOS (Series Triásicas y rocas de la Meseta)

El interés de su estudio radica en que sedimentos triásicos y rocas de la Meseta han podido actuar como áreas fuentes, al menos de algunas de las series estudiadas. La comparación entre la mineralogía y caracteres químicos de los filosilicatos en los sedimentos jurásicos y en estas posibles áreas fuentes resulta de interés.

III.- RESULTADOS

INTRODUCCION

Este capítulo se ha estructurado, con vistas a su mejor comprensión, según el esquema siguiente:

SEDIMENTOS JURASICOS

I.- Descripción de las facies jurásicas estudiadas que incluye datos de campo, edad de los sedimentos y sus características en microscopía de luz transmitida y en microscopía electrónica de barrido.

II.- Estudio mineralógico pormenorizado de las series estudiadas, agrupadas por Dominios (Subbético Medio y Subbético Externo).

III.- Otros resultados sobre esmectitas, cloritas e ilitas. Aquí se incluyen datos de difracción de rayos X y de microscopía electrónica de barrido que, por no haberse podido obtener sistemáticamente en todas las muestras, se han resumido por minerales y -a veces- por Dominios paleogeográficos.

IV.- Análisis Químicos sintetizados por series estratigráficas y Dominios.

OTROS MATERIALES ESTUDIADOS (Series Triásicas y rocas de la Meseta)

El interés de su estudio radica en que sedimentos triásicos y rocas de la Meseta han podido actuar como áreas fuentes, al menos de algunas de las series estudiadas. La comparación entre la mineralogía y caracteres químicos de los filosilicatos en los sedimentos jurásicos y en estas posibles áreas fuentes resulta de interés.

ABREVIATURAS EMPLEADAS

- C- calcita
D- dolomita
Q- cuarzo
Fd- feldspatos
F- filosilicatos
Y- yeso
tr- mineral en trazas
I- illita
Cl- clorita
K- caolinita
Sm- esmectita
I-Sm-interestratificados illita-esmectita
I-Cl-interestratificados illita-clorita
* $b_0(\text{Å})$ - medida de b_0 realizada sobre la fracción menor de 2 micras (arcilla)
 $b_0(\text{Å})$ - medida de b_0 realizada sobre la fracción entre 2 y 20 micras (limo)
*Al^{VI} *Fe *Mg- cálculo realizado sobre la fracción arcilla
Si Al^{IV-VI} Fe Mg- cálculo realizado sobre la fracción limo
Fe^{Br.} - hierro brucítico
Fe^{Oc.} - hierro octaédrico
Fe^{T.} - hierro total

LAS FACIES ESTUDIADAS

Los materiales muestreados pertenecen a tres tipos de facies que clásicamente se han considerado en el Lías medio-superior y Aalenense de la Zona Subbética: margas y margocalizas grises, margas y margocalizas nodulosas rojas (ammonítico rosso) y calizas con sílex (Fallot, 1945; Peyre, 1962; Vera, 1966; García Dueñas, 1967; Busnardo, 1979...). Sin embargo en el detalle estos materiales presentan una mayor diversidad y junto a las alternancias de margas y margocalizas grises se encuentran también otras de origen turbidítico, puestas de manifiesto por Seyfried (1979) y Jiménez (1986), entre otros. Ocasionalmente, algunas muestras corresponden a litologías que -aún sin ser iguales a las ya mencionadas- deben asignarse a alguna de ellas. Así sucede con las denominadas "margas chocolate" (serie de Majarazán) o margas de color rojizo (nivel 6 de la serie de "Camarena-Lanchares-Zuheros") que se han incluido en las ritmitas de margas y margocalizas grises y que sólo diferencian escasos autores (Seyfried, 1979). Otro ejemplo lo ofrecen las llamadas "calizas tresillo" (Jiménez, 1986) con distribución espacio temporal muy localizada, aparecen en la base del Toarcense inferior en las secuencias de la región oriental de "Huescar", "Fuente Vidriera" y "Guarrumbe", correspondientes a las calizas tableadas de otros autores.

La visión general de la distribución espacial y temporal de las facies estudiadas se expresa en la figura 9. En la lámina I se incluyen fotografías de campo.

En primer lugar ha de destacarse que dicha figura está construida sin tener en cuenta la potencia de las litofacies (para ello, véase más adelante la descripción mineralógica de las diversas series estudiadas) ni su separación espacial. Se trata simplemente de disponer gráficamente de un esquema que recoja las principales facies estudiadas y su edad, con objeto de que el lector disponga de ayuda para situar las diferentes secuencias y los materiales estudiados. Se han agrupado por Dominios -Subbético Medio y Subbético Externo- en una transversal de orientación NE-SW como una posible opción, aún a sabiendas de que esta clasificación paleogeográfica es difícil de establecer en el detalle fuera del sector central de la cordillera.

Los límites de los muestreos, en cuanto a edad se refieren, generalmente están definidos por la presencia de litofacies que, por su bajo contenido pelítico, no son aptas para los fines de este trabajo. Me refiero esencialmente a la existencia de calizas bioclásticas con textura wackestone, calizas de crinoides con textura grainstone o mudstone con sílex, etc. que son los materiales que se sitúan habitualmente en la base de las series estudiadas. Su descripción y distribución espacio-temporal es ampliamente tratada en los trabajos de García Hernández et al. (1979), Azema et al. (1979), Seyfried (1979) y Braga (1983), entre otros. Con ser esta la razón fundamental y más habitual, en otras series el muestreo se ha limitado porque no afloran materiales más antiguos (secuencias

de "CM", "MAJ", "FV", "GU", porejemplo), existen hiatus estratigráficos ("CO") o no aparecen facies similares más modernas como sucede, por ejemplo, en "SE", "CO", "ZS", "CM", "LC", "GU", "MAJ", "FV".

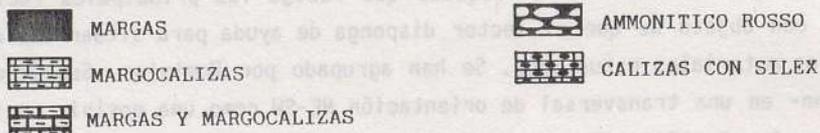
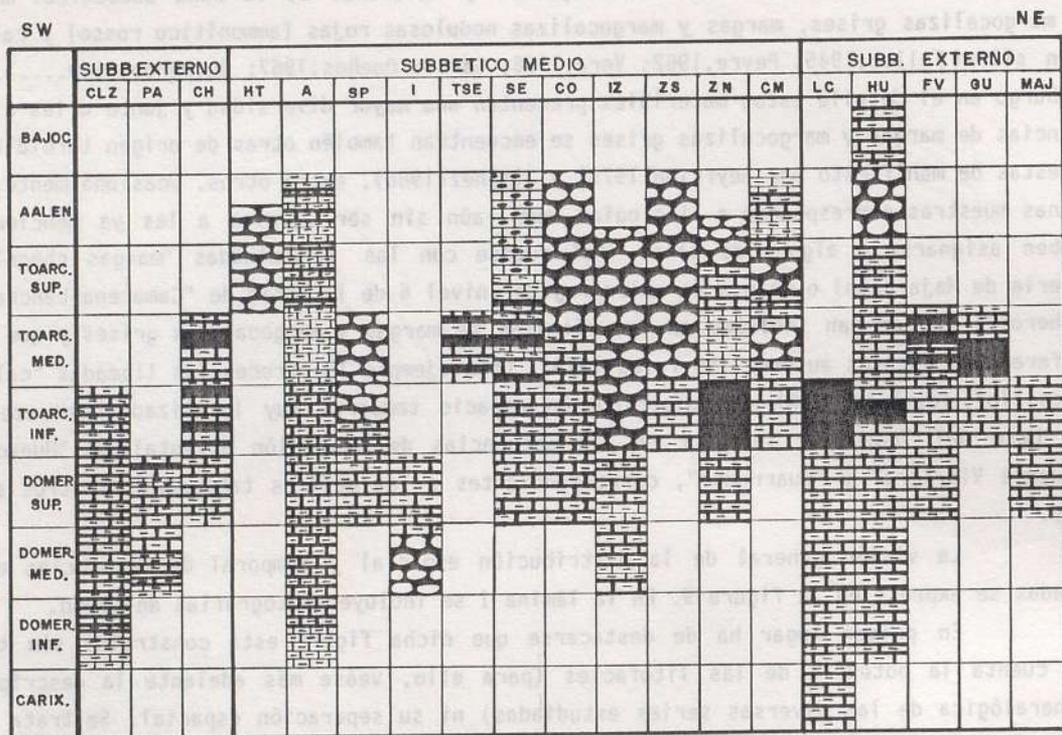
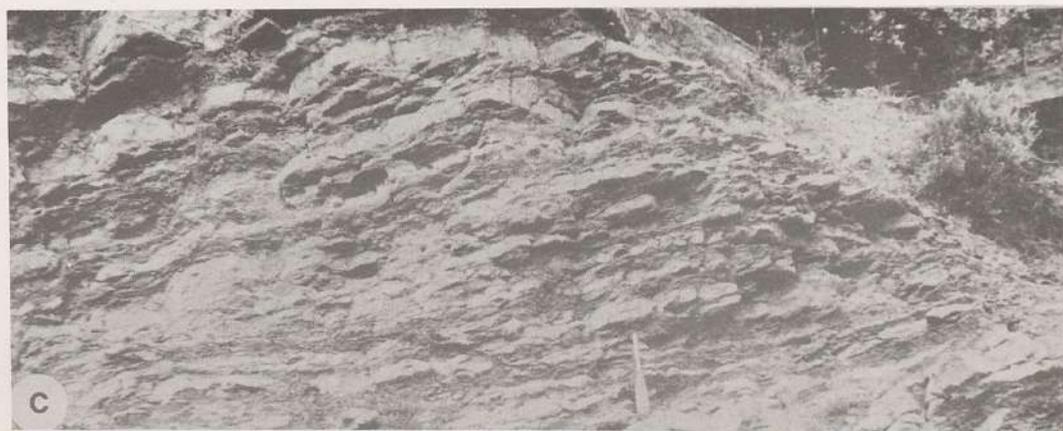
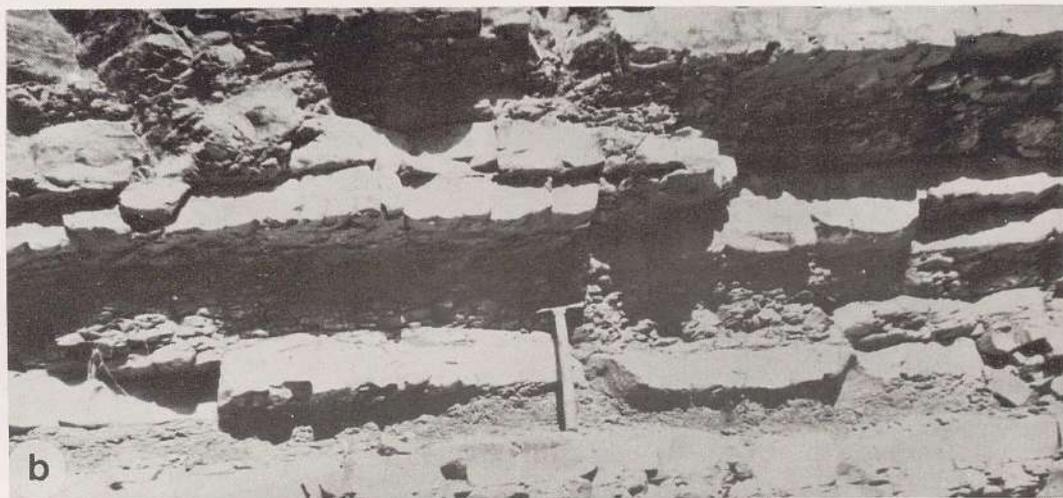


Fig. 9. Las facies estudiadas. Distribución espacial y temporal.

1.-ALTERNANCIAS DE MARGAS Y MARGOCALIZAS GRISES

En ellas se incluyen: ritmitas de margas y margocalizas, margas, margocalizas rojizas (margocalizas chocolate), calizas tableadas (calizas tresillo) y en algunos casos turbiditas.

Son las facies más generalizadas en el Domerense medio y superior, Toarcense y Aalenense. Localmente aparecen también en el Carixiense inferior (secuencia de "LC") y en el Domerense inferior (series de "CLZ", "LC" y "HU" en el Subbético Externo y "A" en el Subbético Medio).



LAMINA I

a y b. Facies de margas y margocalizas grises: series de "Cerro Méndez" y "Colomera".

c. Facies de ammonitico rosso: serie de "Zegrí Sur".

En su mayor parte se trata de alternancias rítmicas de margas y margocalizas grises en corte fresco, ligeramente amarillentas en superficie (fotografías a y b, lámina I). Su potencia, el espesor y el carácter relativo de los tramos margosos y margocalizos son muy variables, según el área considerada y la edad. Este aspecto, de indudable interés, será tenido en cuenta en la discusión de los resultados donde se abordará la sedimentación más o menos condensada según los niveles y las secuencias estratigráficas. En todo caso, y únicamente a título relativo, en la figura 9 se han representado niveles margosos potentes (series de "ZN", "LC", "GU", por ejemplo) intercalados entre dichas alternancias, y otros de menor espesor "CH", "TSE", "SE", "FV", por ejemplo). La situación más generalizada es la que aparece en el resto de las secuencias, es decir aquella en la que difícilmente puede establecerse el predominio de una u otra litología.

La macrofauna está integrada fundamentalmente por ammonoideos aunque también se encuentran ocasionalmente bivalvos, gasterópodos, braquiópodos y equinodermos. Entre los organismos bentónicos destacan foraminíferos, ostrácodos y radiolarios. Hay que destacar la existencia de acumulaciones locales de bivalvos (Bositra) en determinados niveles estratigráficos. La bioturbación suele ser importante aunque sólo son caracterizables con facilidad las pistas del tipo Zoophycos (op.cit.).

Estas facies se acumulan en las zonas de surco más o menos neto y son, junto a las calizas con sílex, las primeras que se depositan tras la ruptura de la plataforma carbonática liásica. Se incluyen en las facies pelágicas o de cuenca y dada su monotonía las precisiones sobre su medio de depósito son escasas en los trabajos citados. En consecuencia, este es uno de los objetivos marcados en esta Memoria.

Estudio microscópico por luz transmitida (Ver láminas II y III)

Se han estudiado muestras compactas pertenecientes a las series "A", "SP", "I", "SE" y "CM" (Subbético medio) y de "CLZ", "PA", "LC", "HU", "FV", "GU" y "MAJ" (Subbético Exteno). Para ilustrar tal estudio se puede considerar la secuencia de "Huéscar", por ser la más ampliamente muestreada, ya que no existen diferencias pronunciadas entre muestras de series diversas. En general se puede considerar característica de las típicas rítmicas de margas y margocalizas.

En esta secuencia pueden diferenciarse tres grupos de muestras:

- I. Niveles HU-1 a HU-4 (Domerense inferior). Corresponden a facies de caliza nodulosa con textura packstone o wackestone. Abundancia de restos de crinoides, ammonoideos, gasterópodos, foraminíferos nodosâridos y ostrácodos. En alguna muestra, belemnites y braquiópodos. Parecen corresponder estas muestras a facies pelágicas condensadas.

II. Niveles HU-5 a HU-12 (Domerense medio-superior y Toarcense basal). En ellos aparecen calizas margosas con textura wackestone, claramente. Los organismos presentes son fundamentalmente radiolarios, restos de foraminíferos y ostrácodos escasos. Las condiciones de depósito han debido ser más tranquilas y la sedimentación más continua.

III. Niveles HU-12 a HU-17 (Toarcense inferior, medio y superior) y HU-20 a HU-23 (Bajocense). En el detalle estos niveles tienen una gran diversidad de facies y se encuentran junto a las típicas rítmicas grises, niveles margosos potentes (Toarcense inferior) y "calizas tresillo" (Toarcense inferior) similares a las que después se describen en las secciones de "Guarrumbre" y "Majarazán".

En otras secuencias, por ejemplo "SE", no se observa un desarrollo como el indicado anteriormente y corresponde a materiales turbidíticos al menos en parte. Las muestras estudiadas se pueden agrupar de la siguiente forma:

- Textura mudstone o wackestone con filamentos, foraminíferos, radiolarios, pequeños rombos de dolomita y fragmentos de elementos detríticos (cuarzo = 2 a 3%). Se trata de una facies pelágica.
- Textura wackestone con radiolarios (niveles SE-6 y SE-7), correspondientes a un medio progresivamente más pelágico.
- Textura packstone: muestra SE-8, por ejemplo.

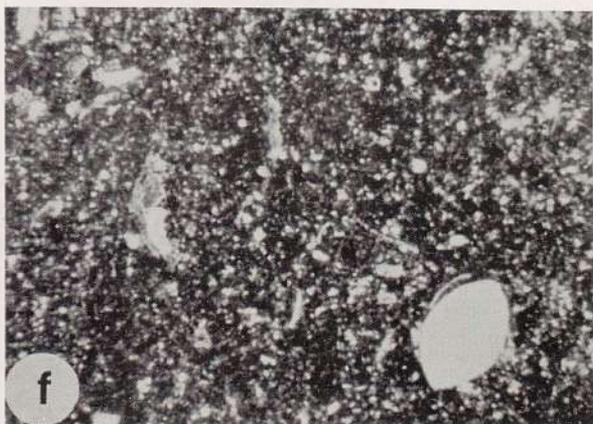
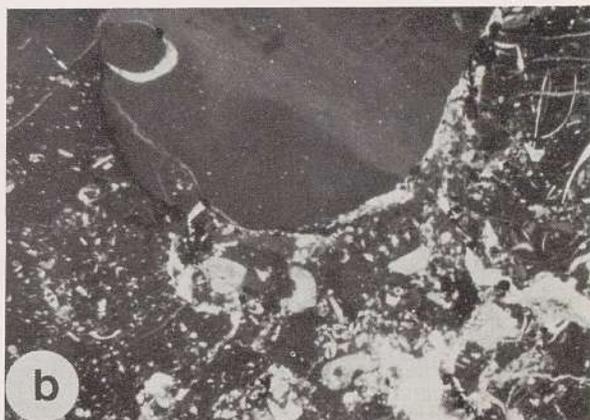
Las muestras estudiadas en el "ZS" presentan textura packstone con foraminíferos, ammonoideos, filamentos, crinoides y algunos radiolarios. Se trata de facies pelágicas de mar abierto.

En el afloramiento de "CM", el nivel CM-1 (Toarcense inferior) corresponde a una margocaliza con textura mudstone con filamentos y trazas de bioturbación. Las muestras restantes CM-7, 9, 10, 11, (Aalenense) presentan una textura wackestone o intermedia entre esta y packstone. Los organismos presentes son filamentos y radiolarios. En resumen, todas ellas representan una facies netamente pelágica.

En Algarinejo "A" se han estudiado muestras del Domerense medio (A-4), Domerense superior (A-6) y Toarcense medio (A-13) que se presentan con textura wackestone, en las que se aprecian fenómenos de bioturbación y la presencia de filamentos y radiolarios. Son facies pelágicas correspondientes a un depósito de surco.

Estas litofacies que aparecen en Illora "I" en el Domerense superior (I-4 y 5) contienen crinoides, peloides y ostrácodos. Presentan una textura wackestone y fenómenos de bioturbación. En el Domerense superior de Sierra Pelada "SP" la descripción es similar a la anterior, precisando gran abundancia de radiolarios así como de restos carbonosos; la bioturbación es un fenómeno patente en estos niveles.

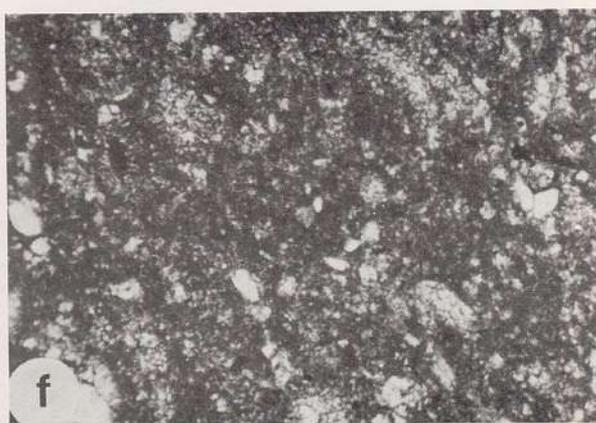
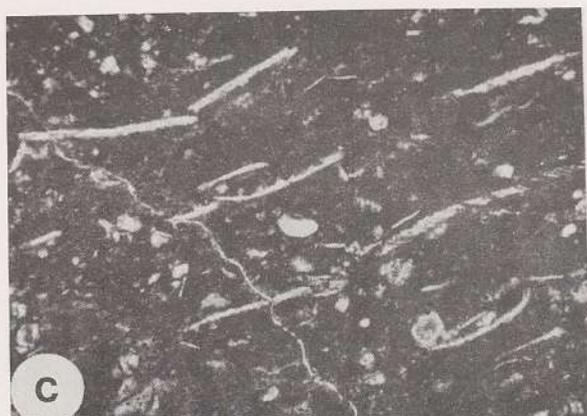
Las muestras de la secuencia "PA" (PA-2, Domerense superior; PA-6 y 7, Toarcense inferior) son muy homogéneas. Presentan texturas de tipo wackestone con gran abundancia de



LAMINA II

FACIES DE MARGAS Y MARGOCALIZAS GRISES

- a. Muestra HU-1. Caliza con textura packestone. Crinoides, filamentos, radiolas de equinodermos, gasterópodos, ostrácodos, ammonites. Facies de calizas pelágicas condensadas. 5x. Carixiense.
- b. Muestra HU-1A. Caliza con cierto carácter conglomerático. Filamentos, crinoides, foraminíferos bentónicos (Nodosaridae). Facies de calizas pelágicas condensadas. 5x. Carixiense.
- c. Muestra HU-4. Caliza con textura wackestone. Belemnites, crinoides, braquiópodos. Facies de calizas pelágicas condensadas. 5x. Domerense inferior.
- d. Muestra HU-20. Margocaliza con textura wackestone. Filamentos, radiolarios y peloides. 10x. Bajocense.
- e. Muestra GU-1. Caliza de "tresillo" con textura mudstone-wackestone. Se aprecian restos carbonosos y algunos filamentos. 16x. Toarcense inferior.
- f. Muestra MAJ-1. Caliza con textura wackestone. Granos de cuarzo, equinodermos, ostrácodos y nodosáridos. 27x. Domerense superior.



LAMINA III

FACIES DE MARGAS Y MARGOCALIZAS GRISES

- a. Muestra SE-8. Margocaliza con textura packestone con matriz algo recristalizada. Granos de cuarzo, peloides y lenticulinas. 27x. Toarcense medio.
- b. Muestra TSE-10. Margocaliza con textura wackestone de filamentos. 10x. Toarcense medio.
- c y d. Muestra A-13. Margocaliza con textura wackestone de filamentos y radiolarios. 100x. Toarcense medio.
- e. Muestra CM-9. Margocaliza con textura packestone. Radiolarios, filamentos y moluscos indiferenciados. 23x. Aalenense.
- f. Muestra PA-2. Margocaliza con textura wackestone. Radiolarios muy recristalizados. 100x. Domerense medio.

de radiolarios y algunos filamentos y crinoides. La bioturbación es patente. En la serie de "CLZ" (muestras CLZ-1 y 4, Domerense inferior y medio, respectivamente) las facies son mudstone con radiolarios.

En "Guarrumbre," la denominada "caliza de tresillo" (calizas tableadas) presenta textura mudstone con restos carbonosos y algunos filamentos. Esta textura está presente en las restantes muestras estudiadas (GU-2 y 3, Toarcense inferior; GU-7 y 8, Toarcense medio) ricas en radiolarios y con claras señales de bioturbación.

Finalmente, en "Majarazán" estas facies desarrollan una textura wackestone con equinodermos, nodosáridos y ostrácodos.

En estas dos últimas secuencias hay también finos niveles compactos detríticos de origen turbidítico especialmente abundantes en el Toarcense inferior.

Microscopía electrónica de barrido (Láminas IV y V).

De un total de 28 muestras estudiadas, se han elegido algunos ejemplos ilustrativos sobre la morfología de la muestra total, el tipo de carbonato, la relación carbonatos/silicatos, etc. En concreto se han seleccionado fotografías que muestran la interrelación entre las partes más ricas en silicio y en calcio. Para su mejor comprensión se acompañarán diversos mapas de distribución de dichos elementos. Este apartado se ilustrará también con espectros de análisis realizados sobre adquisiciones no puntuales (1).

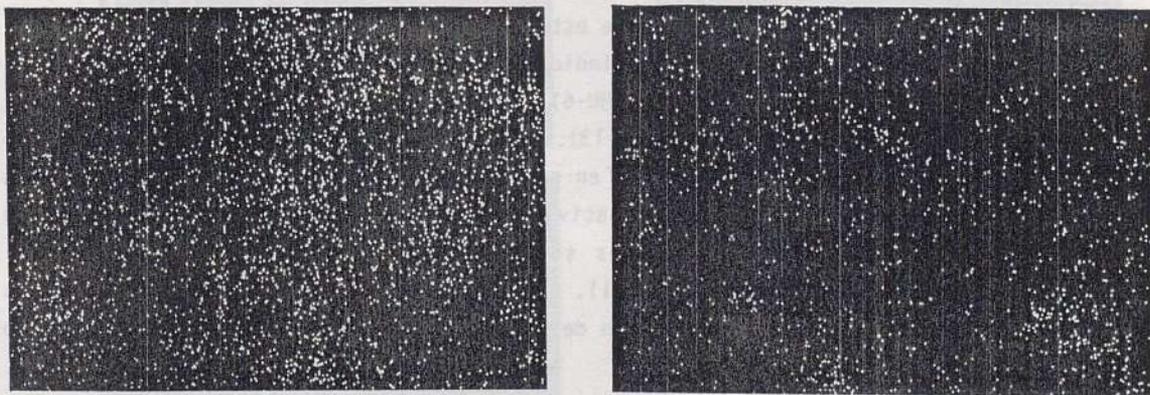


Fig. 10. Muestra CH-11. Mapas de distribución de Ca (izda.) y de Si (dcha.).

(1) Al ser esta la primera vez que se cita en esta Memoria el análisis mediante microscopía electrónica de barrido, es necesario hacer constar que un análisis cuantitativo correcto ha de tener en cuenta la influencia de, al menos, los siguientes fenómenos físicos: absorción, fluorescencia y efecto de número atómico (retrodispersión y frenado electrónico) (Long, 1977). Como ya se indicó en el capítulo de Metodología, en esta Memoria se utilizarán relaciones entre pares de elementos (es decir, número de pulsos por unidad de tiempo) y -por consiguiente- dado que no son cuantificables los fenómenos de absorción y de fluorescencia no se emplean los resultados en sentido semicuantitativo, sino de manera relativa de unas muestras a otras. Únicamente se ha optado por corregir el factor de número atómico mediante la utilización de los factores de proporcionalidad (J_{AB}) que Mellini y Menichini (1985) obtienen para el análisis de TEM a 20 Kv y que son los siguientes: Si=1; Na=2.84; Mg=1.73; Al=1.16; K=1.14; Ca=1.09; Ti=1.15; Fe=1.28.

En general, la fase carbonatada y silicea están entremezcladas sin que se aprecien zonas más ricas en unos u otros minerales (fig.10). Únicamente, en alguna muestra (nivel SE-5, fig.11) se observan partes que son netamente ocupadas por los carbonatos.

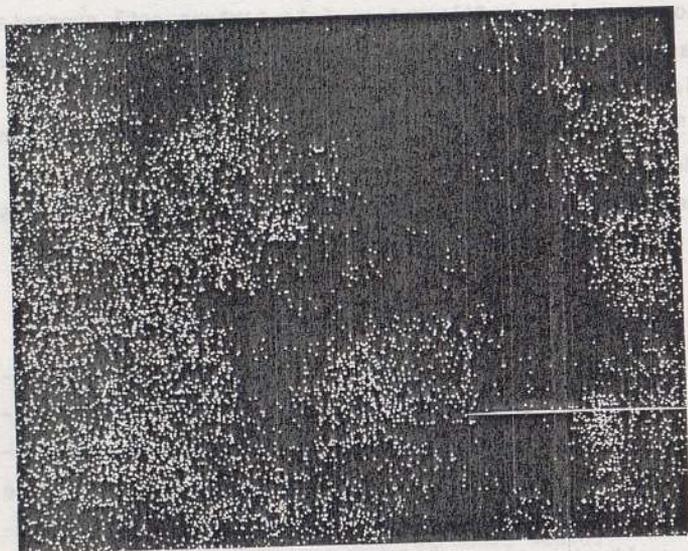


Fig. 11. Muestra SE-5. Mapa de distribución de silicio.

Algunos aspectos cualitativos de estas facies se incluyen en la fig.12.

Las relaciones Ca/Si (fig.12), indicativas de la razón carbonatos (calcita)/silicatos son las siguientes: 3.53 (muestra HU-6), 1.47 (muestra MAJ-3), 4.69 (muestra IZ-3), 2.53 (muestra GU-11) y 0.98 (muestra PA-13). La explicación a estos datos tan diversos no sólo está en los diferentes contenidos en carbonatos y silicatos de las distintas muestras sino, sobre todo, en la riqueza relativa en cada uno de ellos de la zona analizada. En algunos casos se han obtenido valores similares mediante esta técnica y el análisis cuantitativo por difracción de rayos X (1). En otros, los más, los resultados no son concordantes lo que confirma una distribución de las fases minerales no adaptadas a criterios de tipo general.

(1) La suma de las relaciones calcita + (dolomita)/cuarzo + feldespatos y calcita + (dolomita)/minerales de la arcilla, obtenidas en difracción de rayos X, debiera ser equivalente a la razón Ca/Si resultante del análisis por S.E.M. si la muestra fuera homogénea.

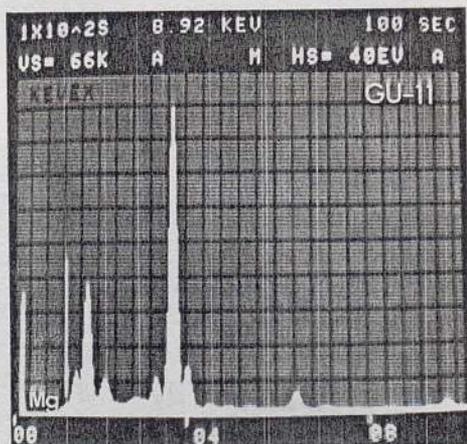
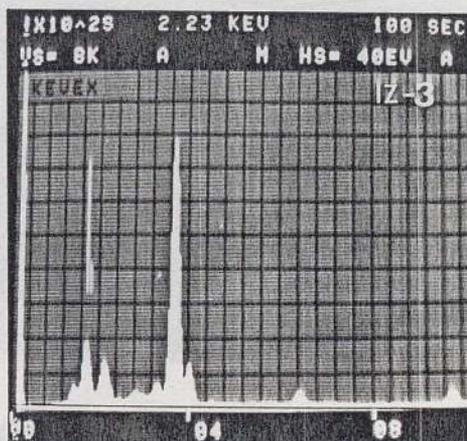
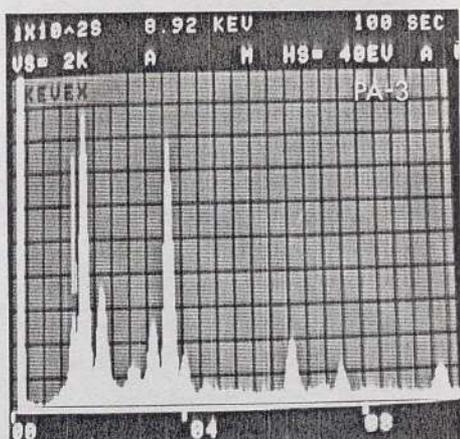
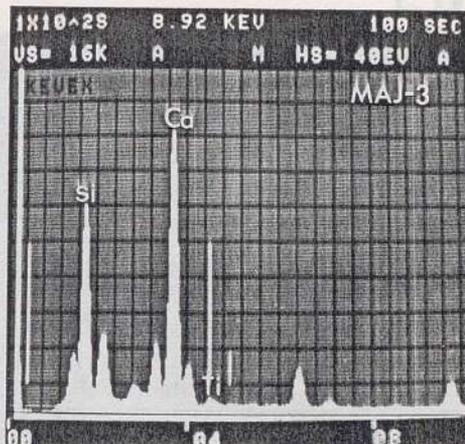
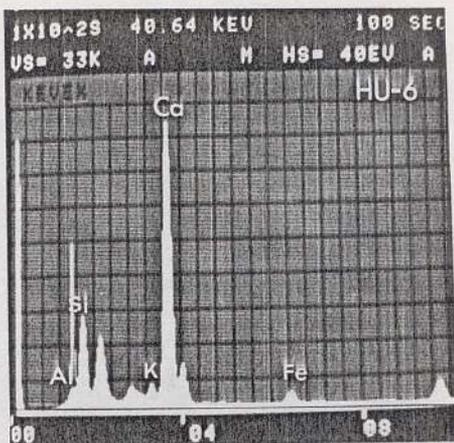
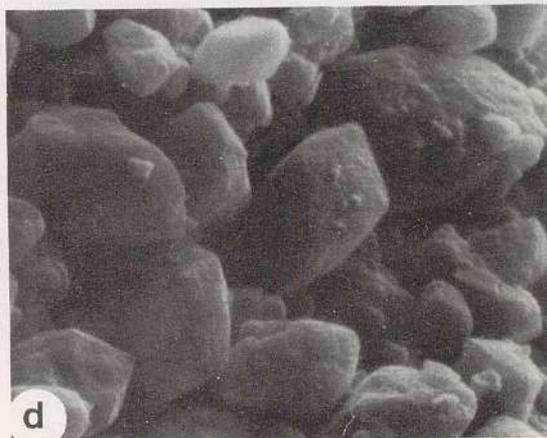


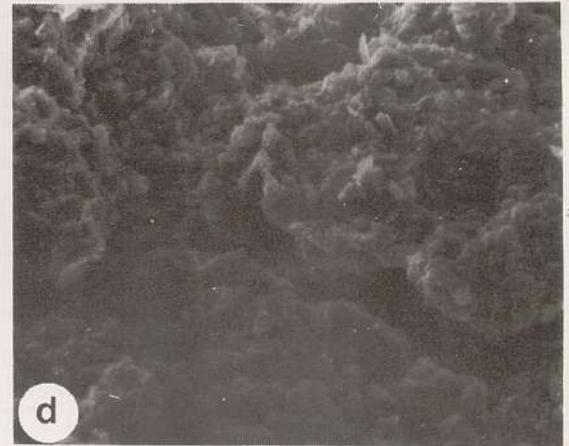
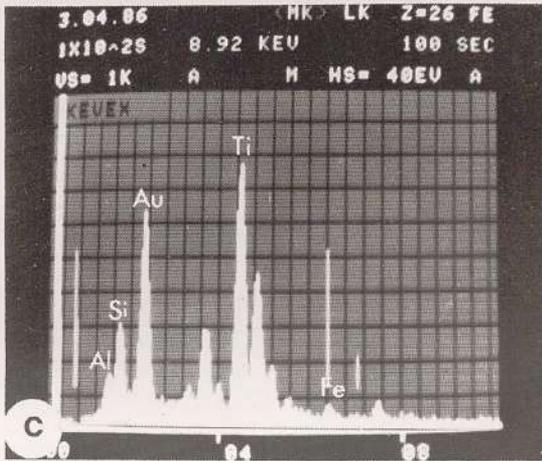
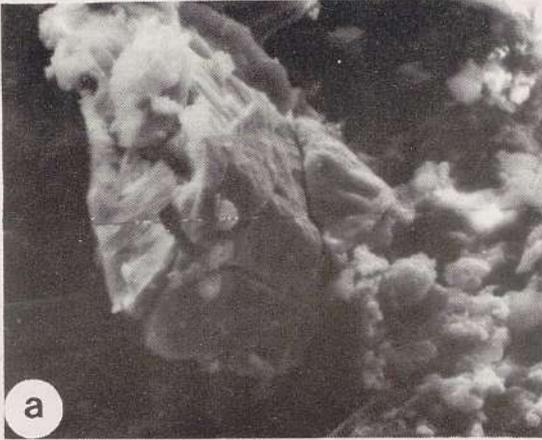
Fig. 12. Análisis por S.E.M. de diversas muestras de margas y margocalizas grises (muestra total). Obsérvense las diferentes relaciones Ca/Si.



11

LAMINA IV

- a. Muestra SE-5. Aspecto general de la muestra. Cristales subhédricos de calcita y niveles más ricos en minerales de la arcilla. 1250x. Toarcense inferior.
- b. Muestra SE-6. Idem. Mezcla de minerales de la arcilla (ilita) y cristales de calcita. 2000x. Toarcense inferior.
- c. Muestra CH-11. Aspecto general de la muestra. 1000x. Toarcense medio.
- d. Muestra CH-2. Cristales subhédricos de calcita. 2000x. Domerense superior.
- e. Muestra TSE-2. Visión global de la muestra. 700x. Toarcense medio. (Los mapas de Si y Ca reflejan una distribución azonal de los minerales de la arcilla y de los carbonatos).
- f. Muestra FV-16. Cristales euhédricos de calcita entre capas ricas en minerales de la arcilla. 2000x. Toarcense medio.



LAMINA V

- a. Muestra FV-16. Exsolución de anatasa en ilita. 1000x. Toarcense medio.
- b. Muestra FV-16. Mapa de distribución de titanio del motivo anterior.
- c. Muestra FV-16. Espectro analítico del cristal de la fotografía a.
- d. Muestra A-17. Aspecto de un nivel de margas y margocalizas grises del Aalenense. 700x.
- e. Muestra PA-1. Detalle de un nivel de margas y margocalizas grises. 400x. Domerense superior.
- f. Muestra PA-1. Mapa de distribución de calcio. (Motivo de la fotografía anterior).

2.- FACIES "AMMONITICO ROSSO"

Están constituídas por alternancias de margas y margocalizas de aspecto noduloso, con potencias escasas pero variables (fotografía c, lámina I). Estas facies aparecen a partir del Domerense medio y continúan hasta el Aalenense, presentando mayor contenido calcáreo y aspecto más compacto hacia la parte terminal del Lías (Toarcense superior y el Aalenense). En la citada figura 9 se ha esquematizado la distribución temporal y espacial de esta facies que corresponde al "ammonítico rosso marneux" de Auboin(1964). Más adelante, al describir los resultados de cada una de las secuencias estudiadas, se indican los antecedentes particulares; aquí conviene citar el trabajo de Braga et al.(1981) quienes estudian esta facies en "IZ", "CO", "ZS", "CM" e "I". Sobre su interpretación, diversos autores (op.cit.) indican que se trata de facies pelágicas depositadas en la zona límite entre las pendientes y el fondo de la cuenca. Se volverá sobre este asunto ampliamente cuando se discuta la paleogeografía del medio de depósito para las edades estudiadas.

Estudio microscópico por luz transmitida (lámina VI)

Del estudio de las series "ZS", "HT" e "I" se deduce lo siguiente:

Secuencia de "ZS" (muestras ZS-4 y 5). Margocalizas con textura packstone. Contienen numerosos embriones de ammonoideos, secciones de aptychus, crinoides, filamentos y algunos radiolarios.

En la secuencia de "HT" se han estudiado las muestras 1 y 4. Son margocalizas con textura wackestone en las que se aprecia un carácter noduloso medianamente configurado. La fauna es de radiolarios y filamentos.

Finalmente, en la serie de "I" se han estudiado muestras del nivel I-2. Corresponde a una facies pelágica, con textura wackestone, en la que se distinguen peloides, trozos de crinoides y foraminíferos bentónicos.

Microscopía electrónica de barrido

Se han estudiado las siguientes muestras totales: CO-7, HT-1 y 3, HU-18 y 19, IZ-12 y 19 e I-2. Algunos ejemplos texturales se ilustran en las láminas VII y VIII.

La relación de las fases carbonatada/silíceas se recoge, como ejemplo, en los mapas de distribución de Ca y Si de la figura 13, sin que se observen bandeados o alguna disposición particular (muestra IZ-12).

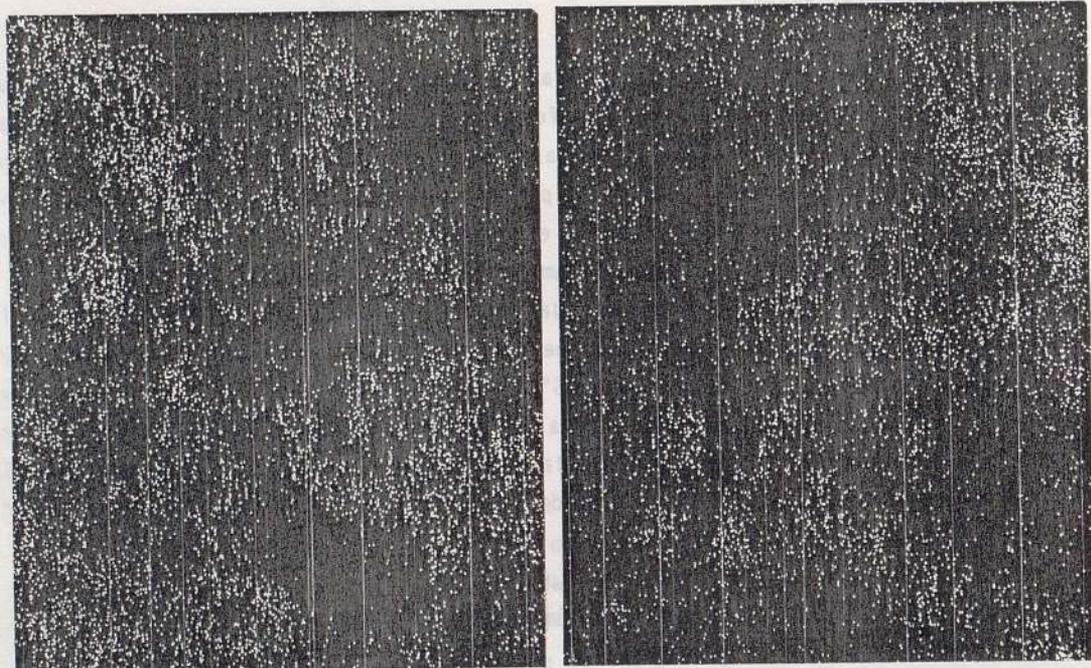
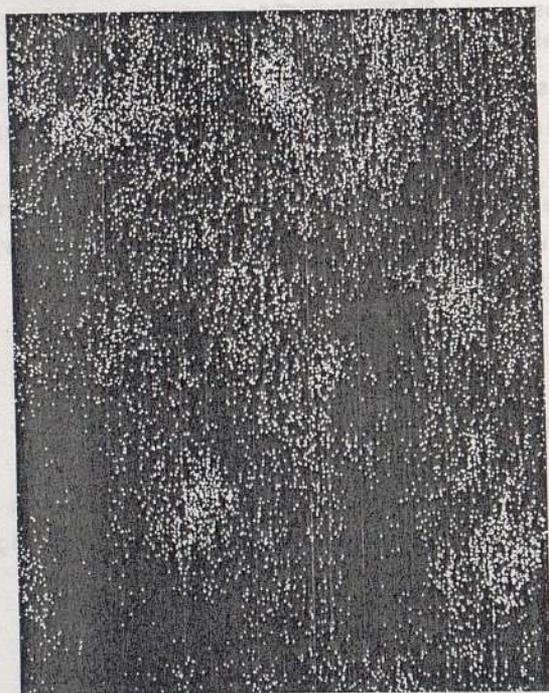


Fig. 13. Muestra IZ-12. Mapas de distribución de Ca (izda) y de Si (dcha).



Una ligera tendencia bandeada se desarrolla en la distribución de silicio de la muestra CO-7.

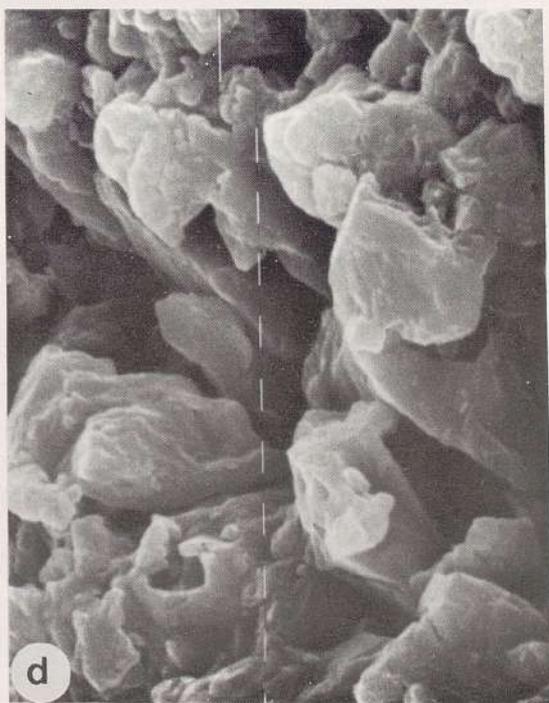
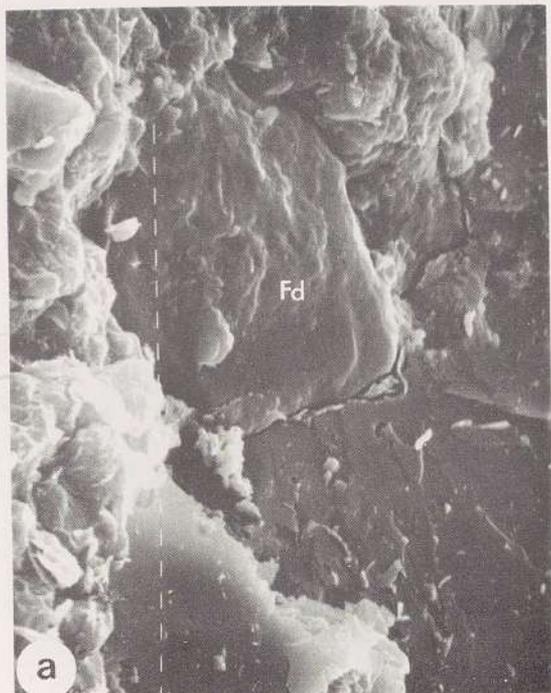
Fig. 14. Muestra CO-7. Mapa de distribución de silicio.



LAMINA VI

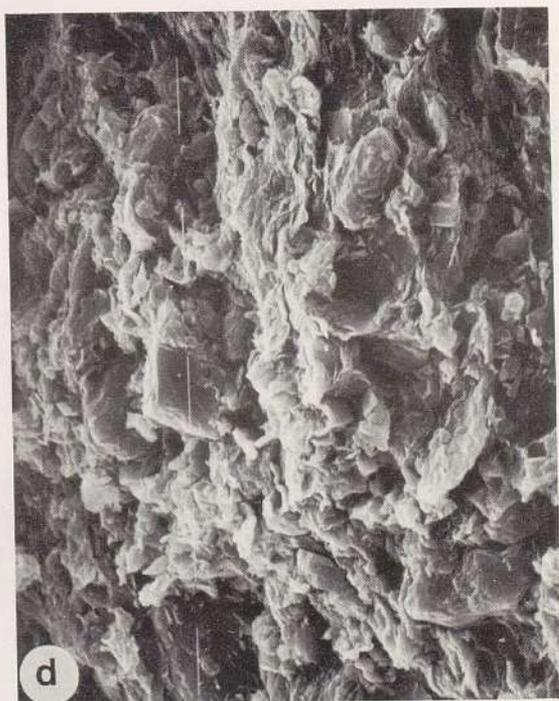
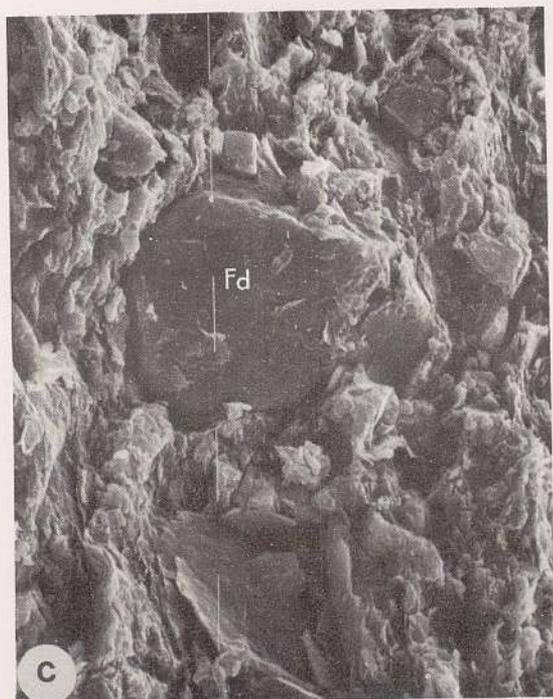
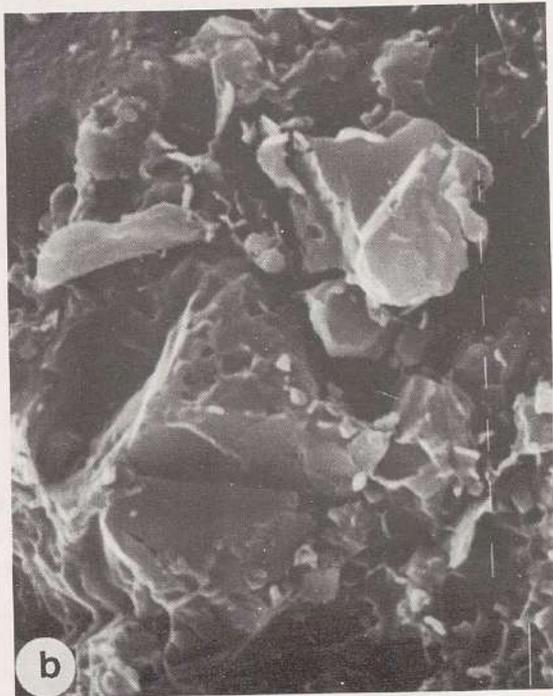
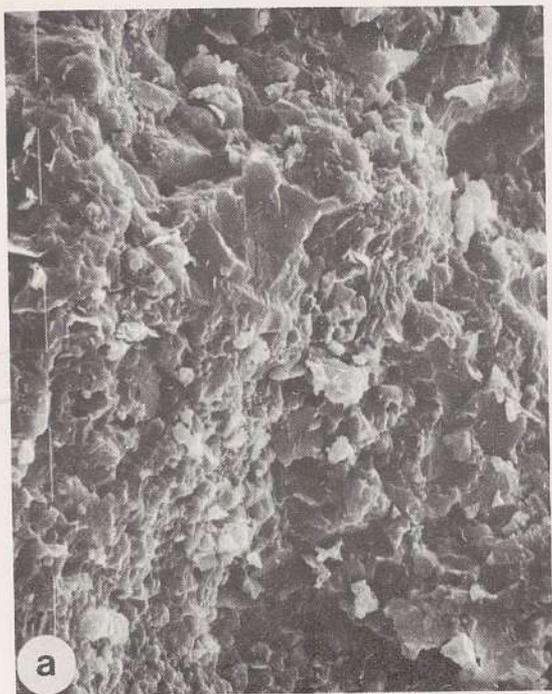
FACIES DE AMMONITICO ROSSO

- a. Muestra I-2. Margocaliza con textura wackestone. Esferúlidos, filamentos. 100x. Domerense medio.
- b. Muestra ZS-5. Margocaliza con textura packestone. Radiolarios, filamentos, embriones de ammonites. 19x. Toarcense superior.
- c. Muestra HT-4. Caliza con textura wackestone-packestone de radiolarios y filamentos. 32x. Aalenense.
- d. Muestra HT-4. Detalle de la muestra anterior; mayor abundancia de filamentos. 36x. Aalenense.



LAMINA VII

- a. Muestra HU-18. Cristales de calcita rodeando un cristal de feldespato. 2600x. Toarcense superior.
- b. Muestra HU-18. Mapa de distribución de calcio. Motivo de la fotografía anterior.
- c. Muestra IZ-12. Visión general de la muestra: mezcla de minerales de la arcilla y de carbonatos. En el centro de la fotografía, un cristal de feldespato. 1200x. Toarcense medio.
- d. Muestra HU-19. Cristales subhédricos de calcita. 5000x. Aalenense.



LAMINA VIII

- a. Muestra HT-1. Visión general de un nivel carbonatado compacto: carbonatos y minerales de la arcilla. 1250x. Toarcense superior.
- b. Muestra HT-1. Cristales de calcita. 5500x. Toarcense superior.
- c. Muestra CO-7. Cristal de feldespato y romboedros de calcita rodeados de illita. 1200x. Aalenense.
- d. Muestra CO-7. Aspecto general de un nivel de ammonitico rosso. Minerales de la arcilla y carbonatos (romboedros). 1250x. Aalenense.

Como análisis cualitativos se representan en la figura 15 dos ejemplos correspondientes a las muestras I-2 e IZ-19. En ellas, las relaciones Ca/Si son, respectivamente, 3.27 y 5.11. En el caso del nivel IZ-19 se obtienen resultados concordantes con los proporcionados por difracción de rayos X.

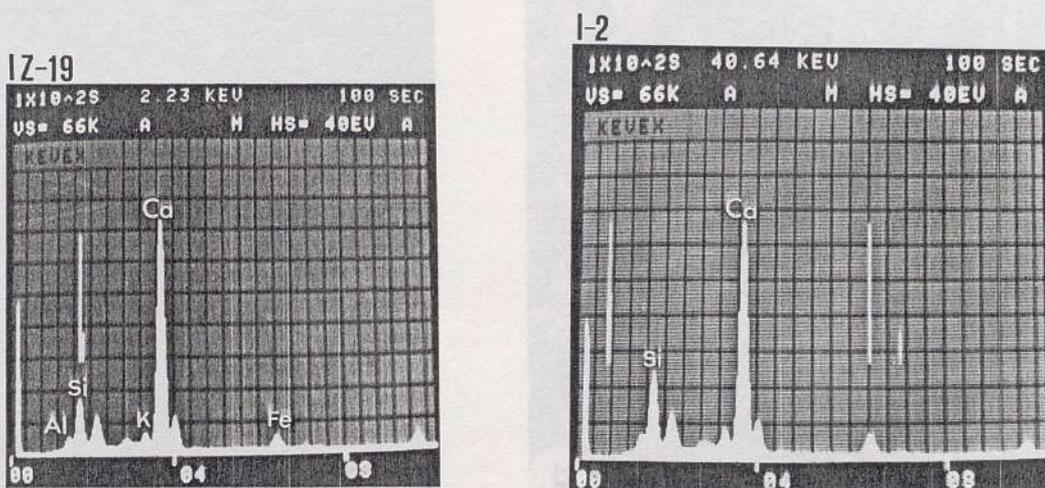


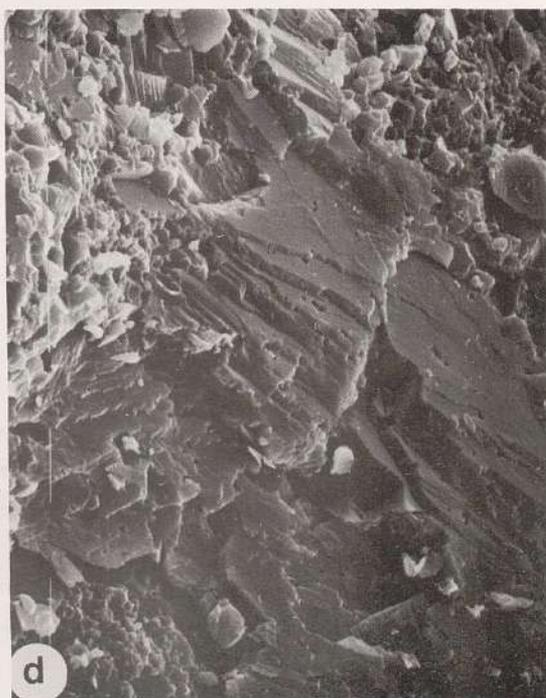
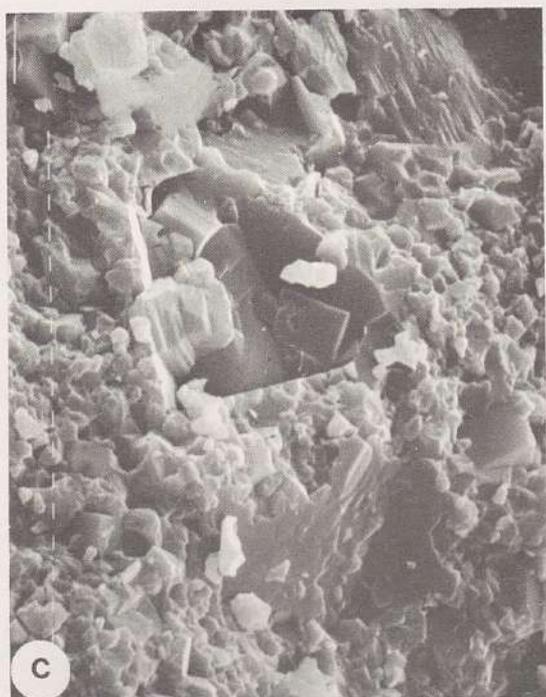
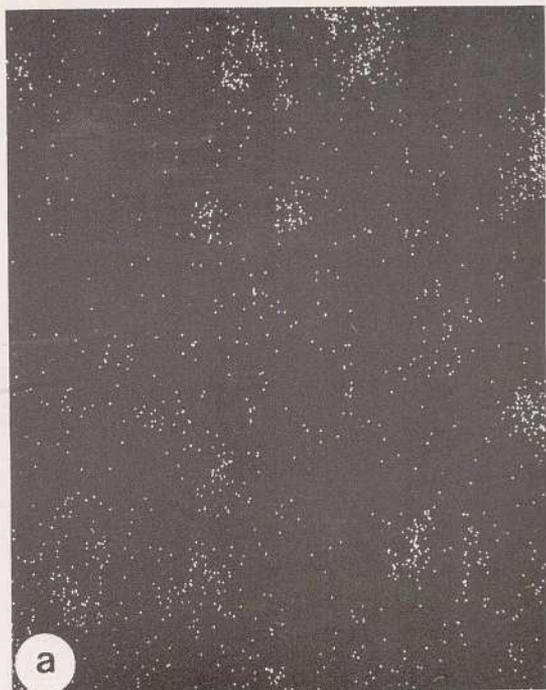
Fig. 15. Análisis mediante S.E.M. Obsérvese la relación Ca/Si.

3.- FACIES DE CALIZAS CON SILEX

Se ha muestreado en las secuencias de "SP" (nivel SP-1, Domerense superior) y de "SE" (niveles SE-13, Toarcense superior; SE-14 y SE-15, Aalenense). Se trata de calizas margosas con sílex en nódulos o interestratificado. En lámina delgada presentan escasos restos de crinoideos, espículas de espongiarios y radiolarios así como algunos foraminíferos y ostrácodos. Son poco frecuentes los ammonoideos y esporádicos los bivalvos.

Su contenido pelítico y su potencia son variables. Se trata de una facies pelágica que, en vertical, es un paso gradual a las margas y margocalizas grises; así en el caso de la serie de "SE" se han depositado inmediatamente antes de los niveles de radiolaritas.

En la lámina IX se incluyen fotografías de microscopía electrónica de barrido, correspondientes a cristales de calcita del nivel SE-13, destacando las huellas de disolución que se aprecian en dichos cristales lo que podría indicar un depósito pelágico profundo. Fenómenos similares son descritos por Berger y Von Rad(1972) en calizas cretáceas.



LAMINA IX

FACIES DE CALIZAS CON SILEX

- a. Muestra SE-13. Mapa de distribución de silicio del motivo de la fotografía b.
- b. Muestra SE-13. Aspecto general: cristales de calcita y minerales de la arcilla. 1250x. Toarcense superior.
- c,d. Muestra SE-13. Cristales de calcita con huecos de disolución. 2500x. Toarcense superior.

4.- FACIES DE TURBIDITAS CALCAREAS

Se pueden encontrar intercaladas o correspondiendo parcialmente a las facies de margas y margocalizas grises. Tal es el caso de la serie denominada "TSE" (en su totalidad Toarcense medio) y "GU" (niveles 4 y 5). Otro caso lo constituye la secuencia "IZ" (niveles IZ-1, 3, 8, 9, 12 y 13) donde estos materiales se encuentran bien desarrollados en las facies "ammonítico rosso".

Se han muestreado y estudiado con detalle los niveles correspondientes a la secuencia "TSE" en la que las diferencias mineralógicas (mineralogía global) entre la pelita turbidítica y la hemipelagita se representan en la figura 16.

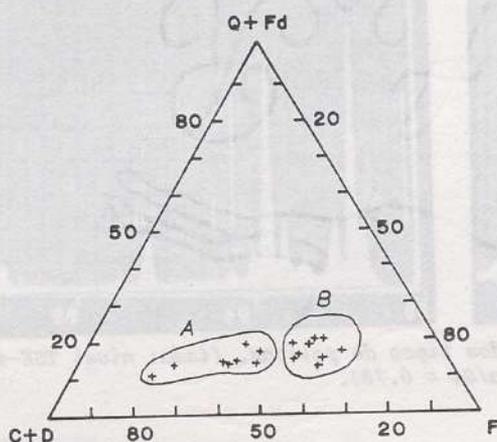


Fig. 16. Composición mineralógica de los dos tipos de pelitas.
A.- Pelita turbidítica.
B.- Hemipelagita.

En dicha figura, sin ser tan evidente como en otros niveles turbidíticos (Formación Fardes, por ejemplo; Comas et al., 1982), es clara la separación entre la pelita turbidítica (niveles con siglas pares) y la hemipelagita (siglas impares). Sus diferencias están marcadas por los diversos contenidos en carbonatos (más elevados en la pelita turbidítica) y en minerales de la arcilla (mayores proporciones en la hemipelagita). Los porcentajes de cuarzo + feldespatos son aproximadamente constantes en ambos casos.

De hecho las relaciones carbonatos/minerales de la arcilla varían entre 1.05 y 3.68 para las pelitas turbidíticas, y entre 0.38 y 0.70 para los niveles de hemipelagitas; la única excepción la constituyen las muestras 2 y 5 que -tal vez por algún error de muestreo- se sitúan en campos composicionales anómalos. La relación carbonatos/cuarzo + feldespatos alcanza valores más altos en la pelita turbidítica (entre 2.47 y 5.83) que en los niveles de hemipelagitas (1.23-2.33); sus valores medios son, respectivamente, 3.79 y 1.83.

Finalmente, el margen de variación de la razón entre fases minerales silicatadas (cuarzo+feldespatos/minerales de la arcilla) es muy constante en ambas pelitas: entre 0.36 y 0.63 (pelitas turbidíticas), entre 0.25 y 0.51 (hemipelagitas); los valores medios respectivos son 0.46 y 0.32.

En la figura 16-bis se incluyen dos espectros obtenidos mediante análisis de microscopía electrónica de barrido, que ilustran las relaciones carbonatos/minerales silicatados en ambas pelitas.

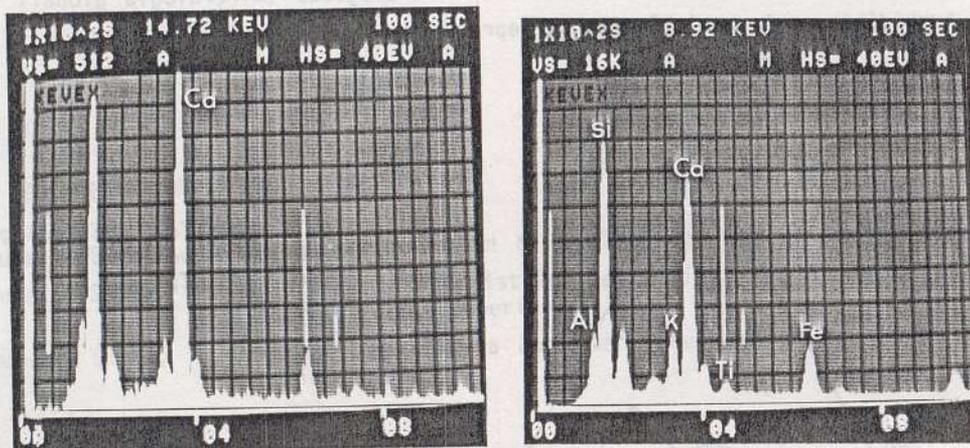


Fig. 16-bis. Relación Ca/Si en los dos tipos de pelitas. (izda: nivel TSE-4, Ca/Si = 1.32; deha: nivel TSE-15, Ca/Si = 0.78).

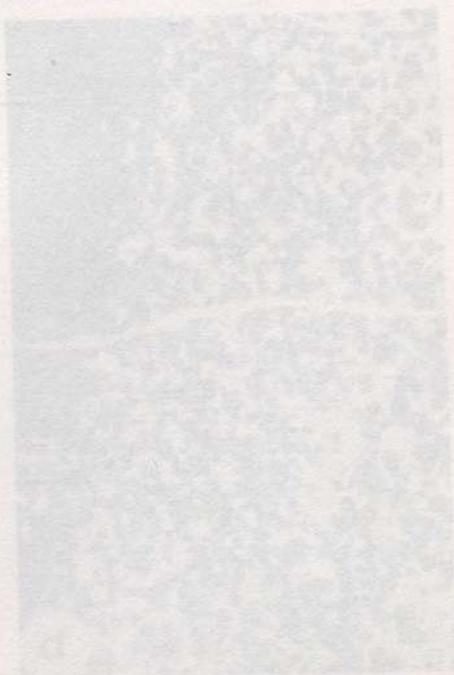
El estudio en microscopía de luz transmitida, de algunos niveles compactos, indica que se trata de una microturbidita carbonática laminada (turbidita TBT). En lámina delgada se observan dos texturas:

Textura tipo A, en la que el tipo textural dominante es packstone peloidal/bioclástica. Se distinguen los siguientes constituyentes: pelets (pelets fecales, granos pequeños revestidos) = 50%, bioclastos (foraminíferos, bivalvos, radiolarios, equínidos) = 25%, cemento recristalizado a microesparita/esparita = 25%. Como minoritarios, los óxidos de hierro y algunos opacos. Una parte de esta división Td (Piper, 1978) está recristalizada a esparita; su proporción varía dependiendo del nivel considerado (desde 60% a 15%).

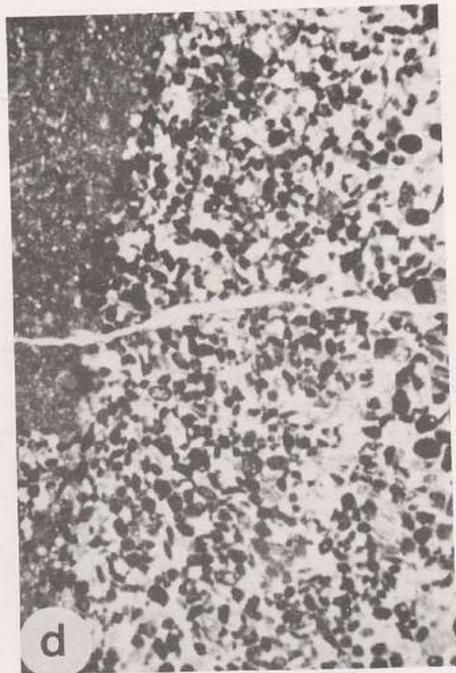
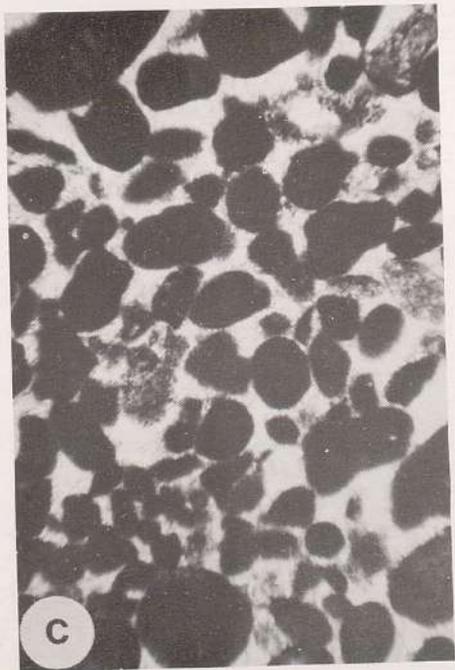
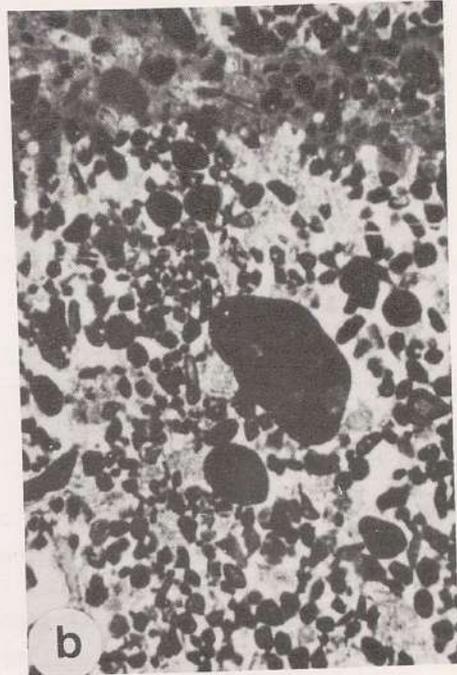
Textura tipo B: wackestone peloidal constituida por pelets, bioclastos y micrita/arcilla en las proporciones medias siguientes: 10%, 5%, 85%. En esta división Te se observa gradación desde wackestone peloidal a mudstone con pelets.

Se puede indicar que se trata de una turbidita carbonática depositada en ámbito de cuenca, cuyos elementos constituyentes provienen esencialmente de ámbitos de lagoon y

de talud carbonatado, como indica la lámina X, con existencia de bioclastos pelágicos y aloquímicos de plataforma.



L. X



LAMINA X

FACIES DE TURBIDITAS CALCAREAS

- a. Muestra TSE-E2. Cristales de calcita esparítica. 36x. Toarcense medio.
- b. Muestra TSE-A1. Textura packestone. Cristales de cuarzo y calcita. 15x. Toarcense medio.
- c. Muestra TSE-A2. Textura packestone peloidal. 36x. Toarcense medio.
- d. Muestra TSE-D. Texturas mudstone y wackestone. 15x. Toarcense medio.

El primer estudio de tipo regional fue realizado por Lindero y Rivero en 1950 por Coahuila (1978). La descripción de las secuencias tectónicas se hizo en 1979, y con especial atención a los facies del sustrato rocoso. La litología en detalle del Tórculo se ha sido realizada por Lindero y Rivero en la mineralogía se refiere. Lindero et al. (1978) describen los tipos de esta serie y Palomo et al. (1988) estudian la mineralogía de los sistemas paleogeográficos.

En el presente se describe el tipo de la localización de El Tórculo en el estado de Coahuila y se ilustra el tipo de la serie de El Tórculo. El estudio de la serie de El Tórculo se hizo en 1978 (Lindero et al.) y se ilustra en la serie de El Tórculo.



Fig. 17. Localización geográfica de la serie de El Tórculo (Coahuila, México).

SEDIMENTOS JURASICOS

El tipo de la serie de El Tórculo se caracteriza por la presencia de facies de turbiditas y facies de delta. La litología de la serie de El Tórculo se ilustra en la serie de El Tórculo. El estudio de la serie de El Tórculo se hizo en 1978 (Lindero et al.) y se ilustra en la serie de El Tórculo.

La representación de la serie de El Tórculo se ilustra en la serie de El Tórculo. El estudio de la serie de El Tórculo se hizo en 1978 (Lindero et al.) y se ilustra en la serie de El Tórculo.

LÁMINA X

FACIES DE TURBITAS CALIARIAS

- a. Muestra TSE-82. Cristales de calcita esparítica, 36x. Toarcense medio.
- b. Muestra TSE-A1. Textura packstone. Cristales de cuarzo y calcita, 15x. Toarcense medio.
- c. Muestra TSE-A2. Textura packstone peloidal, 36x. Toarcense medio.
- d. Muestra TSE-0. Texturas mudstone y wackestone, 15x. Toarcense medio.

SEPTIEMBRE 2012

SERIES DEL SUBBETICO MEDIO

SERIE DE CERRO MENDEZ

Antecedentes.- Un primer estudio de tipo regional fué realizado por Linares y Rivas (1973) y posteriormente por Comas(1978). La descripción de las secuencias liásicas se debe a Jiménez y Rivas(1979), y con especial atención a las facies del ammonítico rosso a Braga et al.(1981). La bioestratigrafía en detalle del Toarcense ha sido realizada por Jiménez(1986).

En lo que a estudios sobre la mineralogía se refiere, Palomo et al.(1981) hacen un análisis sobre los carbonatos de esta serie y Palomo et al.(1985) estudian la mineralogía de arcillas y sus implicaciones paleogeográficas.

Localización.- Cerro Méndez se encuentra situado al este de la localidad de Alamedilla en la provincia de Granada y en las inmediaciones de la cortijada El Peñón. El muestreo se ha realizado en el punto VG 813 608 de la hoja 20-39 (Huelma) del mapa militar de España 1:50.000, fig. 17 .

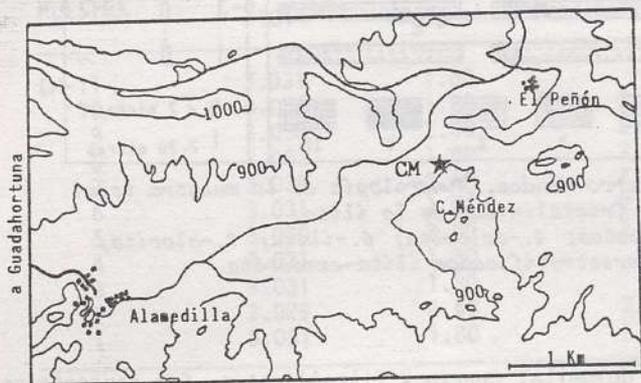


Fig. 17 . Localización geográfica de la serie de Cerro Méndez (CM).

Los primeros materiales que afloran en esta secuencia corresponden al Toarcense inferior que está constituido por alternancias rítmicas de margas y margocalizas grises.

El Toarcense medio lo forman margas y margocalizas nodulosas rojas de facies "ammonítico rosso" y margocalizas grises, todas ellas de carácter predominantemente margoso.

El Toarcense superior presenta una litología similar al Toarcense medio e inmediatamente encima aflora el Aalenense constituido por margas y margocalizas grises alternantes.

MINERALOGIA

La representación de la columna estratigráfica y de la composición mineralógica de los niveles muestreados, tanto para la muestra total como para las fracciones arcilla

y limo, se representan en la figura 18 .

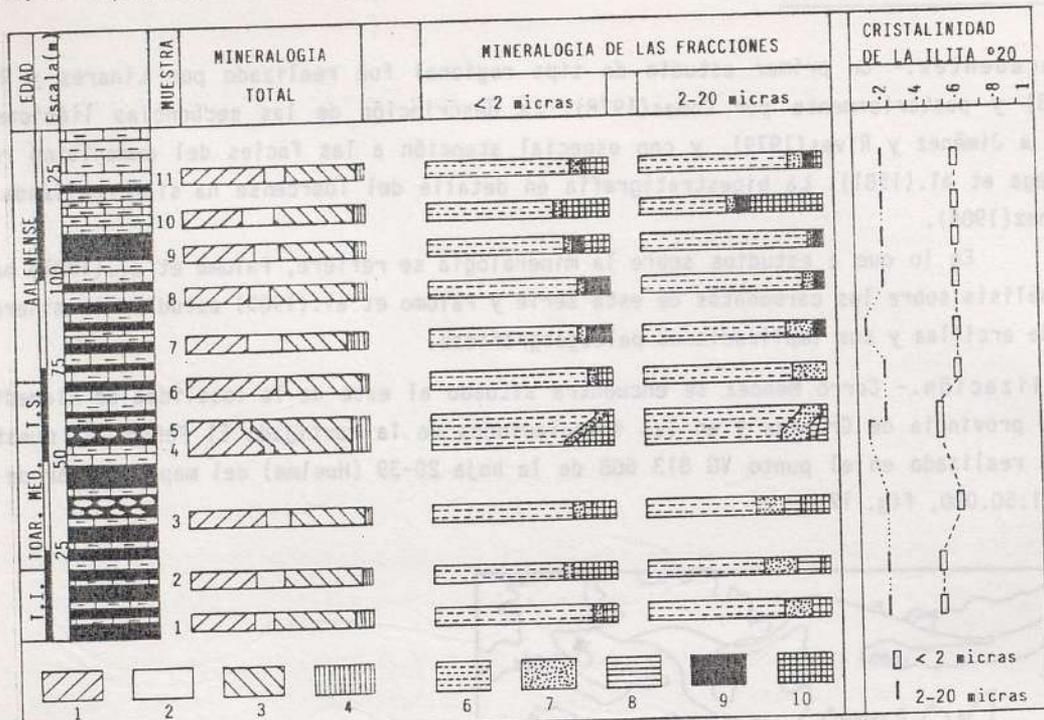


Fig. 18. Serie estratigráfica de Cerro Méndez. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita.

1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 4.-dolomita; 6.-illita; 7.-clorita; 8.-caolinita; 9.-esmectita; 10.-interestratificados illita-esmectita.

MUESTRA TOTAL

Está constituida por calcita, dolomita, cuarzo y filosilicatos. Sus porcentajes se resumen en la tabla 4 .

MUESTRA	C	D	Q	F
CM-11	45	tr	12	43
10	33	5	17	46
9	39	6	14	41
8	36	5	11	48
7	34	11	17	38
6	50	tr	5	46
5	30	9	5	46
4	42	8	5	45
3	43	tr	13	44
2	36	5	16	43
1	34	10	10	46

Tabla 4 . Mineralogía de la muestra total (%).

De la observación de estos datos, representados en la figura 18 se deduce:

Los márgenes de variación de la calcita son estrechos. Su contenido medio es del 38%; las proporciones extremas son de 30% y 50%.

La dolomita varía entre el 5% y 11%, no apreciándose una relación clara entre este mineral y su posición en la serie.

El cuarzo se mantiene prácticamente constante a lo largo de la secuencia, exceptuando los niveles CM-4,5 y 6, donde alcanza sus proporciones menores.

Los filosilicatos se mueven entre márgenes muy estrechos: 38% y 46%.

CARBONATOS

Los resultados obtenidos mediante difracción de rayos X se resumen en la tabla 5.

MUESTRA	C-d _{10T4} (Å)	% moles CO ₃ Mg en C	D-d _{10T4} (Å)
CM-11	3.031	1.80	---
10	3.031	1.80	2.900
9	3.030	2.00	2.900
8	3.031	1.80	2.900
7	3.030	2.00	2.900
6	3.031	1.80	2.900
5	3.030	2.00	2.900
4	3.031	1.80	---
3	3.031	1.80	---
2	3.029	2.40	2.905
1	3.031	1.80	2.908

Tabla 5 . Datos sobre la calcita y la dolomita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

Tabla 6 . Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla					fracción limo				
	I	Cl	K	Sm	I-Sm	I	Cl	K	Sm	I-Sm
CM-11	82	5	tr	tr	13	80	9	tr	5	6
10	70	5	--	tr	25	46	5	tr	5	44
9	75	5	--		15	90	5	tr	5	--
8	82	5	--	13	tr	87	8	tr	5	tr
7	82	5	--	13	tr	79	15	--	6	--
6	87	5	--	tr	8	82	18	--	tr	--
5	89	5	--	tr	6	87	13	--	tr	tr
4	71	5	tr	--	24	74	16	5	--	5
3	75	5	tr	--	20	60	16	9	--	15
2	72	5	tr	--	23	64	17	14	--	14
1	88	5	--	--	7	74	16	10	--	tr

Estos valores están representados en la figura 18 .

La illita se mantiene aproximadamente constante a lo largo de la secuencia en ambas fracciones, a excepción del nivel CM-10 en la fracción limo, donde disminuye considerablemente. El contenido medio para la fracción arcilla es del 79% y para la fracción limo del 75%.

La clorita se concentra en mayores proporciones en la fracción limo con valores relativamente constantes hasta el nivel CM-7: entre 13% y 18%. De aquí al techo de la serie disminuye su porcentaje.

La caolinita está presente , en cantidades apreciables, tan sólo en la fracción limo y en el muro de la serie. En el resto de la secuencia (fracción arcilla y limo) o no existe o es cuantificada como trazas.

La esmectita aparece a partir del nivel CM-5 y su presencia se mantiene hasta el techo de la serie en las dos fracciones.

Los interestratificados illita-esmectita presentan una evolución cuantitativa inversa a la de la illita y aparecen en todos los niveles. La correlación entre la illita y estos interestratificados es negativa con $r = -0.83$ y un nivel de significación del 99%.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

En las tablas 7 , 8 y 9 . se expresan los resultados obtenidos del análisis de este mineral, mediante difracción de rayos X.

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
CM-11	.60	.23
10	.60	.23
9	.60	.23
8	.60	.23
7	.60	.13
6	.60	.23
5	.50	.26
4	.52	.15
3	.60	.25
2	.50	.23
1	.52	.25

Tabla 7 . Medidas de cristalinidad de la illita expresadas en $^{\circ}2\theta$.

Los márgenes de valores son relativamente estrechos para ambas fracciones. Hay una evidente separación entre ambas fracciones apareciendo las mejores cristalinidades en el muro de la serie (al menos en la fracción arcilla).

MINERALOGIA *Tabla 8 . Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las ilitas.*

MUESTRA	d(002)Å	* b_0 (Å)	b_0 (Å)	Na/Na+K
CM-11	9.961	9.013	---	.17
10	9.990	9.001	9.010	.06
9	9.970	9.009	9.001	.13
8	9.990	9.023	9.010	.06
7	9.965	9.021	9.010	.15
6	9.990	9.031	9.010	.06
5	9.990	9.020	9.010	.06
4	9.990	9.014	9.007	.06
3	9.961	9.027	9.010	.17
2	9.990	9.021	9.012	.06
1	9.961	9.007	9.015	.17

* fracción arcilla

Tabla 9 . Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
CM-11	13.14	2.86	--	--	--	6.75	0.66	0.64
10	12.46	3.54	7.07	0.51	0.46	7.25	0.42	0.36
9	12.93	3.07	7.32	0.39	0.32	6.92	0.58	0.55
8	12.46	3.54	6.77	0.65	0.63	6.33	0.86	0.88
7	13.04	2.96	6.99	0.54	0.50	6.42	0.82	0.83
6	12.46	3.54	6.99	0.54	0.50	6.00	1.02	1.07
5	12.46	3.54	6.77	0.65	0.63	6.46	0.80	0.81
4	12.46	3.54	6.99	0.54	0.50	6.71	0.68	0.67
3	13.14	2.86	6.99	0.54	0.50	6.17	0.94	0.98
2	12.46	3.54	6.67	0.65	0.63	6.42	0.82	0.83
1	13.14	2.86	6.67	0.70	0.37	7.00	0.54	0.50

* fracción arcilla

SERIE DEL ZEGRI NORTE

Antecedentes.- La geología regional de la zona ha sido estudiada por García Dueñas et al. (1972). Rivas (1972) describe las secuencias liásicas de este sector y con más detalle González Donoso et al. (1975). Braga (1983) estudia la fauna de ammonioideos del Domerense, en algunos perfiles de este área.

Localización.- El muestreo se ha realizado en el flanco norte del anticlinal de la Sierra de Las Cabras. Los niveles más bajos de la serie se sitúan en las cercanías del Km-393 de la carretera N-323 (Bailén-Motril) y la secuencia se continúa siguiendo el curso del arroyo de Poloria en dirección a la población del mismo nombre (fig. 19).

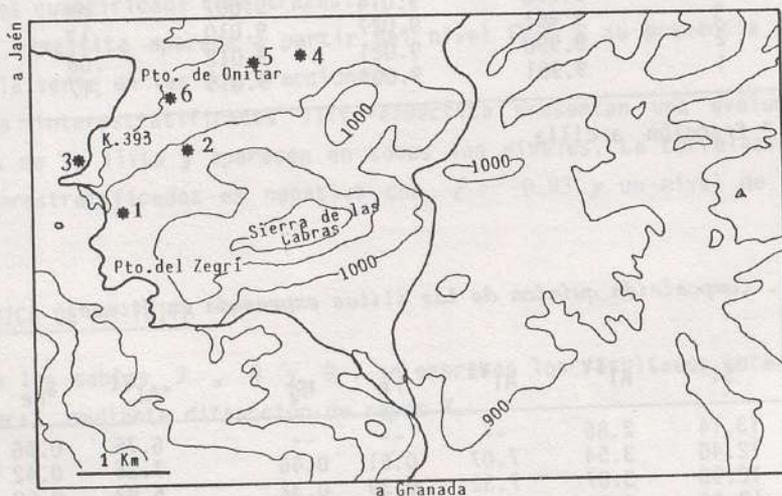


Fig. 19. Localización geográfica de la serie del Zegri Norte (ZN). Punto 1: muestras ZN-1, 2, 3 y 4; punto 2: muestras ZN-5 y 6; punto 3: muestras ZN-7 y 8; punto 4: muestras ZN-9 y 10; punto 5: muestras ZN-11 y 12; punto 6: muestras ZN-14 y 15.

La secuencia comienza con una alternancia de margas y margocalizas grises del Domerense medio que se hace más rítmica hacia el Domerense superior.

El Toarcense inferior lo constituyen margas de color amarillo limón que dan paso a una alternancia de calizas y margocalizas del Toarcense medio que se hacen más margosas hacia el Toarcense superior.

El Toarcense superior-Aalenense está integrado por margocalizas nodulosas rojas de facies "ammonítico rosso".

MINERALOGIA

Los resultados obtenidos, mediante difracción de rayos X, de la mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo están representados en la figura 20 junto a la columna estratigráfica y a la cristalinidad de la illita.

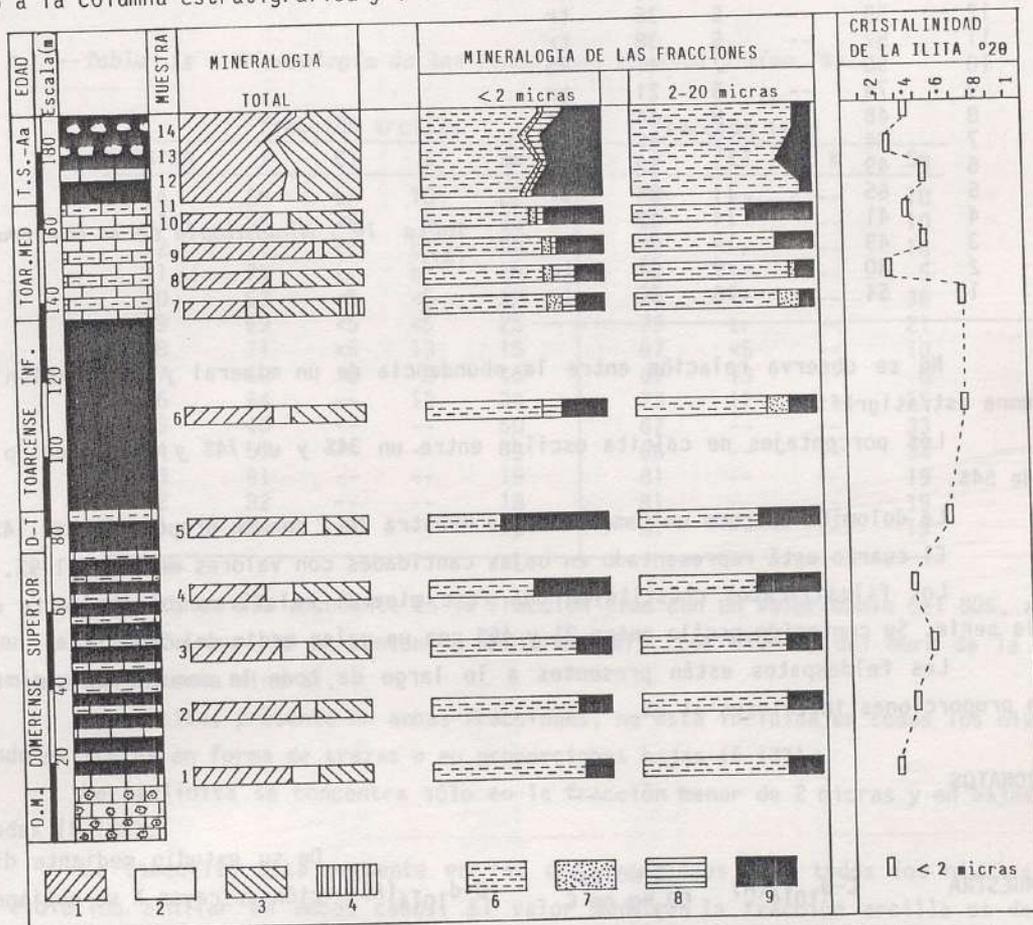


Fig. 20 . Serie estratigráfica del Zegrí Norte. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita. 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 4.-dolomita; 6.-illita; 7.-clorita; 8.-caolinita; 9.-esmeectita.

MUESTRA TOTAL

La mineralogía de la muestra total está constituida esencialmente por calcita, cuarzo y filosilicatos. Además en muy bajas proporciones y ocasionalmente -en una muestra- dolomita (tabla 10).

Como comentarios a esta tabla se pueden hacer los siguientes:

MUESTRA	C	D	Q	F	Fd
ZN-14	64	--	7	29	tr
13	47	--	7	46	tr
12	59	--	5	36	tr
11	57	--	5	38	tr
10	50	--	7	41	<5
9	74	--	5	21	tr
8	48	--	8	44	tr
7	34	14	7	45	tr
6	49	--	7	42	<5
5	65	--	11	24	tr
4	41	--	14	43	<5
3	49	--	14	35	<5
2	60	--	9	31	tr
1	54	--	16	30	tr

Tabla 10 . Mineralogía de la muestra total (%).

No se observa relación entre la abundancia de un mineral y su posición en la columna estratigráfica.

Los porcentajes de calcita oscilan entre un 34% y un 74% y su contenido medio es de 54%.

La dolomita aparece unicamente en la muestra ZN-7 con un proporción del 14%.

El cuarzo está representado en bajas cantidades con valores medios del 9%.

Los filosilicatos constituyen una fase mineral relativamente abundante dentro de la serie. Su contenido oscila entre 21 y 46% con un valor medio del 36%.

Los feldespatos están presentes a lo largo de toda la secuencia, como trazas o en proporciones inferiores al 5%.

CARBONATOS

MUESTRA	C-d _{10T4} (Å)	% moles CO ₃ Mg en C	D-d _{10T4} (Å)
ZN-14	3.034	0.80	---
13	3.034	0.80	---
12	3.034	0.80	---
11	3.029	2.40	---
10	3.032	1.40	---
9	3.034	0.80	---
8	3.034	0.80	---
7	3.034	0.80	2.910
6	3.034	0.80	---
5	3.034	0.80	---
4	3.033	1.00	---
3	3.032	1.40	---
2	3.031	1.80	---
1	3.031	1.80	---

De su estudio mediante difracción de rayos X se obtienen los siguientes resultados.

Tabla 11 . Datos sobre la calcita y la dolomita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

Los minerales presentes en estas fracciones son illita, clorita, caolinita y esmectita. Sus proporciones están reflejadas en la tabla 12 y representadas en la fig. 20

Tabla 12 . Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla				fracción limo			
	I	Cl	K	Sm	I	Cl	K	Sm
ZN-14	68	tr	10	22	90	--	--	10
13	56	<5	9	33	90	--	--	10
12	71	tr	tr	29	82	--	--	18
11	71	tr	tr	29	95	tr	--	5
10	63	<5	<5	32	74	tr	--	36
9	69	<5	<5	25	79	tr	--	21
8	71	<5	13	15	87	<5	--	10
7	69	8	8	15	69	13	--	8
6	64	--	12	24	73	12	--	15
5	40	--	--	60	67	--	--	33
4	57	--	--	43	66	--	--	34
3	81	--	--	19	81	--	--	19
2	82	--	--	18	81	--	--	19
1	84	--	--	16	81	--	--	19

La illita es más abundante en la fracción limo con un valor medio del 80%, alcanza en la fracción arcilla un contenido medio del 67%. Los niveles del muro de la serie son más ricos en este mineral.

La clorita, presente en ambas fracciones, no está incluida en todos los niveles; cuando existe es en forma de trazas o en proporciones bajas (5-13%).

La caolinita se concentra sólo en la fracción menor de 2 micras y en bajas cantidades (5-13%).

La esmectita está presente en las dos fracciones y en todos los niveles, con una evolución similar en ambos casos. El valor medio en la fracción arcilla es del 28% y en la fracción limo del 18%.

Merecen destacarse los siguientes hechos. En primer lugar la presencia conjunta de clorita y caolinita cuya aparición parece estar relacionada (desde el nivel ZN-7 hasta el techo de la serie). Por otra parte, las diferencias mineralógicas cualitativas y cuantitativas con la serie del Zegrí Sur son patentes. Ambas cuestiones deben ser tenidas en cuenta a la hora de evaluar su régimen de depósito y el aporte de la sedimentación.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Los resultados obtenidos se expresan en las tablas 13 , 14 y 15 .

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ	MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
ZN-14	---	---	ZN-7	.70	---
13	.40	---	6	.56	---
12	.30	---	5	.56	---
11	.52	---	4	.36	---
10	.44	---	3	.52	---
9	.50	---	2	.40	---
8	.32	---	1	.32	---

Tabla 13. Medidas de cristalinidad de la ilita expresadas en %.

Como dato característico merece resaltar que la cristalinidad es mayor en los niveles de muro y techo de la serie, en tanto que los intermedios presentan ilitas peor cristalizadas.

Tabla 14. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las ilitas.

MUESTRA	d(002) \AA	* b_0 (\AA)	b_0 (\AA)	Na/Na+K
ZN-14	9.982	9.007	9.049	.08
13	9.981	9.013	9.035	.09
12	9.967	8.994	9.047	.14
11	10.024	9.027	9.041	.06
10	9.981	8.999	9.043	.09
9	9.976	9.008	9.041	.11
8	9.982	9.017	9.034	.09
7	9.955	8.996	9.027	.19
6	9.970	9.002	9.042	.13
5	9.979	9.008	9.029	.10
4	9.972	9.018	9.049	.13
3	10.100	9.013	9.021	.35
2	9.964	---	9.039	.16
1	9.976	9.031	9.031	.11

Tabla 15 . Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
ZN-14	12.65	3.35	5.25	1.38	1.50	7.00	0.50	0.50
13	12.67	3.23	5.83	1.10	1.17	6.75	0.66	0.64
12	13.00	3.00	5.33	1.34	1.45	7.54	0.28	0.19
11	11.67	4.33	5.58	1.22	1.31	6.17	0.94	0.98
10	12.67	3.33	5.50	1.26	1.36	7.33	0.38	0.31
9	12.79	3.21	5.58	1.22	1.31	6.96	0.56	0.52
8	12.65	3.35	5.87	1.08	1.14	6.58	0.74	0.74
7	13.28	2.72	6.17	0.94	0.98	7.45	0.32	0.24
6	12.93	3.07	5.54	1.24	1.33	7.21	0.44	0.38
5	12.72	3.28	6.08	0.98	1.02	6.96	0.56	0.52
4	12.88	3.12	5.25	1.38	1.50	6.52	0.76	0.76
3	9.91	6.09	6.42	0.82	0.83	6.75	0.66	0.64
2	13.07	2.93	5.67	1.18	1.26	--	--	--
1	12.79	3.21	6.00	1.02	1.07	6.00	1.02	1.07

SERIE DEL ZEGRI SUR

Antecedentes.- García Dueñas(1967) y García Dueñas et al.(1970) estudian la geología regional de esta zona. Linares y Rivas(1971) y Rivas(1972) describen las series del Lías. Posteriormente Braga et al.(1981) realizan un estudio sobre las facies "ammonítico rosso" de esta serie con especial énfasis en los aspectos genéticos. La bioestratigrafía del Toarcense ha sido realizada por Jiménez(1986). Parte de la mineralogía de esta serie ha sido estudiada por Palomo(1981) y Palomo et al. (1981, 1985).

Localización.- La serie se ha levantado en el flanco sur del anticlinal de la Sierra de las Cabras en la carretera N.323 (Bailén-Motril): Puntos VG 479 419 y VG 473 417 de la hoja 19-40 (Iznalloz) del mapa militar de España 1:50.000. (Fig.21).

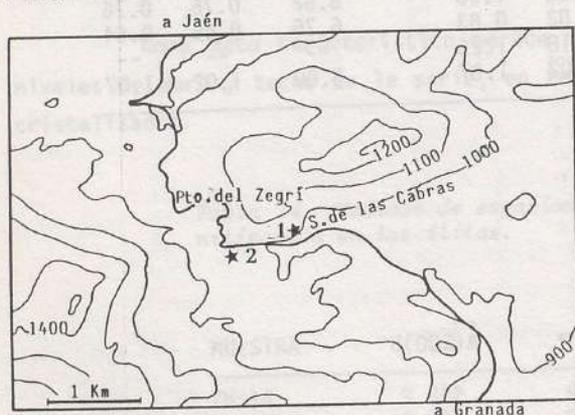


Fig. 21 . Localización geográfica de la serie del Zegri Sur (ZS).

La serie está constituida por margas, margocalizas y calizas nodulosas rojas y grises. La facies fundamental es de tipo "ammonítico rosso".

Comienza con un Toarcense inferior representado por margas y margocalizas grises y continúa con una alternancia de margas y margocalizas amarillas, verdes y rojas de aspecto más o menos noduloso, margocalizas de color vino y calizas amarillentas, parcialmente recristalizadas, con abundantes óxidos de hierro. Todo este tramo corresponde al Toarcense medio.

El Toarcense superior está formado por margocalizas y margas nodulosas rojas.

La serie termina con un Aalenense constituido por margocalizas y margas rojizas.

MINERALOGIA

La mineralogía está representada, junto con la columna estratigráfica en la figura 22 .

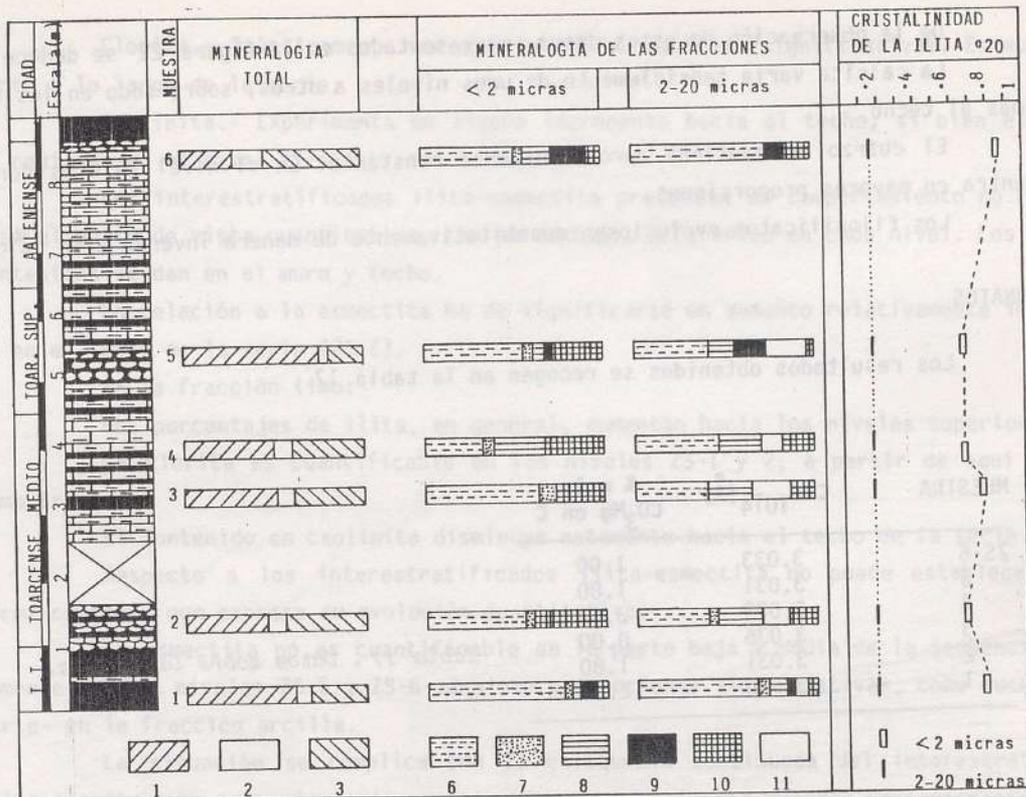


Fig. 22 . Serie estratigráfica del Zegrí Sur. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la ilita.
 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 6.-ilita; 7.-clorita; 8.-caolinita; 9.-esmectita; 10.-interestratificados ilita-esmectita; 11.-interestratificados ilita-clorita.

MUESTRA TOTAL

La mineralogía de la muestra total está constituida por calcita, cuarzo, y filosilicatos en las proporciones que se expresan en la tabla siguiente.

MUESTRA	C	Q	F
ZS-6	29	17	54
5	75	5	20
4	50	10	40
3	52	9	39
2	45	11	44
1	60	9	31

Tabla 16 . Mineralogía de la muestra total (%).

De la observación de estos datos, representados en la figura 22 se deduce que: La calcita varía sensiblemente de unos niveles a otros, sobre todo en los sitios más al techo.

El cuarzo se mantiene aproximadamente constante. En el nivel ZS-6 es donde se concentra en mayores proporciones.

Los filosilicatos evolucionan cuantitativamente de manera inversa a la calcita.

CARBONATOS

Los resultados obtenidos se recogen en la tabla 17.

MUESTRA	C-d _{10T4} (Å)	% moles CO ₃ Mg en C
ZS-6	3.033	1.00
5	3.031	1.80
4	3.029	2.40
3	3.036	0.00
2	3.031	1.80
1	3.030	2.00

Tabla 17. Datos sobre la calcita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

Los resultados, obtenidos mediante difracción de rayos X, se resumen en la tabla siguiente.

Tabla 18. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla					fracción limo					
	I	Cl	K	Sm	I-Sm	I	Cl	K	Sm	I-Sm	I-Cl
ZS-6	50	5	16	20	9	75	tr	tr	10	15	tr
5	57	5	7	5	28	40	tr	14	19	5	22
4	33	5	29	tr	33	47	tr	24	tr	17	12
3	63	10	10	tr	17	40	tr	26	tr	13	21
2	55	5	9	tr	31	40	5	25	tr	15	15
1	77	5	6	7	5	69	6	11	<5	<5	7

La evolución de la mineralogía en la fracción arcilla es la siguiente:

ilita.- Es más abundante en la base de la serie. Exceptuando el nivel ZS-4, la tendencia general es a disminuir desde ZS-1 a ZS-2 y mantenerse aproximadamente constante desde este hacia el techo.

Clorita.- Prácticamente no experimenta variaciones significativas. Es muy constante a lo largo de la serie.

Caolinita.- Experimenta un ligero incremento hacia el techo, si bien el máximo se registra en el nivel ZS-4.

Los interestratificados ilita-esmectita presentan un comportamiento no regular, desde el punto de vista cuantitativo, con porcentajes diferentes en cada nivel. Los menores contenidos se dan en el muro y techo.

En relación a la esmectita ha de significarse un aumento relativamente importante en el techo de la serie (ZS-6).

En la fracción limo:

Los porcentajes de ilita, en general, aumentan hacia los niveles superiores.

La clorita es cuantificable en los niveles ZS-1 y 2, a partir de aquí aparece como trazas.

El contenido en caolinita disminuye netamente hacia el techo de la serie.

Respecto a los interestratificados ilita-esmectita no puede establecerse una norma concreta que exprese su evolución cuantitativa.

La esmectita no es cuantificable en la parte baja y media de la secuencia. Únicamente en los niveles ZS-5 y ZS-6 adquiere proporciones significativas, como sucedía -en parte- en la fracción arcilla.

La situación se complica con la existencia continuada del interestratificado ilita-clorita cuyo comportamiento cuantitativo no experimenta grandes variaciones.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Los resultados están recogidos en las tablas 19 , 20 y 21 .

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
ZS-6	.90	.23
5	.70	.23
4	.70	.23
3	.80	.23
2	.70	.23
1	.80	.23

Tabla 19 . Medidas de cristalinidad de la ilita expresadas en %.

Estos valores están representados en la figura 22 . En ambas fracciones, la cristalinidad sigue una evolución prácticamente paralela. En la fracción limo aparece un valor único en tanto que en la fracción arcilla este parámetro varía entre 0.70 y 0.90.

Tabla 20 . Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las ilitas.

MUESTRA	$d(002)\text{Å}$	$*b_0(\text{Å})$	$b_0(\text{Å})$	Na/Na+K
ZS-6	9.961	9.018	9.011	.17
5	9.961	9.021	9.010	.17
4	9.950	9.025	9.020	.21
3	9.961	9.017	9.010	.17
2	9.961	9.019	9.010	.17
1	9.965	9.018	9.010	.15

Tabla 21 . Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
ZS-6	13.14	2.86	6.83	0.62	0.60	6.52	0.76	0.76
5	13.14	2.86	6.83	0.62	0.60	6.42	0.82	0.83
4	13.39	2.61	6.39	0.83	0.63	6.25	0.90	0.93
3	13.14	2.86	6.77	0.65	0.59	6.58	0.74	0.74
2	13.14	2.86	6.77	0.65	0.59	6.50	0.78	0.79
1	13.04	2.96	6.67	0.70	0.60	6.52	0.76	0.76

Antecedentes.- García Dueñas(1967) y Comas(1978) realizan estudios sobre la geología regional de este área. La serie, en cuestión, ha sido descrita por Linares y Mouterde (1960), Linares y Rivas(1971) y Rivas(1972). El estudio de las facies de calizas nodulosas rojas del Toarcense ha sido realizado por Braga et al.(1981). La bioestratigrafía del Domerense la ha llevado a cabo Braga(1983) y la del Toarcense, Jiménez(1986).

Localización.- La secuencia se encuentra situada en el kilómetro 13 de la trinchera del ferrocarril Moreda-Granada: Punto VG 568 383, hoja 20-40(Moreda) del mapa militar de España 1:50.000, fig 23 .

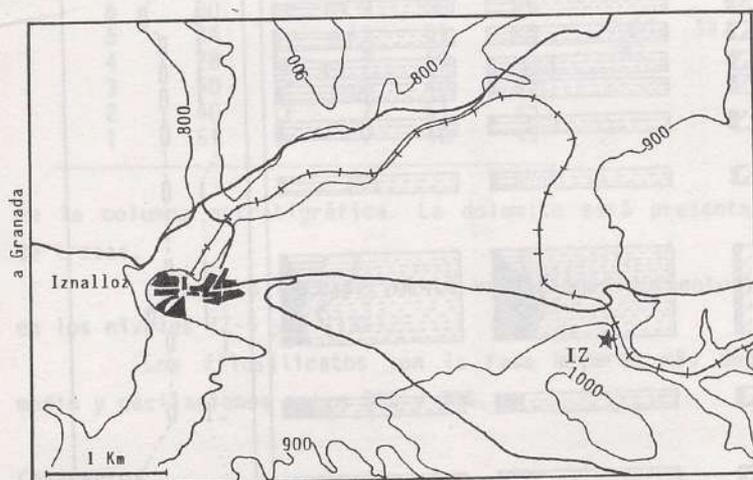


Fig. 23 . Localización geográfica de la serie de Iznallos (IZ).

La serie, que abarca desde al Domerense medio al Toarcense superior-Aalenense, comienza con un nivel calizo y continúa con unas margas y margocalizas amarillentas con brechificación y laminación ligera. El Domerense superior lo constituyen alternancias de margocalizas y margas con intercalaciones de niveles calizos que presentan laminaciones poco marcadas.

El Toarcense está constituido por alternancias de margas y margocalizas rojas de aspecto noduloso bajo facies "ammonítico rosso" que, hasta el Toarcense medio, incluye algunos niveles turbidíticos, más competentes, con laminaciones poco marcadas.

El Toarcense superior-Aalenense continua bajo facies ammonítico rosso con alternancias de margas y margocalizas nodulosas rojas que, en la parte alta, presentan nódulos de manganeso.

MINERALOGIA

Junto a la columna estratigráfica se ha representado la mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo, así como la cristalinidad de la ilita.

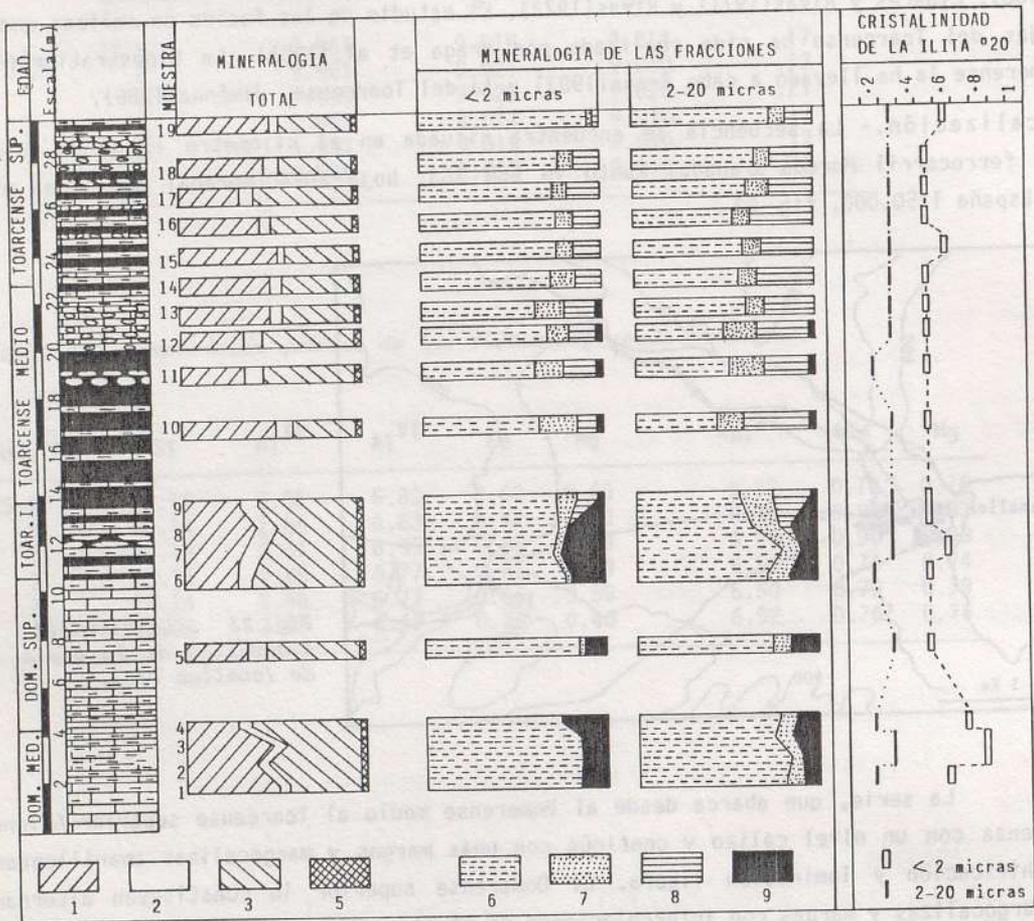


Fig. 24 . Serie estratigráfica de Iznalloz. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la ilita.
 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 5.-feldespatos; 6.-ilita ?.-clorita;
 8.-caolinita; 9.-esmectita.

MUESTRA TOTAL

La mineralogía de la muestra total está constituida -esencialmente- por calcita, cuarzo, filosilicatos y, en pequeñas cantidades, feldespatos. Sus proporciones, para cada muestra, se resumen en la tabla 22 .

La calcita se presenta con un 42% de media y sus valores extremos oscilan entre 28% y 54%. No se aprecia ninguna relación entre el contenido en este mineral y su posición

MUESTRA	C	D	Q	F	Fd
IZ-19	51	tr	7	40	<5
18	48	tr	8	42	<5
17	37	tr	7	54	<5
16	45	tr	8	45	<5
15	54	tr	6	38	<5
14	50	tr	7	41	<5
13	50	tr	8	40	<5
12	36	tr	10	52	<5
11	35	tr	11	52	<5
10	53	tr	9	36	<5
9	32	tr	12	54	<5
8	43	tr	11	44	<5
7	31	tr	13	54	<5
6	30	tr	9	59	<5
5	34	tr	13	51	<5
4	28	tr	9	60	<5
3	50	tr	8	40	<5
2	40	tr	7	51	<5
1	51	tr	7	40	<5

Tabla 22. Mineralogía de la muestra total (%).

en la columna estratigráfica. La dolomita está presente en todos los niveles, en forma de trazas.

El cuarzo no experimenta variaciones porcentuales y alcanza sus máximos valores en los niveles IZ-5 y 7 (13%).

Los filosilicatos son la fase mineral más abundante con un 47% de contenido medio y oscilaciones entre 38% y 60%.

CARBONATOS

MUESTRA	C-d ₁₀₁₄ (Å)	% moles CO ₃ Mg en C
IZ-19	3.032	1.40
18	3.031	1.80
17	3.031	1.80
16	3.031	1.80
15	3.032	1.40
14	3.032	1.40
13	3.033	1.00
12	3.034	0.80
11	3.035	0.40
10	3.032	1.40
9	3.032	1.40
8	3.032	1.40
7	3.032	1.40
6	3.032	1.40
5	3.034	0.80
4	3.030	2.00
3	3.026	2.70
2	3.029	2.40
1	3.034	0.80

De su estudio mediante difracción de rayos X se obtienen los datos expresados en la tabla 23.

Tabla 23. Datos sobre la calcita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

La mineralogía está constituida por ilita, clorita y esmectita. Sus porcentajes se recogen en la tabla 24 .

Tabla 24. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla				fracción limo			
	I	Cl	K	Sm	I	Cl	K	Sm
IZ-19	95	<5	<5	tr	75	9	16	tr
18	78	8	14	tr	67	9	24	tr
17	73	8	19	tr	62	12	26	tr
16	77	8	15	tr	55	10	35	tr
15	75	9	15	tr	58	9	33	tr
14	72	14	14	tr	61	10	29	tr
13	67	16	17	tr	51	17	30	<5
12	70	12	16	<5	54	20	24	<5
11	63	16	19	<5	46	15	37	<5
10	65	19	13	<5	59	18	22	<5
9	72	11	13	<5	60	15	22	<5
8	76	<5	tr	21	64	14	7	15
7	80	<5	--	16	81	11	--	8
6	80	<5	--	18	73	12	--	15
5	84	<5	--	13	75	9	--	16
4	74	<5	--	26	79	8	--	13
3	86	tr	--	14	74	11	--	15
2	87	tr	--	13	84	6	--	10
1	86	tr	--	14	82	9	--	9

Las proporciones de ilita permanecen constantes, con pequeñas variaciones relativas a lo largo de la serie. El valor medio para la fracción arcilla es de 77% y para la fracción limo del 66%.

La clorita, presente en todos los niveles en la fracción limo, aparece a partir de la muestra IZ-5, para la fracción arcilla, con un máximo del 19% en el nivel IZ-10. En todo caso, es un mineral cuyas proporciones son muy uniformes en toda la secuencia.

La caolinita manifiesta una evolución similar en ambas fracciones. Aparece a partir del nivel IZ-8 con unos contenidos relativamente constantes, aunque ligeramente superiores en la fracción limo.

La esmectita está presente en toda la secuencia. Sin embargo, existen partes perfectamente diferenciadas en la misma en función del contenido en este mineral. Así, es abundante desde el muro hasta el nivel IZ-8, con valores que oscilan entre 13% y 21% (para la fracción arcilla). Desde aquí hasta el nivel IZ-13 su proporción no sobrepasa el 5%; finalmente, no es cuantificable en ninguna de las muestras restantes indicándose su existencia como trazas. Es claro, y así interesa destacarlo, su relación negativa con el contenido de los niveles en caolinita.

En resumen se está ante una serie más o menos uniforme en cuanto al contenido en illita y clorita, caracterizada por la presencia de esmectita en la base y de caolinita desde el Toarcense inferior hasta el Toarcense superior.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Algunos de los parámetros medidos a partir de difracción de rayos X se detallan en las tablas siguientes.

Tabla 25. Medidas de cristalinidad de la illita expresadas en $^{\circ}2\theta$.

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ	MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
IZ-19	.58	.26	IZ-10	.48	.26
18	.50	.26	9	.50	.26
17	.50	.28	8	.52	.28
16	.52	.26	7	.56	.26
15	.58	.26	6	.52	.24
14	.52	.26	5	.52	.26
13	.54	.26	4	.72	.24
12	.52	.32	3	.76	.26
11	.46	.24	2	.76	.28
			1	.56	.24

La cristalinidad, en ambas fracciones, tiene una tendencia evolutiva más o menos paralela, concentrándose siempre las illitas mejor cristalizadas en la fracción de mayor tamaño.

MUESTRA	d(002)Å	*b ₀ (Å)	b ₀ (Å)	Na/Na+K
IZ-19	9.972	9.008	9.028	.12
18	9.968	8.999	9.024	.14
17	9.971	8.973	9.005	.15
16	9.971	9.017	8.999	.14
15	9.968	9.019	9.002	.15
14	9.963	9.010	9.002	.12
13	9.970	9.014	9.035	.16
12	9.965	9.039-8.986	8.999	.15
11	9.968	8.992	9.013	.17
10	9.975	9.026-9.000	9.021	.11
9	9.961	9.011	9.019	.14
8	9.965	9.014	9.005	.15
7	9.964	9.001	9.020	.13
6	9.974	9.022	9.019	.16
5	9.966	9.001	9.035	.14
4	9.968	9.025	9.023	.13
3	9.965	9.013	9.023	.13
2	9.967	9.016	9.034	.14
1	9.973	9.007	9.019	.13

Tabla 26. Medidas de espaciado basal, b₀ y grado de paragonitización en las illitas.

Tabla 27. Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
IZ-19	12.88	3.12	6.12	0.96	1.00	7.00	0.54	0.50
18	12.98	3.02	6.29	0.88	0.90	6.63	0.72	0.71
17	12.91	3.09	7.08	0.50	0.45	6.75	0.66	0.64
16	12.91	3.09	7.33	0.38	0.31	6.21	0.92	0.95
15	12.98	3.02	7.21	0.44	0.38	7.25	0.42	0.36
14	13.09	2.91	7.21	0.44	0.38	6.38	0.84	0.86
13	12.93	3.07	5.83	1.10	1.17	7.25	0.42	0.32
12	13.05	2.95	7.33	0.38	0.31	6.71	0.68	0.67
11	12.98	3.02	6.75	0.66	0.64	6.83	0.62	0.60
10	12.81	3.19	6.42	0.82	0.83	6.21-7.29	0.40-0.92	0.33-0.95
9	13.14	2.86	6.50	0.78	0.79	7.63	0.24	0.14
8	12.98	3.02	7.08	0.50	0.45	5.67-7.88	0.12-1.18	0.00-1.26
7	13.07	2.93	6.46	0.80	0.81	6.71	0.68	0.67
6	12.84	3.16	6.50	0.78	0.79	6.87	0.60	0.57
5	13.02	2.98	5.83	1.10	1.17	6.50	0.78	0.79
4	12.98	3.02	6.33	0.86	0.88	6.58	0.74	0.74
3	13.05	2.95	6.33	0.86	0.88	8.42	0.14	0.31
2	13.00	3.00	6.50	0.78	0.79	6.96	0.56	0.52
1	12.86	3.14	6.50	0.78	0.79	6.96	0.56	0.52

Antecedentes.- La geología regional de esta zona fué estudiada por García Dueñas(1967). Rivas(1972) realiza una descripción de las series del Lías. Braga et al.(1981) analizan las facies "ammonítico rosso". El estudio de los ammonites del Domerense ha sido realizado por Braga(1983) y de los del Toarcense por Jiménez(1986) y por Mira(1980). Los antecedentes mineralógicos se deben a Palomo(1981) y Palomo et al.(1981, 1985).

Localización.- La serie se encuentra en las proximidades de la localidad de Colomera, concretamente a 1 Km de dicha localidad y en la confluencia del río Colomera con el arroyo Mingarrón: punto VG 376 378 de la hoja 19-40 (Iznalloz) del mapa militar de España 1:50000 (figura 25).

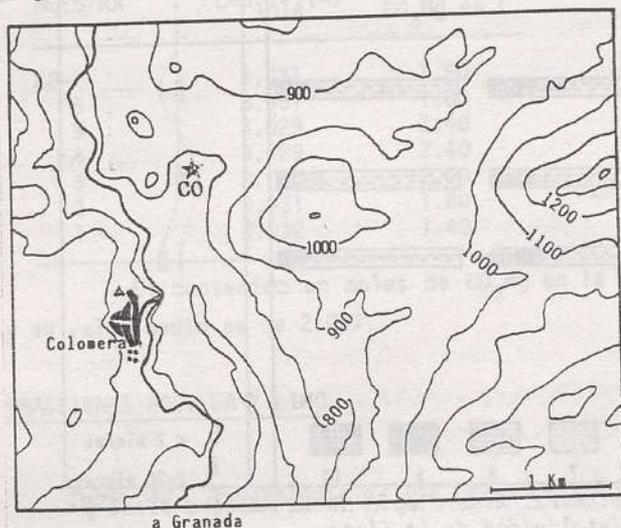


Fig. 25 . Localización geográfica de la serie de Colomera (CO).

La secuencia comienza con unas calizas blancas y calizas blancas con sílex coronadas por un hard-ground del Carixiense. A continuación hay una laguna estratigráfica que abarca el Carixiense medio-superior, Domerense inferior y medio, y parte del Domerense superior. La parte más alta del Domerense superior se encuentra bien desarrollada con alterancias de margocalizas y margas grises.

El Toarcense inferior y medio presentan facies de margocalizas y margas grises con potencias y desarrollos diferentes según las zonas.

El Toarcense superior es más uniforme en cuanto a potencias y se presenta bajo facies de margocalizas y margas nodulosas rojas.

El Aalenense está constituido por margocalizas nodulosas rojas y es diferente según los puntos.

MINERALOGIA

En la figura 26 se representa la serie estratigráfica y la mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo.

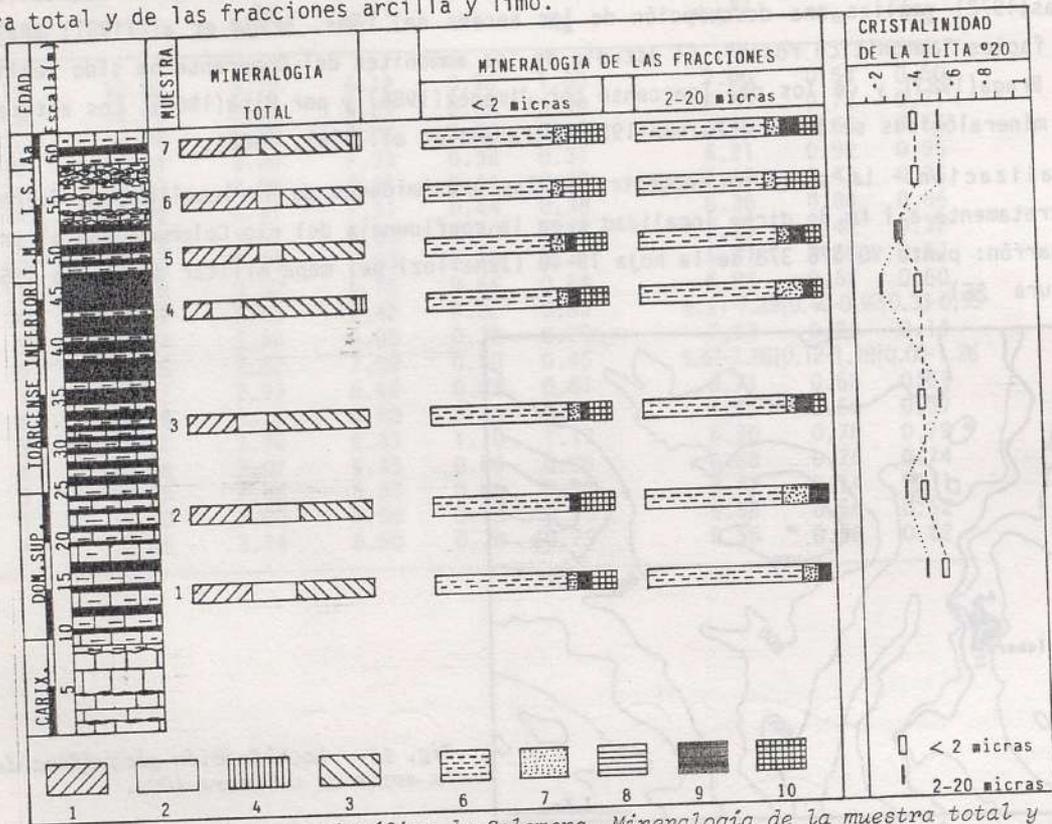


Fig. 26. Serie estratigráfica de Colomera. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la ilita.
 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 4.-dolomita; 6.-ilita; 7.-clorita;
 8.-caolinita; 9.-esmectita; 10.-interestratificados ilita-esmectita.

MUESTRA TOTAL

MUESTRA	C	D	Q	F
CO-7	36	5	9	50
6	42	tr	10	48
5	43	tr	10	47
4	15	5	18	62
3	27	tr	17	56
2	33	--	27	40
1	33	tr	24	43

Tabla 28. Mineralogía de la muestra total (%).

La calcita disminuye notablemente desde el muro de la serie hasta el nivel CO-4; a partir de aquí se alcanzan los valores más altos. Su contenido medio es del 33%.

La dolomita sólo aparece en dos niveles y lo hace en bajas proporciones (5%).

El contenido máximo en filosilicatos lo presenta el nivel CO-4 (62%); en el resto de la serie los valores son aproximadamente constantes, con una media del 49%.

CARBONATOS

Del estudio de la calcita mediante difracción de rayos X se han obtenido los siguientes datos.

MUESTRA	C-d ₁₀₁₄ (Å)	% moles CO ₃ Mg en C
CO-7	3.031	1.80
6	3.031	1.80
5	3.029	2.40
4	3.029	2.40
3	3.030	2.00
2	3.031	1.80
1	3.032	1.40

Tabla 29. Datos sobre la calcita.

El contenido en moles de CO₃Mg en la calcita varía entre márgenes muy estrechos y su valor medio es de 2.00%.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

Tabla 30. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla					fracción limo				
	I	Cl	K	Sm	I-Sm	I	Cl	K	Sm	I-Sm
CO-7	71	8	tr	tr	21	72	8	--	11	9
6	69	6	5	tr	20	72	7	6	tr	14
5	68	tr	--	5	20	76	8	--	8	8
4	72	6	--	5	17	75	15	--	5	5
3	75	7	tr	5	11	79	5	--	7	9
2	76	tr	tr	5	19	75	15	--	10	tr
1	73	6	tr	6	15	85	9	--	6	tr

De la observación de la tabla anterior y de la figura 26 se pueden destacar los siguientes hechos:

La illita no experimenta variaciones significativas ni en la fracción arcilla ni en la fracción limo; los porcentajes medios respectivamente son: 72% y 77%.

La clorita es otro mineral que no ofrece oscilaciones importantes en ninguna de las dos fracciones; lógicamente, es más abundante en la fracción limo.

La caolinita aparece, en general, en proporciones no cuantificables salvo en el techo de la serie donde se concentra en bajas cantidades (5%), en la muestra CO-6.

La esmectita tampoco presenta grandes variaciones al menos en la fracción arcilla; sus proporciones son mayores y las oscilaciones más importantes en la fracción limo (desde trazas en CO-6 al 11% en CO-7).

Los interestratificados ilita-esmectita se encuentran básicamente en la fracción arcilla en proporciones bastante constantes cuya media es, alrededor del 18%.

En resumen, la mineralogía de arcillas de esta secuencia es variada pero muy homogénea sobre todo si se consideran conjuntamente ambas fracciones.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Los resultados se resumen en las tres tablas siguientes.

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
CO-7	.40	.53
6	.40	.53
5	.30	.33
4	.40	.23
3	.40	.53
2	.40	.33
1	.50	.43

Tabla 31. Medidas de cristalinidad de la ilita expresadas en $^{\circ}2\theta$.

El valor medio de la cristalinidad tanto para la fracción arcilla como para la fracción limo se sitúa en torno a $0.40^{\circ}2\theta$. En contra de lo que cabría esperar las ilitas mejor cristalizadas no sólo se concentran en la fracción limo, sino que en ambas fracciones la cristalinidad tiene valores similares y no se aprecian cambios significativos a lo largo de la secuencia. En concreto los valores de las muestras CO-3,6 y 7 (fracción limo) han de considerarse anómalos.

Tabla 32. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las ilitas.

MUESTRA	$d(002)\text{\AA}$	$*b_0(\text{\AA})$	$b_0(\text{\AA})$	Na/Na+K
CO-7	9.961	9.019	9.020	.17
6	9.961	9.012	9.008	.17
5	9.990	9.030	9.027	.06
4	9.990	9.015	9.010	.06
3	9.990	9.016	9.008	.06
2	9.990	9.017	9.008	.06
1	9.990	9.023	9.010	.06

Tabla 33. Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
CO-7	13.14	2.86	6.94	0.60	0.50	6.50	0.86	0.79
6	13.14	2.86	6.94	0.57	0.53	6.79	0.74	0.62
5	12.46	3.54	6.39	0.83	0.70	6.04	0.72	1.05
4	12.46	3.54	6.89	0.59	0.56	6.67	0.70	0.69
3	12.46	3.54	6.94	0.57	0.53	6.63	1.00	0.71
2	12.46	3.54	6.94	0.57	0.53	6.58	0.64	0.74
1	12.46	3.54	6.89	0.59	0.56	6.33	0.86	0.88



SERIE DE SIERRA ELVIRA

Antecedentes.- Son numerosos los autores que han trabajado en este área. Beltrand y Kilian(1889) llevaron a cabo un primer estudio de la parte oriental de la Sierra. García Dueñas(1967) estudió la geología regional de la zona. Los trabajos sobre las series liásicas se deben a Linares y Mouterde(1962), Linares et al.(1971), Rivas(1972), Linares y Rivas(1973), Braga et al.(1979), Mira(1980), Braga(1983) y Jiménez(1986). Un primer estudio de tipo mineralógico, sobre los carbonatos de esta serie fué llevado a cabo por Palomo(1981) y Palomo et al.(1981), y sobre la mineralogía de arcillas por Palomo et al. (1985).

Localización.- La serie se ha muestreado en el punto VG 398 224 de la hoja 19-41 (Granada) del mapa militar de España 1:50.000, situado en las cercanías de la estación de la Compañía Telefónica y en la falda sur del cerro de la Atalaya. (Fig. 27).

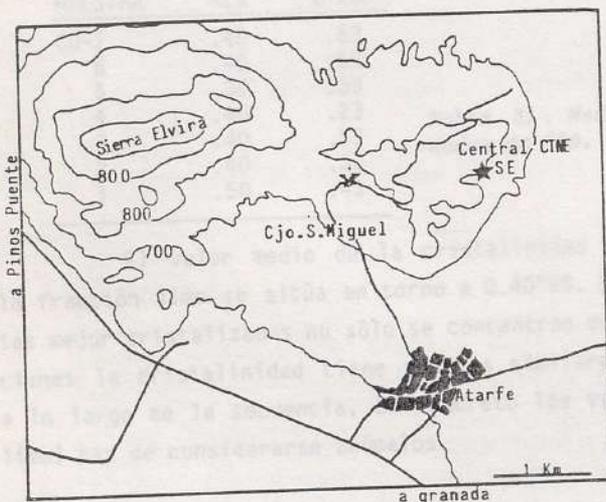


Fig. 27 . Localización geográfica de la serie de Sierra Elvira (SE).

En la secuencia de sierra Elvira las facies margosas afloran desde el Domerense superior al Aalenense.

Los materiales del Domerense superior presentan una litología muy variada; margocalizas y margas grises, calizas con sílex, calizas esparíticas con crinoides, margocalizas violáceas, y rojas y margocalizas y margas nodulosas rojas.

Los materiales del Toarcense inferior son muy similares a los del Domerense superior. En general, existe una continuidad litológica entre ambos pisos.

El Toarcense medio lo forman margas y margocalizas grises alternantes, como es casi general en el resto del Subbético medio.

El Toarcense superior está constituido por facies similares a los anteriores.

Inmediatamente por encima existen calizas con sílex sin fauna que pueden corresponder al Aalenense porque sobre ellas se sitúa un nivel radiolarítico que, en otros puntos del Subbético, decansa sobre calizas nodulosas rojas con fauna del Aalenense medio.

MINERALOGIA

En la figura 28 se representa, junto a la columna estratigráfica, la mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo.

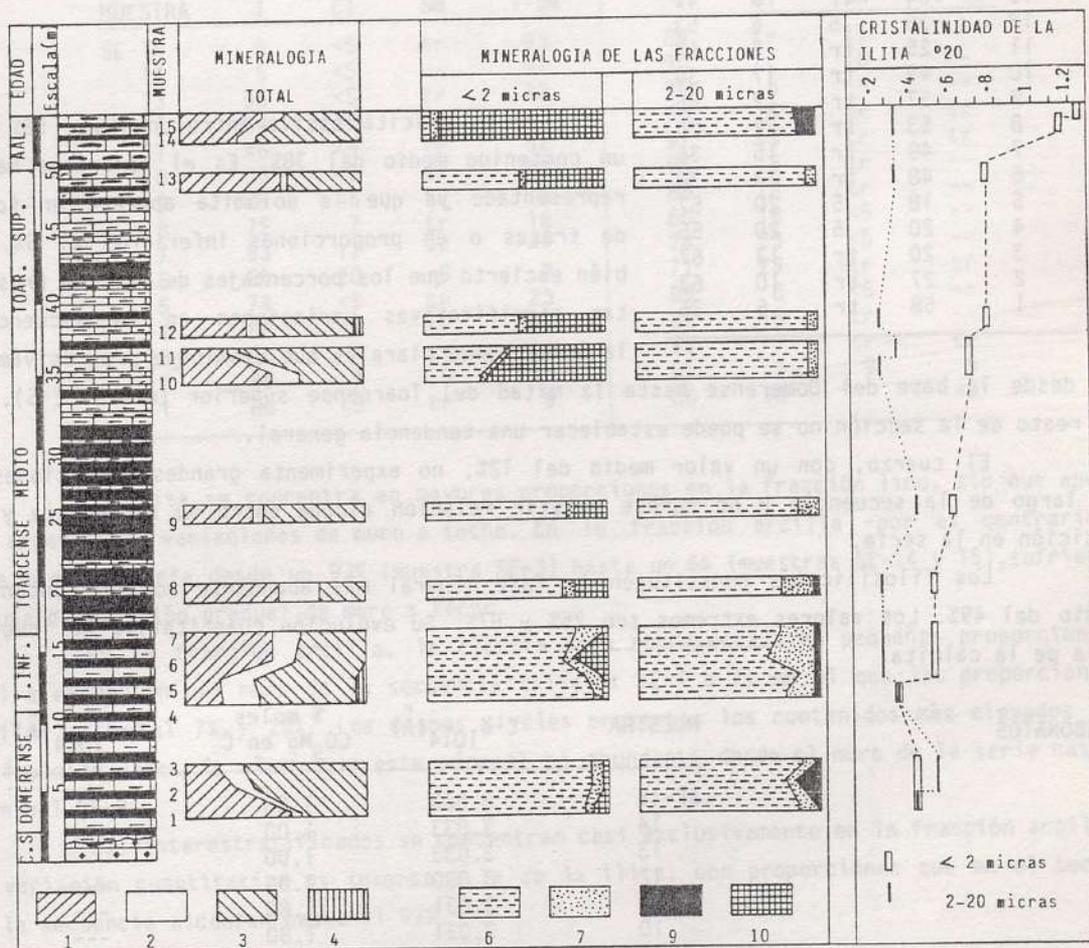


Fig. 28 . Serie estratigráfica de Sierra Elvira. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita.
 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 4.-dolomita; 6.-illita; 7.-clorita; 9.-esmeclita; 10.-interestratificados illita-esmeclita.

MUESTRA TOTAL

La mineralogía de la muestra total está constituida por calcita, dolomita, cuarzo y filosilicatos, en las proporciones expresadas en la tabla siguiente.

MUESTRA	C	D	Q	F
SE-15	45	tr	12	43
14	31	tr	11	58
13	54	tr	5	41
12	36	5	6	53
11	25	tr	7	67
10	49	tr	17	34
9	37	tr	7	56
8	53	tr	22	25
7	49	tr	15	36
6	48	tr	13	39
5	18	5	20	57
4	20	5	20	55
3	20	tr	13	67
2	27	tr	10	63
1	58	tr	6	36

Tabla 34 . Mineralogía de la muestra total (%).

La calcita oscila entre un 18% y 58% con un contenido medio del 38%. Es el carbonato mejor representado ya que la dolomita aparece en forma de trazas o en proporciones inferiores al 5%. Si bien es cierto que los porcentajes de calcita presentan significativas variaciones en la secuencia, la única norma clara es que disminuye progresivamente desde la base del Domerense hasta la mitad del Toarcense superior (nivel SE-5). En el resto de la sección no se puede establecer una tendencia general.

El cuarzo, con un valor medio del 12%, no experimenta grandes variaciones a lo largo de la secuencia y no parece existir relación alguna entre su abundancia y su posición en la serie.

Los filosilicatos constituyen la fase mineral más abundante con un contenido medio del 49%. Los valores extremos son 25% y 67%. Su evolución cuantitativa es inversa a la de la calcita.

CARBONATOS	MUESTRA	C-d _{10T4} (Å)	% moles CO ₃ Mg en C	D-d _{10T4} (Å)
	SE-15	3.033	1.00	---
	14	3.033	1.00	---
	13	3.033	1.00	---
	12	3.030	2.00	---
	11	3.031	1.80	---
	10	3.031	1.80	---
	9	3.031	1.80	---
	8	3.031	1.80	---
	7	3.031	1.80	---
	6	3.029	2.40	---
	5	3.030	2.00	2.887
	4	3.030	2.00	2.897
	3	3.031	1.80	---
	2	3.035	0.40	---
	1	3.031	1.80	2.895

Tabla 35. Datos sobre la calcita y la dolomita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

Los minerales que aparecen son illita, clorita, esmectita e interestratificados illita-esmectita. Sus proporciones, representadas en la figura 28 se resumen en la tabla 36 .

Tabla 36. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla				fracción limo			
	I	Cl	Sm	I-Sm	I	Cl	Sm	I-Sm
SE-15	5	<5	tr	93	89	tr	11	--
14	5	<5	--	91	90	tr	10	--
13	55	<5	tr	43	94	6	--	--
12	54	<5	tr	43	95	5	tr	tr
11	46	<5	tr	52	97	<5	tr	tr
10	33	<5	tr	65	95	5	tr	--
9	79	<5	tr	18	88	12	tr	--
8	75	7	tr	18	80	18	<5	--
7	83	17	--	--	74	23	<5	--
6	81	20	<5	8	71	29	tr	tr
5	74	<5	tr	23	89	8	<5	--
4	88	12	tr	--	82	18	tr	--
3	93	7	tr	tr	93	7	tr	tr
2	84	7	9	tr	81	5	9	5
1	88	<5	tr	9	86	10	--	<5

La illita se concentra en mayores proporciones en la fracción limo, sin que apenas experimente variaciones de muro a techo. En la fracción arcilla -por el contrario- este mineral varía desde un 93% (muestra SE-3) hasta un 5% (muestras SE-14 y 15), sufriendo una disminución gradual de muro a techo.

En la fracción arcilla, la clorita está representada en pequeñas proporciones (5%) a excepción del muro de la secuencia (niveles SE-4 a 7) en el que las proporciones oscilan entre el 7% y 20%. Los mismos niveles presentan los contenidos más elevados en la fracción limo. Es claro que este mineral es abundante desde el muro de la serie hasta el nivel SE-9.

Los interestratificados se concentran casi exclusivamente en la fracción arcilla. Su variación cuantitativa es inversa a la de la illita, con proporciones que en el techo de la secuencia alcanzan hasta el 93%.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

En las tablas 37 , 38 y 39 se resumen los datos obtenidos, mediante difracción de rayos X.

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ	MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
SE-15	1.30	.33	SE-8	.50	.23
14	1.20	.36	7	.50	.25
13	.80	.34	6	.50	.23
12	.80	.23	5	.50	.23
11	.70	.33	4	.30	.30
10	.70	.25	3	.40	.50
9	.60	.40	2	.40	.50
			1	.40	.40

Tabla 37. Medidas de cristalinidad de la illita expresadas en $^{\circ}2\theta$.

Si bien es claro que, en los niveles del muro de la secuencia, los valores de cristalinidad entre ambas fracciones son semejantes e incluso iguales (SE-1, SE-4) la evolución de este parámetro hacia el techo es desigual. Así la illita de la fracción limo no sobrepasa valores de $0.40^{\circ}2\theta$ con oscilaciones pequeñas. La fracción arcilla presenta una evolución en la clara tendencia a disminuir el valor de la cristalinidad hacia los niveles más altos de la secuencia, en los que se obtienen valores de $1.30^{\circ}2\theta$, frente a $0.40^{\circ}2\theta$ en niveles basales.

Tabla 38. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización de las illitas.

MUESTRA	d(002) \AA	* b_0 (\AA)	b_0 (\AA)	Na/Na+K
SE-15	9.990	9.026	9.000	.06
14	9.990	9.014	8.999	.06
13	9.990	9.022	9.002	.06
12	9.961	9.015	9.000	.17
11	9.961	9.019	9.010	.17
10	9.950	9.014	9.000	.21
9	9.990	9.011	9.007	.06
8	9.961	9.016	9.010	.17
7	9.961	9.017	9.010	.17
6	9.990	9.013	9.010	.06
5	9.961	9.016	9.002	.17
4	9.961	9.016	9.012	.17
3	9.961	9.007	9.014	.17
2	9.961	---	9.012	.17
1	9.961	9.019	9.010	.17

Tabla 39. Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
SE-15	12.46	3.54	7.22	0.44	0.38	6.21	0.92	0.95
14	12.46	3.54	7.22	0.39	0.32	6.71	0.68	0.67
13	12.46	3.54	7.22	0.44	0.38	6.38	0.84	0.86
12	13.14	2.86	7.22	0.44	0.38	6.67	0.70	0.69
11	13.14	2.86	6.89	0.59	0.56	6.50	0.78	0.79
10	13.14	2.86	7.22	0.44	0.38	6.71	0.68	0.67
9	12.46	3.54	6.99	0.54	0.50	6.83	0.62	0.60
8	13.14	2.86	6.89	0.59	0.56	6.63	0.72	0.71
7	13.14	2.86	6.89	0.59	0.56	6.58	0.74	0.74
6	12.46	3.54	6.89	0.59	0.56	6.75	0.66	0.64
5	13.14	2.86	7.22	0.44	0.38	6.63	0.72	0.71
4	13.14	2.86	6.77	0.65	0.63	6.63	0.72	0.71
3	13.14	2.86	6.72	0.68	0.66	7.00	0.54	0.50
2	13.14	2.86	6.77	0.75	0.63	--	--	--
1	13.14	2.86	6.62	0.72	0.71	6.50	0.78	0.79

SERIE DEL TOARCENSE DE SIERRA ELVIRA

Antecedentes.- Los trabajos realizados, con anterioridad, en esta serie son los mismos que los ya apuntados para la denominada serie de Sierra Elvira. Cabe, no obstante, incidir sobre el estudio realizado por Jiménez(1986) acerca de la bioestratigrafía del Toarcense, en este sector.

Localización.- Punto VG 386 221, hoja 19-41 (Granada) del mapa militar de España 1: 50.000, fig. 29.

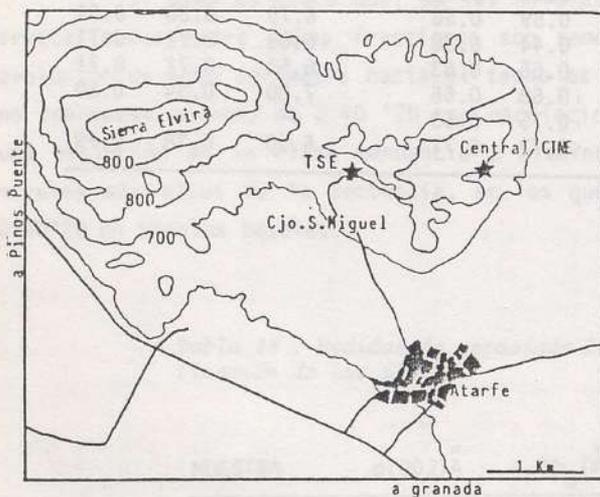


Fig. 29 . Localización geográfica de la serie del Toarcense de Sierra Elvira(TSE).

La litología que compone el Toarcense medio, en este punto de Sierra Elvira, está integrada por alternancias de margocalizas y margas grises que forman un conjunto homogéneo, a grandes rasgos, pero con notables diferencias en el detalle.

Dentro de estos materiales hay frecuentes cambios laterales de potencia y en ellos se intercalan cinco niveles turbidíticos de escaso espesor, con laminaciones ligeras (niveles A, B, C, D y E).

En general, estas margas están muy bien estudiadas desde el punto de vista de la bioestratigrafía y en ellas se encuentran abundantes lamelibranquios y ammonites.

MINERALOGIA

La composición mineralógica de las muestras estudiadas así como su columna estratigráfica están representadas en la figura 30.

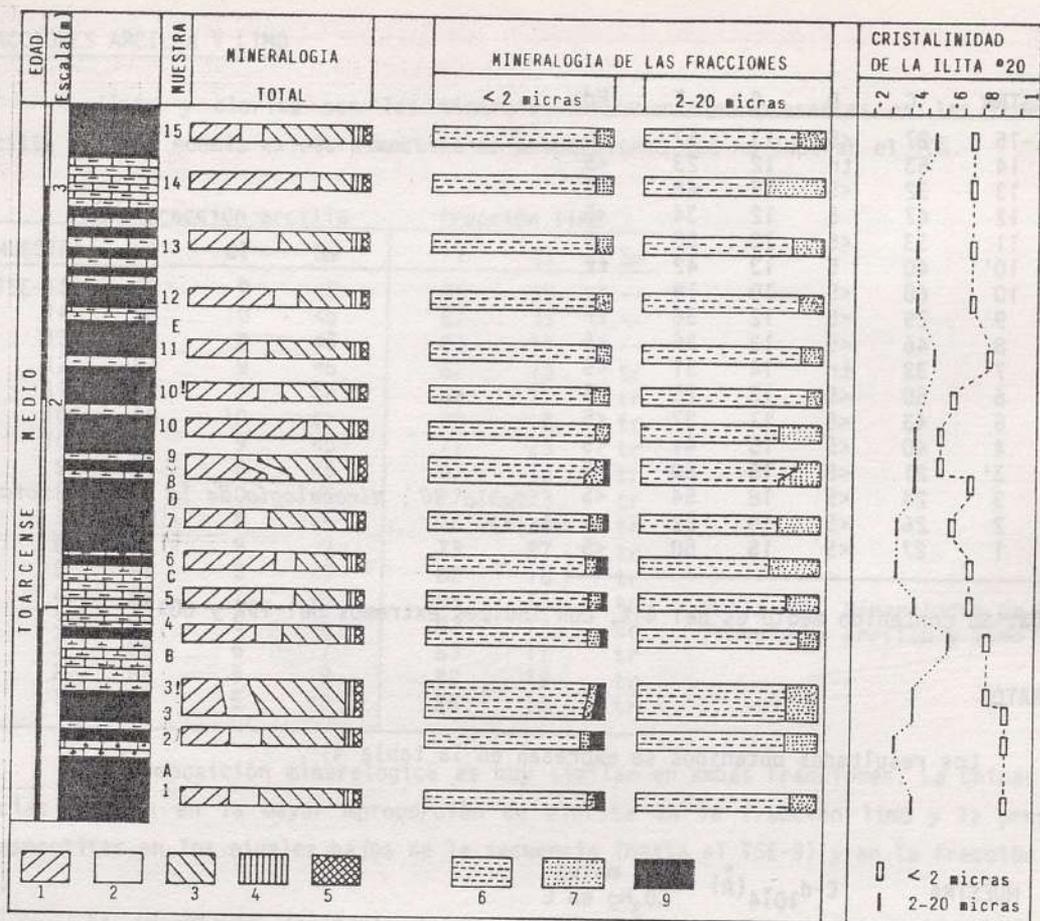


Fig. 30. Serie estratigráfica del Toarcense de Sierra Elvira. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la ilita.
 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 4.-dolomita; 6.-ilita; 7.-clorita; 9.-esmectita.

MUESTRA TOTAL

La muestra total está constituida por calcita, cuarzo y filosilicatos en proporciones inferiores al 5%. Los porcentajes de cada mineral están resumidos en la siguiente tabla.

Los carbonatos, y en concreto la calcita, presentan variaciones sensibles a lo largo de la serie, con unos valores extremos del 21% y 68%. La dolomita tan sólo aparece en proporciones inferiores al 5%.

El cuarzo se mantiene con valores constantes en toda la secuencia. Su contenido medio es del 15%.

La evolución cuantitativa de los filosilicatos es inversa a la indicada para la

MUESTRA	C	D	Q	F	Fd
TSE-15	27	<5	13	57	<5
14	63	tr	12	23	<5
13	32	<5	17	48	<5
12	47	5	12	34	<5
11	33	<5	13	50	<5
10'	40	5	13	42	tr
10	68	<5	10	19	tr
9	29	<5	12	56	tr
8	46	<5	12	36	<5
7	33	tr	14	51	<5
6	50	<5	12	35	<5
5	43	<5	17	37	<5
4	40	<5	15	41	<5
3'	21	<5	15	60	<5
3	24	<5	18	54	<5
2	26	<5	18	52	<5
1	27	<5	16	50	<5

Tabla 40. Mineralogía de la muestra total (%).

calcita. Su contenido medio es del 44%, con índices extremos del 19% y 60%.

CARBONATOS

Los resultados obtenidos se expresan en la tabla 41.

MUESTRA	$C-d_{10T4}^{\circ}(\text{Å})$	% moles CO_3Mg en C
TSE-15	3.029	2.40
14	3.030	2.00
13	3.031	1.80
12	3.030	2.00
11	3.030	2.00
10'	3.030	2.00
10	3.030	2.00
9	3.030	2.00
8	3.030	2.00
7	3.031	1.80
6	3.031	1.80
5	3.030	2.00
4	3.031	1.80
3'	3.032	1.40
3	3.032	1.40
2	3.033	1.00
1	3.032	1.40

Tabla 41. Datos sobre la calcita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

Ilita y clorita son los minerales fundamentales presentes en las fracciones arcilla y limo. Además existe esmectita en proporciones que no superan el 10%.

MUESTRA	fracción arcilla			fracción limo		
	I	Cl	Sm	I	Cl	Sm
TSE-15	89	9	<5	85	15	--
14	88	10	<5	67	33	--
13	89	8	<5	83	17	--
12	91	9	<5	87	13	tr
11	93	7	tr	89	11	tr
10'	90	10	tr	92	8	tr
10	89	9	<5	77	23	tr
9	93	5	<5	87	13	tr
8	87	10	<5	77	23	tr
7	90	8	<5	76	24	tr
6	85	8	7	73	27	tr
5	88	8	<5	82	18	tr
4	89	7	<5	89	11	tr
3'	90	5	<5	83	17	tr
3	86	6	7	83	17	tr
2	86	5	9	82	18	tr
1	91	5	<5	86	14	tr

Tabla 42. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

La composición mineralógica es muy similar en ambas fracciones. Las únicas diferencias radican en la mayor proporción de clorita en la fracción limo y la presencia de esmectitas en los niveles bajos de la secuencia (hasta el TSE-9) y en la fracción arcilla.

Es importante constatar la existencia de glauconita en algún nivel (muestra TSE-3'). El estudio por microscopía electrónica de transmisión permite establecer la siguiente composición: $(\text{Si}_{2.84}\text{Al}_{1.16})\text{O}_{10}(\text{Al}_{0.32}\text{Fe}_{1.14}\text{Mg}_{0.85}\text{Ti}_{0.14})\text{K}_{0.51}(\text{OH})_2$

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Tabla 43. Medidas de cristalinidad de la ilita expresadas en^o2θ.

MUESTRA	<2μ	2-20μ	MUESTRA	<2μ	2-20μ
TSE-15	.72	.48	TSE-8	.68	.42
14	.72	.36	7	.64	.32
13	.72	.42	6	.68	.32
12	.68	.36	5	.72	.36
11	.76	.48	4	.76	.56
10'	.62	-	3'	.84	.40
10	.52	.36	3	.88	.42
9	.52	.44	2	.92	.32
			1	.90	.36

La fracción limo incluye, lógicamente, las ilitas de mayor tamaño de cristal con un valor de cristalinidad medio de 0.40 mientras que para la fracción arcilla es de 0.72. En ambos casos éste parámetro tiene una evolución similar a lo largo de la serie estando muy bien delimitadas las curvas correspondientes a las dos fracciones.

Tabla 44. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las ilitas.

MUESTRA	$d(002)\text{Å}$	$*b_0(\text{Å})$	$b_0(\text{Å})$	Na/Na+K
TSE-15	9.962	9.019	9.017	.16
14	9.972	9.022	9.019	.13
13	9.964	9.023	9.012	.16
12	9.970	9.021	9.020	.13
11	9.958	9.027	9.019	.18
10'	9.972	9.022	9.026	.13
10	9.963	9.022	9.026	.16
9	9.977	9.020	9.020	.11
8	9.965	9.013	9.019	.15
7	9.967	9.025	9.026	.14
6	9.966	9.010	9.033	.15
5	9.962	9.027	9.023	.16
4	9.973	9.016	9.021	.12
3'	9.968	9.020	9.016	.14
3	9.964	9.010	9.019	.16
2	9.959	9.018	9.026	.17
1	9.957	9.011	9.008	.18

Tabla 45. Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
TSE-15	13.12	2.88	6.58	0.74	0.74	6.50	0.78	0.79
14	12.88	3.12	6.50	0.78	0.79	6.38	0.84	0.86
13	13.07	2.93	6.79	0.64	0.62	6.33	0.86	0.88
12	12.93	3.07	6.46	0.80	0.81	6.42	0.82	0.83
11	13.21	2.79	6.50	0.78	0.79	6.17	0.94	0.98
10'	12.88	3.12	6.21	0.92	0.95	6.38	0.84	0.86
10	13.09	2.91	6.21	0.92	0.95	6.38	0.84	0.86
9	12.77	2.23	6.46	0.80	0.81	6.46	0.80	0.81
8	12.98	3.02	6.50	0.78	0.79	6.75	0.66	0.64
7	13.00	3.00	6.21	0.92	0.95	6.25	0.90	0.93
6	13.02	2.98	5.92	1.06	1.12	6.87	0.60	0.57
5	13.12	2.88	6.33	0.86	0.88	6.17	0.94	0.98
4	12.86	3.14	6.42	0.82	0.83	6.63	0.72	0.71
3'	12.98	3.02	6.62	0.72	0.71	6.46	0.80	0.81
3	13.07	2.93	6.50	0.78	0.79	6.87	0.60	0.57
2	13.19	2.81	6.21	0.92	0.95	6.52	0.76	0.76
1	13.23	2.77	6.96	0.56	0.52	6.83	0.62	0.60

SERIE DE ILLORA

Antecedentes.- La geología de la zona fué estudiada por Vera(1966), Linares y Rivas (1971) y García Hernández et al.(1976). Rivas(1972), González Donoso et al.(1972), Linares y Rivas(1973) y Braga et al.(1979) describen las series del Lias de este área y su bioestratigrafía. Braga et al.(1981) analizan las facies de calizas nodulosas del Domerense y Braga(1983) estudia la fauna de ammonites Domerenses de este sector.

Localización.- La serie se ha levantado en el punto VG 213 273 de la hoja 18-41 (Montefrío) del mapa militar de España 1:50.000, Fig. 31 .

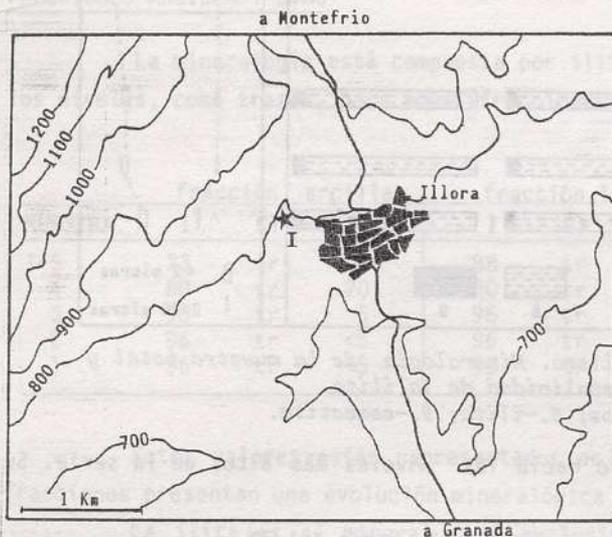


Fig. 31 . Localización geográfica de la serie de Illora (I).

La secuencia comienza con un hard-ground del Carixiense medio, sobre el que existe un nivel calizo con óxidos de hierro y fragmentos de ammonites. A continuación se desarrolla un Domerense medio compuesto por alternancias de margocalizas y margas rojas de facies "ammonítico rosso". La serie termina con una alternancia de margas y margocalizas grises de edad Domerense superior.

MINERALOGIA

En la figura 32 se representa la mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo, así como la columna estratigráfica.

MUESTRA TOTAL

La mineralogía de la muestra total está constituida exclusivamente por calcita, cuarzo y filosilicatos.

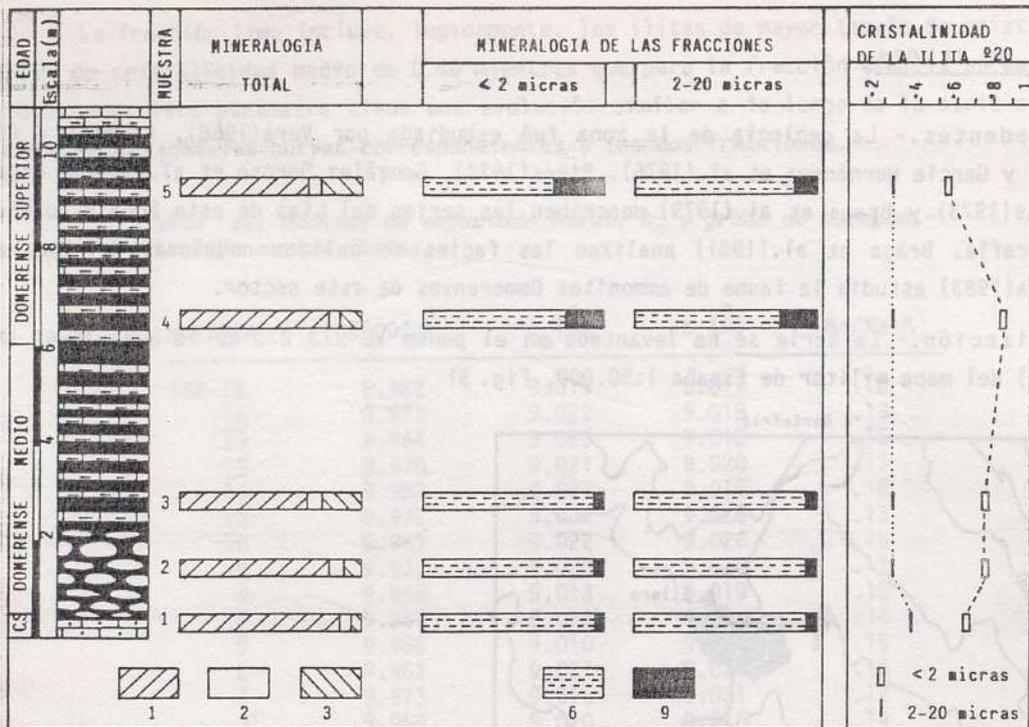


Fig. 32. Serie estratigráfica de Illora. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la ilita. 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 6.-ilita; 9.-esmectita.

La calcita disminuye desde el muro hacia los niveles más altos de la serie. Su contenido medio es del 79%.

El cuarzo permanece constante con una proporción media del 7%.

La proporción de filosilicatos aumenta claramente desde el muro de la secuencia (5%) hasta el techo de la misma, donde alcanza valores del 23%.

MUESTRA	C	Q	F
I-5	70	7	23
4	83	5	12
3	70	8	22
2	83	7	10
1	88	7	5

Tabla 46. Mineralogía de la muestra total (%).

CARBONATOS

Aplicando el método de Liborio y Mottana(1973) en el estudio detallado de la calcita, se han obtenido los siguientes resultados.

MUESTRA	C-d _{10T4} (Å)	% moles CO ₃ Mg en C
I-5	3.030	2.00
4	3.031	1.80
3	3.030	2.00
2	3.031	1.80
1	3.032	1.40

Tabla 47. Datos sobre la calcita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

La mineralogía está compuesta por ilita y esmectita; la clorita aparece en todos los niveles, como trazas, para ambas fracciones.

MUESTRA	fracción arcilla			fracción limo		
	I	Cl	Sm	I	Cl	Sm
I-5	73	tr	27	88	tr	12
4	80	tr	20	80	tr	20
3	95	tr	5	96	tr	<5
2	96	tr	<5	96	tr	<5
1	96	tr	<5	96	tr	<5

Tabla 48. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

Estos valores están representados en la figura 32 y en ella se observa que ambas fracciones presentan una evolución mineralógica paralela.

La ilita es el mineral casi exclusivo en el muro de la secuencia con valores de 96%. Hacia el techo de la serie disminuye sus proporciones hasta alcanzar un 73% para la fracción arcilla. Su contenido medio en la fracción arcilla. Su contenido medio en la fracción limo es del 88% y 91% en la fracción limo.

La esmectita sigue una trayectoria inversa a la de la ilita: en el muro de la secuencia su contenido es menor del 5% y en el techo alcanza un 27% para la fracción arcilla. Las proporciones medias son muy similares, en torno al 12% y 8% para las fracciones arcilla y limo respectivamente.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

En las tablas 49, 50 y 51 se resumen los resultados obtenidos del estudio detallado de la ilita.

La mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo está representada en la figura 32.

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
I-5	.62	.30
4	.88	.30
3	.82	.34
2	.80	.28
1	.74	.42

Tabla 49. Medidas de cristalinidad de la illita expresadas en $^{\circ}$ 2 θ .

Estos valores están representados en la figura 32. En ella se observa claramente que las illitas de la fracción limo están mejor cristalizadas que las de la fracción arcilla. Igualmente se aprecia una gran uniformidad en los valores, mucho más acentuada en la fracción limo.

Tabla 50. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización de las illitas.

MUESTRA	d(002) \AA	* b_0 (\AA)	b_0 (\AA)	Na/Na+K
I-5	9.967	9.030	9.039	.14
4	9.983	9.030	9.041	.09
3	9.981	9.011	9.028	.09
2	9.947	9.013	9.043	.22
1	10.008	---	9.000	.01

Tabla 51. Composición química de las illitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
I-5	13.00	3.00	5.57	1.18	1.26	6.04	1.00	1.05
4	12.63	3.37	5.58	1.22	1.31	6.04	1.00	1.05
3	12.67	3.33	6.13	0.96	1.00	6.83	0.62	0.60
2	13.47	2.53	5.88	1.08	1.14	6.75	0.66	0.64
1	12.05	3.95	7.29	0.40	0.33	--	--	--

SERIE DE SIERRA PELADA

Antecedentes.- Cronológicamente, una primera descripción de esta serie, desde el punto de vista regional, se debe a Vera(1966). Posteriormente, Gonzalez Donoso et al.(1972) realizan un estudio más detallado de esta secuencia. Linares y Rivas(1971) describen el Toarcense medio y Rivas(1973) estudia la fauna de ammonites para esta misma edad.

Localización.- La serie se encuentra en el flanco sur del anticlinal de Sierra Pelada y atraviesa la carretera que conduce de Illora a Montefrío (Granada), por el norte de la Sierra de Parapanda. El muestreo se ha realizado en tres puntos diferentes que tienen las siguientes coordenadas U.T.M.: 1= Punto VG 191 329; 2= Punto VG 187 328; 3= Punto VG 186 326; todos ellos situados en la hoja 18-40 (Alcalá la Real) del mapa militar de España 1:50.000, fig. 33 .

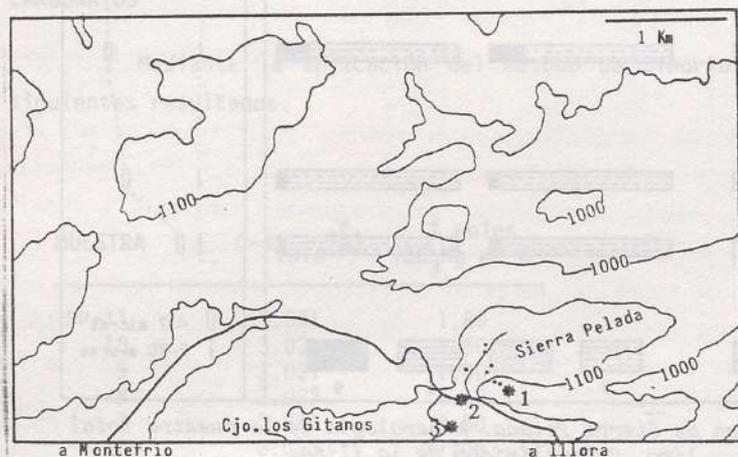


Fig. 33 .Localización geográfica de la serie de Sierra Pelada (SP).

Punto 1-muestras SP-1 y 2.

Punto 2- muestras SP-3,4,5,6,7
y 8.

Punto 3-muestras SP-9,10 y 11

Los primeros niveles estudiados en este trabajo pertenecen al Domerense medio-superior, constituido por calizas con sílex. Sobre estas calizas comienza un tramo de calizas grises azuladas, de edad Domerense superior, que continúa con una alternancia rítmica de margas y margocalizas grises. Esta facies se mantiene durante todo el Toarcense inferior. El Toarcense medio se presenta bajo facies de margas y margocalizas rojas "ammonítico rosso".

MINERALOGIA

La mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo está representada en la figura 34 .

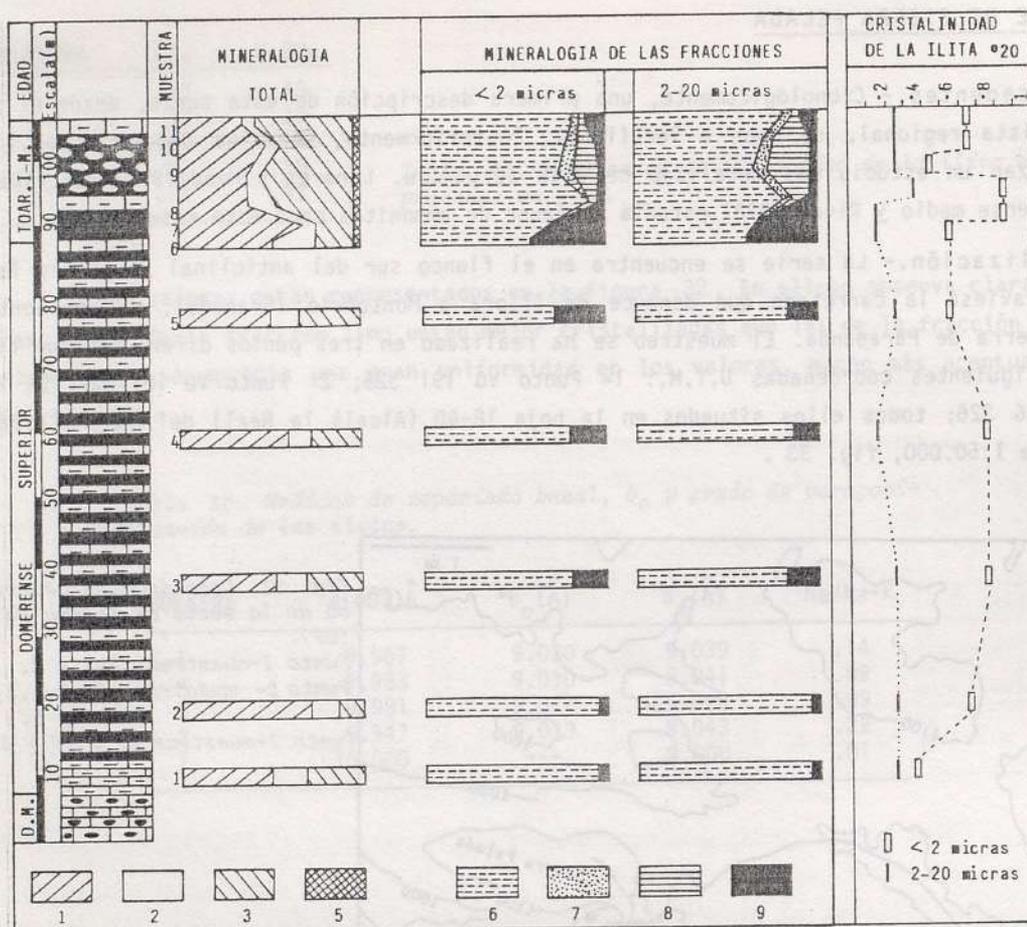


Fig. 34. Serie estratigráfica de Sierra Pelada. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita.

1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 5.-feldespatos; 6.-illita; 7.-clorita; 8.-caolinita; 9.-esmectita.

MUESTRA TOTAL

La mineralogía de la muestra total está constituida por calcita, cuarzo, filosilicatos y feldespatos. Sus proporciones se representan en la tabla 52.

El contenido en calcita, aunque con algunas oscilaciones, disminuye hacia el techo de la secuencia. El porcentaje medio es del 51%.

El cuarzo, presente en toda la secuencia, se encuentra en mayores proporciones en el muro y parte media de la misma. Su contenido oscila entre un 8 y un 21% y su valor medio es del 14%.

Los filosilicatos, con un contenido medio del 34%, son -tras la calcita- la

MUESTRA	C	Q	F	Fd
SP-11	34	12	54	tr
10	48	9	40	<5
9	37	11	52	tr
8	38	14	43	<5
7	68	8	22	<5
6	52	21	23	<5
5	50	16	34	--
4	59	14	27	--
3	52	17	31	--
2	72	15	13	--
1	50	20	30	--

Tabla 52. Mineralogía de la muestra total (%).

segunda fase mineral mejor representada en esta serie. Aumentan sensiblemente hacia el techo de la secuencia (desde el nivel SP-8 al SP-11).

CARBONATOS

Mediante la aplicación del método de Liborio y Mottana(1973) se obtienen los siguientes resultados.

MUESTRA	C-d ₁₀₁₄ (Å)	% moles CO ₃ Mg en C
SP-11	3.031	1.80
10	3.031	1.80
9	3.031	1.80
8	3.032	1.40
7	3.034	0.80
6	3.033	1.00
5	3.033	1.00
4	3.032	1.40
3	3.031	1.80
2	3.031	1.80
1	3.032	1.40

Tabla 53. Datos sobre la calcita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

Los minerales de la arcilla que forman parte de estas fracciones son: illita, clorita, caolinita y esmectita. Sus porcentajes, para cada muestra, se resumen en la tabla 54.

La illita sigue una evolución paralela en ambas fracciones. Es el mineral casi exclusivo en los niveles situados en el muro de la serie (SP-1 y SP-2) y disminuye ligera-

Tabla 54. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla				fracción limo			
	I	Cl	K	Sm	I	Cl	K	Sm
SP-11	85	<5	5	10	85	<5	5	10
10	76	7	11	6	71	5	22	5
9	77	8	15	tr	65	7	26	5
8	91	<5	tr	5	79	6	9	6
7	73	--	tr	27	69	--	tr	31
6	59	--	tr	41	62	--	tr	38
5	72	--	tr	27	84	--	tr	16
4	82	--	tr	18	87	--	tr	13
3	82	--	tr	18	82	--	tr	18
2	96	--	tr	<5	96	--	tr	<5
1	95	--	tr	<5	96	--	tr	<5

mente hacia el nivel SP-6. A partir de aquí sus proporciones aumentan. El contenido medio en la fracción arcilla es del 81% y 80% en la fracción limo.

La clorita aparece unicamente en los niveles más altos de la columna, en proporciones que no superan el 10%.

La caolinita, al igual que la clorita, está presente a partir del nivel SP-6 con mayores porcentajes en la fracción limo, en la que alcanza valores del 26%. Interesa aquí dejar constancia de que la presencia conjunta de feldespatos, caolinita y clorita está relacionada exclusivamente a los niveles del Toarcense inferior y medio.

La esmectita, presente en todas las muestras de la serie, aumenta desde el muro de la misma y alcanza sus máximos porcentajes en los niveles SP-6 y SP-7 para después decrecer en la parte más alta de la secuencia. La evolución de este mineral es similar en las dos frac

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
SP-11	.72	.32
10	.68	.32
9	.52	.28
8	.86	.44
7	.94	.24
6	.56	.22
5	.60	.28
4	.76	.24
3	.76	.32
2	.72	.30
1	.36	.30

Los resultados obtenidos mediante difracción de rayos X se resumen en las tablas 55, 56 y 57.

Tabla 55. Medidas de cristalinidad de las ilitas expresada en $^{\circ}2\theta$.

De los datos de la tabla anterior, representados en la figura 34 se deduce que las illitas mejor cristalizadas se concentran en la fracción limo. En ambas fracciones la cristalinidad evoluciona de forma similar; así, por ejemplo, el nivel SP-8 es el que presenta illitas peor cristalizadas en las dos fracciones. Sin embargo, es claro que el margen de variabilidad es más amplio en la fracción arcilla.

Tabla 56. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las illitas.

MUESTRA	d(001)Å	* b_0 (Å)	b_0 (Å)	Na/Na+K
SP-11	9.967	9.035	9.032	.14
10	9.972	9.015	9.007	.13
9	9.970	9.039-8.973	9.028	.13
8	9.980	9.039-8.973	9.018	.10
7	9.972	9.039-8.960	9.019	.13
6	9.962	9.039-8.960	9.016	.16
5	9.955	9.026-8.960	9.011	.19
4	9.965	9.013-8.973	9.027	.15
3	9.986	9.026-8.986	9.032	.07
2	9.979	---	9.011	.10
1	9.965	9.013	9.025	.15

Tabla 57. Composición química de las illitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
SP- 11	13.00	3.00	5.96	1.04	1.10	6.25	0.90	0.93
10	12.98	3.12	7.00	0.54	0.50	6.67	0.70	0.69
9	12.93	3.07	6.13	0.96	1.00	8.42-5.67	1.18-0.14	1.26-0.31
8	12.70	3.30	6.54	0.76	0.76	8.42-5.67	1.18-0.14	1.26-0.62
7	12.88	3.12	6.50	0.78	0.79	8.96-5.67	1.18-0.40	1.26-0.62
6	13.12	2.88	6.63	0.72	0.71	8.96-5.67	1.18-0.40	1.26-0.62
5	13.28	2.72	6.83	0.62	0.60	8.96-6.21	0.92-0.40	0.95-0.62
4	13.05	2.95	6.17	0.94	0.98	8.42-6.75	0.66-0.14	0.64-0.31
3	12.56	3.44	5.96	1.04	1.10	7.88-6.21	0.92-0.12	0.95-0.00
2	12.72	3.28	6.83	0.62	0.60	--	--	--
1	13.05	2.95	6.25	0.90	0.93	6.75	0.66	0.64

SERIE DE ALGARINEJO

Antecedentes.- Vera(1966) estudia la geología regional de la zona, incluida la serie tratada en este trabajo y otras cercanas. Rivas(1972) realiza una descripción detallada de las series liásicas y Braga(1983) estudia la fauna de ammonoideos del Domerense en algunas secciones de este área.

Localización.- La serie se ha muestreado a lo largo de la carretera que conduce de Loja a Algarinejo (desde el Km 30 al Km 21).

Los niveles más bajos de la misma se han tomado en el punto UG 987 302 de la hoja 18-41 (Montefrío) del mapa militar de España 1:50.000, fig. 35 .

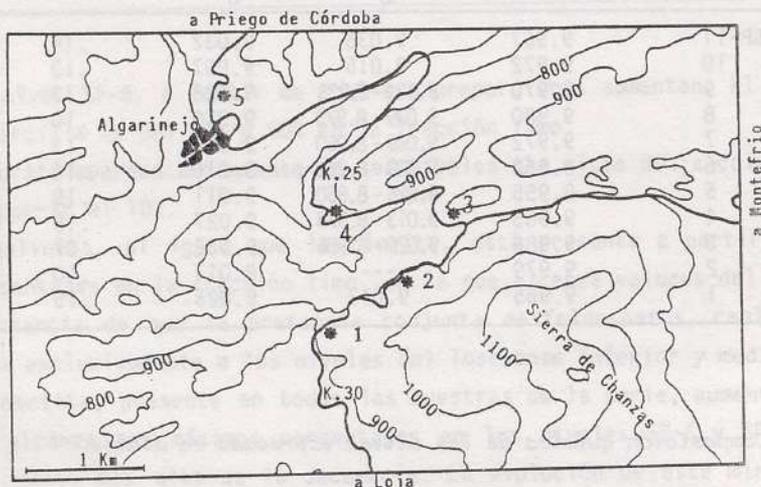


Fig. 35 . Localización geográfica de la serie de Algarinejo (A). Punto 1: (muestras 1,2,3,4 y 5); punto 2: (muestras 6, 7,8,9 y 10); punto 3: (muestras 11 y 12); punto 4: (muestras 13 y 14); punto 5: (muestras 15,16 y 17).

La serie de Algarinejo es la más potente de Subbético medio. La parte estudiada en esta Memoria alcanza una potencia de más de 1.200 m. Además, hay intercalaciones de rocas volcánicas en los materiales del Lias inferior y medio.

Comienza la secuencia con un Domerense inferior calizo en su base y con alguna alternancia de margocalizas y -en menor proporción- margas, hacia la parte superior.

El Domerense medio está formado por margas y margocalizas grises alternantes; la misma facies durante el Domerense superior y el Toarcense inferior.

El Toarcense medio se presenta con una alternancia de calizas margosas azuladas y margocalizas; el Toarcense superior lo constituyen, esencialmente, calizas margosas con algún nivel alternante de margas.

La serie de Algarinejo sufre importantes cambios laterales tanto de litología como de potencia.

MINERALOGIA

En la figura 36 se representa, junto a la columna estratigráfica, la mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo.

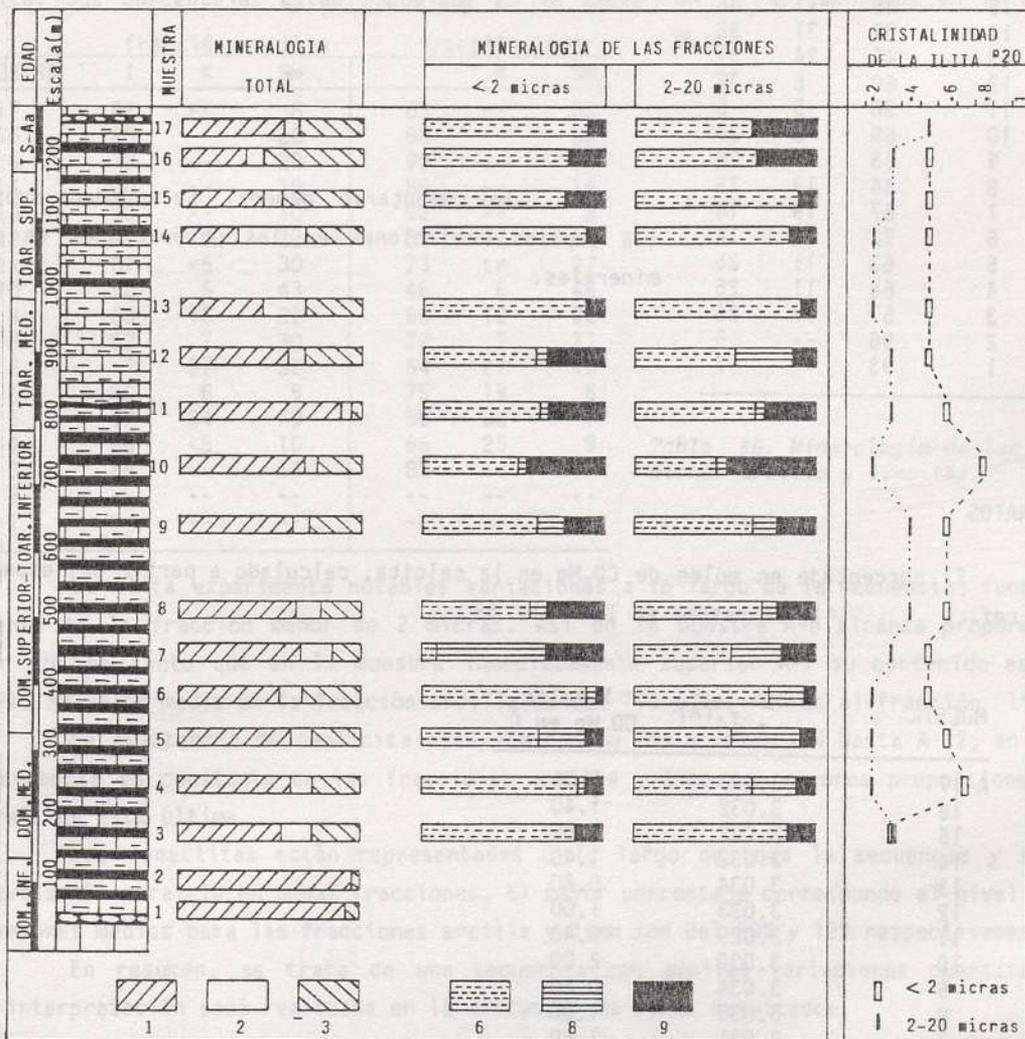


Fig. 36 . Serie estratigráfica de Algarinejo. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita.
 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 6.-illita; 7.-clorita; 8.-caolinita; 9.-esmectita.

MUESTRA TOTAL

La mineralogía de la muestra total está constituida por calcita, cuarzo y filosilicatos. (Tabla 58).

MUESTRA	C	Q	F
A-17	57	8	35
16	37	9	54
15	45	11	44
14	31	37	32
13	45	24	31
12	60	8	32
11	90	5	5
10	69	6	25
9	63	9	28
8	64	13	23
7	67	19	14
6	72	12	16
5	63	11	26
4	64	11	25
3	57	17	26
2	96	--	5
1	93	--	7

Tabla 58. Mineralogía de la muestra total (%).

Como comentario general se pueden subrayar las amplias variaciones en las proporciones de estos minerales.

CARBONATOS

El porcentaje en moles de CO_3Mg en la calcita, calculado a partir del espaciado de la reflexión (0014), se resume en la tabla 59.

MUESTRA	0014 (Å)	% moles CO_3Mg en C
A-17	3.033	1.00
16	3.032	1.40
15	3.032	1.40
14	3.032	1.40
13	3.034	0.80
12	3.033	1.00
11	3.029	2.40
10	3.030	2.00
9	3.034	0.80
8	3.033	1.00
7	3.031	1.80
6	3.031	1.80
5	3.031	1.80
4	3.032	1.40
3	3.032	1.40
2	3.036	0.00
1	3.038	0.00

Tabla 59. Datos sobre la calcita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

La mineralogía de estas fracciones está constituida por illita, caolinita y esmectita. Sus porcentajes están recogidos en la tabla 60 y representados en la figura

36.

MUESTRA	fracción arcilla			fracción limo		
	I	K	Sm	I	K	Sm
A-17	92	--	8	65	--	35
16	80	--	20	68	--	32
15	78	--	22	90	--	10
14	90	--	10	86	--	14
13	90	--	10	92	--	8
12	62	6	32	55	32	13
11	67	<5	30	73	tr	27
10	52	5	43	46	6	48
9	63	15	22	66	12	22
8	63	7	30	72	7	21
7	7	57	32	54	27	19
6	90	6	5	75	19	6
5	67	24	9	55	38	7
4	86	<5	10	66	25	9
3	86	--	14	85	--	15
2	--	--	--	--	--	--
1	--	--	--	--	--	--

Tabla 60. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

La illita experimenta notables variaciones a lo largo de la secuencia, fundamentalmente en la fracción menor de 2 micras. Así en la muestra A-6 alcanza proporciones de un 90% en tanto que en la muestra inmediatamente superior A-7 su contenido es sólo del 7%. Su valor medio en la fracción arcilla es del 71% y del 70% en la fracción limo.

La existencia de caolinita está limitada a los niveles A-4 hasta A-12; en ellos su presencia es constante en las fracciones arcilla y limo con mayores proporciones, en general, en esta última.

Las esmectitas están representadas a lo largo de toda la secuencia y siguen una evolución paralela en ambas fracciones. El mayor porcentaje corresponde al nivel A-10; los valores medios para las fracciones arcilla y limo son del 20% y 19% respectivamente.

En resumen, se trata de una secuencia con amplias variaciones cuantitativas cuya interpretación será realizada en la discusión de estos resultados.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Los datos obtenidos a partir de la difracción de rayos X se recogen en las tablas 61, 62 y 63.

Tabla 61. Medidas de cristalinidad de la illita expresadas en $^{\circ} 2\theta$.

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ	MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
A-17	---	.50	A-9	.62	.44
16	.52	.26	8	.60	.40
15	.54	.26	7	.50	.26
14	.54	.24	6	.48	.24
13	.54	.24	5	.60	.24
12	.54	.28	4	.70	.24
11	.64	.26	3	.32	.32
10	.76	.24	2	---	---
			1	---	---

Para toda la secuencia, la cristalinidad de la illita de la fracción limo es mejor que la correspondiente a la fracción arcilla. Conviene, igualmente destacar que su evolución temporal es sensiblemente paralela en ambas fracciones, si se exceptúa la muestra A-10.

Tabla 62. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización de las illitas.

MUESTRA	$d(002)\text{\AA}$	$*b_0(\text{\AA})$	$b_0(\text{\AA})$	Na/Na+K
A-17	9.967	9.022	9.032	.14
16	9.959	9.012	9.013	.17
15	9.982	9.018	9.027	.09
14	9.975	9.023	9.010	.11
13	9.969	9.031	9.023	.14
12	10.105	9.001	9.031	.37
11	9.971	9.021	9.020	.13
10	9.972	9.021	9.011	.13
9	9.972	9.021	9.011	.13
8	9.972	9.026	9.028	.17
7	9.960	9.003	9.011	.17
6	9.960	9.026	9.029	.17
5	9.976	9.009	9.026	.11
4	9.964	9.026	9.011	.16
3	9.981	9.026	9.013	.09
2	---	---	---	---
1	---	---	---	---

SERIE DE HUETOR TAJAR

Antecedentes.- Un primer estudio sobre la geología regional de la zona fué llevado a cabo por Vera(1966) quien también realizó un descripción de las series de este sector y las comparó con otras equivalentes en sectores adyacentes.

Localización.- La serie se sitúa en las cercanías de una carretera en construcción que, siguiendo el cauce del arroyo Vilanos, une la localidad de Huétor Tajar con la carretera que conduce de Montefrío a Algarinejo. Punto VG 049 218, hoja 18-41(Montefrío) del mapa militar de España 1:50.000, fig 37 .

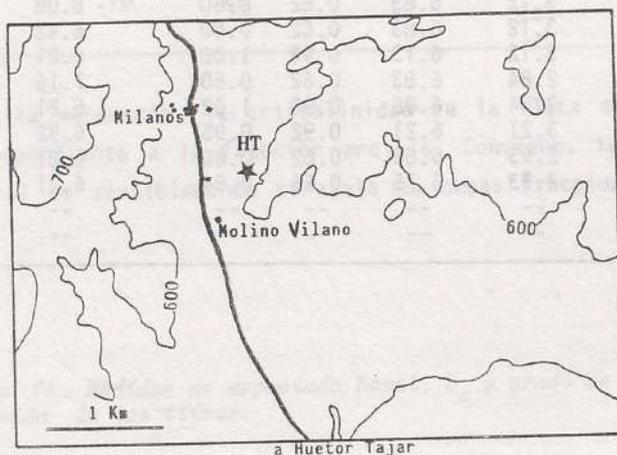


Fig. 37 . Localización geográfica de la serie de Huétor Tajar (HT).

La secuencia estudiada corresponde a una alternancia de calizas y margocalizas rojas de facies "ammonítico rosso". Comienza con calizas grises azuladas sin fauna alguna. Sobre ellas se sitúa una alternancia de calizas y margocalizas nodulosas de facies "ammonítico rosso" con gran abundancia en fauna de ammonites y un espesor aproximado de 40 m.

Comparando esta serie con otras próximas, como Algarinejo, se observa que en ésta el Jurásico se encuentra comprimido con una potencia sensiblemente inferior a la de las series más cercanas.

MINERALOGIA

La composición mineralógica de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo se representa en la figura 38 junto a la columna estratigráfica.

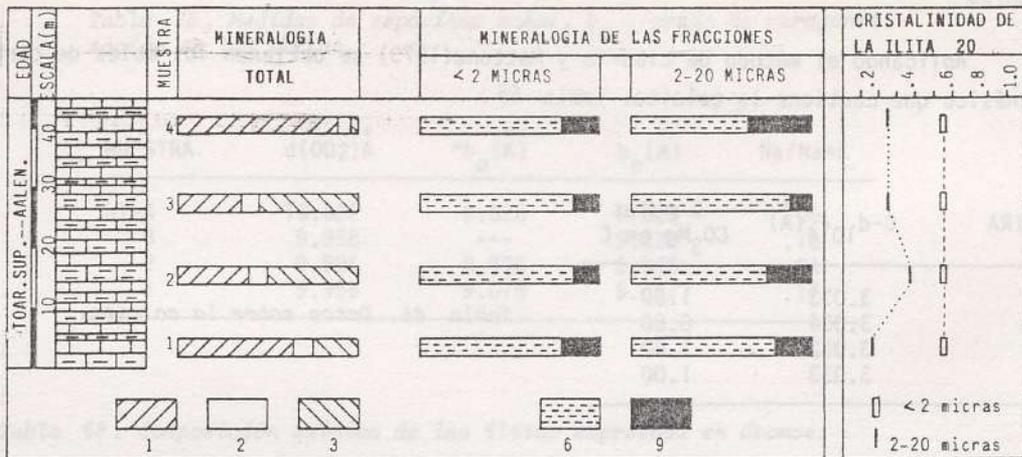


Fig. 38. Serie estratigráfica de Huétor Tajar. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita. 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 6.-illita; 7.-clorita; 8.-caolinita; 9.-esmectita.

MUESTRA TOTAL

La muestra total está constituida por calcita, cuarzo y filosilicatos en las proporciones que se indican en la tabla 64.

MUESTRA	C	Q	F
HT-4	88	7	5
3	35	9	56
2	39	10	51
1	64	11	25

Tabla 64. Mineralogía de la muestra total (%).

La calcita es más abundante en los niveles más alto y más bajo de la serie, hecho normal -por otra parte- dado el carácter de la muestra predominantemente caliza, sobre todo en el nivel HT-4.

El cuarzo se mantiene constante a lo largo de la serie con un contenido medio del 9%.

Los filosilicatos evolucionan de manera inversa a la calcita y se concentran en proporciones mayores en las muestras HT-2 y HT-3.

CARBONATOS

Aplicando el método de Liborio y Mottana(1973) se obtienen los moles de carbonato magnésico que contiene la calcita. Tabla 65.

MUESTRA	C-d ₁₀₁₄ (Å)	% moles CO ₃ Mg en C
HT-4	3.033	1.00
3	3.034	0.80
2	3.032	1.40
1	3.033	1.00

Tabla 65. Datos sobre la calcita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

La composición mineralógica de las fracciones arcilla y limo está esencialmente constituida por illita y esmectita; como trazas están presentes, de manera ocasional, caolinita y clorita.

Tabla 66. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla				fracción limo			
	I	Cl	K	Sm	I	Cl	K	Sm
HT-4	79	--	--	21	82	--	--	18
3	85	--	tr	15	88	tr	tr	12
2	85	tr	tr	15	75	--	--	25
1	78	--	--	22	80	--	--	20

La illita es el mineral mayoritario en ambas fracciones junto con la esmectita. Sus proporciones medias, iguales en las dos fracciones, son 81% y 18%, respectivamente.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Los resultados obtenidos se recogen en las tablas 67, 68 y 69.

MUESTRA	<2μ	2-20μ
HT-4	.60	.30
3	.60	.30
2	.60	.44
1	.60	.26

Tabla 67. Medidas de cristalinidad de la illita expresadas en %.

Las illitas de mayor tamaño se concentran en la fracción limo. Por el contrario los valores obtenidos en la fracción arcilla son constantes de muro a techo.

La evolución de la cristalinidad es similar en ambas fracciones.

Tabla 68. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las ilitas.

MUESTRA	$d(002)\text{\AA}$	$*b_0(\text{\AA})$	$b_0(\text{\AA})$	Na/Na+K
HT-4	10.022	9.020	9.023	.06
3	9.958	---	9.032	.18
2	9.996	8.996	8.995	.04
1	9.959	9.018	9.027	.17

Tabla 69. Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
HT-4	11.72	4.28	6.33	0.86	0.88	6.46	0.80	0.81
3	13.21	2.79	5.96	1.04	1.10	--	--	--
2	12.33	3.67	7.50	0.30	0.21	7.45	0.32	0.24
1	13.19	2.81	6.17	0.94	0.98	6.52	0.76	0.76

SERIES DEL SUBSISTEMA EXTERNO

SERIES DEL SUBBETICO EXTERNO

SERIE DE MAJARAZAN

Antecedentes. - Esta zona fue estudiada por Fallot (1941) sobre un punto de vista regional. Posteriormente Seyfried (1976) realiza la descripción de una secuencia del Jurásico. La fauna del Domerense ha sido estudiada por Hragit (1962) y la del Toarcense por Jiménez (1986). La microfaua de esta secuencia ha sido estudiada Mira (1987). Ortega et al. (1985) proporcionan los primeros datos mineralógicos.

Localización. - La recogida de muestras se ha realizado al final del barranco de Majarazán, concretamente en el punto NH 713 477 en la hoja 29-36 (Carta Geológica del Mapa Militar de España 1:50.000, fig. 39).

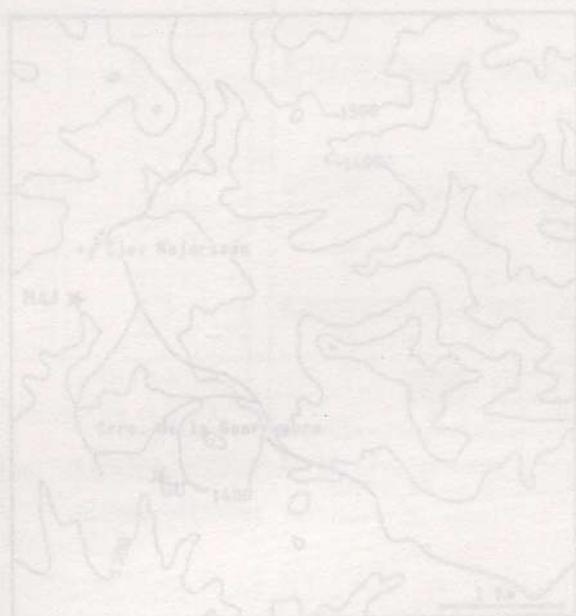


Fig. 39. Localización geográfica de la serie de Majarazán (NH 713 477).

SERIES DEL SUBBETICO EXTERNO

La secuencia la constituye una alternancia rítmica de margas y margocalizas grises del Domerense superior e incluye algún nivel arenoso intercalado, de aspecto rojizo. El toarcense inferior está formado por alternancias de margas y, en menor proporción, margocalizas de color chocolate.

MINERALOGÍA

La representación de la columna estratigráfica, así como su composición mineralógica está recogida en la figura 40.

SERIES DEL SUBBETICO EXTERNO

SERIE DE MAJARAZAN

Antecedentes.- Esta zona fué estudiada por Fallot(1945) desde un punto de vista regional. Posteriormente Seyfried(1978) realiza la descripción de una secuencia del Jurásico. La fauna del Domerense ha sido estudiada por Braga(1983) y la del Toarcense por Jiménez (1986). La microfauna de esta secuencia la ha estudiado Mira(1987). Ortega et al.(1985) proporcionan los primeros datos mineralógicos.

Localización.- La recogida de muestras se ha realizado al final del barranco de Majarazán, concretamente en el punto WH 717 177 de la hoja 24-36 (Caravaca) del mapa militar de España 1:50.000, fig. 39 .

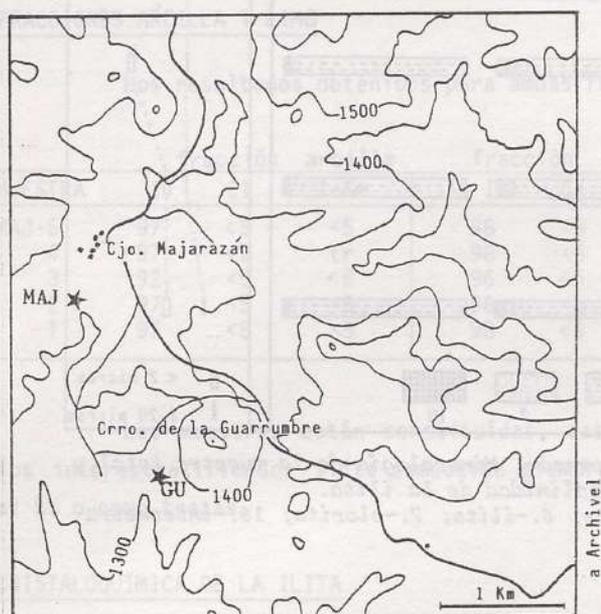


Fig. 39. Localización geográfica de la serie de Majarazán (MAJ).

La secuencia la constituye una alternancia rítmica de margas y margocalizas grises del Domerense superior e incluye algún nivel noduloso intercalado, de aspecto rojizo. El Toarcense inferior está formado por alternancias de margas y, en menor proporción, margocalizas de color chocolate.

MINERALOGIA

La representación de la columna estratigráfica, así como su composición mineralógica está recogida en la figura 40 .

MUESTRA TOTAL

La calcita y los filosilicatos son los minerales esenciales con unos valores medios del 48% y 42% respectivamente. El cuarzo está representado en menor proporción con un 10% de media. En todos los niveles aparecen feldespatos en cantidades no cuantificables.

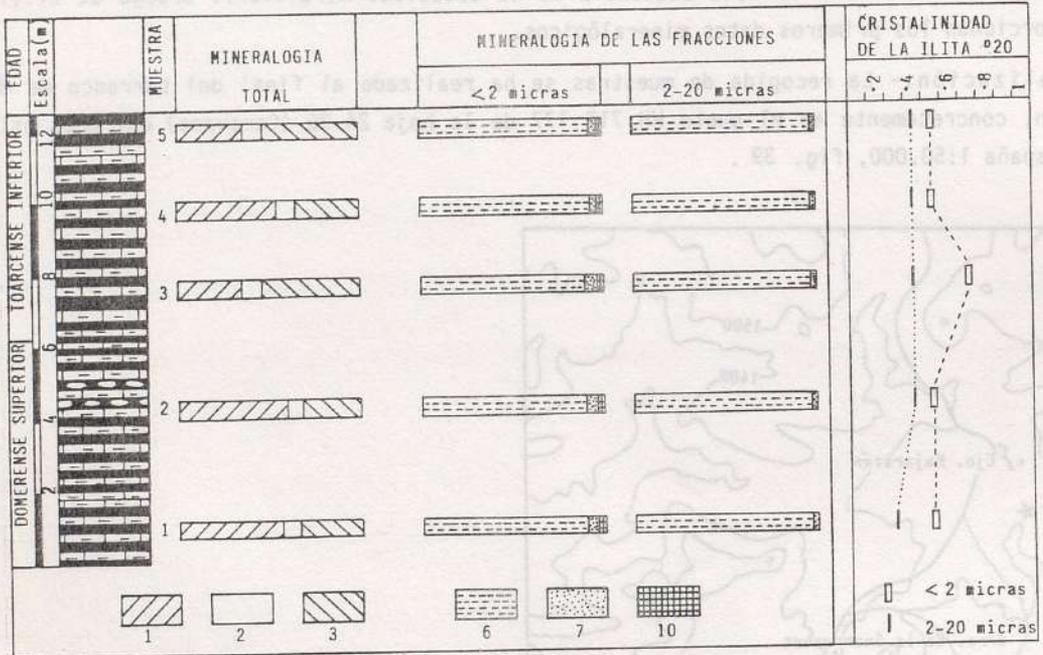


Fig. 40. Serie estratigráfica de Majarazán. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita. 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 6.-illita; 7.-clorita; 10.-interestratificados illita-esmectita.

MUESTRA	C	Q	F	Fd
MAJ-5	35	12	53	tr
4	55	10	35	tr
3	34	11	55	tr
2	60	8	32	tr
1	56	10	34	tr

Tabla 70. Mineralogía de la muestra total (%).

CARBONATOS

Aplicando el método de Liborio y Mottana(1973), se han obtenido los siguientes resultados.

MUESTRA	C-d ₁₀₁₄ (Å)	% moles CO ₃ Mg en C
MAJ-5	3.028	2.70
4	3.032	1.40
3	3.034	0.80
2	3.032	1.40
1	3.030	2.00

Tabla 71. Datos sobre la calcita.

El contenido en moles de CO₃Mg en la calcita disminuye desde el muro de la secuencia hasta la muestra MAJ-3, para después volver a aumentar considerablemente en el techo de la misma.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

Los resultados obtenidos para ambas fracciones se resumen en la tabla 72.

MUESTRA	fracción arcilla			fracción limo		
	I	Cl	I-Sm	I	Cl	I-SM
MAJ-5	97	<5	<5	98	<5	--
4	97	<5	tr	98	<5	--
3	92	<5	<5	96	<5	tr
2	97	<5	<5	98	<5	--
1	97	<5	<5	98	<5	--

Tabla 72. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

Las muestras están constituidas, casi exclusivamente por ilita. La clorita y los interestratificados ilita-esmectita siempre están presentes, en proporciones menores al 5% o como trazas.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

En las tablas 73, 74 y 75 se resumen los valores de algunos parámetros medidos en la ilita.

MUESTRA	<2μ	2-20μ
MAJ-5	.50	.38
4	.46	.36
3	.70	.36
2	.54	.36
1	.46	.34

Tabla 73. Medidas de cristalinidad de la ilita expresadas en ° 2θ.

Los valores de la cristalinidad de la ilita están representados en la figura 73.

La cristalinidad de la ilita en ambas fracciones está claramente delimitada siendo sus valores muy uniformes en la fracción limo y arcilla.

Tabla 74 . Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las ilitas.

MUESTRA	$d(002)\text{\AA}$	$*b_0 (\text{\AA})$	$b_0 (\text{\AA})$	Na/Na+K
MAJ-5	9.964	---	9.007	.16
4	9.951	9.019	9.020	.11
3	9.978	9.010	9.023	.10
2	9.975	9.015	9.019	.20
1	9.964	9.020	9.026	.11

Tabla 75 . Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
MAJ-5	13.07	2.93	7.00	0.54	0.50	--	--	--
4	12.81	3.19	6.46	0.80	0.81	6.50	0.78	0.79
3	12.74	3.26	6.33	0.86	0.88	6.87	0.60	0.57
2	13.37	2.63	6.50	0.78	0.79	6.67	0.70	0.69
1	12.81	3.19	6.21	0.92	0.95	6.46	0.81	0.81

SERIE DE GUARRUMBRE

Antecedentes.- Dada la proximidad geográfica de esta zona con la estudiada en la secuencia de Majarazán los antecedentes de esta serie son equivalentes. Fallot(1945) realiza un primer estudio general y Seyfried(1978) describe una columna tipo del Jurásico. La macrofauna la ha estudiado Jiménez(1986) y la microfauna Mira(1987). Los primeros resultados mineralógicos se deben a Ortega et al.(1985).

Localización.- La serie se ha tomado a lo largo de la falda de un cerro, llamado de la Guarrumbre, aproximadamente en el punto WH 726 162 de la hoja 24-36 (Caravaca) de mapa militar de España 1:50.000. figura 41 .

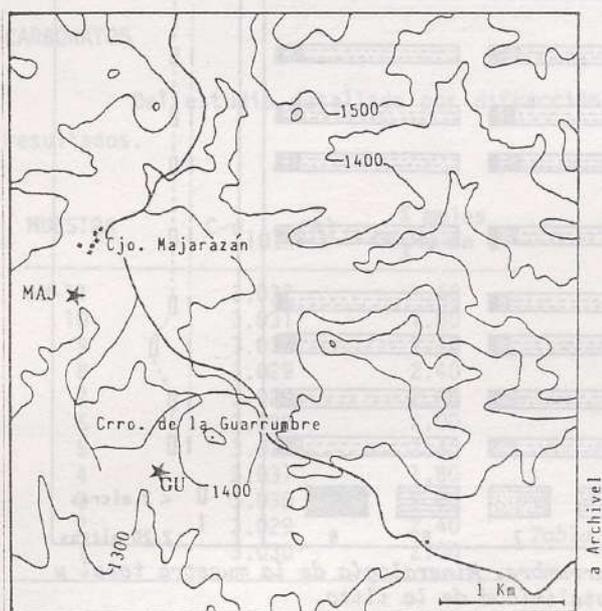


Fig. 41 . Localización geográfica de la serie de Guarrumbre (GU).

La secuencia está constituida por materiales del Toarcense inferior y medio. El primero, situado inmediatamente por encima de unas calizas "tresillo", está representado por una alternancia rítmica de margas y margocalizas grises con predominio de los tramos margosos. A continuación hay dos niveles turbidíticos que dan paso a un Toarcense medio formado por margas y margocalizas grises alternantes. En total la columna alcanza unos 120 m. de potencia. Esta secuencia, en general, es muy monótona y se caracteriza por un acentuado empobrecimiento en fauna de ammonites, sobre todo cuando se compara con otras series de la misma edad y/o de la misma área.

MINERALOGIA

En la figura 42 se representan los datos referentes a la mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. También incluye la representación gráfica de la serie estratigráfica.

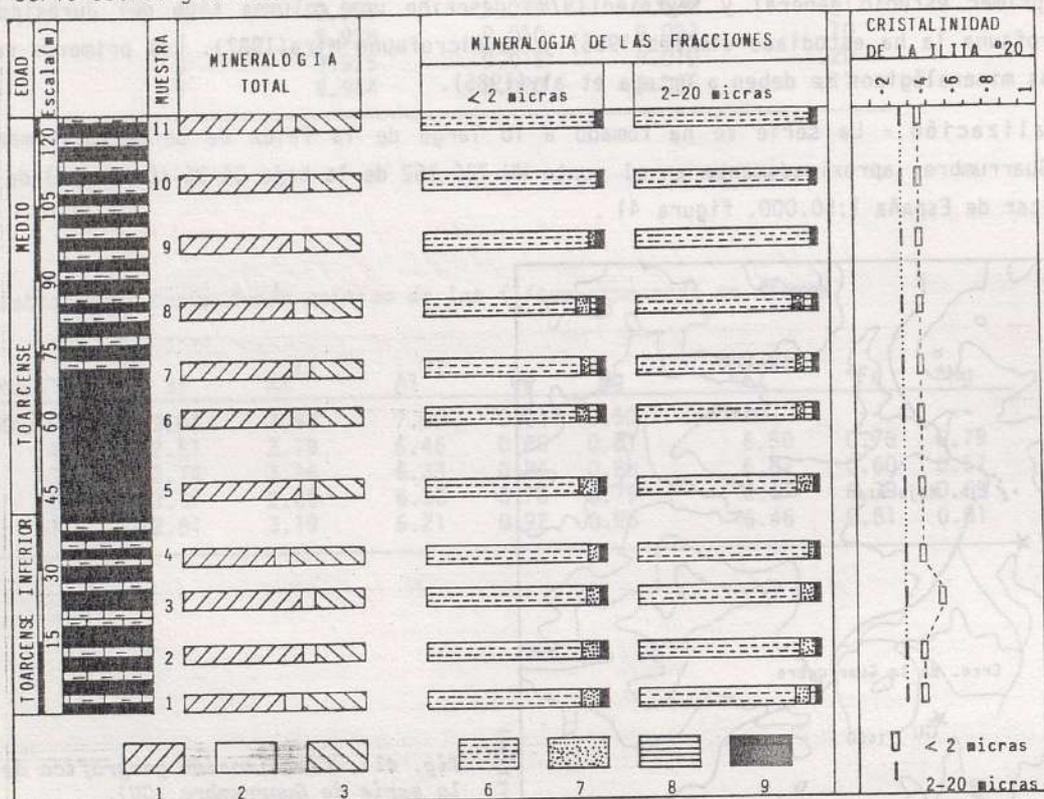


Fig. 42 . Serie estratigráfica de Guarrumbre. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita.
1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 6.-illita; 7.-clorita; 8.-caolinita; 9.-esmeclita.

MUESTRA TOTAL

La mineralogía de la muestra total está constituida por calcita, cuarzo y filosilicatos, con unos valores medios del 57%, 7% y 34%, respectivamente. Como minerales no cuantificables aparecen dolomita y feldspatos. Los porcentajes de los minerales mayoritarios son muy constantes a lo largo de la columna. No se aprecia ninguna variación significativa salvo en la muestra GU-4, en la que el contenido en calcita disminuye relativamente al aumentar el contenido en filosilicatos.

MUESTRA	C	D	Q	F	Fd
GU-11	56	-	7	37	tr
10	60	-	7	33	tr
9	60	-	7	33	tr
8	60	-	7	33	--
7	60	tr	7	33	--
6	59	tr	8	33	tr
5	52	tr	6	32	tr
4	52	tr	9	40	tr
3	64	-	7	29	tr
2	64	-	6	30	tr
1	55	-	8	37	-

Tabla 76. Mineralogía de la muestra total (%).

CARBONATOS

Del estudio detallado por difracción de rayos X se han obtenido los siguientes resultados.

MUESTRA	C-d _{10T4} (Å)	% moles CO ₃ Mg en C
GU-11	3.032	1.40
10	3.031	1.80
9	3.032	1.40
8	3.029	2.40
7	3.029	2.40
6	3.030	2.00
5	3.029	2.40
4	3.031	1.80
3	3.030	2.00
2	3.029	2.40
1	3.030	2.00

Tabla 77. Datos sobre la calcita.

El contenido en moles de CO₃Mg en la calcita disminuye ligeramente hacia el techo de la serie. Los valores extremos se sitúan entre 1.40% y 2.40% y el valor medio es de 2.00%.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

La secuencia es fundamentalmente ílitica en proporciones de hasta el 98%. El resto de los minerales, clorita, caolinita y esmectita son minoritarios. Únicamente cabe destacar el hecho de que la clorita es más abundante en el muro y parte media de la serie.

Tabla 78. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla				fracción limo			
	I	Cl	K	Sm	I	Cl	K	Sm
GU-11	98	tr	-	<5	98	tr	-	<5
10	98	tr	-	<5	98	tr	-	<5
9	95	tr	tr	5	95	tr	tr	5
8	85	7	7	<5	85	7	7	<5
7	93	tr	6	tr	93	tr	6	tr
6	87	5	5	tr	87	5	5	tr
5	87	10	tr	<5	87	10	tr	<5
4	92	5	-	<5	92	5	-	<5
3	89	5	tr	5	98	5	tr	5
2	89	8	-	<5	89	8	-	<5
1	83	7	5	5	83	7	5	5

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
GU-11	.44	.28
10	.44	.34
9	.42	.26
8	.44	.28
7	.44	.26
6	.44	.28
5	.36	.28
4	.36	.32
3	.50	.28
2	.36	.26
1	.40	.26

Tabla 79. Medidas de cristalinidad de la ilita expresadas en $^{\circ}$ 2 θ .

Estos valores están representados en la figura 42. En ella se aprecia claramente que se mantienen prácticamente uniformes a lo largo de la secuencia, tanto para la fracción arcilla como para la fracción limo. Como es general, las ilitas mejor cristalizadas se encuentran en la fracción limo.

MUESTRA	d(002)Å	*b ₀ (Å)	b ₀ (Å)	Na/Na+K
GU-11	9.970	9.026	9.023	.13
10	9.973	9.026	9.027	.12
9	9.975	9.020	9.013	.11
8	9.963	9.025	9.028	.16
7	9.964	8.996	9.032	.16
6	9.971	9.015	9.038	.13
5	9.969	9.020	9.029	.14
4	9.963	9.019	9.034	.16
3	9.975	9.022	9.033	.11
2	9.968	9.019	9.028	.14
1	9.968	9.004	9.024	.14

Tabla 80. Medidas de espaciado basal, b₀ y grado de paragonitización en las ilitas.

Tabla 81. Composición química de la ilita expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
GU-11	12.93	3.07	6.33	0.86	0.88	6.21	0.92	0.95
10	12.86	3.14	6.17	0.94	0.98	6.46	0.80	0.81
9	12.81	3.19	6.75	0.66	0.64	6.25	0.90	0.93
8	13.09	2.91	6.12	0.96	1.00	6.58	0.74	0.74
7	13.07	2.93	5.96	1.04	1.10	7.45	0.32	0.24
6	12.91	3.09	5.71	1.16	1.24	6.67	0.70	0.69
5	12.95	3.05	6.08	0.98	1.02	6.46	0.80	0.81
4	13.09	2.91	5.87	1.08	1.14	6.50	0.78	0.79
3	12.81	3.19	5.92	1.06	1.12	6.38	0.84	0.86
2	12.98	3.02	6.12	0.96	1.00	6.50	0.78	0.79
1	12.98	3.02	6.29	0.88	0.91	7.12	0.48	0.43

SERIE DE FUENTE VIDRIERA

Antecedentes .- La presencia de Jurásico en este punto fué señalada por Fallot(1945). Posteriormente Seyfried(1978) describe en el área de Majarazán, próxima geográficamente a la de Fuente Vidriera, una secuencia de Jurásico y apunta que las series jurásicas de la Sierra de Mojantes son similares a la estudiada por él. La fauna de ammonites del Domerense la estudió Braga(1983) y la del Toarcense Jiménez(1986). Mira(1987) trabajó sobre la microfauna Domerense y Toarcense de esta secuencia. Los primeros datos mineralógicos se deben a Ortega et al.(1985).

Localización.- La serie se ha muestreado en dos perfiles, uno Domerense (1) y otro Toarcense (2). El Domerense superior se encuentra ubicado en un barranco a 1 Km al NW de la Fuente de la Vidriera, punto WH 778 124 de la hoja 24-36 (Caravaca) del mapa militar de España (MME) 1:50.000. El Toarcense se ha muestreado en el punto WH 782 122 de la misma hoja.

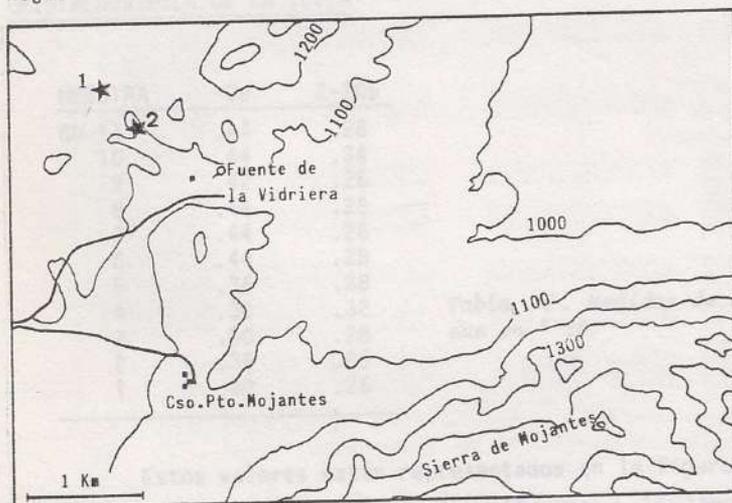


Fig. 43. Localización geográfica de la serie de Fuente Vidriera (FV).

La secuencia del Domerense superior está constituida por una alternancia de margas y margocalizas grises y continúa bajo la misma facies durante el Toarcense inferior y medio, haciéndose los niveles, según se asciende en la columna, predominantemente margosos.

MINERALOGIA

Los resultados, obtenidos mediante difracción de rayos X, se representan junto a la columna estratigráfica en la siguiente figura.

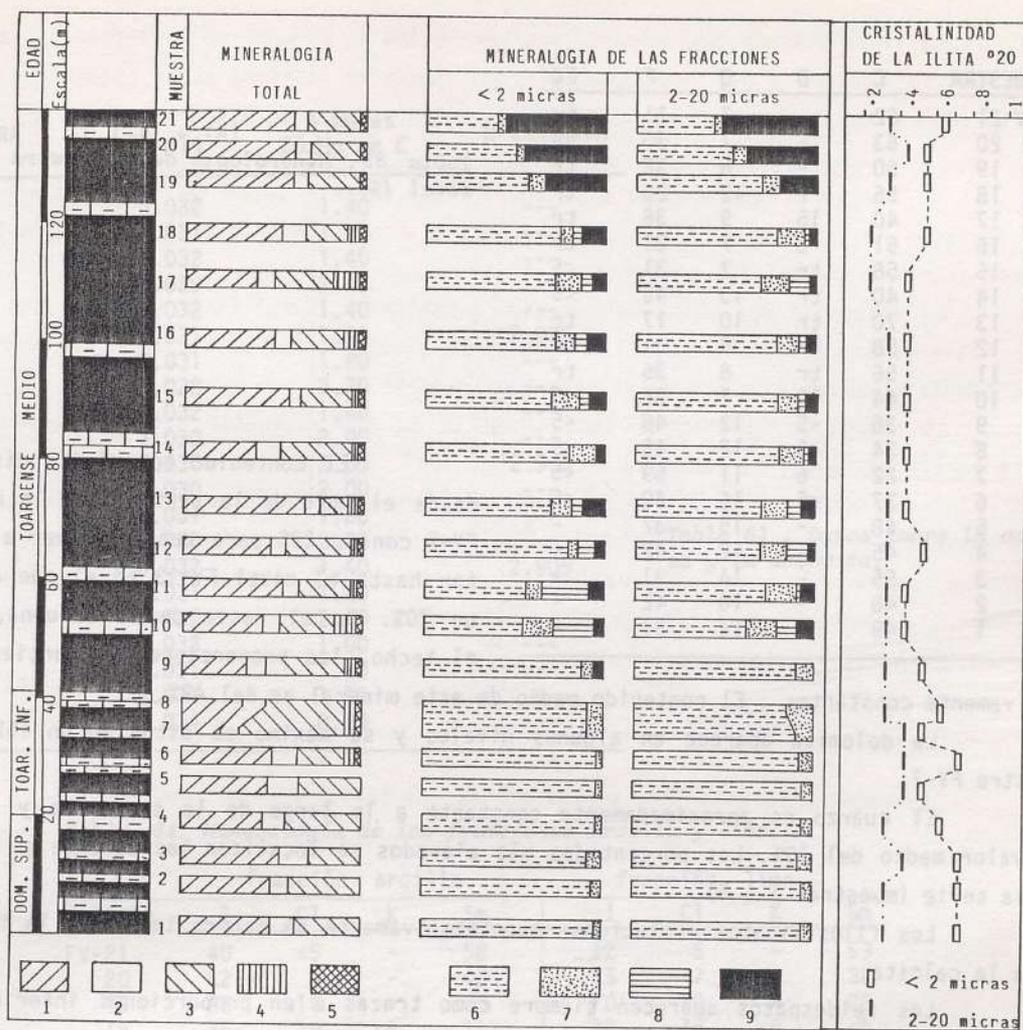


Fig. 44 . Serie estratigráfica de Fuente Vidriera. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita.
 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 4.-dolomita; 5.-feldespatos; 6.-illita; 7.-clorita; 8.-caolinita; 9.-esmectita.

MUESTRA TOTAL

La mineralogía de la muestra total está constituida, fundamentalmente, por calcita, cuarzo y filosilicatos; en menor proporción dolomita y feldespatos.

En la tabla 82 se resumen los resultados obtenidos a partir de la difracción de rayos X.

MUESTRA	C	D	Q	F	Fd
FV-21	62	-	7	31	tr
20	63	-	7	30	tr
19	60	-	8	32	tr
18	55	7	12	26	tr
17	40	15	9	36	tr
16	51	8	7	31	tr
15	58	tr	7	31	<5
14	40	tr	13	45	<5
13	70	tr	10	17	tr
12	58	tr	9	31	tr
11	56	tr	8	36	tr
10	44	11	7	36	<5
9	36	<5	12	48	<5
8	34	<5	12	48	<5
7	22	6	11	59	<5
6	37	<5	16	40	<5
5	48	-	15	37	-
4	45	-	12	42	-
3	55	-	14	31	-
2	48	-	10	42	-
1	49	-	14	37	-

Tabla 82. Mineralogía de la muestra total (%).

El contenido en calcita disminuye desde el muro de la serie hasta la muestra FV-7 con un 22% para después volver a aumentar hasta el nivel FV-13 en el que alcanza un 70%. En el resto de la columna, hacia el techo, las proporciones se mantienen re-

lativamente constantes. El contenido medio de este mineral es del 49%.

La dolomita aparece en algunos niveles y su máximo se sitúa en un 15% en la muestra FV-7.

El cuarzo es aproximadamente constante a lo largo de la secuencia y alcanza un valor medio del 10%. Los porcentajes más elevados se localizan básicamente en el muro de la serie (muestras 1 a 9).

Los filosilicatos evolucionan cuantitativamente de manera inversa a la indicada para la calcita.

Los feldespatos aparecen siempre como trazas o en proporciones inferiores al 5%.

CARBONATOS

Del estudio detallado de calcita y dolomita mediante difracción de rayos X se han obtenido los siguientes resultados. (tabla 83).

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

Del análisis de la figura 44 y de la tabla 84 se pueden hacer las siguientes observaciones:

En ambas fracciones las variaciones de los minerales siguen una evolución prácticamente paralela.

MUESTRA	C-d _{10T4} (Å)	% moles CO ₃ Mg en C	D-d _{10T4} (Å)
FV-21	3.032	1.40	---
20	3.031	1.80	---
19	3.032	1.40	---
18	3.029	2.40	---
17	3.032	1.40	---
16	3.031	1.80	2.908
15	3.031	1.80	---
14	3.028	2.70	---
13	3.032	1.40	---
12	3.030	2.00	---
11	3.030	2.00	2.905
10	3.030	2.00	---
9	3.031	1.80	---
8	3.030	2.00	---
7	3.032	1.40	2.905
6	3.031	1.80	---
5	3.029	2.40	---
4	3.033	1.00	---
3	3.031	1.80	---
2	3.031	1.80	---
1	3.034	0.80	---

Tabla 83. Datos sobre la calcita y la dolomita.

Tabla 84. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo.

MUESTRA	fracción arcilla				fracción limo			
	I	Cl	K	Sm	I	Cl	K	Sm
FV-21	40	<5	-	58	42	5	-	53
20	52	5	-	43	55	7	-	38
19	65	10	-	25	70	10	-	20
18	76	10	<5	11	78	15	<5	<5
17	75	13	5	7	70	16	12	5
16	76	10	5	9	83	11	<5	5
15	72	12	8	8	81	11	<5	5
14	82	14	-	<5	85	13	-	<5
13	70	12	9	9	70	16	7	7
12	80	5	10	5	72	14	12	<5
11	59	10	24	7	74	17	tr	7
10	56	14	25	5	62	17	11	10
9	88	5	-	7	90	10	tr	tr
8	92	8	-	-	86	14	-	tr
7	92	8	-	-	88	12	-	tr
6	98	5	-	-	93	7	-	tr
5	98	tr	-	-	95	5	-	tr
4	98	tr	-	-	95	5	-	-
3	91	8	-	-	91	8	-	-
2	95	<5	-	-	95	5	-	-
1	96	<5	-	-	95	5	-	-

La ilita aparece como mineral casi exclusivo en el muro de la secuencia, niveles del Domerense superior y del Toarcense inferior. Según se asciende en la columna, el contenido de este mineral va disminuyendo hasta alcanzar valores de 40% en el techo de la misma.

La caolinita aparece en el nivel FV-10, donde alcanza su valor máximo (25%) para decrecer hasta llegar a las muestras FV-18 y FV-19 donde desaparece totalmente. Los valores extremos son del 25% y 5%.

La esmectita aparece a la vez que la caolinita (nivel FV-9) en muy bajas cantidades (7%). Mantiene estas proporciones hasta el nivel FV-17 a partir del cual incrementa su contenido alcanzando un 58% en el techo de la serie.

La clorita, presente en toda la serie es más abundante hacia el techo; sobre todo a partir del nivel FV-7.

En resumen, se pueden diferenciar tres grupos de muestras. Uno primero, FV-1 a FV-8, caracterizado por la presencia de ilita y clorita; el segundo (FV-10 a FV-12) en el que el contenido en caolinita es relativamente significativo; el tercero (hasta el techo de la secuencia) definido por ilita, clorita y esmectita, esta última en claro incremento hacia los niveles superiores.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Los resultados obtenidos se resumen en las tablas 85, 86 y 87 .

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ	MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
FV-21	.64	.30	FV-11	.44	.30
20	.48	.36	10	.40	.30
19	.48	.30	9	.48	.28
18	.46	.24	8	.58	.28
17	.42	.20	7	.54	.42
16	.42	.30	6	.68	.38
15	.44	.32	5	.54	.38
14	.44	.28	4	.64	.28
13	.40	.32	3	.68	.38
12	.46	.34	2	.68	.30
			1	.68	.30

Tabla 85 . Medidas de cristalinidad de la ilita expresadas en $^{\circ}2\theta$.

Esta parámetro está caracterizado en esta serie por presentar una evolución paralela en ambas fracciones así como por valores muy constantes en las ilitas de la fracción limo.

Tabla 86. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las ilitas.

MUESTRA	$d(002)\text{Å}$	$*b_0(\text{Å})$	$b_0(\text{Å})$	Na/Na+K
FV-21	9.972	9.011	9.010	.13
20	9.965	---	9.023	.15
19	9.968	9.014	9.026	.14
18	9.969	9.013	9.027	.14
17	9.973	9.003	9.004	.12
16	9.971	9.007	9.029	.13
15	9.978	9.003	9.024	.10
14	9.977	9.020	9.020	.11
13	9.972	8.999	9.020	.13
12	9.974	9.020	9.034	.12
11	9.968	8.998	9.024	.14
10	9.960	---	9.026	.17
9	9.959	9.000	9.020	.17
8	9.969	9.019	9.022	.14
7	9.966	9.017	9.020	.15
6	9.960	9.014	9.009	.17
5	9.965	9.008	9.015	.15
4	9.978	9.026	9.028	.10
3	9.967	---	9.019	.14
2	9.971	9.030	9.031	.13
1	9.984	9.028	9.016	.08

Tabla 87. Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
FV-21	12.88	3.12	6.87	0.60	0.57	6.83	0.62	0.60
20	13.05	2.95	6.33	0.86	0.88	--	--	--
19	12.98	3.02	6.21	0.92	0.95	6.71	0.68	0.67
18	12.95	3.05	6.17	0.94	0.98	6.75	0.66	0.64
17	12.86	3.14	7.12	0.48	0.43	7.16	0.46	0.40
16	12.91	3.09	6.08	0.98	1.02	7.00	0.54	0.50
15	12.74	3.26	6.29	0.88	0.90	7.16	0.46	0.40
14	12.77	3.23	6.46	0.80	0.81	6.46	0.80	0.81
13	12.88	3.12	6.29	0.88	0.90	7.33	0.38	0.31
12	12.84	3.16	5.87	1.08	1.14	6.46	0.80	0.81
11	12.98	3.02	6.29	0.88	0.90	7.38	0.36	0.29
10	13.16	2.84	6.21	0.92	0.95	--	--	--
9	13.19	2.81	6.46	0.80	0.81	7.29	0.58	0.55
8	12.95	3.05	6.37	0.84	0.86	6.50	0.78	0.79
7	13.02	2.98	6.46	0.80	0.81	6.58	0.74	0.74
6	13.16	2.82	6.92	0.58	0.55	6.71	0.68	0.67
5	13.05	2.95	6.67	0.70	0.69	6.96	0.56	0.52
4	12.74	3.26	6.12	0.96	1.00	6.21	0.92	0.95
3	13.00	3.00	6.50	0.78	0.79	--	--	--
2	12.91	3.09	6.05	1.02	1.07	6.04	1.00	1.05
1	12.60	3.40	6.62	0.72	0.71	6.12	0.96	1.00

SERIE DE HUESCAR

Antecedentes.- Esta zona ha sido estudiada, desde el punto de vista regional, por Fallot(1945) y Alvarado y Saavedra(1966). La descripción de la serie de la Cueva del Agua, estudiada en esta Memoria, fué realizada por Dubar et al.(1967) y posteriormente por Foucault(1971). La fauna del Carixiense ha sido estudiada por Rivas(1979), la del Domerense por Braga(1983) y la del Toarcense por Jiménez(1986). Un primer estudio sobre la mine-relogía de arcillas de esta zona se debe a Ortega et al.(1985).

Localización.- El muestreo ha sido realizado en el lecho de barranco de la Cueva del Agua, concretamente en el punto VG 404 963 de la hoja 22-37 (San Clemente (Huéscar)) del mapa militar de España 1:50.000 y se encuentra representado en la figura 45 .

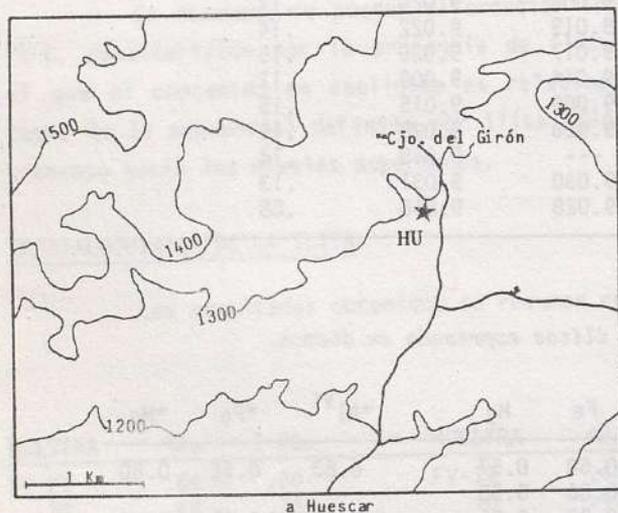


Fig. 45 . Localización geográfica de la serie de Huéscar (HU).

La secuencia comienza con unas calizas con sílex del Carixiense inferior y continúa con calizas de crinoides coronadas por un Hard-ground que contiene abundantes óxidos de hierro y finos niveles de margas verdosas con pirita. A continuación aparece un nivel de calizas nodulosas verdes del domerense inferior que vuelven a estar coronadas por otro hard-ground con óxidos de hierro y pirita. El tramo siguiente está constituido por alternancias de margas y margocalizas grises del Domerense medio y superior sin variaciones notables entre los distintos niveles. El Toarcense inferior corresponde a un tramo fundamentalmente margoso situado inmediatamente debajo de las calizas denominadas "calizas tresillo". El Toarcense medio y superior se presenta bajo facies de margas y margocalizas grises alternantes que dan paso a margas y margocalizas nodulosas rojas de facies "ammonítico rosso" de edad Aalenense. Por último, la serie termina con unas margocalizas y, en menor proporción, margas alternantes del Bajocense.

MINERALOGIA

La mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo se representa junto a la secuencia estratigráfica, en la figura 46.

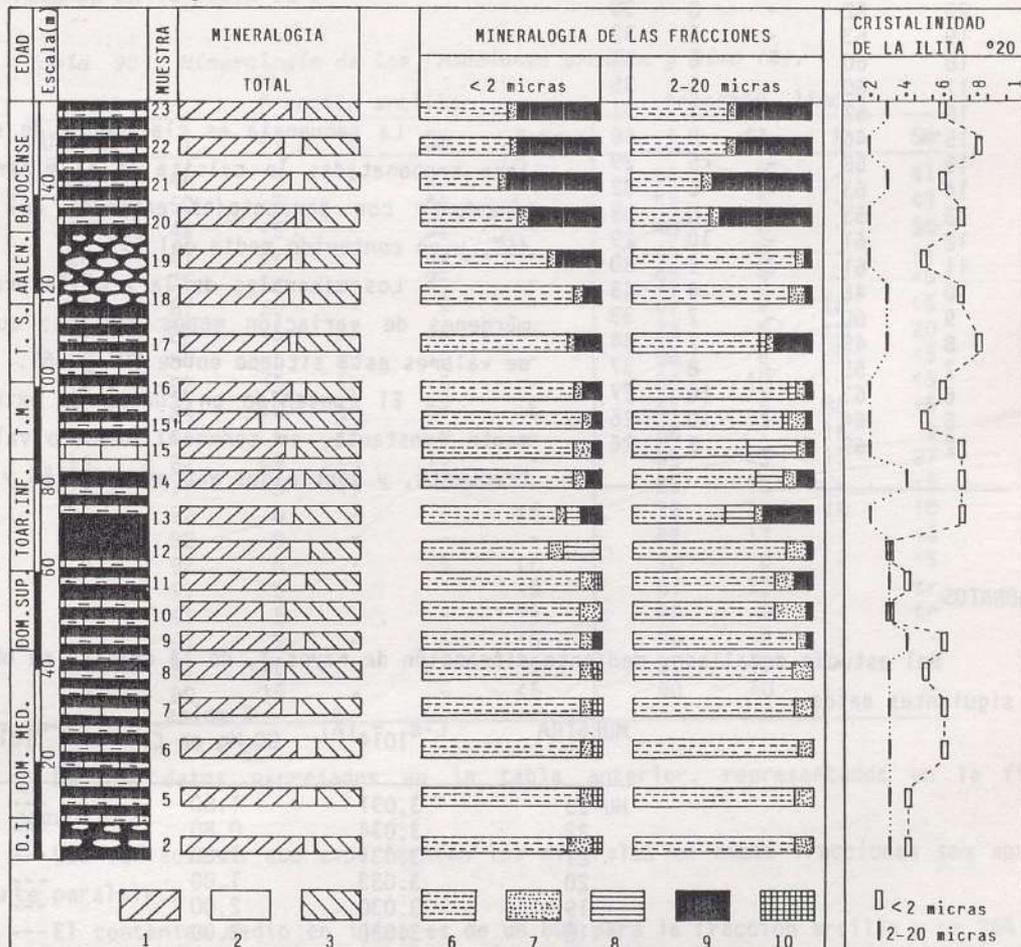


Fig. 46 . Serie estratigráfica de Huéscar. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la ilita.
 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 6.-ilita; 7.-clorita; 8.-caolinita; 9.-esmectita; 10.-interestratificados ilita-esmectita.

MUESTRA TOTAL

La mineralogía global de la muestra está constituida por calcita, cuarzo y filosilicatos. La dolomita aparece excepcionalmente en una muestra, como traza. Los porcentajes de cada mineral se detallan en la tabla 88.

Tabla 88 . Mineralogía de la muestra total (%).

MUESTRA	C	D	Q	F
HU-23	61	-	9	30
22	59	-	8	33
21	62	-	8	30
20	62	-	8	30
19	63	-	5	32
18	60	-	6	34
17	60	-	5	35
16	62	-	7	31
15'	46	-	8	46
15	58	-	<5	39
14	63	-	5	32
13	53	-	8	39
12	61	-	10	29
11	61	tr	9	30
10	46	-	9	45
9	60	-	7	33
8	49	-	7	44
7	55	-	8	37
6	63	-	10	27
5	64	-	10	26
2	69	-	5	26

La secuencia es claramente de naturaleza carbonatada; la calcita es el mineral más abundante con porcentajes extremos del 69% y 46%, y un contenido medio del 59%.

Los minerales de la arcilla presentan márgenes de variación menos amplios; su rango de valores está situado entre 30% y 46%.

El contenido en cuarzo es extremadamente constante, en torno al 8% como valor más frecuente, y contenidos extremos del 5% y 10%.

CARBONATOS

Del estudio detallado, mediante difracción de rayos X, de la calcita se obtienen los siguientes datos.

MUESTRA	C-d _{10$\bar{1}$4} (Å)	% moles CO ₃ Mg en C	D-d _{10$\bar{1}$4} (Å)
HU-23	3.031	1.80	---
22	3.034	0.80	---
21	3.031	1.80	---
20	3.033	1.00	---
19	3.030	2.00	---
18	3.030	2.00	---
17	3.030	2.00	---
16	3.031	1.80	---
15'	3.028	2.70	---
15	3.029	2.40	---
14	3.032	1.40	---
13	3.031	1.80	---
12	3.031	1.80	---
11	3.029	2.40	2.889
10	3.029	2.40	---
9	3.031	1.80	---
8	3.030	2.00	---
7	3.029	2.40	---
6	3.032	1.40	---
5	3.030	2.00	---
2	3.031	1.80	---

Tabla 89. Datos sobre la calcita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

Los minerales que se han encontrado en estas fracciones son ilita, clorita, caolinita, esmectita e interestratificados ilita-esmectita. Las proporciones de cada mineral se resumen en la tabla 90.

Tabla 90 . Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla					fracción limo			
	I	Cl	K	Sm	I-Sm	I	Cl	K	Sm
HU-23	48	5	-	47	-	57	<5	-	41
22	50	<5	-	46	-	52	5	-	43
21	44	<5	-	52	-	40	6	-	54
20	61	tr	-	39	-	47	<5	-	51
19	75	tr	-	25	-	92	5	-	<5
18	87	<5	-	9	-	87	9	tr	<5
17	82	<5	-	16	-	73	6	tr	20
16	86	<5	tr	10	-	88	6	<5	<5
15'	92	<5	tr	<5	-	86	10	-	<5
15	84	10	tr	tr	6	61	5	30	<5
14	86	6	tr	8	-	68	7	16	9
13	82	<5	<5	11	-	53	<5	17	27
12	77	<5	19	-	-	85	12	-	<5
11	92	6	-	-	<5	78	12	10	10
10	92	8	-	-	-	82	17	-	<5
9	92	5	-	<5	tr	90	6	-	<5
8	91	5	-	-	<5	87	12	-	tr
7	91	5	-	-	<5	90	9	-	tr
6	91	5	-	-	<5	92	8	-	-
5	91	<5	-	-	<5	90	10	-	-
2	80	15	-	-	<5	90	10	-	-

De los datos expresados en la tabla anterior, representados en la figura 46 se deduce que:

Las variaciones que experimentan los minerales en ambas fracciones son aproximadamente paralelas.

El contenido medio en ilita es de un 80% para la fracción arcilla y un 76% para la fracción limo. En ambos casos el contenido disminuye hacia el techo de la serie.

La clorita se concentra en mayor proporción en la fracción limo (8%), mientras que en la fracción arcilla su contenido medio no alcanza el 5%. En líneas generales, se puede apreciar una ligera disminución hacia el techo de la serie.

La caolinita aparece mayoritariamente en la fracción limo y hacia la parte media de la secuencia.

La esmectita comienza a aparecer hacia la mitad de la columna. En los niveles más cercanos al techo alcanza valores del 52% y 54% en la muestra HU-21. Su variación cuantitativa es inversa a la de la ilita.

Los interestratificados ilita-esmectita aparecen en proporciones menores al 5%, o como trazas, en el muro de la serie, para la fracción menor de 2 micras y desaparecen según aumenta el contenido en esmectita.

La mineralogía de esta secuencia -por tanto- está caracterizada por la presencia de ilita y clorita hasta el nivel HU-12, y por la aparición de esmectita (junto a ilita y clorita) desde ese nivel hasta el techo de la serie. La existencia de caolinita y de interestratificados ilita-esmectita es secundaria en la interpretación de la mineralogía.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

En las tablas 91, 92 y 93 se resumen los valores de algunos parámetros cristaloquímicos de la ilita.

Tabla 91 . *Cristalinidad de la ilita expresada en ° 2θ.*

MUESTRA	<2μ	2-20μ	MUESTRA	<2μ	2-20μ
HU-23	.64	.30	HU-14	.66	.40
22	.80	.28	13	.66	.24
21	.64	.28	12	.30	.30
20	.66	.22	11	.36	.32
19	.46	.24	10	.36	.28
18	.74	.26	9	.60	.40
17	.80	.28	8	.50	.28
16	.60	.24	7	.56	.32
15'	.52	.22	6	.62	.30
15	.72	.22	5	.42	.32
			2	.44	.30

Los valores de la cristalinidad de la ilita para ambas fracciones están representados en la figura 46. En ella puede apreciarse que los márgenes de valores son relativamente estrechos, esencialmente en la fracción limo, y que su evolución es similar en ambas fracciones. Merece, quizá, destacar que los valores de cristalinidad son muy constantes desde el muro hasta el nivel HU-12 (fracción limo), precisamente el nivel que señala la diversidad mineralógica manifestada al comenzar la mineralogía de arcillas.

Tabla 92. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las illitas.

MUESTRA	$d(002)\text{Å}$	* $b_0 (\text{Å})$	$b_0 (\text{Å})$	Na/Na+K
HU-23	9.958	9.016	9.004	.18
22	9.961	9.028	9.002	.17
21	9.958	9.032	9.017	.18
20	9.963	9.012	9.028	.16
19	9.970	9.030	9.019	.13
18	9.973	---	9.012	.12
17	9.969	9.004	9.035	.14
16	9.965	9.023	9.008	.15
15'	9.968	8.995	9.011	.14
15	9.966	9.001	9.010	.15
14	9.983	9.017	9.021	.09
13	9.962	9.032	9.009	.16
12	9.968	9.016	9.022	.14
11	9.970	---	9.028	.13
10	9.968	8.998	9.019	.14
9	9.976	9.022	9.031	.11
8	9.964	9.016	9.019	.16
7	9.961	9.013	9.015	.17
6	9.969	9.027	9.031	.14
5	9.965	9.013	9.016	.15
2	9.964	9.019	9.038	.16

Tabla 93. Composición química de la illita expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
HU-23	13.21	2.79	7.12	0.48	0.43	6.63	0.72	0.71
22	13.14	2.86	7.21	0.44	0.38	6.12	0.96	1.00
21	13.21	2.79	6.58	0.74	0.74	5.96	1.04	1.10
20	13.09	2.91	6.12	0.96	1.00	6.79	0.64	0.62
19	12.93	3.07	6.50	0.78	0.79	6.04	1.00	1.05
18	12.86	3.14	6.79	0.64	0.62	--	--	--
17	12.95	3.05	5.83	1.10	1.17	7.12	0.48	0.43
16	13.05	2.95	6.96	0.56	0.52	6.33	0.86	0.88
15'	12.98	3.02	6.83	0.62	0.60	7.50	0.30	0.21
15	13.02	2.98	6.87	0.60	0.57	7.25	0.42	0.36
14	12.63	3.37	6.42	0.82	0.83	6.58	0.74	0.74
13	13.12	2.88	6.92	0.58	0.55	5.96	1.04	1.10
12	12.98	3.02	6.37	0.86	0.86	6.63	0.72	0.71
11	12.93	3.07	6.12	9.96	1.00	--	--	--
10	12.98	3.02	6.50	0.78	0.79	7.38	0.36	0.29
9	12.79	3.21	6.00	1.02	1.07	6.38	0.84	0.86
8	13.07	2.93	6.50	0.78	0.79	6.63	0.72	0.71
7	13.14	2.86	6.67	0.70	0.69	6.75	0.66	0.64
6	12.95	3.05	6.00	1.02	1.07	6.17	0.94	0.98
5	13.05	2.95	6.63	0.72	0.71	6.75	0.66	0.64
2	13.07	2.93	6.71	1.16	1.24	6.50	0.78	0.79

SERIE DE LA CERRADURA

Antecedentes.- Hay que destacar los trabajos de Busnardo et al.(1971) y Busnardo(1979) sobre el Lías medio con especial atención al Domerense superior. Ruget y Martínez Gallego (1979) y Mira(1980) estudian los foraminíferos del Domerense. Posteriormente Braga(1983) define esta secuencia como hipostratotipo del Domerense en la Zona Subbética. Jiménez(1986) estudia la fauna de ammonoideos del Toarcense. La fase carbonatada ha sido estudiada por Palomo(1981) y Palomo et al.(1985) y la mineralogía de arcillas por Palomo et al.(1985).

Localización.- Esta serie se encuentra situada en las cercanías de La Cerradura en la provincia de Jaén y a la orilla de río Guadalbullón: punto VG 444 728 de la hoja 19-38 (Jaén) de mapa militar de España 1:50.000, fig. 47 .

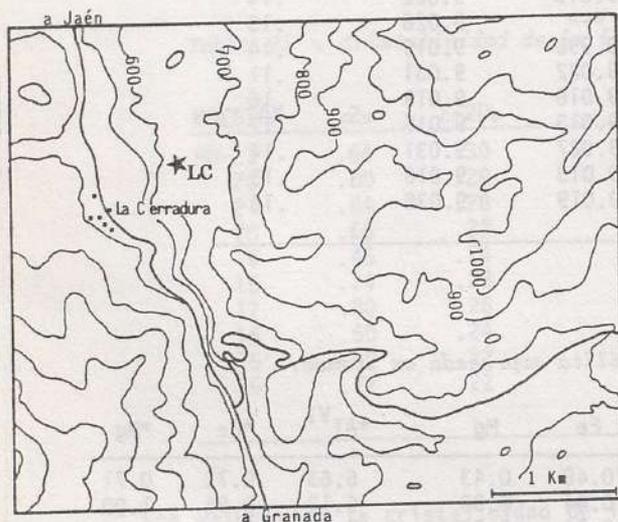


Fig. 47 . Localización geográfica de serie de La Cerradura (LC)

La serie de La Cerradura engloba las facies de margas y margocalizas grises más tempranas de la Zona Subbética.

La secuencia estudiada comienza con una alternancia de margas y margocalizas grises que abarcan el Carixiense superior y el Domerense inferior, medio y superior.

El Toarcense, únicamente representado por su parte basal, está constituido, fundamentalmente por margas grises.

MINERALOGIA

La composición mineralógica está representada, junto a la serie estratigráfica en la figura 48.

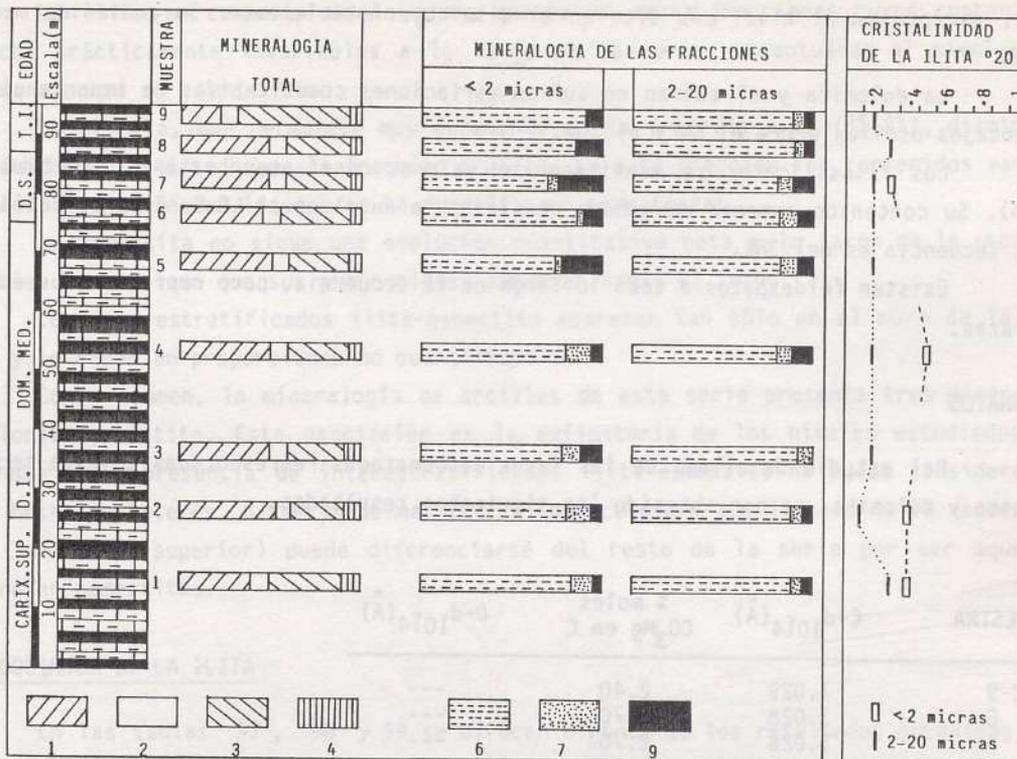


Fig. 48. Serie estratigráfica de La Cerradura. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita. 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 4.-dolomita; 6.-illita; 7.-clorita; 9.-esmectita.

MUESTRA TOTAL

Los resultados del análisis mineralógico de la muestra total se resumen en la tabla siguiente.

MUESTRA	C	D	Q	F	Fd
LC-9	21	5	9	65	tr
8	49	5	8	38	tr
7	49	5	9	37	tr
6	45	tr	10	45	tr
5	53	5	7	35	tr
4	50	5	10	35	tr
3	52	7	9	32	tr
2	54	8	8	30	tr
1	41	10	10	39	tr

Tabla 94. Mineralogía de la muestra total (%).

La calcita se mantiene constante con proporciones similares a lo largo de la

serie, excepto en el nivel más alto en el disminuye notablemente. Su contenido medio es de 46%.

La dolomita y el cuarzo no sufren variaciones cuantitativas de importancia. Sus porcentajes oscilan entre el 5% y el 10%.

Los filosilicatos se mantienen con valores constantes hasta el nivel LC-8 (30% a 45%). Su contenido aumenta de manera considerable en el nivel LC-9. La proporción media en la secuencia es del 38%.

Existen feldespatos a todo lo largo de la secuencia, pero representados en forma de trazas.

CARBONATOS

Del estudio detallado de las fases carbonatadas representadas en esta secuencia -calcita y dolomita- se han obtenido los siguientes resultados.

MUESTRA	C-d _{10T4} (Å)	% moles CO ₃ Mg en C	D-d _{10T4} (Å)
LC-9	3.029	2.40	---
8	3.028	2.70	---
7	3.028	2.70	---
6	3.030	2.00	---
5	3.030	2.00	---
4	3.030	2.00	---
3	3.031	1.80	2.900
2	3.031	1.80	2.900
1	3.031	1.80	2.900

Tabla 95 . Datos sobre la calcita y la dolomita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

Las muestras están constituidas por illita, clorita, esmectita y -como trazas- interestratificados illita-esmectita.

Tabla 96 . Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla				fracción limo			
	I	Cl	Sm	I-Sm	I	Cl	Sm	I-Sm
LC-9	90	tr	10	--	89	6	5	--
8	80	--	20	--	89	5	6	--
7	70	6	24	--	80	8	12	--
6	90	tr	10	--	82	9	9	--
5	83	tr	17	tr	83	9	8	--
4	81	16	5	tr	80	8	12	--
3	77	10	13	tr	92	8	tr	tr
2	79	14	7	tr	87	8	5	tr
1	85	15	tr	tr	89	6	5	tr

La illita se comporta de la misma manera en ambas fracciones cuyos contenidos permanecen prácticamente invariables a lo largo de la serie, exceptuando el nivel LC-7 en el que alcanza su valor mínimo.

La clorita, que permanece muy constante en la fracción limo (6%-9%), disminuye su contenido hacia el techo en la fracción arcilla. En esta fracción los contenidos varían entre el 16% y niveles en los que se ha cuantificado como trazas.

La esmectita no sigue una evolución cuantitativa neta a lo largo de la secuencia si bien parece claro que sus proporciones aumentan hacia el techo.

Los interestratificados illita-esmectita aparecen tan sólo en el muro de la secuencia y lo hacen en proporciones no cuantificables.

Como resumen, la mineralogía de arcillas de esta serie presenta tres minerales: illita-clorita-esmectita. Esta asociación es la definitoria de los niveles estudiados en La Cerradura; la presencia de interestratificados illita-esmectita no puede considerarse como un hecho de interés. A fuerza de matizar, sí parece claro que la base de la secuencia (LC-1, Carixiense superior) puede diferenciarse del resto de la serie por ser aquella más pobre en esmectitas.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILLITA

En las tablas 97, 98 y 99 se ofrecen algunos de los resultados obtenidos del estudio detallado de la illita.

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
LC-9	---	.23
8	---	.23
7	.30	.23
6	---	.23
5	---	.23
4	.50	.23
3	---	.23
2	.40	.23
1	---	.23

Tabla 97. Medidas de cristalinidad de la illita expresadas en °2 θ .

Del análisis de estos resultados y de su representación en la figura 48 se deduce la constancia en los valores en la fracción limo (0.23°2 θ) a lo largo de la secuencia y el mayor margen de variación en las medidas realizadas sobre la fracción arcilla.

Tabla 98. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las ilitas.

MUESTRA	$d(002)\text{Å}$	$*b_0(\text{Å})$	$b_0(\text{Å})$	Na/Na+K
LC-9	9.950	9.029	9.010	.21
8	9.950	9.035	9.000	.21
7	9.955	9.001	8.999	.19
6	9.950	9.008	9.007	.21
5	9.961	---	9.011	.17
4	9.961	---	9.012	.17
3	9.965	9.008	9.003	.15
2	9.961	9.023	9.006	.17
1	9.961	9.013	9.006	.17

Tabla 99. Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
LC-9	13.39	2.61	7.01	0.52	0.47	6.08	0.98	1.02
8	13.39	2.61	7.29	0.39	0.32	5.83	1.10	1.09
7	13.28	2.72	7.29	0.39	0.32	7.25	0.42	0.36
6	13.39	2.61	6.96	0.54	0.50	6.96	0.56	0.52
5	13.14	2.86	6.78	0.62	0.60	--	--	--
4	13.14	2.86	6.72	0.65	0.63	--	--	--
3	13.04	2.96	7.14	0.46	0.40	6.96	0.56	0.52
2	13.14	2.86	7.23	0.42	0.35	6.33	0.86	0.88
1	13.14	2.86	7.04	0.52	0.47	6.75	0.66	0.64

SERIE DE CAÑADA DEL HORNILLO

Antecedentes.- La geología regional de la zona fué estudiada por Felgueroso y Coma (1964) y por Rivas(1969). En 1972, Rivas y Sequeiros describen las series jurásicas de este sector. Braga(1983) y Jiménez(1986) estudian los ammonites del Domerense y Toarcense, respectivamente.

Localización.- La serie se situa en el camino que conduce al cortijo de la Cañada del Hornillo, en las cercanías de la carretera de Carcabuey a Lucena en la provincia de Córdoba: punto UG 839 434 de la hoja 17-40 (Lucena) del mapa militar de España 1:50.000, figura 49.

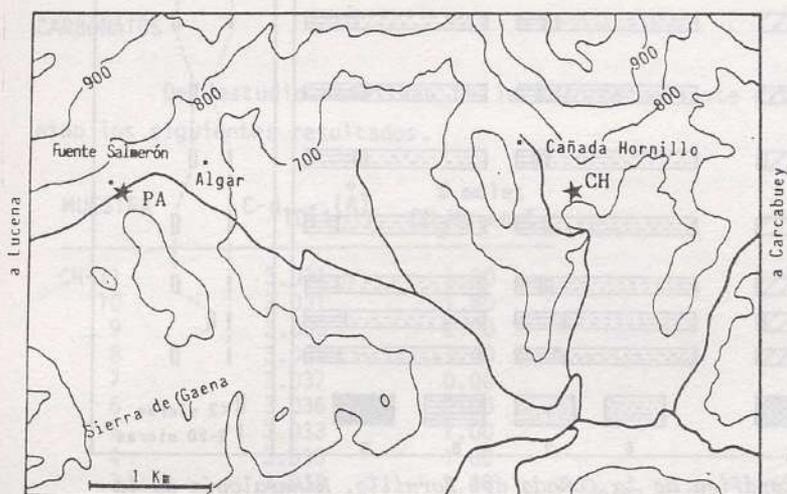


Fig. 49 . Localización geográfica de la serie de la Cañada del Hornillo (CH).

La serie está formada por materiales del Domerense superior y del Toarcense. La secuencia comienza con un hard-ground con fragmentos de ammonites y belemnites y continúa con un nivel calizo con óxidos de hierro, al que se superpone una alternancia de margas y margocalizas grises (niveles estudiados en esta memoria) del Domerense superior.

Durante el Toarcense la litología continúa bajo la misma facies de margas y margocalizas grises alternantes.

MINERALOGIA

La mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo están representadas en la figura 50 junto a la columna estratigráfica.

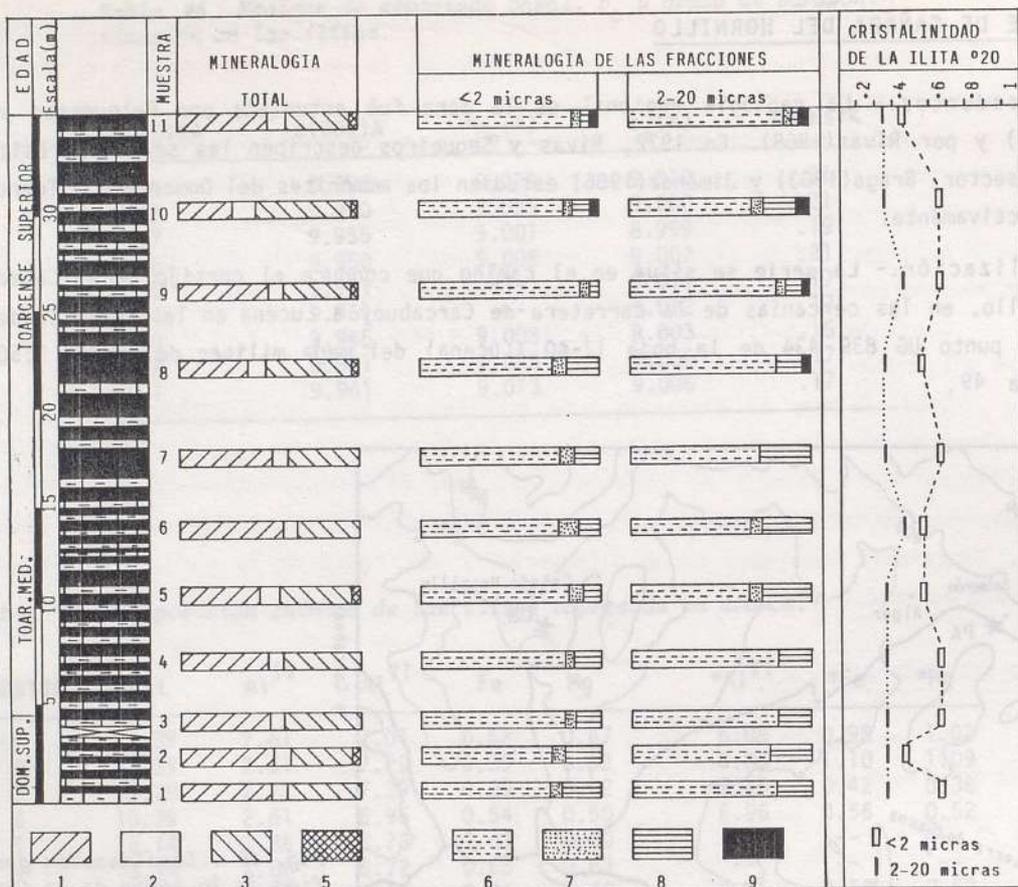


Fig. 50 . Serie estratigráfica de la Cañada del Hornillo. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita. 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 5.-feldespatos; 6.-illita; 7.-clorita; 8.-caolinita; 9.-esmectita.

MUESTRA TOTAL

MUESTRA	C	Q	F	Fd
CH-11	50	10	39	<5
10	30	13	54	<5
9	50	7	42	<5
8	38	10	49	<5
7	51	9	40	tr
6	57	7	36	tr
5	44	10	45	<5
4	49	7	44	tr
3	49	9	42	tr
2	52	8	39	<5
1	50	9	41	tr

La mineralogía de la muestra total está constituida por calcita, cuarzo, filosilicatos y feldespatos.

Tabla 100. Mineralogía de la muestra total (%).

A excepción de los niveles CH-8 y CH-10 en los que sus proporciones son del 38% y 30%, la calcita no experimenta variaciones importantes. Su contenido varía entre un 30% y un 57% con una media del 47%.

El cuarzo se mantiene aproximadamente constante a lo largo de la serie. Sus valores extremos son 7% y 13% y su contenido medio es del 9%.

Para los filosilicatos no se observa una relación directa entre sus porcentajes y su posición en la serie. Los márgenes de variación se sitúan entre un 36% y 54%, y el valor medio es del 42%.

Los feldspatos están representados siempre como trazas o en proporciones inferiores al 5%.

CARBONATOS

Del estudio detallado de la calcita mediante difracción de rayos X se han obtenido los siguientes resultados.

MUESTRA	$C-d_{10\bar{1}4}(\text{Å})$	% moles CO_3Mg en C
CH-11	3.031	1.80
10	3.031	1.80
9	3.030	2.00
8	3.032	1.40
7	3.037	0.00
6	3.036	0.00
5	3.033	1.00
4	3.033	1.00
3	3.033	1.00
2	3.033	1.00
1	3.034	0.80

Tabla 101. Datos sobre la calcita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

La mineralogía de las estas fracciones está representada por ilita, clorita, caolinita y, en menor cantidad, esmectita. Los resultados están recogidos en la tabla 102 y representados en la figura 50.

La ilita es el mineral mejor representado y aumenta ligeramente hacia el techo de la serie, en ambas fracciones. Sus proporciones varían entre un 72% y un 94% y su valor medio es del 81% en la fracción arcilla y del 78% en la fracción limo.

La clorita, en la fracción limo, está incluida como trazas o en cantidades inferiores al 5%. Excepcionalmente alcanza valores del 6% y 7% en los niveles CH-6 y CH-7, respectivamente. La fracción arcilla es algo más rica en este mineral, con un contenido medio del 6%.

Tabla 102. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla				fracción limo			
	I	Cl	K	Sm	I	Cl	K	Sm
CH-11	94	<5	<5	<5	94	<5	<5	<5
10	83	<5	10	5	70	<5	17	9
9	92	<5	6	tr	88	<5	8	<5
8	75	7	18	tr	84	tr	14	<5
7	78	8	14	tr	72	tr	28	tr
6	77	12	11	tr	67	6	27	tr
5	83	7	10	tr	66	7	27	tr
4	81	<5	15	tr	82	tr	18	tr
3	80	5	15	tr	82	tr	18	tr
2	73	7	20	tr	77	tr	23	tr
1	72	6	22	tr	80	tr	20	tr

La caolinita está presente en todos los niveles y en ambas fracciones. Es más abundante, en general, en el muro y parte media de la serie. Su contenido medio es del 13% para la fracción arcilla y del 18% para la fracción limo.

La esmectita, por el contrario, está representada como trazas o en proporciones inferiores al 5% , en ambas fracciones. Como excepción, en la muestra CH-10, se concentra en un 9%.

Resumidamente, la mineralogía de arcillas de esta serie se reduce a illita, caolinita y clorita; la esmectita aparece básicamente hacia el techo de la secuencia, cuando disminuye la proporción de caolinita, de forma que no caracteriza a esta serie.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Sobre la illita se han realizado -entre otras- medidas de cristalinidad, espaciado basal, parámetro b_0 y grado de paragonitización. Los resultados se reflejan en las tres tablas siguientes.

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
CH-11	.44	.28
10	.60	.28
9	.60	.40
8	.50	.34
7	.62	.28
6	.50	.38
5	.48	.34
4	.58	.28
3	.56	.28
2	.40	.26
1	.58	.30

Tabla 103. Medidas de cristalinidad de la illita expresadas en $^{\circ}2\theta$.

Estos valores se han representado en la fig.

En ella se observa que la fracción limo concentra los valores más homogéneos existiendo pequeñas variaciones de muro a techo; no sucede así en la fracción menor de 2 micras que presenta márgenes más amplios.

En todo caso, conviene indicar que la separación entre ambos es neta y al evolución no siempre es

de igual signo.

Tabla 104. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las ilitas.

MUESTRA	$d(002)\text{Å}$	$*b_0(\text{Å})$	$b_0(\text{Å})$	Na/Na+K
CH-11	9.970	8.986	9.021	.13
10	9.964	9.023	9.025	.16
9	9.976	9.027	9.037	.11
8	9.968	8.999	9.026	.14
7	9.973	9.010	9.029	.12
6	9.962	9.021	9.034	.16
5	9.982	9.023	9.034	.09
4	9.969	9.013	9.031	.14
3	9.954	9.027	9.035	.19
2	10.011	9.020	9.032	.02
1	9.959	9.012	9.032	.17

Tabla 105. Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
CH-11	12.93	3.07	6.42	0.82	0.83	7.88	0.12	0.00
10	13.07	2.93	6.25	0.90	0.93	6.33	0.86	0.88
9	12.97	3.03	5.75	1.14	1.21	6.17	0.94	0.98
8	12.98	3.02	6.21	0.92	0.95	7.33	0.38	0.31
7	12.86	3.14	6.08	0.98	1.02	6.87	0.60	0.57
6	13.11	2.89	5.88	1.08	1.14	6.42	0.82	0.83
5	12.65	3.35	5.88	1.08	1.14	6.33	0.86	0.88
4	12.95	3.05	6.00	1.02	1.07	6.75	0.66	0.64
3	13.30	2.70	5.83	1.10	1.17	6.17	0.94	0.98
2	11.98	4.02	5.96	1.04	1.10	6.46	0.80	0.81
1	13.19	2.81	5.96	1.04	1.10	6.79	0.64	0.62

SERIE DEL POZO DEL ALGAR

Antecedentes.- Esta zona al igual que la de la Cañada del Hornillo, fué estudiada desde el punto de vista regional por Felgueroso y Coma(1964) y Rivas(1969). La descripción de las series jurásicas la realizaron Rivas y Sequeiros(1972). La bioestratigrafía del Domerense de esta secuencia se debe a Braga(1983) y la del Toarcense a Jiménez(1986).

Localización.- La serie se ha muestreado en la carretera que conduce de Carcabuey a Lucena, en la provincia de Córdoba. El lugar de muestreo corresponde al punto UG 803 435, hoja 17-40 (Lucena) del mapa militar de España 1:50.000, fig. 51 .

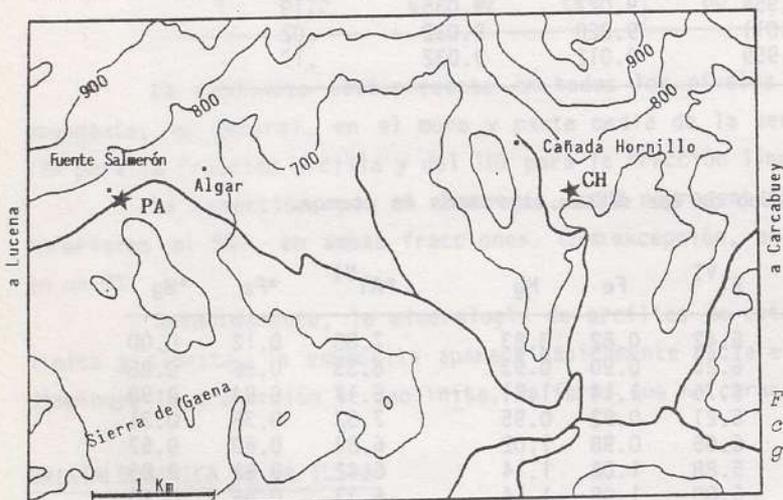


Fig. 51 . Localización geográfica de la serie del Pozo del Algar (PA).

La secuencia está constituida por una alternancia de margas y margocalizas grises . Hacia el muro los niveles son predominantemente margocalizos; en cambio hacia el techo son cada vez más abundantes los niveles margosos.

Esta secuencia sólo incluye materiales de edad Domerense, concretamente Domerense medio y superior.

MINERALOGIA

La representación de la columna anteriormente descrita así como la mineralogía global y de las fracciones de los distintos niveles están recogidos en la figura 52 .

MUESTRA TOTAL

La mineralogía de la muestra total está constituida por calcita, cuarzo y filosilicatos. Ocasionalmente aparecen algunas trazas de feldespatos.

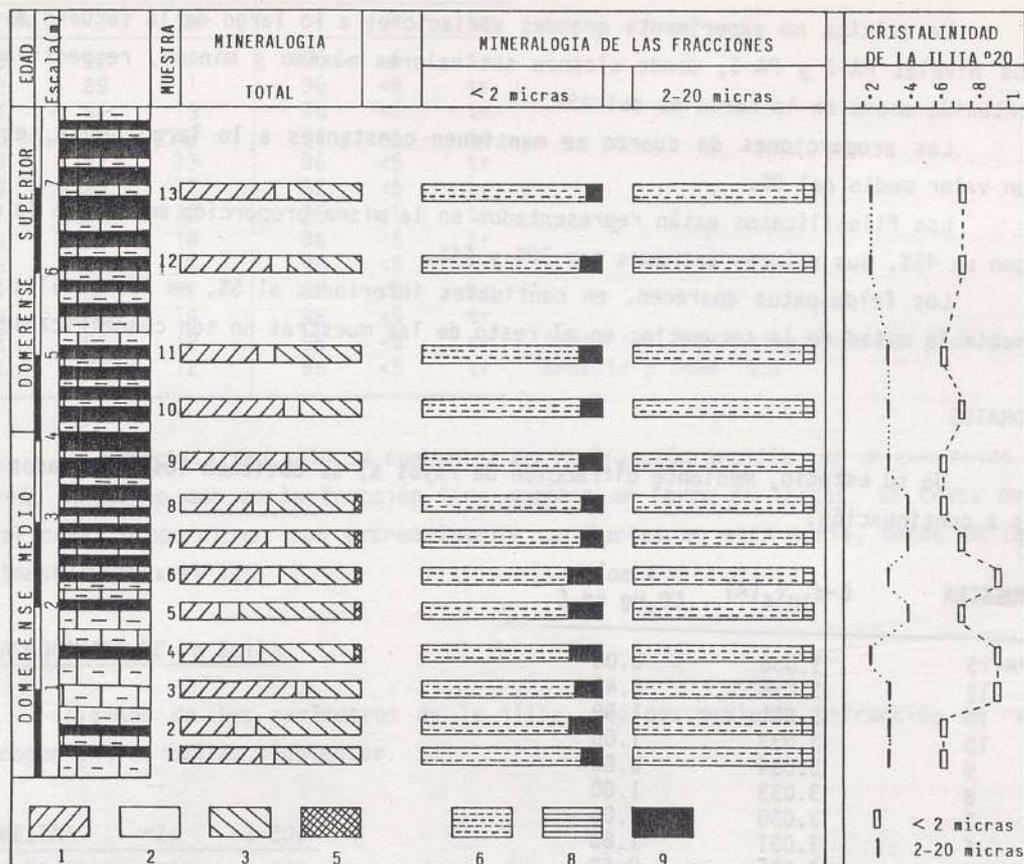


Fig. 52. Serie estratigráfica del Pozo del Algar. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita.
 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 5.-feldespatos; 6.-illita; 7.-clorita; 8.-caolinita; 9.-esmectita.

MUESTRA	C	Q	F	Fd
PA-13	51	8	41	tr
12	50	9	40	tr
11	43	9	48	tr
10	57	8	34	tr
9	58	8	34	<5
8	40	9	50	<5
7	47	10	41	<5
6	44	10	45	<5
5	22	12	64	<5
4	34	9	52	tr
3	66	<5	30	tr
2	30	12	58	tr
1	44	9	47	tr

Tabla 106. Mineralogía de la muestra total (%).

La calcita no experimenta grandes variaciones a lo largo de la secuencia, salvo en los niveles PA-3 y PA-5, donde alcanza sus valores máximo y mínimo, respectivamente. El contenido medio en la serie es del 45%.

Las proporciones de cuarzo se mantienen constantes a lo largo de la secuencia con un valor medio del 9%.

Los filosilicatos están representados en la misma proporción media que la calcita, con un 45%. Sus valores extremos son 30% y 64%.

Los feldspatos aparecen, en cantidades inferiores al 5%, en los niveles situados hacia la mitad de la secuencia; en el resto de las muestras no son cuantificables.

CARBONATOS

De su estudio, mediante difracción de rayos X, se obtienen los resultados expresados a continuación.

MUESTRA	C-d ₁₀₁₄ (Å)	% moles CO ₃ Mg en C
PA-13	3.036	0.00
12	3.035	0.40
11	3.031	1.80
10	3.033	1.00
9	3.034	0.80
8	3.033	1.00
7	3.030	2.00
6	3.031	1.80
5	3.035	0.40
4	3.032	1.40
3	3.033	1.00
2	3.033	1.00
1	3.032	1.40

Tabla 107. Datos sobre la calcita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

La mineralogía presente en estas fracciones la forman illita, caolinita y esmectita. Los porcentajes de estos minerales en cada muestra se recogen en la tabla 108 y están representados en la fig. 52.

La illita es el mineral más abundante y mejor representado en ambas fracciones fundamentalmente en la fracción limo, donde alcanza valores medios del 96%. Es destacable la uniformidad en los porcentajes de este mineral. Así en la fracción arcilla varían entre 92% y 82%; en la fracción limo su proporción media aparece en doce de los trece niveles muestreados.

La caolinita está representada con valores inferiores al 5% en la fracción limo. No se detecta su presencia en la fracción arcilla.

MUESTRA	fracción arcilla		fracción limo		
	I	Sm	I	K	Sm
PA-13	92	8	96	<5	tr
12	89	11	96	<5	tr
11	87	13	96	<5	tr
10	88	12	96	<5	tr
9	87	13	96	<5	tr
8	89	11	96	<5	tr
7	88	12	96	<5	tr
6	82	18	96	<5	tr
5	82	18	96	<5	tr
4	83	17	96	<5	tr
3	86	14	98	<5	tr
2	82	18	96	<5	tr
1	88	12	96	<5	tr

Tabla 108. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

La esmectita tan sólo se concentra en la fracción arcilla con un contenido medio del 14%, en tanto que en la fracción limo aparece en forma de trazas. Se trata de otro mineral cuyas proporciones son extremadamente constantes en esta serie, desde 8% (excepcionalmente) hasta el 18%.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Algunos de los parámetros de la ilita, medidos mediante difracción de rayos X, se recogen en las tablas siguientes.

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
PA-13	.72	.24
12	.76	.24
11	.60	.26
10	.66	.32
9	.62	.32
8	.64	.44
7	.68	.42
6	.92	.32
5	.72	.44
4	.88	.24
3	.92	.28
2	.60	.32
1	.60	.32

Tabla 109. Medidas de cristalinidad de la ilita expresadas en $^{\circ}2\theta$.

En esta secuencia las cristalinidades de la ilita son netamente diferentes para ambas fracciones. Su evolución suele ser de tendencia contraria de manera que al aumentar en una fracción disminuye en la otra y viceversa.

Tabla 110. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las ilitas.

MUESTRA	$d(002)\text{\AA}$	$*b_0(\text{\AA})$	$b_0(\text{\AA})$	Na/Na+K
PA-13	9.970	9.016	9.015	.13
12	9.957	9.029	9.010	.18
11	10.105	9.022	9.018	.36
10	9.965	8.992	9.015	.15
9	9.952	9.008	9.010	.20
8	9.983	9.016	9.003	.09
7	9.963	9.005	9.032	.16
6	9.985	9.008	9.018	.08
5	9.985	9.000	9.023	.08
4	9.996	9.000	9.031	.04
3	9.982	9.000	9.015	.09
2	9.978	9.000	9.027	.10
1	9.983	9.000	9.008	.09

Tabla 111. Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
PA-13	12.93	3.07	6.66	0.70	0.69	7.08	0.72	0.72
12	12.23	2.77	6.87	0.60	0.57	6.08	0.98	1.02
11	9.94	6.16	6.54	0.76	0.76	6.37	0.84	0.86
10	13.05	2.95	6.66	0.70	0.69	7.62	0.24	0.14
9	13.35	2.65	6.87	0.60	0.57	6.95	0.56	0.52
8	12.63	3.37	7.16	0.46	0.40	6.63	0.72	0.72
7	13.09	2.91	5.96	1.04	1.04	7.08	0.50	0.60
6	12.58	3.42	6.54	0.76	0.76	6.95	0.56	0.52
5	12.58	3.42	6.33	0.86	0.88	7.29	0.40	0.33
4	12.33	3.67	6.00	1.02	1.07	7.29	0.40	0.33
3	12.65	3.35	6.67	0.70	0.69	7.29	0.40	0.33
2	12.74	3.26	6.17	0.94	0.97	7.29	0.40	0.33
1	12.62	3.38	6.96	0.56	0.52	7.29	0.40	0.33

SERIE DE CAMARENA-LANCHARES-ZUHEROS

Antecedentes.- La estratigrafía de esta secuencia y de otras series del sector ha sido realizada por Molina Cámara(en prensa).

Localización.-La secuencia se ha levantado en dos perfiles diferentes. Uno primero, donde se ha tomado la muestra CLZ-1, en las cercanías de la localidad de Zuheros (Córdoba), concretamente en la carretera que conduce al cerro de los Murciélagos. Este perfil está marcado en el mapa de la figura 53 con el número 1 y sus coordenadas UTM son UG 846 557, hoja 17-39 (Baena) del MME 1:50.000.

Un segundo perfil se ha recogido en la Sierra de la Lastra, en la casilla del mismo nombre, cercana a la carretera que conduce de Luque a Carcabuey (Córdoba). En este perfil, marcado con el número 2 en la figura 53 , se han recogido los restantes niveles de la secuencia. Sus coordenadas son UG 889 538 de la hoja citada anteriormente.

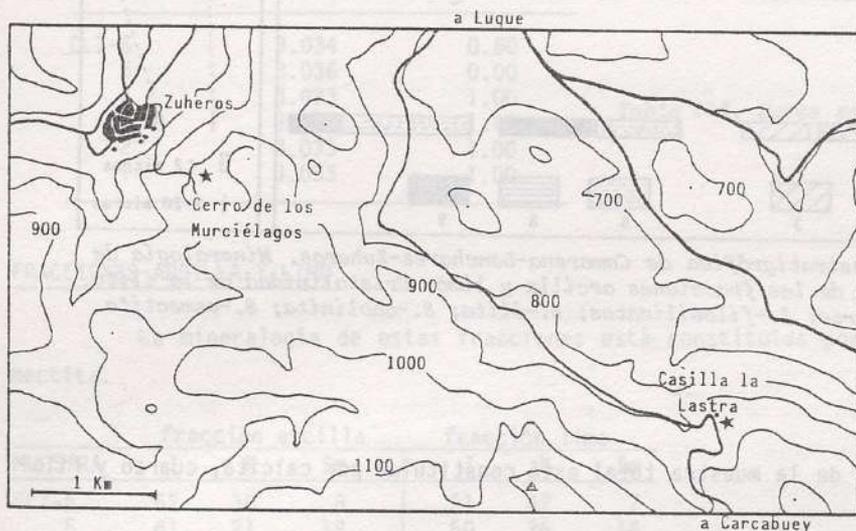


Fig. 53 . Localización geográfica de la serie de Camarena-Lanchares-Zuheros (CLZ).

La serie comienza con unas calizas margosas con intercalaciones de margas de edad Domerense inferior.

El Domerense medio y superior lo constituyen una alternancia de margas y margocalizas grises-verdosas.

El Toarcense inferior, con el que finaliza la serie, está formado por alternancias de margas y margocalizas rojas.

MINERALOGÍA

La mineralogía de los niveles muestreados así como la sucesión estratigráfica están representados en la figura 54 .

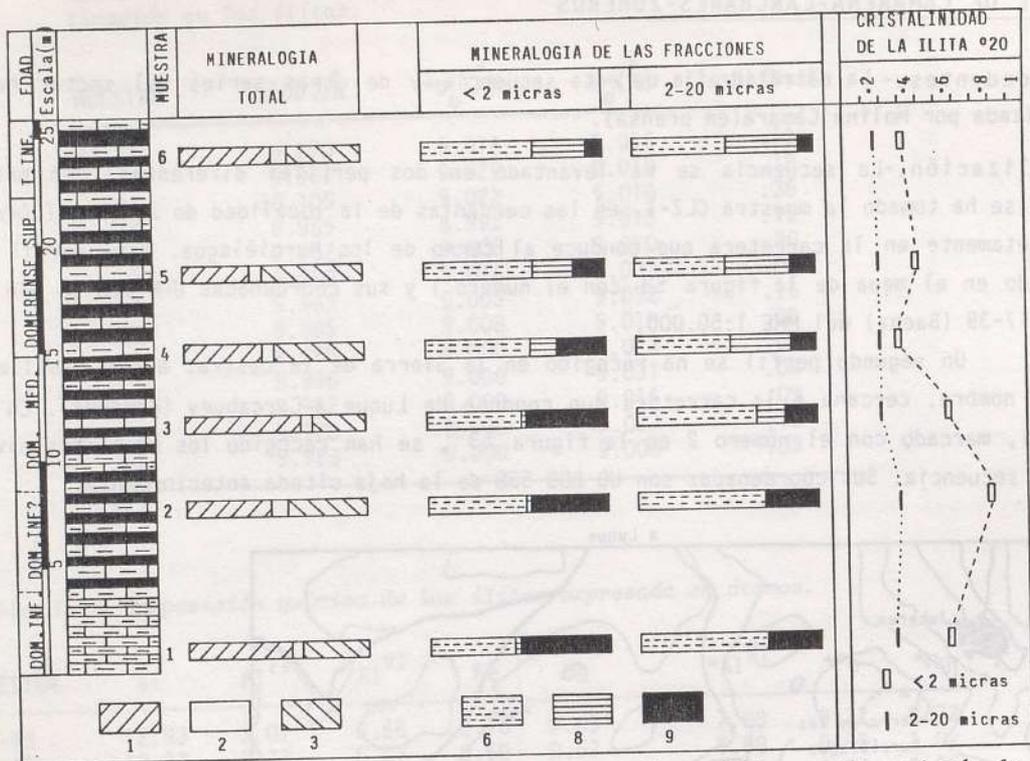


Fig. 54 . Serie estratigráfica de Camarena-Lanchares-Zuheros. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la ilita. 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 6.-ilita; 8.-caolinita; 9.-esmetita.

MUESTRA TOTAL

La mineralogía de la muestra total está constituida por calcita, cuarzo y filosilicatos.

MUESTRA	C	Q	F
CLZ-6	56	5	39
5	36	7	57
4	42	6	52
3	64	6	30
2	47	9	44
1	57	6	37

Tabla 112 . Mineralogía de la muestra total (%).

La calcita, con un valor medio del 50%, no experimenta grandes variaciones a excepción de los niveles CLZ-3 y 5 donde alcanza el contenido máximo y mínimo respectivamente.

El contenido en cuarzo permanece constante, con una proporción media del 6%.

Los porcentajes de filosilicatos evolucionan de manera inversa a los de la calcita.

En todos los niveles aparecen feldspatos, pero estos están representados siempre en forma de trazas.

CARBONATOS

Mediante difracción de rayos X se han medido de forma sistemática los espaciados de la reflexión ($10\bar{1}4$) de la calcita, con objeto de calcular el porcentaje en moles de CO_3Mg presente en ella. Los resultados se expresan a continuación.

MUESTRA	$C-d_{10\bar{1}4}(\text{Å})$	% moles CO_3Mg en C
CLZ-6	3.034	0.80
5	3.036	0.00
4	3.033	1.00
3	3.032	1.40
2	3.033	1.00
1	3.033	1.00

Tabla 113. Datos sobre la calcita.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

La mineralogía de estas fracciones está constituida por illita, caolinita y esmectita.

MUESTRA	fracción arcilla			fracción limo		
	I	K	Sm	I	K	Sm
CLZ-6	62	30	8	51	42	7
5	61	21	18	50	36	14
4	59	14	27	51	34	15
3	52	tr	48	66	15	19
2	54	tr	46	70	--	30
1	47	tr	53	70	--	30

Tabla 114. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

La illita evoluciona de manera inversa en una fracción y otra. Para la fracción arcilla disminuye ligeramente hacia el muro de la serie y en cambio para la fracción limo lo hace hacia el techo. Los contenidos medios son del 56% en el primer caso y del 60% en el segundo.

La caolinita aparece en forma no cuantificable a partir del nivel CLZ-3 y aumenta sensiblemente hacia el techo de la serie.

La esmectita está representada en todas las muestras y aumenta gradualmente de muro a techo. Manifiesta claramente una evolución inversa a la de la caolinita.

En resumen, la serie presenta una mineralogía de arcillas simple desde un punto de vista cualitativo pero con variaciones cuantitativas relativamente significativas de muro a techo. Parece claro que se pueden distinguir dos asociaciones mineralógicas en función de la cantidad de esmectita y de caolinita, puesto que los porcentajes de illita son más homogéneos. Una primera desde el muro hasta el nivel CLZ-3, en la que la proporción de caolinita es muy baja (sobre todo si atendemos a la fracción arcilla); la segunda asociación está caracterizada por la mayor abundancia de caolinita y la disminución en el contenido de esmectita. Estos hechos son especialmente patentes en esta secuencia. En buena lógica, la muestra CLZ-3 representa claramente una etapa transicional entre ambas asociaciones, pudiendo asignarse a la primera de las descritas o a la segunda si se contempla globalmente la mineralogía de las dos fracciones.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Algunos de los parámetros medidos se resumen en las tablas siguientes.

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
CLZ-6	.40	.26
5	.48	.28
4	.36	.28
3	.60	.28
2	.88	.38
1	.60	.32

Tabla 115. Medidas de cristalinidad de la illita expresadas en $^{\circ}2\theta$.

La cristalinidad de la illita evoluciona de forma similar en ambas fracciones (ver fig. 54). Merece destacar la mayor uniformidad de valores en la fracción limo así como el hecho de que presenten mejor cristalinidad los niveles situados hacia el techo de la secuencia.

Tabla 116. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las illitas.

MUESTRA	$d(002)\text{\AA}$	$*b_0(\text{\AA})$	$b_0(\text{\AA})$	Na/Na+K
CLZ-6	9.972	9.000	9.013	.13
5	9.957	8.974	9.019	.18
4	9.967	8.999	9.032	.14
3	9.975	8.998	9.028	.11
2	9.961	9.021	9.031	.17
1	10.118	8.992	9.032	.41

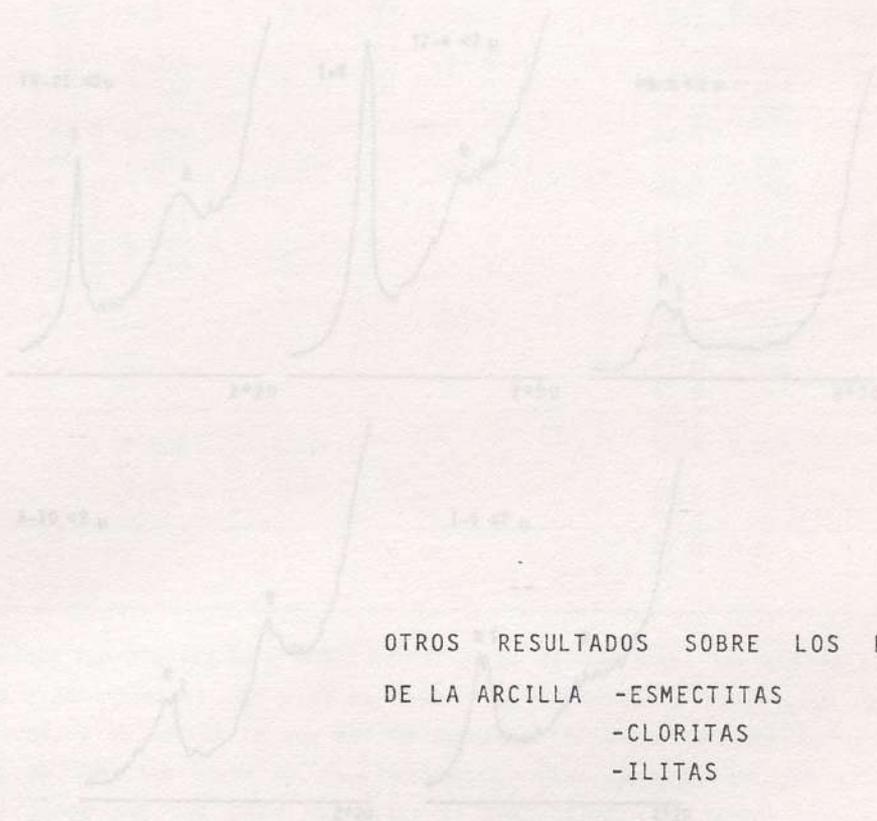
Tabla 117. Composición química de las ilitas expresada en átomos.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg	*Al ^{VI}	*Fe	*Mg
CLZ-6	12.88	3.12	6.75	0.66	0.64	7.29	0.40	0.33
5	13.23	2.77	6.50	0.78	0.79	8.38	0.12	0.29
4	13.00	3.00	5.96	1.04	1.10	7.33	0.38	0.31
3	12.81	3.19	6.13	0.96	1.00	7.38	0.36	0.29
2	13.14	2.86	6.00	1.02	1.07	6.42	0.82	0.83
1	9.49	6.51	5.96	1.04	1.10	7.63	0.24	0.14

OTROS RESULTADOS SOBRE LOS MINERALES
 DE LA ARCILLA -ESPECTOS
 -CLORITAS
 -ILITAS

ESMECTITAS

Los resultados del test de Brown-Gelley sobre las muestras de diversas secuencias estratigráficas en las que el contenido en esmectita es elevado, permiten afirmar que en la mayoría de los niveles la composición es intermedia entre la montmorillonita y la beiderrita. Existen, no obstante, algunas muestras en las que hay solamente una de los términos o -cuando menos- que es muy mayoritaria una de las composiciones. En la figura 55 se ilustran algunos ejemplos.



OTROS RESULTADOS SOBRE LOS MINERALES DE LA ARCILLA -ESMECTITAS -CLORITAS -ILITAS

Fig. 55. Ejemplos demostrativos de la composición de las esmectitas. Parte de Brown-Gelley. (A. 504-0113 = 200°C + 200%). 1 = Montmorillonita; 2 = Beiderrita.

El índice de Storage (S/P), como expresión de la cristalinidad de las esmectitas, ha podido medirse únicamente en las muestras seleccionadas en la tabla IVB. Aquellas otras de las que no se indica este parámetro, sin existir esmectitas, presentan valores muy alejados de la unidad.

ESMECTITAS

Los resultados del test de Greene-Kelly sobre las muestras de diversas secuencias estratigráficas en las que el contenido en esmectita es elevado, permiten afirmar que en la mayoría de los niveles la composición es intermedia entre la montmorillonita y la beidellita. Existen, no obstante, algunas muestras en las que hay solamente uno de los términos o -cuando menos- que es muy mayoritaria una de las composiciones. En la figura 55 se ilustran algunos ejemplos.

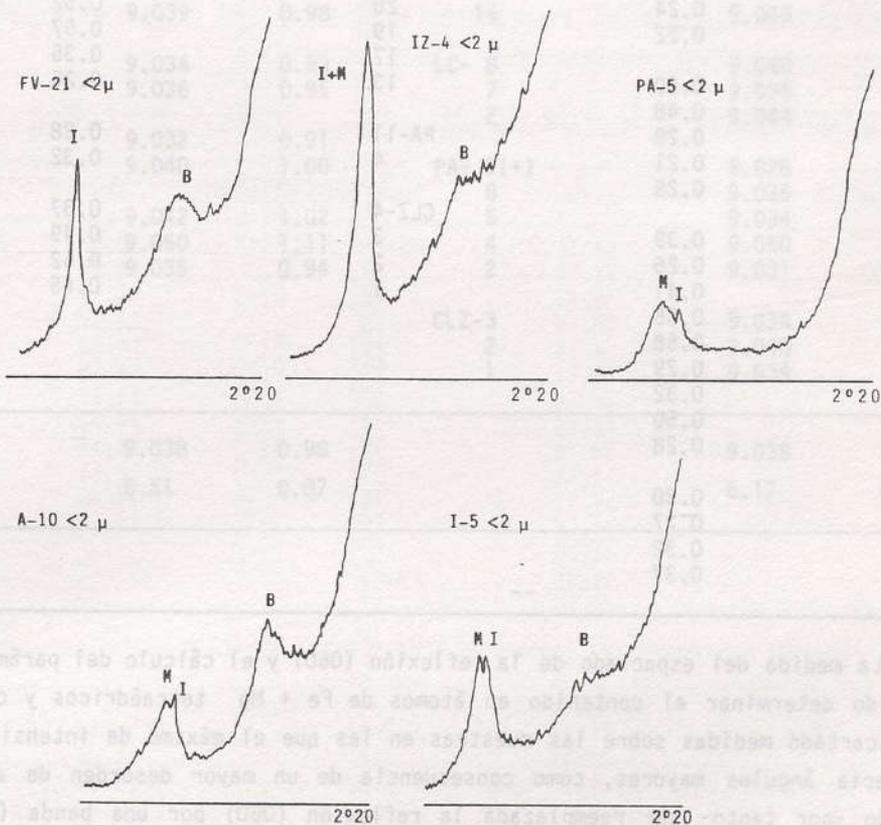


Fig. 55. Ejemplos demostrativos de la composición de las esmectitas. Test de Greene-Kelly. (A.O. + $\text{CLi} + 300^\circ\text{C} + \text{E.G.}$). I = Illita; M = Montmorillonita; B = Beidellita.

El índice de Biscaye (V/P), como expresión de la cristalinidad de las esmectitas, ha podido medirse únicamente en las muestras relacionadas en la tabla 118. Aquellas otras de las que no se indica este parámetro, aún existiendo esmectitas, presentan valores muy alejados de la unidad.

Tabla 118. Valores del índice de Biscaye (V/P) de las esmectitas, expresados en $^{\circ}2\theta$ (fracción menor de 2 micras).

SUBBETICO MEDIO	V/P	SUBBETICO EXTERNO	V/P
IZ-8	0.18	FV-21	0.54
7	0.15	20	0.45
6	0.22	19	0.36
5	0.22	18	0.50
4	0.23		
3	0.24	HU-23	0.28
2	0.33	22	0.42
		21	0.50
I- 5	0.24	20	0.52
4	0.22	19	0.57
		17	0.35
		13	0.25
SP-7	0.60		
6	0.48	PA-11	0.28
5	0.28	4	0.32
4	0.21		
3	0.28	CLZ-4	0.37
		3	0.49
A- 16	0.39	2	0.52
15	0.26	1	0.65
12	0.41		
11	0.55		
10	0.58		
9	0.29		
8	0.32		
7	0.50		
4	0.28		
HT-4	0.30		
3	0.27		
2	0.32		
1	0.37		

La medida del espaciado de la reflexión (060) y el cálculo del parámetro b_0 (Å) ha permitido determinar el contenido en átomos de Fe + Mg tetraédricos y octaédricos. Se han descartado medidas sobre las muestras en las que el máximo de intensidad se desplazaba hacia ángulos mayores, como consecuencia de un mayor desorden de apilamiento, y pudiendo -por tanto- ser reemplazada la reflexión (060) por una banda (06,33) como pone de relieve Desprairies(1983). Los resultados obtenidos se recopilan en la tabla 119.

Tabla 119. Contenido en átomos de Fe + Mg de las esmectitas. (+) medidas sobre la fracción limo.

SUBBETICO MEDIO	b_0 (Å)	Fe+Mg	SUBBETICO EXTERNO	b_0 (Å)	Fe+Mg
ZN-14	9.036	0.95	FV-21	9.036	0.95
12	9.036	0.95	14	9.042	1.02
8	9.028	0.86	13	9.040	1.00
3	9.042	1.02			
I- 5	9.032	0.91	HU-20	9.029	0.87
3	9.050	1.11	19	9.036	0.95
2	9.039	0.98	17	9.054	1.16
			14	9.043	1.03
SP- 6(+)	9.034	0.93	LC- 8	9.040	1.00
5(+)	9.036	0.95	7	9.036	0.95
			2	9.044	1.04
A- 15	9.032	0.91	PA- 9(+)	9.028	0.86
12	9.040	1.00	8	9.036	0.95
			5	9.034	0.93
HT- 4(+)	9.042	1.02	HU- 4	9.050	1.11
2	9.050	1.11	2	9.031	0.89
1	9.035	0.94			
			CLZ-3	9.034	0.93
			2	9.040	1.00
			1	9.039	0.93
X	9.038	0.98		9.038	0.98
σ_x	6.51	0.07		6.17	0.07

Tabla 120. Composición química de las esmectitas expresada en átomos por fórmula.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ca	Fe	Mg	Fe+Mg
130-1920.41	2.37	0.8[7]	1.63	1.00	1.90	2.00	3.90
1410.41	2.37	0.8[5]	1.63	1.00	2.40	2.60	5.00
1210.41	2.41	0.8[7]	1.59	1.12	1.25	2.30	3.55
10	2.53	2.57	1.48	1.12	2.65	2.38	5.03
5	2.38	2.57	1.61	0.95	2.15	2.55	4.70
4	2.43	2.50	1.57	0.95	2.18	2.55	4.73
17	2.40	2.57	1.60	1.04	1.85	1.90	3.75
3	2.41	2.57	1.59	0.95	2.18	2.35	4.53
1	2.41	2.57	1.59	0.95	2.05	2.30	4.35

CLORITAS

Aunque es un mineral presente en casi todas las series estudiadas, sus proporciones no alcanzan cifras suficientemente importantes como para poder realizar un estudio sistemático sobre su composición química y sus características cristaloquímicas. Por esa razón, los datos que se representan -si bien se refieren a un número importante de muestras- están concentrados en algunas secuencias estratigráficas.

El espaciado basal y la medida de la cristalinidad de la clorita han podido determinarse en un número de muestras relativamente significativo. No ha sucedido así con su caracterización química, restringida a la serie del Toarcense de Sierra Elvira y a alguna muestra aislada perteneciente a otra secuencia.

Tabla 120..Espaciado basal (Å) de la clorita.

SUBBETICO MEDIO			SUBBETICO EXTERNO		
	<2 μ	2-20 μ		<2 μ	2-20 μ
TSE-15	14.14	14.16	HU-23	14.07	14.10
14	--	14.16	19	14.09	14.09
13	--	14.15	18	14.12	14.12
12	--	14.14	15	14.20	--
10	--	14.16	14	14.29	--
9	--	14.17	11	14.15	14.15
8	--	14.16	10	14.12	14.13
7	--	14.16	9	14.08	14.08
6	--	14.16	8	14.11	14.12
5	--	14.16	7	14.11	14.12
4	--	14.17	6	14.10	14.10
3'	--	14.16	2	14.10	14.10
3	--	14.16			
2	--	14.15	FV-18	--	14.16
1	--	14.16	17	--	14.16
			10	--	14.16
IZ- 5	--	14.07	GU- 3	--	14.08
4	--	14.09			
3	--	14.10	MAJ-5	14.10	14.10
2	--	14.10	4	14.06	14.07
1	--	14.12	3	14.09	14.09
			2	14.08	14.07
			1	14.07	14.07
-- no determinable					

Tabla 121. Cristalinidad ($^{\circ}2\theta$) y tamaño de cristalito (D_{003}) expresado en Å.

SUBBETICO MEDIO					SUBBETICO EXTERNO				
MUESTRA	<2 μ		2-20 μ		MUESTRA	<2 μ		2-20 μ	
	$^{\circ}2\theta$	D_{003}	$^{\circ}2\theta$	D_{003}		$^{\circ}2\theta$	D_{003}	$^{\circ}2\theta$	D_{003}
TSE-15	--	---	0.28	506	FV-18	0.42	245	0.30	447
14	--	---	0.28	506	17	0.44	227	0.32	396
13	0.40	265	0.32	396	16	0.44	227	--	---
12	0.40	265	0.30	447	13	0.44	227	--	---
10	0.40	265	0.32	396	10	0.42	245	0.32	396
9	0.38	291	0.32	396	8	--	---	0.34	353
8	--	---	0.30	447	7	0.46	213	--	---
7	0.40	265	0.32	396	3	--	---	0.34	353
6	0.36	320	0.32	396					
5	0.40	265	0.32	396	GU- 3	--	---	0.46	213
4	0.40	265	0.36	320					
3'	--	---	0.28	506					
2	--	---	0.32	396					
1	--	---	0.36	320					
									-- no determinable
IZ- 17	--	---	0.28	506					
14	--	---	0.28	506					
13	--	---	0.30	447					
12	--	---	0.28	506					
10	--	---	0.30	447					
9	--	---	0.36	320					
8	--	---	0.32	396					
7	--	---	0.30	447					
6	--	---	0.34	353					
5	--	---	0.30	447					
4	--	---	0.28	506					
3	--	---	0.34	353					

Tabla 122. Composición química de las cloritas expresada en átomos por fórmula.

MUESTRA	Si	Al ^T	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{Br}	Fe ^{Oc}	Fe ^T	Mg
TSE-15	2.37	2.71	1.63	1.08	1.90	2.00	3.90	1.02
14	2.37	2.57	1.63	0.94	2.40	2.60	5.00	0.06
12	2.41	2.71	1.59	1.12	1.25	2.05	3.30	1.58
10	2.55	2.57	1.45	1.12	0.65	1.70	2.35	3.45
5	2.39	2.57	1.61	0.96	2.15	2.50	4.65	0.39
4	2.43	2.50	1.57	0.92	2.15	2.50	4.65	0.43
3'	2.40	2.57	1.60	1.04	1.65	1.90	3.55	1.41
3	2.41	2.57	1.59	0.98	2.10	2.25	4.35	0.67
1	2.41	2.57	1.59	0.98	2.05	2.30	4.35	0.67

Los datos resumidos en la tabla anterior, como se ha indicado al inicio de este apartado, son los únicos que han podido obtenerse de todas las muestras estudiadas. Se incluyen teniendo presente que su valor es muy relativo y que las composiciones pueden variar sensiblemente respecto de las señaladas en dicha tabla.

En todos los casos corresponden a chamositas, excepto en la muestra TSE-10 cuyo término es clinocloro con alto contenido en hierro.

Tabla 185. Composición química de las chamositas y clinocloro por muestra.

Muestra	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ti	Zn	Pb	Cu	Mn	Co	Ni	As	Sb	Bi	Ag	Au
1	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
3	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
19	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	1.41	2.27	1.83	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

ILITAS

Se incluyen en este apartado los datos de tamaño de cristalito y de las intensidades de las reflexiones (001), (002) y (005) que sistemáticamente han sido medidas en todas las series y que serán empleados en el capítulo de Discusión. Con ellos se complementan los indicados al describir las diversas series estratigráficas.

Tabla 123. Tamaño de cristalito expresado en Å de las ilitas de las series del Subbético Medio (D_{002}). -- no determinable

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ	MUESTRA	<2 μ	2-20 μ
CM-11	158	823	IZ-19	165	563
10	158	823	18	194	563
9	158	823	17	194	506
8	158	823	16	186	563
7	158	1000	15	165	563
6	158	823	14	186	563
5	194	563	13	179	506
4	194	1000	12	186	396
3	158	647	11	216	732
2	194	823	10	203	563
1	185	647	9	194	563
			8	186	506
ZN-14	---	---	7	151	563
13	265	---	6	186	732
12	447	---	5	186	563
11	186	---	4	128	732
10	227	---	3	116	563
9	194	---	2	116	506
8	396	---	1	171	732
7	130	---			
6	130	---	SE-15	50	375
5	171	---	14	68	320
4	320	---	13	110	353
3	186	---	12	110	823
2	265	---	11	130	375
1	396	---	10	130	647
			9	158	265
ZS- 6	93	823	8	194	194
5	130	823	7	194	194
4	130	823	6	194	194
3	110	823	5	194	194
2	130	823	4	447	447
1	110	823	3	265	265
			2	265	265
CO- 7	265	182	1	265	265
6	265	182			
5	447	375	I- 5	155	447
4	265	823	4	95	447
3	265	182	3	107	353
2	265	375	2	110	506
1	194	235	1	120	245

Tabla 123. Continuación.

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ	MUESTRA	< 2 μ	2-20 μ
TSE-15	128	203	A- 17	186	194
14	128	320	16	179	563
13	128	245	15	179	563
12	135	320	14	179	732
11	116	203	13	179	732
10'	154	---	12	179	506
10	186	227	11	145	563
9	186	227	10	116	732
8	135	245	9	155	227
7	145	396	8	158	265
6	135	396	7	194	563
5	128	320	6	203	732
4	116	171	5	158	732
3'	102	265	4	130	732
3	95	245	3	396	396
2	90	396	HT- 4	158	447
1	92	320	3	158	447
SP-11	128	396	2	158	227
10	135	396	1	158	563
9	186	506			
8	98	227			
7	88	732			
6	151	915			
5	158	506			
4	116	732			
3	116	396			
2	128	447			
1	320	447			

Tabla 124 Tamaño de cristalito expresado en A de las ilitas de las series del Subbético Externo. (D_{002}). --no determinable

MUESTRA	<2 μ	2-20 μ	MUESTRA	< 2 μ	2-20 μ
MAJ-5	194	291	CLZ-6	265	563
4	213	320	5	203	506
3	130	320	4	320	506
2	180	320	3	158	506
1	213	353	2	95	291
GU-11	227	506	1	158	396
10	227	353	CH-11	227	506
9	245	562	10	158	506
8	227	506	9	158	265
7	227	563	8	194	353
6	227	506	7	155	506
5	320	506	6	194	291
4	320	396	5	203	353
3	194	506	4	162	506
2	320	563	3	171	506
1	265	563	2	265	563
			1	162	447

Tabla 124. Continuación.

MUESTRA	< 2 μ	2-20 μ	MUESTRA	< 2 μ	2-20 μ
FV-21	146	447	HU-23	144	447
20	203	320	22	110	915
19	203	447	21	144	506
18	213	732	20	139	915
17	245	1150	19	213	732
16	245	447	18	119	563
15	213	396	17	110	506
14	213	506	16	158	732
13	265	396	15'	188	915
12	213	352	15	127	915
11	227	447	14	135	265
10	265	447	13	139	732
9	203	506	12	447	447
8	162	506	11	320	396
7	180	245	10	447	506
6	132	291	9	158	265
5	180	291	8	194	506
4	146	506	7	171	396
3	132	291	6	153	447
2	132	447	5	245	396
1	132	447	2	227	447
LC- 9	---	823	PA-13	128	732
8	---	823	12	116	732
7	447	823	11	158	563
6	---	823	10	139	396
5	---	823	9	155	396
4	194	823	8	146	227
3	---	823	7	132	245
2	265	823	6	90	396
1	---	823	5	128	227
			4	95	732
			3	90	506
			2	158	396
			1	158	396

Tabla 125. Intensidad de las reflexiones (001), (002) y (005) de ilitas de las series del Subbético Medio expresada en cm.

MUESTRA	< 2 μ			MUESTRA	2-20 μ		
	(001)	(002)	(005)		(001)	(002)	(005)
CM-11	--	--	--		4.65	2.20	1.45
9	--	--	--		3.70	1.90	0.90
8	3.55	1.55	1.05		--	--	--
5	9.50	1.90	1.25		--	--	--
4	--	--	--		5.90	2.10	1.80
3	6.20	1.65	0.85		--	--	--
2	--	--	--		5.30	2.30	1.75
1	9.80	2.70	1.65		--	--	--
ZN-14	--	--	--		1.40	0.65	0.20
10	--	--	--		1.30	0.65	0.40
7	7.30	2.10	1.00		1.15	0.60	0.10
4	5.80	2.10	1.25		2.60	1.05	0.60
1	2.30	1.00	0.30		1.50	0.70	0.30
ZS- 6	--	--	--		2.70	1.75	0.70
5	5.00	2.20	1.05		2.45	1.45	0.90
3	5.80	1.40	1.05		--	--	--
2	--	--	--		5.10	2.15	1.45
1	8.20	1.95	1.00		--	--	--
IZ-19	5.74	1.50	0.70		2.80	1.30	1.00
16	6.50	2.00	1.20		4.20	2.20	1.40
13	9.00	2.80	1.50		3.50	1.45	0.90
10	9.55	3.10	1.70		4.50	2.10	1.35
7	17.60	5.00	2.60		3.85	1.75	1.30
4	11.60	3.80	2.30		4.60	2.50	1.85
1	12.00	4.20	2.60		6.60	2.70	1.80
CO- 7	12.00	3.00	1.90		3.50	1.70	1.00
5	13.90	3.50	1.70		--	--	--
3	--	--	--		3.60	1.50	1.10
2	7.30	1.70	0.70		--	--	--
1	--	--	--		2.70	1.50	1.15
SE-15	0.50	0.75	0.05		--	--	--
13	--	--	--		1.50	0.90	0.50
12	1.30	1.30	0.25		2.10	1.60	0.65
8	2.00	1.10	0.50		1.85	1.15	0.55
7	--	--	--		2.25	1.10	0.75
5	2.00	1.10	0.45		--	--	--
I- 4	5.80	1.60	0.80		1.50	0.30	0.10
2	7.80	1.85	0.80		1.90	1.00	0.50

-- no determinada

Tabla 125. Continuación.

MUESTRA	< 2 μ			2-20 μ		
	(001)	(002)	(005)	(001)	(002)	(005)
TSE-14	11.00	2.20	1.20	3.90	1.55	0.85
11	13.60	3.20	2.40	7.30	2.45	1.70
7	14.50	2.95	1.50	5.85	1.85	1.25
6	8.85	1.90	1.15	3.75	1.55	0.90
3'	14.50	2.55	1.90	5.30	1.90	1.60
3	14.30	2.90	1.90	6.55	2.00	1.60
1	17.60	3.30	2.05	6.65	2.35	2.10
SP- 10	7.00	2.10	1.30	3.90	1.95	1.10
9	6.60	2.40	1.20	2.00	1.10	0.70
6	2.90	1.20	0.65	2.45	1.20	0.80
4	6.90	2.00	1.00	3.30	1.40	0.90
1	5.30	1.20	0.85	1.60	0.90	0.50
A- 17	--	--	--	2.60	1.30	0.50
13	2.00	0.65	0.20	1.80	0.90	0.50
10	4.00	1.45	0.80	3.40	1.65	0.70
8	3.30	1.25	0.65	3.50	1.60	0.70
7	1.30	0.60	0.15	1.40	0.70	0.60
5	5.00	2.25	1.10	4.00	1.70	1.00
4	6.60	2.35	0.80	3.10	1.40	1.00
HT- 4	2.00	0.70	0.30	--	--	--
3	5.00	1.70	1.00	3.20	1.50	1.00
2	2.90	1.30	0.60	3.20	2.25	1.05
1	2.90	0.90	0.30	1.00	0.45	0.20

Tabla 126. Intensidad de las reflexiones (001), (002) y (005) de ilitas de las series del Subbético Externo expresadas en cm. -- no determinada.

MUESTRA	< 2 μ			2-20 μ		
	(001)	(002)	(005)	(001)	(002)	(005)
MAJ-5	6.20	1.80	0.80	3.60	1.70	1.00
4	6.60	1.70	0.80	3.30	1.40	0.90
3	7.50	3.20	1.20	5.00	2.40	1.40
1	6.20	2.10	0.90	3.80	1.70	1.00
GU-11	5.40	2.00	1.00	1.40	0.80	0.50
7	3.20	1.05	0.50	1.45	0.65	0.30
5	3.10	1.00	0.40	1.15	0.55	0.35
3	4.60	1.60	0.75	2.05	0.90	0.45
1	6.90	2.60	1.30	2.00	1.05	0.50
LC- 9	3.90	2.60	1.40	--	--	--
7	--	--	--	2.60	1.30	0.75
6	4.80	2.10	0.95	--	--	--
4	--	--	--	3.60	1.80	1.05
3	7.40	2.00	0.90	--	--	--
1	3.80	1.40	0.60	3.80	1.70	0.90

Tabla 126. Continuación.

MUESTRA	< 2 μ			2-20 μ		
	(001)	(002)	(005)	(001)	(002)	(005)
FV-21	--	--	--	4.00	2.25	1.00
19	6.30	1.60	0.95	3.25	1.40	0.80
16	6.20	1.70	1.00	4.10	2.05	1.05
13	4.90	1.50	0.70	2.60	1.40	0.80
9	--	--	--	4.20	2.10	1.20
6	6.10	1.40	0.85	3.30	1.50	0.70
3	5.15	1.20	0.90	3.70	1.75	0.95
1	11.20	2.90	1.20	3.70	1.70	0.95
HU-22	--	--	--	2.70	1.00	0.90
19	--	--	--	4.40	1.50	1.40
18	9.00	2.30	1.20	5.50	1.80	1.40
17	--	--	--	6.80	2.55	1.70
15	11.00	2.80	2.70	6.60	3.40	2.85
13	--	--	--	5.00	2.60	1.90
10	--	--	--	3.10	1.65	1.70
7	7.60	1.80	0.90	3.20	1.25	1.30
6	--	--	--	3.10	1.10	0.90
5	--	--	--	3.30	1.20	1.10
2	--	--	--	3.30	0.90	0.70
PA-13	8.00	1.75	0.80	1.00	0.50	0.20
10	6.60	1.90	0.80	1.50	0.60	0.20
7	7.50	2.00	1.05	2.00	1.20	0.60
5	5.30	1.80	0.90	2.85	1.50	0.65
3	8.00	1.95	0.90	1.05	0.55	0.25
1	9.70	3.65	2.15	2.10	1.10	0.40
CLZ-6	3.20	1.30	0.90	3.00	1.30	1.00
5	5.00	1.55	1.00	2.50	1.20	0.80
4	4.00	1.15	0.70	1.45	0.80	0.40
3	4.00	1.20	0.65	--	--	--
1	6.60	1.25	0.65	0.90	0.55	0.10

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	K ₂ O	MgO	Zn	Co	Ca	Pb	Cd	Cr	Li	Cd	g
04-10	57.10	20.89	0.76	0.02	0.24	3.95	155	75	80	70	10	50	50	1	
7	58.15	21.76	0.89	0.02	0.24	3.95	145	65	95	70	10	50	50	1	
8	56.70	20.10	0.80	0.03	0.24	3.35	145	90	100	70	10	50	50	1	
9	48.09	20.96	1.35	0.02	0.06	5.93	205	95	330	60	10	50	50	1	
20-14	51.50	23.09	0.58	0.04	0.24	3.23	45	30	6	30	10	50	50	1	
10	51.17	22.43	0.70	0.06	0.30	3.30	147	40	12	121	10	50	50	1	
4	43.89	20.47	0.64	0.02	0.06	2.85	105	30	40	101	10	50	50	1	
3	43.92	20.32	0.66	0.02	0.06	3.75	116	50	42	70	10	50	50	1	
20-6	48.13	23.63	0.90	0.05	0.30	4.40	375	105	250	100	10	50	50	1	
4	40.83	23.03	1.00	0.03	0.20	2.57	190	70	70	190	10	50	50	1	
1	41.13	21.13	0.94	0.03	0.34	2.70	205	105	102	100	10	50	50	1	
1	37.70	23.09	0.84	0.02	0.42	5.00	205	105	154	100	10	50	50	1	
14	37.63	21.90	0.80	0.04	0.17	5.57	182	100	66	100	10	50	50	1	
7	43.60	21.17	1.02	0.02	0.10	5.82	164	100	140	100	10	50	50	1	
4	47.09	19.09	1.04	0.02	0.08	5.36	145	84	35	100	10	50	50	1	
1	44.81	20.59	0.94	0.02	0.67	5.01	145	84	35	100	10	50	50	1	
2	39.89	24.72	0.70	0.02	0.16	3.25	195	95	96	100	10	50	50	1	
4	41.73	24.41	0.70	0.02	0.08	3.53	225	95	50	100	10	50	50	1	
1	39.59	24.02	0.85	0.02	0.05	4.05	125	90	65	100	10	50	50	1	
1	42.10	19.02	1.03	0.02	0.21	4.51	235	79	130	117	10	50	50	1	
14	40.90	21.00	1.23	0.02	0.05	4.54	220	80	92	100	10	50	50	1	
8	39.15	20.90	1.39	0.02	0.17	5.67	185	85	86	100	10	50	50	1	
2	41.42	19.68	0.68	0.01	0.41	5.03	405	74	175	100	10	50	50	1	
1	40.81	20.32	0.85	0.02	0.06	3.83	105	47	37	100	10	50	50	1	
1	40.80	20.28	0.87	0.02	0.06	3.83	105	47	37	100	10	50	50	1	
1	38.80	23.80	0.85	0.02	0.06	4.01	190	75	42	100	10	50	50	1	
1	37.80	23.16	0.80	0.02	0.06	4.01	190	75	42	100	10	50	50	1	
1	44.70	23.00	0.85	0.02	0.06	4.01	190	75	42	100	10	50	50	1	
7	42.77	23.32	0.89	0.02	0.06	4.01	190	75	42	100	10	50	50	1	
5	39.89	22.78	0.78	0.02	0.06	4.01	190	75	42	100	10	50	50	1	
3	39.37	22.54	0.78	0.02	0.06	4.01	190	75	42	100	10	50	50	1	
1	39.77	22.94	0.75	0.02	0.06	4.01	190	75	42	100	10	50	50	1	
1	40.47	23.00	0.72	0.02	0.06	4.01	190	75	42	100	10	50	50	1	
1	51.18	22.45	0.74	0.02	0.06	3.02	100	47	30	100	10	50	50	1	
1	50.76	22.00	0.74	0.02	0.06	3.02	100	47	30	100	10	50	50	1	
1	43.64	22.80	0.65	0.02	0.06	3.02	100	47	30	100	10	50	50	1	
4	43.13	22.40	0.72	0.02	0.06	3.02	100	47	30	100	10	50	50	1	
1	43.86	22.25	0.73	0.02	0.06	3.02	100	47	30	100	10	50	50	1	
1	42.62	22.90	0.67	0.02	0.06	3.02	100	47	30	100	10	50	50	1	
2	45.46	23.26	0.67	0.02	0.06	3.02	100	47	30	100	10	50	50	1	
2	45.03	23.00	0.74	0.02	0.06	3.02	100	47	30	100	10	50	50	1	

ANALISIS QUIMICOS

Tabla 13. Analisis quimicos realizados en 2004 para muestras de 27 muestras de agua. -- no diferenciadas.

MUESTRA	%								ppm										
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	Zn	Co	Cu	Pb	Ni	Sr	Rb	Cr	Li	Cd	V
QM-10	57.10	20.89	0.76	5.72	0.02	0.34	3.95	2.45	155	75	80	35	15	40	340	50	50	--	--
7	58.15	20.46	0.89	5.73	0.02	0.84	3.95	2.99	445	85	595	20	--	40	295	50	55	--	--
5	46.70	24.10	0.87	10.53	0.03	0.74	5.35	3.35	345	90	400	35	--	50	480	100	40	--	--
2	44.09	29.94	1.15	6.81	0.02	0.86	5.50	3.11	325	95	330	20	--	60	455	150	60	--	--
ZN-14	51.50	23.59	0.58	8.28	0.04	--	3.23	--	45	86	0	38	38	33	325	--	--	10	40
10	51.17	22.43	0.70	5.96	0.02	--	3.30	--	50	78	42	46	39	93	395	--	--	10	151
7	50.89	23.12	0.66	7.99	0.02	--	3.74	--	147	58	32	40	37	121	70	--	--	10	126
4	49.69	22.41	0.64	5.23	0.01	--	2.85	--	95	37	25	20	38	121	160	--	--	10	19
3	43.92	22.32	0.69	5.73	0.02	--	3.75	--	116	53	42	20	36	59	70	--	--	10	98
ZS- 6	48.13	25.63	0.80	7.19	0.05	0.37	4.40	2.55	375	105	290	35	50	20	410	150	12	--	--
4	40.80	27.03	1.02	12.17	0.03	1.00	4.20	2.57	190	95	70	35	25	140	295	150	40	--	--
1	40.13	32.13	0.94	7.65	0.01	0.94	5.10	2.70	205	105	105	35	25	140	365	150	55	--	--
IZ-19	35.70	23.05	0.84	10.84	0.07	10.42	5.50	2.08	203	93	154	15	46	210	55	200	60	--	--
14	37.00	21.98	0.81	11.96	0.04	9.51	5.57	2.01	182	102	66	31	35	300	45	266	69	--	--
9	43.80	21.17	1.02	6.75	0.02	8.13	5.82	2.01	164	88	140	23	35	203	45	267	74	--	--
4	47.60	19.09	1.04	5.82	0.02	9.09	5.96	2.46	146	84	35	46	35	213	45	200	60	--	--
1	41.00	20.59	2.94	8.12	0.02	8.61	6.00	2.23	207	88	61	54	35	250	45	267	74	--	--
CO- 7	39.85	24.73	0.70	12.74	0.02	1.14	5.05	3.25	155	95	55	35	25	60	385	150	30	--	--
4	46.23	24.41	0.70	8.09	0.01	0.96	5.30	3.53	275	95	50	20	--	40	410	200	26	--	--
1	52.60	24.82	0.88	4.66	0.01	0.85	4.55	3.30	125	90	65	40	--	35	340	170	60	--	--
SE-15	48.50	19.07	1.00	7.21	0.05	8.21	4.51	1.86	200	79	130	15	27	117	40	200	51	--	--
14	48.35	21.04	1.23	7.13	0.05	6.59	4.64	1.86	228	88	92	15	23	237	40	200	60	--	--
10	30.15	28.82	1.39	9.77	0.02	9.17	5.67	2.69	195	83	88	8	31	120	35	199	64	--	--
5	51.62	19.58	0.83	6.81	0.01	5.41	5.03	2.10	495	74	115	15	23	143	50	268	55	--	--
I -5	49.61	23.12	0.65	6.32	0.01	--	3.53	--	94	47	37	40	38	52	130	100	47	10	58
4	49.90	23.09	0.67	5.83	0.01	--	3.08	--	105	47	42	20	38	46	130	100	53	10	87
3	28.84	23.80	0.83	9.77	0.02	--	4.84	--	158	79	42	40	28	30	100	67	44	10	407
1	51.22	23.16	0.80	7.40	0.02	--	4.82	--	199	82	59	43	31	41	516	--	--	10	263
SP-10	46.70	23.00	0.95	9.60	0.03	--	4.64	--	137	79	45	50	37	114	200	100	34	10	367
7	47.77	23.03	0.80	7.99	0.01	--	4.08	--	110	68	42	50	37	75	130	100	23	10	229
5	39.89	22.74	0.75	5.93	0.01	--	3.08	--	100	47	40	30	35	46	140	133	27	10	91
3	39.37	22.54	0.73	5.21	0.01	--	3.02	--	95	42	28	30	36	50	170	133	26	10	108
1	39.77	22.94	0.73	5.72	0.01	--	2.95	--	115	47	50	30	36	47	140	133	27	10	51
A- 16	49.47	23.08	0.72	6.91	0.01	--	3.20	--	105	47	62	40	36	54	180	100	24	10	146
12	51.18	22.51	0.74	6.19	0.02	--	3.12	--	89	47	30	20	37	138	100	100	54	10	75
10	50.26	22.60	0.74	6.46	0.01	--	2.70	--	89	61	29	30	39	118	200	95	35	10	91
8	51.64	22.65	0.66	5.81	0.01	--	2.57	--	68	42	25	30	39	84	120	100	23	10	27
4	43.53	22.48	0.72	5.86	0.01	--	2.96	--	121	58	35	30	33	99	170	133	33	10	115
3	40.92	22.75	0.73	5.35	0.01	--	2.09	--	116	37	38	30	33	86	160	167	26	10	38
HT- 4	62.62	22.99	0.45	3.78	0.05	--	1.17	--	74	21	35	20	44	102	150	100	11	10	195
3	46.34	23.36	0.67	8.47	0.03	--	3.98	--	137	74	260	50	34	31	50	100	21	10	117
2	46.83	23.22	0.70	8.29	0.02	--	4.26	--	110	79	115	30	29	26	90	100	23	10	174

Tabla 127. Análisis químicos realizados en las muestras del Subbético Medio. -- no determinado.

MUESTRA	%								ppm										
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	Zn	Co	Cu	Pb	Ni	Sr	Rb	Cr	Li	Cd	V
MAJ-5	44.00	26.64	1.28	9.02	0.02	0.69	5.95	3.36	150	95	95	35	25	80	455	300	50	--	--
3	42.60	22.67	0.82	8.03	0.02	5.10	6.96	3.01	146	83	52	15	34	213	35	332	60	--	--
1	28.30	28.10	0.83	7.04	0.03	9.91	6.67	2.54	170	79	71	23	31	527	55	266	55	--	--
GU-11	27.15	29.17	0.77	6.66	0.03	9.64	6.21	2.62	173	74	63	8	34	103	55	264	78	--	--
8	10.00	37.98	0.83	8.86	0.02	8.18	6.25	2.96	178	79	56	8	27	40	50	266	78	--	--
4	26.68	28.33	0.72	7.59	0.02	10.54	6.32	2.49	203	79	60	8	27	60	45	266	51	--	--
1	32.10	29.93	0.82	6.42	0.02	7.27	6.37	2.80	156	79	70	15	27	400	65	267	69	--	--
FV-21	41.00	27.22	0.81	7.73	0.01	1.67	3.75	3.42	150	80	70	--	25	80	410	200	60	--	--
19	35.70	28.95	1.10	8.54	0.02	1.80	4.90	3.85	200	90	85	40	30	110	470	220	75	--	--
14	43.25	25.06	0.98	9.71	0.02	1.05	5.00	3.83	240	80	170	25	55	90	450	50	45	--	--
10	40.83	27.52	1.00	6.64	0.02	1.90	4.80	3.78	165	95	55	40	30	160	400	30	70	--	--
1	46.00	25.06	1.04	7.16	0.02	1.11	5.10	3.32	255	85	105	--	40	70	500	50	40	--	--
HU-23	63.70	15.23	0.76	4.94	0.02	1.20	2.40	2.28	125	60	105	35	25	20	250	50	35	--	--
18	43.75	24.26	1.02	11.77	0.03	1.79	4.55	3.24	165	95	50	35	--	40	410	50	40	--	--
14	44.85	26.48	1.15	6.69	0.02	1.54	4.55	3.03	145	105	85	35	--	80	475	100	45	--	--
11	52.20	21.09	1.02	7.59	0.02	1.93	4.15	3.07	230	70	65	--	--	20	420	150	45	--	--
5	51.60	22.67	0.76	6.30	0.03	2.16	4.65	3.22	305	85	95	35	--	20	410	200	95	--	--
LC-9	42.97	27.06	0.81	7.94	0.02	0.63	4.85	3.36	150	75	55	35	--	60	385	200	40	--	--
7	49.00	24.82	0.80	6.44	0.02	0.64	4.35	3.24	165	75	50	--	--	40	340	150	45	--	--
3	45.05	27.11	1.00	5.95	0.02	0.98	5.60	3.85	215	85	45	45	--	25	420	1100	80	--	--
1	46.10	27.23	0.90	5.75	0.02	0.55	5.50	3.70	200	85	75	45	30	45	420	225	95	--	--
CH-10	50.63	22.63	0.77	6.74	0.01	--	4.30	--	100	53	50	40	37	57	100	100	49	10	232
7	53.24	22.69	0.78	6.64	0.02	--	4.07	--	105	63	55	30	40	104	100	133	46	10	232
5	50.63	22.80	0.79	7.82	0.02	--	4.57	--	89	68	47	30	37	77	80	133	40	10	237
3	52.02	22.86	0.85	7.51	0.03	--	4.64	--	102	64	64	30	37	105	112	102	36	10	243
1	50.69	22.65	0.91	7.17	0.02	--	4.87	--	100	68	55	50	38	77	169	100	36	10	212
PA-13	53.93	22.72	0.75	5.59	0.02	--	3.98	--	99	27	44	31	40	97	156	104	39	10	8
10	50.80	22.65	0.81	6.12	0.02	--	4.57	--	116	32	52	20	39	98	20	100	47	10	149
7	48.58	22.76	0.75	6.95	0.02	--	4.51	--	110	58	50	40	37	45	80	137	50	10	209
4	51.33	22.81	0.85	6.27	0.02	--	4.26	--	116	47	55	30	38	81	70	100	50	10	194
3	56.66	23.05	0.66	6.03	0.02	--	3.25	--	74	37	35	30	41	74	160	100	38	10	1
1	49.08	22.68	0.90	6.82	0.02	--	5.27	--	95	63	60	40	32	65	50	133	41	10	201
CLZ-6	48.09	23.20	1.10	9.90	0.04	--	3.54	--	163	79	72	50	37	123	210	100	48	10	335
5	50.35	22.91	1.00	7.19	0.03	--	3.04	--	105	79	48	60	36	87	120	100	43	10	205
4	50.31	23.21	1.02	7.62	0.02	--	3.40	--	117	81	58	00	37	86	130	100	48	10	273
3	52.48	22.92	0.74	6.34	0.02	--	3.24	--	147	47	50	30	40	109	140	67	37	10	107
2	51.58	22.94	0.68	6.50	0.02	--	2.92	--	95	37	35	30	39	70	150	100	31	10	56
1	53.32	22.66	0.78	5.06	0.02	--	2.68	--	158	32	42	30	38	85	100	100	44	10	91

Tabla 128. Análisis químicos realizados en las muestras del Subbético Externo. -- no determinado.

SERIES TRIASICAS

Se han muestreado las series de Turruchel (T₁) y Silva (S₁).

Antecedentes. - Un primer trabajo sobre el estudio de la geología regional de la zona fue llevado a cabo por López Garrido (1971). El estudio de la sedimentología de esta secuencia ha sido realizado por Fernández (1972). Posteriormente, Gil Díaz (1984) efectúa un detallado análisis de facies sobre estas mismas series, así como sobre otras sucesiones equivalentes del Triásico de La Zona Prebetica.

SERIE DE TURRUCHEL

Localización. - La secuencia se ha recogido unos 2 kilómetros al noroeste de la localidad de Villarrodrigo y a lo largo del río Turruchel (Gil Díaz, 1986), maps 22-24 (Silva) del mapa militar de España 1:50000, Punto 10, fig. 36



Fig. 36. Localización geográfica de la serie de Turruchel (T₁).

La secuencia comienza con un episodio conglomerático de bases gruesas. Sobre esta, se apoya un tramo predominantemente lútilo.

Por encima se pasa gradualmente a la... con capas de areniscas rojas de espesor que, localmente intercalan pequeños niveles carbonatados.

MINERALOGÍA

La mineralogía de la muestra T₁ y de las fracciones arcilla y limo está representada, junto a la columna estratigráfica, en la figura 37.

SERIES TRIASICAS

Se han muestreado las series de Turruchel (TU) y Siles (S).

Antecedentes.- Un primer trabajo sobre el estudio de la geología regional de la zona fué llevado a cabo por López Garrido(1971). El estudio de la sedimentología de esta secuencia ha sido realizado por Fernández(1977). Posteriormente, Gil Díaz(1986) efectúa un detallado análisis de facies sobre estas mismas series, así como sobre otras sucesiones equivalentes del Triásico de la Zona Prebética.

SERIE DE TURRUCHEL

Localización-La secuencia se ha recogido unos 2 kilómetros al noroeste de la localidad de Villarodrigo y a lo largo del río Turruchel (Gil Díaz,1986). Hoja 22-34 (Siles) del mapa militar de España 1:50000. Punto TU, fig. 56 .

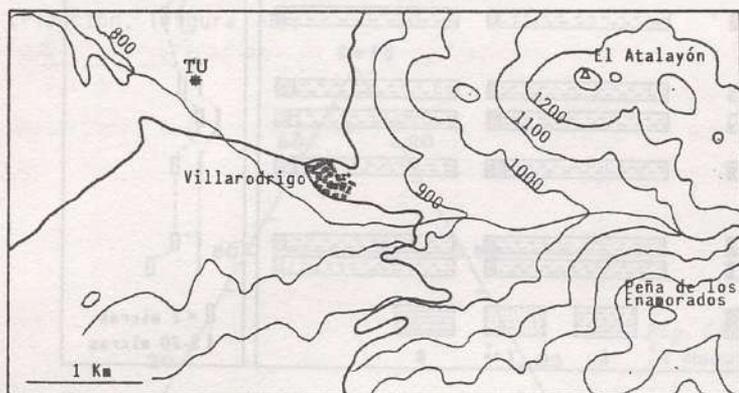


Fig. 56. Localización geográfica de la serie de Turruchel (TU).

La secuencia comienza con un episodio conglomerático de escaso espesor. Sobre este, se apoya un tramo predominantemente lutítico de tonos oscuros, con abundante materia orgánica, que hacia el techo incrementa su contenido en carbonatos.

Por encima se pasa gradualmente a un nivel lutítico de color rojizo con capas de areniscas rojas de escaso espesor que, localmente intercalan pequeños niveles carbonatados.

MINERALOGIA

La mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo está representada, junto a la columna estratigráfica, en la figura 57.

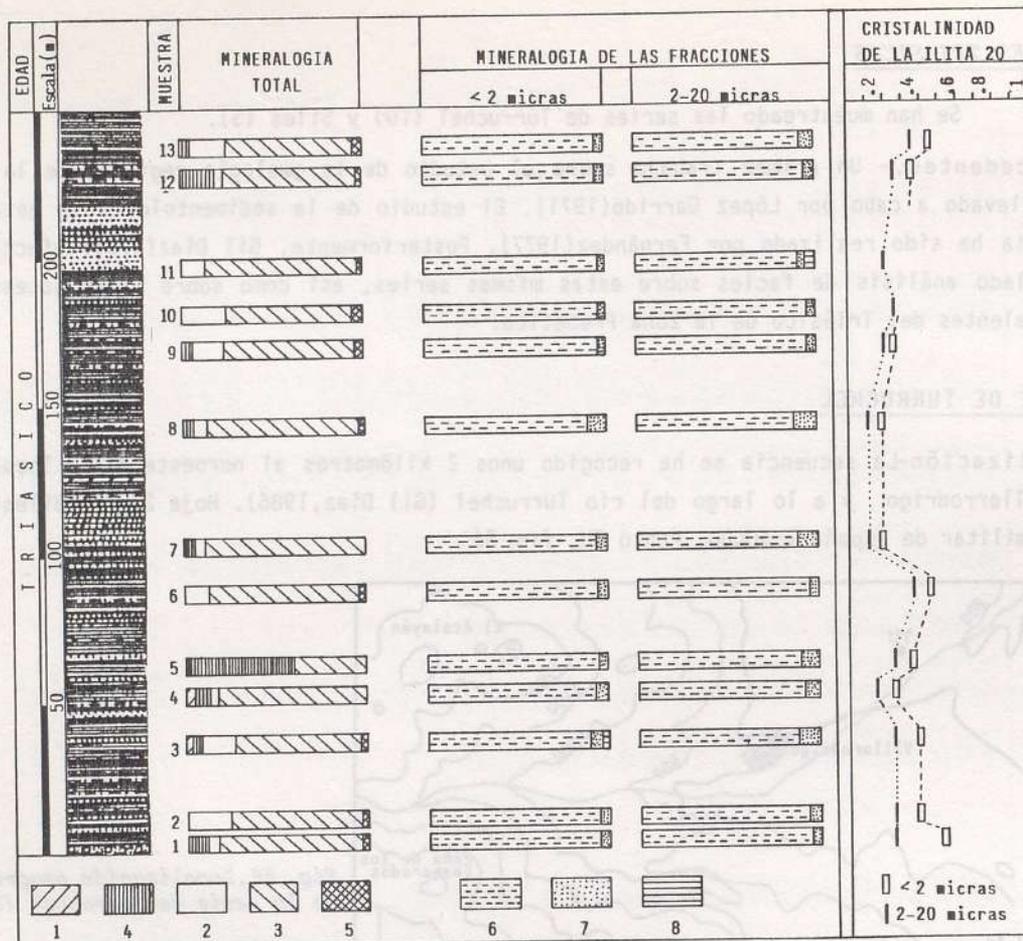


Fig. 57. Serie estratigráfica de Turruchel. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita.
 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 4.-dolomita; 5.-feldespatos; 6.-illita; 7.-clorita; 8.-caolinita.

MUESTRA TOTAL

La muestra total la constituyen, en su mayor parte, cuarzo, filosilicatos y dolomita. Además, y en bajas proporciones o incluso en forma no cuantificable, aparecen calcita, yeso y feldespatos. Excepcionalmente, se detecta la presencia de ceolitas (Heulandita y Clinoptilolita).

Los resultados obtenidos se resumen en la tabla siguiente.

Tabla 129. Mineralogía de la muestra total(%).

MUESTRA	C	D	Q	F	Fd	Y	OTROS
TU-13	tr	5	20	70	5	--	H-Cl i
12	--	20	5	73	<5	--	--
11	tr	--	16	82	<5	tr	--
10	--	tr	24	68	<5	--	H-Cl i-Ar
9	--	5	17	73	<5	--	--
8	--	5	7	83	<5	--	--
7	--	5	5	89	tr	--	--
6	--	--	13	82	<5	--	H
5	--	57	5	40	tr	--	--
4	5	8	5	82	tr	--	--
3	6	<5	19	70	<5	--	--
2	--	26	5	68	<5	--	--
1	--	9	6	80	<5	--	--

Representados estos datos en un diagrama triángular resulta la siguiente distribución. (figura 58).

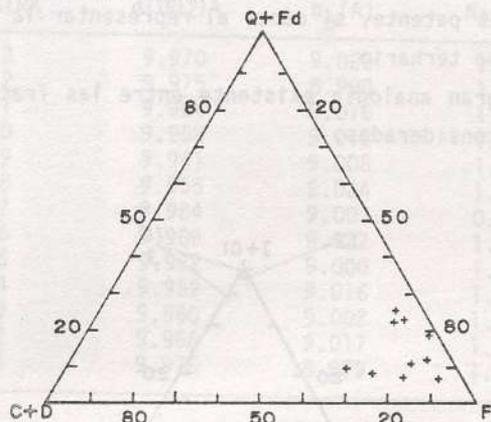


Fig. 58. Composición mineralógica de la muestra total.

En esta secuencia la única correlación significativa es entre dolomita y filosilicatos, con $r = -0.82$ y un nivel de significación del 99.99%.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

La mineralogía de las fracciones arcilla y limo la constituyen illita, clorita, y, en menor proporción caolinita. Sus proporciones se resumen en la tabla 130.

Vistos los resultados del análisis de estas fracciones, mediante difracción de rayos X, se observa que -tanto en la fracción arcilla como en la limo- el mineral mayoritario es la illita con unos valores medios del 95% y 93% respectivamente, sin que existan variaciones cuantitativas a lo largo de la secuencia.

La clorita aparece representada con un 5% de media en la fracción arcilla y

un 7% en la fracción limo.

Tabla 130. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla			fracción limo		
	I	Cl	K	I	Cl	K
TU-13	95	5	--	93	7	--
12	95	5	--	95	5	--
11	97	<5	--	93	<5	5
10	97	<5	tr	95	5	--
9	97	<5	--	95	5	tr
8	90	10	tr	87	13	--
7	94	6	tr	89	11	--
6	95	5	--	95	5	--
5	95	5	tr	90	10	--
4	93	7	--	92	8	tr
3	90	6	<5	88	12	--
2	95	5	tr	94	6	--
1	95	5	tr	95	5	--

Tal homogeneidad composicional es más patente, si cabe, al representar la composición de las muestras en el siguiente diagrama ternario.

Merece destacarse el hecho de la gran analogía existente entre las fracciones arcilla y limo, por separado o conjuntamente consideradas.

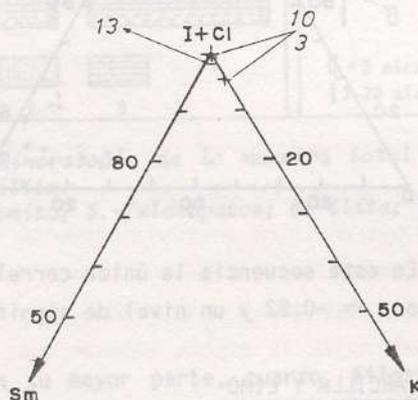


Fig. 59. Composición mineralógica de las fracciones arcilla y limo.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Los valores obtenidos se resumen en las tablas 131, 132 y 133.

MUESTRA	$<2\mu$		$2-20\mu$	
	(001)-(002)		(001)-(002)	
TU-13	-	.48	.50	.36
12	-	.44	.50	.33
11	-	-	.44	.25
10	-	-	.50	.28
9	-	.30	.40	.25
8	.32	.24	.18	.16
7	-	.25	.22	.17
6	-	.48	.68	.36
5	.38	.38	.36	.29
4	-	.28	.35	.20
3	-	.38	.44	.29
2	-	.46	.46	.29
1	-	.55	.52	.31

Tabla 131. Medidas de cristalinidad de la illita expresada en 2θ .

MUESTRA	$d(002)\text{\AA}$	$b_0(\text{\AA})$	Na/Na+K
TU-13	9.970	9.020	1.33
12	9.975	8.990	1.15
11	9.964	9.016	1.56
10	9.958	9.018	1.78
9	9.961	9.008	1.67
8	9.955	9.024	1.89
7	9.984	9.003	0.81
6	9.969	9.022	1.26
5	9.972	9.000	1.74
4	9.959	9.016	1.70
3	9.960	9.002	1.41
2	9.968	9.017	1.41
1	9.976	8.999	1.11

Tabla 132. Medidas de espaciado basal, b_0 y grado de paragonitización en las illitas.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
TU-13	12.93	3.07	6.46	0.80	0.81
12	12.81	3.19	7.71	0.20	0.10
11	13.07	2.93	6.63	0.72	0.71
10	12.21	2.79	6.54	0.76	0.76
9	13.14	2.86	6.96	0.56	0.52
8	13.28	2.72	6.29	0.88	0.90
7	12.60	3.40	7.17	0.46	0.40
6	12.95	3.05	6.38	0.84	0.86
5	12.88	3.12	7.29	0.40	0.33
4	13.18	2.82	6.63	0.72	0.71
3	13.16	2.84	7.21	0.44	0.38
2	12.98	3.02	6.58	0.74	0.74
1	12.79	3.21	7.33	0.38	0.31

Tabla 133. Composición química de las illitas expresada en átomos.

SERIE DE SILES

Localización.- La secuencia se ha recogido unos 4 Kms al oeste de la población de Siles, por la carretera que conduce desde dicha localidad a la de La Puerta del Segura (Gil Díaz, 1986). Hoja 22-34 (Siles) del mapa militar de España 1:50.000. Punto S, fig. 60.

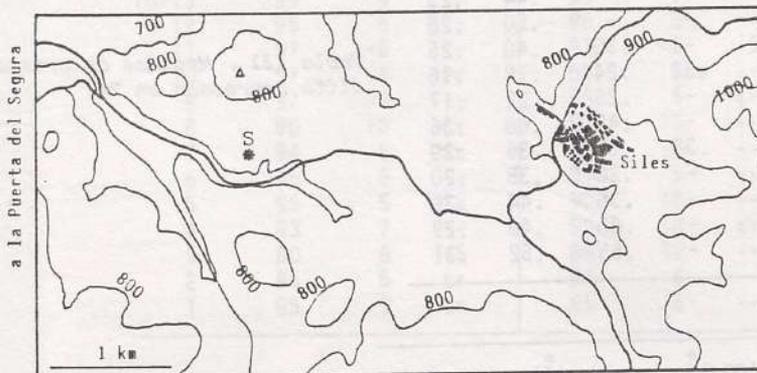


Fig. 60. Localización geográfica de la serie de Siles (S).

La serie comienza con un tramo lutítico predominantemente rojo y, en menor proporción, verde. Intercalados hay niveles de arenas y areniscas de espesor variable, con presencia de materia orgánica entre láminas. La secuencia continúa con una masa evaporítica englobada en lutitas rojas.

Por encima se han desarrollado unas facies carbonatadas compuestas por hasta tres bancos separados por lutitas, con algunas evaporitas y niveles arcillosos, seguidos de un tramo de arcillas, limos y margas rojas y verdes con bancos intercalados de yesos nodulares, carbonatos y -en menor proporción- arenas.

MINERALOGIA

La composición mineralógica, de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo, está representada junto a la columna estratigráfica en la figura 61.

MUESTRA TOTAL

Los minerales que constituyen la muestra total son, principalmente, filosilicatos, cuarzo y carbonatos, calcita y dolomita. Además, en la parte baja de la serie hay feldspatos, y ocasionalmente yeso y otros minerales como heulandita y clinoptinolita. Sus proporciones se resumen en la tabla 134.

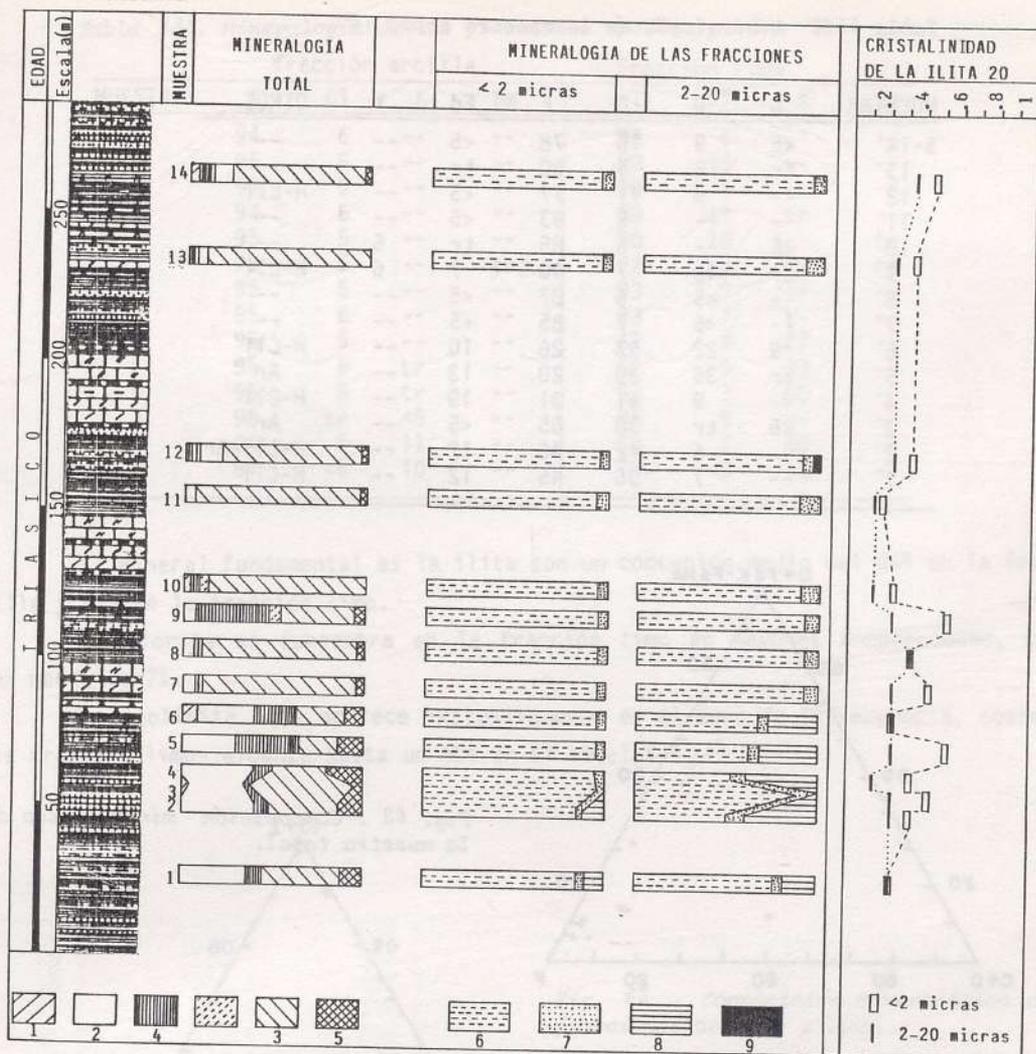


Fig. 61 . Serie estratigráfica de Siles. Mineralogía de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo. Cristalinidad de la illita.
 1.-calcita; 2.-cuarzo; 3.-filosilicatos; 4.-dolomita; 5.-feldespatos; 5'.-yeso; 6.-illita; 7.-clorita; 8.-caolinita; 9.-esmeclita.

Los filossilicatos son la fase mineral mejor representada a lo largo de la serie con un contenido medio del 62%.

El cuarzo, que junto a los filossilicatos son los únicos minerales presentes en todas las muestras, tiene un valor medio del 19%. Es más abundante en el muro de la serie, donde alcanza proporciones del 42%.

El carbonato mejor representado es la dolomita; la calcita aparece en proporciones muy bajas e incluso no cuantificables.

Tabla 134. Mineralogía de la muestra total (%).

MUESTRA	C	D	Q	F	Fd	Y	OTROS
S-14	<5	9	10	78	<5	--	--
13	tr	5	5	90	tr	--	--
12	--	9	11	77	<5	--	H-Cli
11	--	--	5	93	<5	--	--
10	<5	--	5	85	tr	5	--
9	tr	40	7	40	7	6	H-Cli
8	--	<5	6	87	<5	--	--
7	--	<5	7	85	<5	--	--
6	9	22	33	26	10	--	H-Cli
5	tr	35	30	20	13	--	Ar
4	--	9	41	31	19	--	H-Cli
3	<5	tr	30	65	<5	--	Ar
2	--	6	42	40	12	--	H-Cli-Ar
1	--	7	36	45	12	--	H-Cli

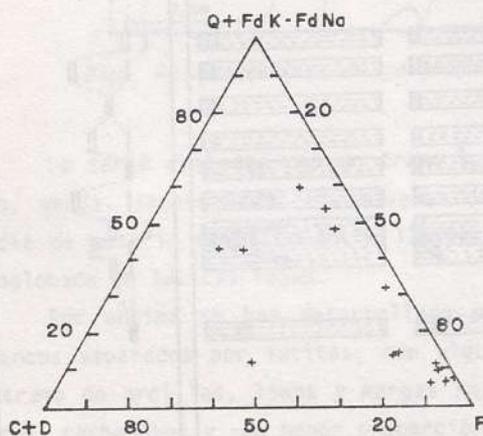


Fig. 62. Composición mineralógica de la muestra total.

El diagrama ternario de la figura 61 muestra una importante dispersión en la composición mineralógica de los diversos niveles, sobre todo en comparación con la secuencia de "Turruchel". La correlación de cuarzo y minerales de la arcilla es -0.80 (nivel de significación del 99.99%); no es significativa la relación entre carbonatos y minerales de la arcilla.

FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

Está constituida por illita, clorita, caolinita; ocasionalmente y en forma de trazas, esmectita. Sus proporciones se resumen en la tabla 135!

Tabla 135. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo (%).

MUESTRA	fracción arcilla				fracción limo			
	I	Cl	K	Sm	I	Cl	K	Sm
S-14	94	6	--	--	94	6	--	--
13	95	5	--	--	90	10	--	--
12	95	5	--	--	90	5	--	5
11	94	6	--	--	88	12	tr	--
10	95	5	--	--	90	10	--	tr
9	95	5	--	tr	92	8	--	tr
8	95	5	--	--	93	7	--	--
7	95	5	--	--	93	7	--	--
6	95	5	--	--	67	6	27	--
5	95	5	tr	--	62	5	33	--
4	95	5	tr	--	53	7	40	--
3	98	tr	<5	--	95	5	--	--
2	84	5	11	--	53	7	40	--
1	87	<5	10	--	79	<5	18	--

El mineral fundamental es la illita con un contenido medio del 94% en la fracción arcilla y 81% en la fracción limo.

La clorita se concentra en la fracción limo en mayores proporciones, con un valor medio de 7%.

La caolinita -que aparece exclusivamente en el muro de la secuencia, sobre todo en la fracción limo- alcanza hasta un 40% en el nivel S-4.

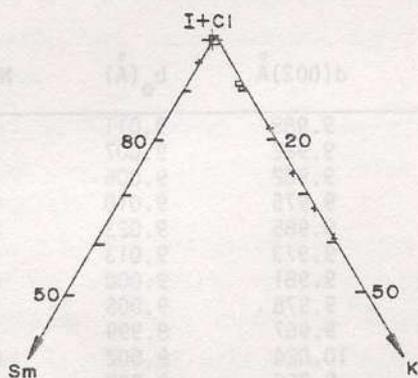


Fig. 63 . Composición mineralógica de las fracciones arcilla y limo.

Lo mismo que sucede al comparar la mineralogía global de esta secuencia con la de "Turruchel" se repite si se analizan las fracciones arcilla y limo (fig. 63) a la luz del diagrama triangular.

Es clara una elevada uniformidad composicional pero existen ya ciertas diferencias entre ambas fracciones, y -sobre todo- en la fracción limo.

CRISTALOQUIMICA DE LA ILITA

Los resultados obtenidos se resumen en las tablas 136, 137 y 138 .

MUESTRA	2		2-20	
	(001) -	(002)	(001) -	(002)
S-14	-	.49	.46	.38
13	-	.41	.30	.27
12	-	.42	.40	.26
11	.42	.26	.22	.19
10	-	.32	.25	.20
9	-	.61	.50	.30
8	-	.43	.45	.36
7	-	.55	.45	.28
6	-	.34	.38	.31
5	-	.61	.40	.28
4	-	.42	.33	.23
3	.64	.48	.55	.31
2	.42	.43	.48	.30
1	-	.30	-	.31

Tabla 136. Medidas de cristalinidad de la ilita expresada en 2θ.

MUESTRA	d(002)Å	b ₀ (Å)	Na/Na+K
S-14	9.988	9.011	0.67
13	9.982	9.007	0.89
12	9.982	9.006	0.89
11	9.975	9.010	1.15
10	9.985	9.023	0.78
9	9.973	9.013	1.22
8	9.981	9.000	0.93
7	9.978	9.005	1.04
6	9.967	8.999	1.44
5	10.024	9.002	0.66
4	9.969	9.003	1.37
3	10.010	9.016	0.15
2	9.969	9.013	1.37
1	9.977	9.013	1.07

Tabla 137. Medidas de espaciado basal, b₀ y grado de paragonitización en las ilitas.

MUESTRA	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
S-14	12.51	3.49	6.83	0.62	0.69
13	12.65	3.35	7.00	0.54	0.50
12	12.65	3.35	7.04	0.52	0.48
11	12.81	3.19	6.88	0.60	0.57
10	12.58	3.42	6.33	0.86	0.88
9	12.86	3.14	6.75	0.66	0.64
8	12.67	3.33	7.29	0.40	0.33
7	12.74	3.24	7.08	0.50	0.45
6	13.00	3.00	7.33	0.38	0.31
5	11.67	4.33	7.21	0.44	0.38
4	12.95	3.05	7.17	0.46	0.40
3	12.00	4.00	6.63	0.72	0.71
2	12.95	3.05	6.75	0.66	0.64
1	12.77	3.23	6.75	0.66	0.64

Tabla 138. Composición química de las ilitas expresada en átomos.

Muestra P-3: Contiene ilitas de composición muy similar:

a) una de aproximadamente 0.5 cm. análoga a las rocas descriptas con anterioridad, compuesta casi exclusivamente por filossilicatos y con sequedad continua muy parecida a Pizarra.

b) la mayor parte de la ilita, correspondiente a un nivel esencialmente cuarzo integrado por cuarzo, plagioclasas, mica blanca, clorita, fengasita, clorita y mica. Algunas micas.

Este nivel presenta un grado importante de tectonización con trituración y alineamiento de los cristales de cuarzo y feldspatos, así como el alineamiento preferencial de los cristales de mica blanca. La mayor parte de la clorita, por el contrario, está desorientada. El nivel de heterogeneidad horizontal es de 300 a 500 micras para la mica blanca y 700 a 300 micras para la mica negra.

Muestra P-4: Esta muestra corresponde a una roca similar a la anterior pero más rica en mica y constituida por cuarzo, feldspatos (abundantes plagioclasas), mica blanca, clorita y algunas fragmentos de roca. Como en las rocas anteriores, se observa un alineamiento preferencial de los cristales de cuarzo y de mica blanca.

ROCAS DE LA MESETA

Como ya se ha explicado en la Introducción al capítulo de Resultados, el objetivo de su estudio es caracterizar determinados minerales (esencialmente los filosilicatos) de un conjunto de rocas que han podido actuar de área fuente para algunas de las series estudiadas. El estudio comparado en estas rocas y en el sedimento jurásico puede aportar datos sobre este problema.

La descripción de los resultados obtenidos se estructura del siguiente modo.

-Petrografía de las muestras estudiadas.

-Caracterización mineralógica y química de los minerales, basada en datos de Microsonda Electrónica y de Difracción de rayos X.

Los puntos de muestreo se sitúan unos 5 Kms al norte de la localidad de Bailén (Jaén) e inmediatamente al este de La Carolina (Jaén). Corresponden en ambos casos a pizarras y -ocasionalmente- pizarras areniscosas del Carbonífero.

MUESTRA	MOLETA	d (Å)	hkl
10	9.988	9.031	0.67
11	9.982	9.027	0.69
12	9.982	9.026	0.25
13	9.975	9.010	1.15
14	9.966	9.023	0.78
15	9.973	9.013	1.22
16	9.971	9.028	0.93
17	9.978	9.025	1.04
18	9.967	9.020	1.04
19	10.024	9.001	0.60
20	9.985	9.023	1.37
21	10.010	9.016	0.15
22	9.980	9.013	1.22
23	9.977	9.013	1.07

PETROGRAFIA

Describiré los caracteres texturales más significativos de cada muestra así como su mineralogía y tamaño de grano.

Muestra P-1.- Se trata de una pizarra de grano muy fino, rica en cuarzo. Presenta alterancia de dos tipos de bancos muy finos.

a) compuestos casi exclusivamente por filosilicatos con pequeñas proporciones de cuarzo.

b) constituídos, en más del 90%, por cuarzo (y feldespato) cuyo tamaño de grano medio oscila entre 40 y 50 micras. Incluyen, también, filosilicatos, circón y rutilo.

Muestra P-2.- Roca de grano muy fino, muy homogénea y con esquistosidad bien definida y desarrollada: Pizarra. La mineralogía está constituida por cuarzo (menor de 30 micras) y filosilicatos (50 micras, su máxima dimensión) junto a algunas menas metálicas. Puede clasificarse como Pizarra.

Muestra P-3.- Roca idéntica a la anterior. Su esquistosidad está marcada por la existencia de óxidos e hidróxidos de hierro.

Muestra P-4.- Contiene niveles de composición muy diferente:

a) uno de aproximadamente 0.5 cm, análogo a las rocas descritas con anterioridad, compuesto casi exclusivamente por filosilicatos y con esquistosidad continua muy patente: Pizarra.

b) la mayor parte de la lámina, corresponde a un nivel esencialmente cuarzoso integrado por cuarzo, plagioclasas, mica blanca, clorita, turmalina, circón y rutilo: Cuarcita micacéa.

Este nivel presenta un grado importante de tectonización con trituración y alargamiento de los cristales de cuarzo y feldespatos, así como con orientación preferencial de los cristales de mica blanca; la mayor parte de la clorita, por el contrario, está desorientada. El nivel es heterométrico con tamaño medio de 300 a 500 micras para el cuarzo y 200 a 300 micras para la mica blanca.

Muestra P-4'.- Esta muestra corresponde a una arenisca (subarcosa-arcosa) poco metamorfizada y constituida por cuarzo, feldespatos (abundantes plagioclasas), mica blanca, clorita y algunos fragmentos de rocas. Como minerales minoritarios aparecen circón, rutilo y los hidróxidos de hierro. Se observa cierta orientación preferencial en los cristales alargados de cuarzo y de mica blanca.

Muestra P-5.- Pizarra similar a la muestra P-2. Presenta un lecho de 0.3 mm. de espesor enriquecido en cuarzo. En el resto de la muestra predominan los filosilicatos.

Muestra P-6.- Pizarra también similar a la muestra P-2 aunque algo heterogénea, con alternancia de niveles en los que predomina el cuarzo y otros constituidos casi exclusivamente por filosilicatos.

Muestra P-7.- Cuarzofilita. Los minerales mayoritarios son: cuarzo (esencialmente) y micas incoloras (moscovita, sericita). Como minoritarios aparecen biotita, rutilo, circón y menas opacas.

La textura predominante es granoblástica-esquistosa dado el carácter mayoritario del cuarzo. Se observa no obstante, textura esquistosa relacionada con los niveles más ricos en micas. La roca, en conjunto, es de grano fino; el tamaño medio más frecuente es de 40 a 70 micras para el cuarzo y de 20 a 100 micras para las micas.

Muestra P-8.- Micacita con cloritoide. Está compuesta muy mayoritariamente por mica blanca siendo escasa la proporción de cuarzo. Otros minerales abundantes son el cloritoide y los óxidos e hidróxidos de hierro. Como minerales muy minoritarios hay que citar el rutilo, la turmalina y el circón.

La textura es esquistosa, con una continua muy patente y una segunda muy incipiente y discontinua.

CLORITAS

Los análisis químicos obtenidos mediante Microsonda Electrónica se resumen en la tabla 139.

Tabla 139. Análisis químicos de cloritas.

	MUESTRA P-1		MUESTRA P-4		MUESTRA P-4'	
	%	σ_x	%	σ_x	%	σ_x
SiO ₂	30.56	3.10	26.30	2.34	27.75	3.50
Al ₂ O ₃	25.85	2.24	22.76	1.88	23.19	1.76
Cr ₂ O ₃	.01	.01	.01	.02	.01	.01
TiO ₂	.07	.02	.11	.19	.23	.59
FeO (*)	23.83	4.13	27.18	3.29	25.97	4.31
MnO	.23	.03	.24	.03	.22	.05
MgO	6.60	.89	11.29	2.66	8.60	1.42

Observaciones: a) Número de análisis realizados: Muestra P-1 = 7
 Muestra P-4 = 6
 Muestra P-4' = 13

b) Para calcular la fórmula química se asigna un 10% del hierro total a Fe_2O_3 ; el resto al FeO (Albee, 1962; Whittee, 1986).

Las fórmulas obtenidas son las siguientes:

Tabla 140. Fórmulas y coeficientes de variación (V) de las cloritas.

	MUESTRA P-1	MUESTRA P-4	MUESTRA P-4'
	V	V	V
Si	3.11	2.76	2.94
Al ^{IV}	10.14	8.89	12.71
Al ^{VI}	0.89	1.24	1.06
	2.21	1.57	1.83
Ti	8.67	8.26	7.59
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.02
Fe ³⁺	28.60	>100	>100
Mn	1.83	2.14	2.07
Mg	0.18	0.21	0.21
	17.30	12.10	16.60
	0.02	0.02	0.02
	13.00	12.50	22.70
	1.00	1.76	1.36
	13.50	23.60	16.50

$V = \frac{\sigma_x}{\bar{x}}$ expresado en %.

Fórmula teórica: $(Si Al)_4 (Fe, Mg, Al)_6 O_{10} (OH)_8$

Del estudio de los resultados obtenidos se desprende que la composición química es bastante variable si se comparan los análisis realizados sobre diversos puntos de una misma muestra. Estas diferencias resultan amortiguadas al calcular la composición media de cada lámina y compararlas entre sí. En todo caso la variabilidad manifestada en los análisis puntuales de una misma muestra no llega a ser tan extrema como en las micas blancas.

De interés resulta también comentar los valores del coeficiente de variación (V) expresados en la tabla 140. Con independencia del titanio -en el que dado lo exíguo de sus proporciones pequeñas variaciones implican V superior a 100- se puede hablar de valores significativos del coeficiente de variación: Si (8.89 a 12.61), Al (7.59 a 8.67), Fe (12.10 a 17.33), Mg (13.48 a 23.56) por citar los más importantes. Quizá convenga destacar, sobre todo, que los valores de Si y Al^{IV} son constantes en cada muestra y relativamente variables entre ellas; así se obtienen valores desde 2.76 a 3.11 para el Si.

Es igualmente patente un cierto carácter dioctaédrico de estas cloritas, más acusado en la muestra P-1 (suma de cationes octaédricos = 5.25) y con términos transicionales (P-4', $\Sigma R^{Oct.} = 5.51$) hasta la muestra P-4 más próxima a la composición de una clorita trioctaédrica ($\Sigma R^{VI} = 5.71$). En consecuencia el contenido en Al^{VI} es mayor que el

correspondiente al Al^{IV} , hecho más patente en las muestras con más huecos en la capa octaédrica (P-1).

No obstante, dicho carácter dioctaédrico, puede estar -en parte- artificialmente exagerado, debido a la presencia de pequeñas proporciones de intercrecimientos de láminas de mica a nivel casi reticular (no perceptible para la resolución espacial de la microsonda), dentro de la zona analizada. La presencia de pequeñas proporciones de potasio en casi todos los análisis parece ser indicadora de tal posibilidad, ya que dicho elemento no puede localizarse en ninguno de los huecos de la estructura de la clorita.

La composición química indica claramente que se trata de chamosita en todos los casos, con valores de $Fe/Fe+Mg = 0.67(P-1)$, $0.57(P-4)$ y $0.63(P-4')$, adecuados a los datos en bibliografía para rocas de tipo pizarra y esquistos.

Datos obtenidos por difracción de rayos X.

Aquí se diferenciarán aquellas muestras no analizadas por microsonda electrónica de otras que sí lo han sido. Los resultados de las señaladas en el primer caso se resumen en la tabla 141.

Tabla 141. Composición de las cloritas.

	Si	Al^{IV}	Al^{VI}	Fe^I	$Fe^{Br.}$	$Fe^{oct.}$	Mg	
MUESTRA P-2	2.54	1.18	1.60	2.95	1.80	1.15	1.45	(+)
	2.54	1.23	1.55	2.32	--	--	2.13	(*)
MUESTRA P-3	2.54	1.17	1.61	3.20	2.00	1.20	1.19	(+)
	2.54	1.21	1.57	2.62	--	--	1.81	(*)
MUESTRA P-5	2.54	1.16	1.62	3.25	1.75	1.50	1.13	(+)
MUESTRA P-6	2.75	0.96	1.40	3.20	1.70	1.50	1.40	(+)
	2.75	1.04	1.32	2.00	--	--	2.68	(*)

(+) Calculado a partir de las relaciones de intensidades I_{004}/I_{003} y I_{004}/I_{005}

(*) Calculado a partir del parámetro b_0 .

Para muestras que también han sido analizadas mediante microsonda electrónica, los resultados alcanzados por difracción de rayos X son los siguientes:

MUESTRA P-1.- $Al^{Total} = 2.82$
 $Fe^{Total} = 1.84-2.41$ (los dos valores corresponden a los máximos en la banda de la reflexión 060).(+)

MUESTRA P-4.- $Al^{Total} = 2.78$
 $Fe^{Total} = 2.62$ (+)

$$\text{Fe}^{\text{Total}} = 2.80 (*) \left| \begin{array}{l} \text{Fe}^{\text{Br.}} = 1.65 \\ \text{Fe}^{\text{Oct.}} = 1.15 \end{array} \right.$$

La similitud en los valores del contenido en hierro obtenido a partir de las medidas de intensidades y del parámetro b_0 es bastante clara en el caso de la muestra P-4, la de menor carácter dioctaédrico, probablemente debido a su menor proporción de huecos (0.29). Justamente, el cierto carácter dioctaédrico puede ser también el causante de la disparidad observada entre el contenido en hierro determinado a partir de las relaciones de intensidades y del parámetro b_0 respectivamente. La presencia de huecos en las capas octaédricas produce una notable contracción del parámetro b_0 , causando así valores de hierro por debajo de los reales.

Otros resultados obtenidos mediante difracción de rayos X son los resumidos en la tabla 142. De ellos merece destacarse la constancia en el espaciado basal.

Tabla 142. Otros datos sobre las cloritas. -- no determinable.

MUESTRA	b_0 (Å)	$d(001)$ Å	Cristalinidad °2θ	D_{001} Å
P-1	9.278-9.299	14.12	0.38	290
P-2	9.296	14.13	0.21	>1000
P-3	9.307	14.13	0.19	>1000
P-4	9.307	14.13	0.16	>1000
P-4'	---	14.00	--	--
P-5	---	14.13	0.36	320
P-6	9.284	14.19	0.24	730

En relación con la cristalinidad -y tamaño de cristalito- la diversidad es notable. Junto a cristales de tamaño superior a 1000 Å (P-2, P-3 y P-4) existen otros pobremente cristalinos (290Å y 320Å).

MICAS BLANCAS

Datos obtenidos por microsonda electrónica.

Los resultados obtenidos se resumen en la tabla .

Observaciones: a) Número de análisis realizados: Muestra P-1 = 6
 Muestra P-4 = 33
 Muestra P-4' = 29
 Muestra P-7 = 15
 Muestra P-8 = 3

b) Para calcular la fórmula química se asigna todo el hierro a Fe^{2+} .

Tabla 143. Análisis químicos de micas blancas.

	P-1		P-4		P-4'		P-7		P-8	
	%	σ_x								
SiO ₂	46.86	2.70	45.58	2.03	46.72	2.00	47.90	1.87	45.25	1.83
Al ₂ O ₃	32.14	1.26	31.87	2.81	32.20	2.57	33.02	3.57	37.79	1.02
TiO ₂	0.26	0.12	0.34	0.37	0.28	0.21	0.34	0.19	0.17	0.13
FeO	3.32	1.93	2.52	1.54	2.96	1.65	1.65	0.71	2.16	1.77
MnO	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	9.43
MgO	1.69	0.39	1.74	0.84	1.61	0.67	1.37	1.09	0.23	0.15
CaO	0.04	0.03	0.03	0.02	0.14	0.14	0.04	0.02	0.63	0.40
Na ₂ O	0.49	0.42	0.39	0.26	0.45	0.27	0.55	0.38	0.59	0.14
K ₂ O	7.44	2.67	10.89	0.88	9.31	1.00	9.53	0.78	5.38	1.22

Las fórmulas obtenidas son las siguientes:

Tabla 144. Fórmulas y coeficientes de variación (V) de las micas blancas.

	P-1		P-4		P-4'		P-7		P-8	
	V		V		V		V		V	
Si	3.19	6	3.13	4.40	3.17	4.30	3.20	4	3.03	4
Al ^{IV}	0.81	4	0.87	8.80	0.83	8	0.80	10	0.97	3
Al ^{VI}	1.77		1.71		1.75		1.80		2.01	
Ti	0.01	46	0.02	100	0.01	75	0.02	56	0.01	76
Fe ²⁺	0.19	58	0.14	61	0.15	61	0.09	43	0.12	82
Mg	0.17	23	0.18	48	0.16	42	0.14	79	0.02	65
Na	0.06	86	0.05	66	0.06	60	0.07	69	0.08	24
K	0.65	36	0.95	8	0.81	11	0.81	8	0.46	23

$$V = \frac{\sigma_x}{\bar{x}} \text{ expresado en \%}$$

Fórmula teórica: (Si Al)₄ O₁₀ (Al, Fe, Mg)₂ (OH)₂ K

Pueden destacarse los siguientes comentarios a los análisis químicos anteriores. En primer lugar, los análisis realizados a distintos cristales de una muestra proporcionan resultados diferentes; sin embargo, como se puede observar en la tabla anterior las medias

aritméticas analíticas de las muestras son muy similares. Baste para ilustrar esta idea la comparación de cualquiera de los cationes determinados. A título de ejemplo se destaca el valor de V en las diversas muestras para los contenidos en Si y Al: de 4 a 6 y de 30 a 10 respectivamente, lo que confirma la homogeneidad composicional. Los valores más elevados de V los presentan los cationes que se encuentran en proporciones muy bajas en los que pequeñas oscilaciones inducen tales coeficientes de variación.

Siguiendo con estos comentarios hay que indicar también los siguientes hechos: el patente carácter dioctaédrico de las micas analizadas, su bajo contenido en sodio lo que implica un escasísimo grado de paragonitización y, finalmente, la ausencia prácticamente de calcio.

Sobre el carácter ilítico se puede indicar que está presente en grado variable; el mayor grado lo presenta la muestra P-8 y decrece en el sentido P-1, P-4', P-7, P-4. Si se representaran los datos analíticos en el diagrama de Bailey et al. (1979), las muestras se situarían en el campo de la moscovita (P-8) y en el de la moscovita fengítica las restantes muestras.

Datos obtenidos por difracción de rayos X.

Los datos obtenidos por esta técnica se incluyen en la tabla siguiente.

Tabla 145. Otros datos sobre las micas blancas.

MUESTRA	Cristalinidad $^{\circ}2\theta$		d(0,0,10)Å	b_0 (Å)
	(001)	(002)		
P-1	0.20	0.19	2.000	8.999
P-2	0.18	0.18	2.000	9.000
P-3	0.19	0.19	2.001	8.995
P-4	0.17	0.18	2.009	9.007-9.016
P-4'	0.20	0.20	1.995	9.014
P-5	0.20	0.19	2.000	8.994
P-6	0.20	0.19	2.000	8.998
P-7	0.18	0.18	2.000	8.995
P-8	0.20	0.19	2.005	8.990

Los tamaños de cristalito superan, en todos los casos los 1000 Å.

OTROS MINERALES presentes en las rocas

Albita.- Se han analizado diversos cristales correspondientes a las muestras P-4 y P-4'. Los resultados obtenidos son muy homogéneos como testifican los valores de las desviaciones standards.

Tabla 146. Análisis químicos de cristales de albita, obtenidos por microsonda electrónica.

	MUESTRA P-4		MUESTRA P-4'		
	%	σ_x	%	σ_x	
SiO ₂	69.67	0.61	68.34	0.47	Número de análisis realizados: Muestra P-4 = 6 Muestra P-4' = 5
Al ₂ O ₃	19.94	0.09	19.94	0.29	
FeO	0.06	0.05	0.10	0.17	Las fórmulas correspondientes son: P-4: Si ₃ Al _{1.01} O ₈ Na _{0.95} P-4': Si _{2.99} Al _{1.03} O ₈ Na _{0.93} K _{0.02}
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	
CaO	0.09	0.05	0.09	0.07	
Na ₂ O	11.38	0.10	10.95	0.42	
K ₂ O	0.08	0.02	0.29	0.43	

Caolinita.- Ha sido encontrada esencialmente en las muestras P-7 y P-8. Los análisis obtenidos se resumen en la tabla siguiente.

Tabla 147. Análisis químicos de caolinita por microsonda electrónica.

	MUESTRA P-7		MUESTRA P-8		
	%	σ_x	%	σ_x	
SiO ₂	43.98	3.70	45.95	0.39	Número de análisis realizados: Muestra P-7 = 4 Muestra P-8 = 6
Al ₂ O ₃	35.01	2.65	40.34	0.06	
TiO ₂	0.89	1.65	0.01	0.01	Las fórmulas correspondientes son: P-7: Si _{1.96} O ₅ (Al _{1.84} Ti _{0.03} Fe ²⁺ _{0.02} Mg _{0.06}) (OH) ₄ P-8: Si _{1.96} O ₅ (Al _{2.03} Fe ²⁺ _{0.02}) (OH) ₄
FeO	5.54	2.05	0.56	0.15	
MgO	0.83	0.97	0.04	0.01	
CaO	0.04	0.05	0.08	0.05	
Na ₂ O	0.25	0.32	0.02	0.02	
K ₂ O	0.05	0.05	0.10	0.04	

Si bien la composición de los cristales analizados en la muestra P-7 es homogénea (veáanse los valores de la desviación standard), lo resulta aún más la muestra P-8 con σ_x que no llegan a 0.5.

MINERALOGÍA DE LA MUESTRA TOTAL

La mineralogía global de las secuencias - como complemento a los datos expresados en el capítulo de Resultados, se resume en las figuras 84 y 85, la composición de las diversas secuencias estudiadas en cada uno de los domos. Los diagramas ternarios se han construido sobre la base de considerar tres componentes fundamentales: carbonatos/celadita y delonita, filossilicatos y cuarzo-feldespatos.

SECUENCIAS DEL SIMBIOTICO MEDIO

Con varias las situaciones que se observan en la figura 84, de una parte, existen secuencias en las que la diversidad mineralógica cuantitativa es muy patente, así sucede en Huerta Jalar, Alcañices, Sierra Pelada y Zagra Sur. La situación de las muestras en el diagrama composicional abarca un amplio campo cuyos extremos vienen marcados por el contenido en carbonatos y en filossilicatos, menores oscilaciones presentan los porcentajes de cuarzo más feldespatos.

Otras secuencias manifiestan mayor homogeneidad mineralógica y, consiguientemente, sus muestras se agrupan en poblaciones con escasos márgenes de variabilidad. Las series de Illora y Terra Mendez son dos casos típicos. La primera tiene ejemplo de serie más carbonatada y la segunda como exponente de la mayor homogeneidad composicional. Estas muestras se sitúan en un rango de variación muy estrecho al 50% de carbonatos-filossilicatos. Habría que incluir en este grupo también la secuencia del Zagra Norte aunque presenta una mayor dispersión en su composición.

Finalmente, se observan secuencias en las que las muestras se pueden agrupar en diversas poblaciones. Por ejemplo, es claro que en la serie de Sierra Illora el 50% de carbonatos-filossilicatos establece una división en dos grupos cuyo contenido en cuarzo-feldespatos, por otra parte, son similares.

IV.- DISCUSION

Más patente resulta este hecho en la serie de Sierra Pelada, en la que las dos poblaciones son evidentes a través de la dispersión en cada una de ellas en mucho menor que en el caso mencionado con anterioridad. La secuencia de Colmenera resulta ser un ejemplo en el que la composición de sus muestras resulta claramente tres poblaciones. En esta caso, incluso, el contenido en carbonatos juega un papel más secundario (estas tienen menos del 50%) y la relación filossilicatos-cuarzo-feldespatos es variable, como ya se ha mencionado.

MINERALOGIA DE LA MUESTRA TOTAL

La mineralogía global de las secuencias.- Como complemento a los datos expresados en el capítulo de Resultados, se resume en las figuras 64 y 65, la composición de las diversas secuencias estudiadas en cada uno de los dominios. Los diagramas ternarios se han construido sobre la base de considerar tres componentes fundamentales: carbonatos (calcita y dolomita), filosilicatos y cuarzo+feldespatos.

SECUENCIAS DEL SUBBETICO MEDIO

Son varias las situaciones que se observan en la figura 64. De una parte, existen secuencias en las que la diversidad mineralógica cuantitativa es muy patente; así sucede en Huétor Tajár, Algarinejo, Sierra Pelada y Zegrí Sur. La situación de las muestras en el diagrama composicional abarca un amplio campo cuyos extremos vienen marcados por el contenido en carbonatos y en filosilicatos; menores oscilaciones presentan los porcentajes de cuarzo más feldespatos.

Otras secuencias manifiestan mayor homogeneidad mineralógica y, consiguientemente, sus muestras se agrupan en poblaciones con escasos márgenes de variabilidad. Las series de Illora y Cerro Méndez son dos casos típicos. La primera como ejemplo de serie más carbonatada y la segunda como exponente de la mayor homogeneidad composicional cuyas muestras se sitúan en un rango de variación muy próximo al 50% de carbonatos-filosilicatos. Habría que incluir en este grupo también la secuencia del Zegrí Norte aunque presenta una mayor dispersión en su composición.

Finalmente, se observan secuencias en las que las muestras se pueden agrupar en diversas poblaciones. Por ejemplo, es claro que en la serie de Sierra Elvira el 50% de carbonatos-filosilicatos establece una división en dos grupos cuyo contenido en cuarzo+feldespatos, por otra parte, son similares.

Más patente resulta este hecho en la secuencia de Iznalloz en la que las dos poblaciones son evidentes e incluso la dispersión en cada una de ellas es mucho menor que en el caso comentado con anterioridad. La secuencia de Colomera resulta ser un ejemplo en el que la composición de sus muestras implica claramente tres agrupaciones. En este caso, incluso, el contenido en carbonatos juega un papel más secundario (todas tienen menos del 50%) y la relación filosilicatos-cuarzo+feldespatos se configura como la determinante.

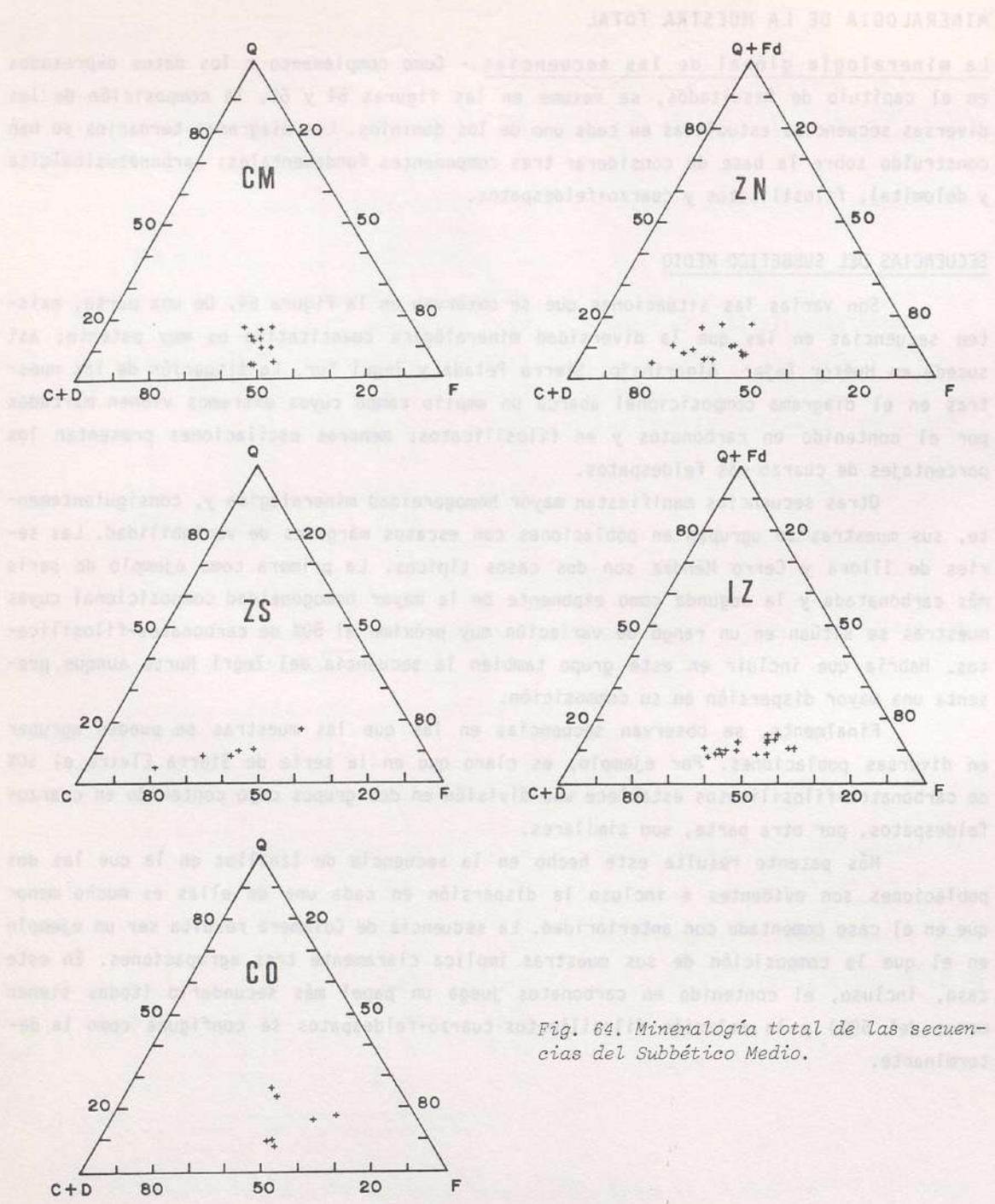


Fig. 64. Mineralogía total de las secuencias del Subbético Medio.

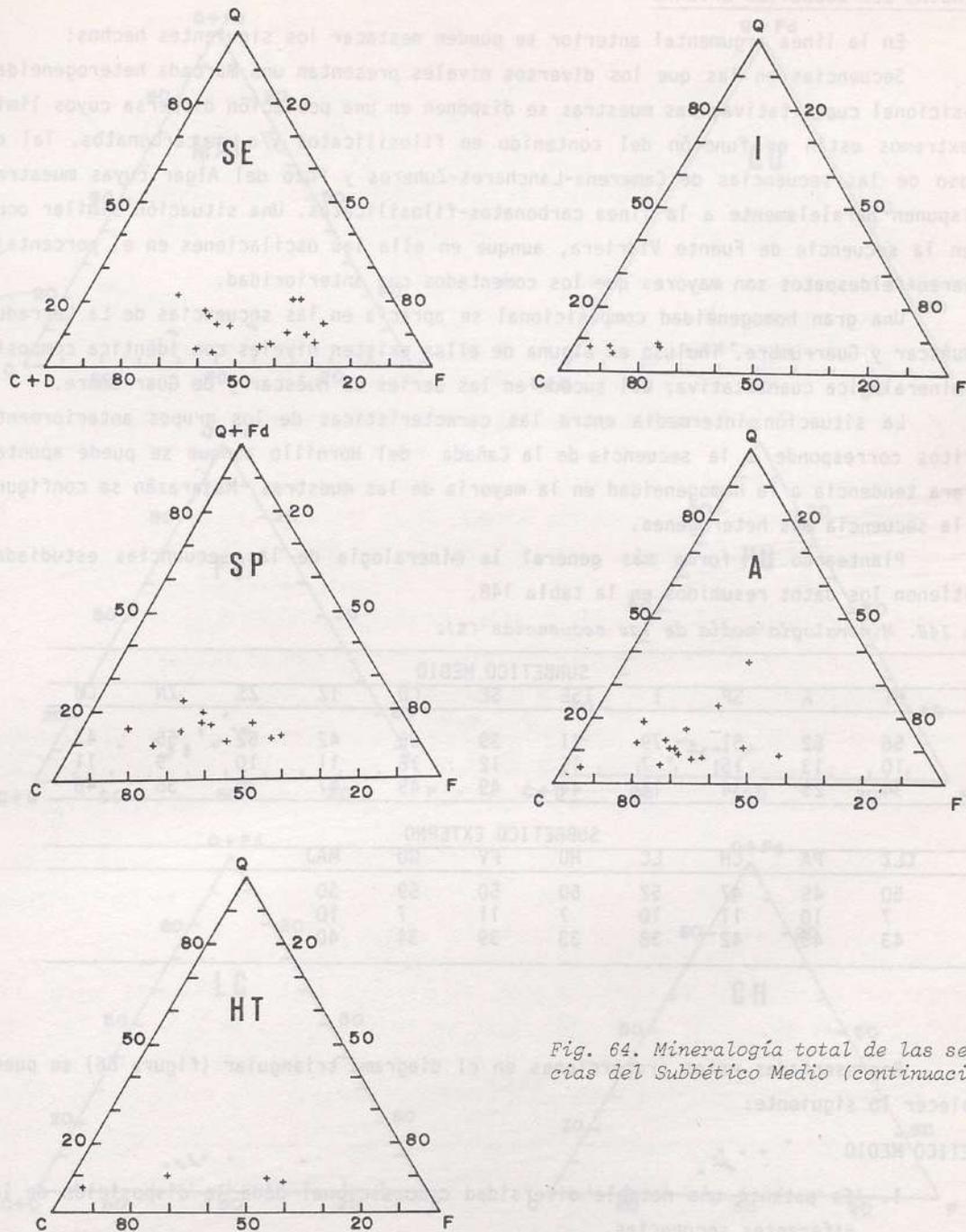


Fig. 64. Mineralogía total de las secuencias del Subbético Medio (continuación).

SECUENCIAS DEL SUBBETICO EXTERNO

En la línea argumental anterior se pueden destacar los siguientes hechos:

Secuencias en las que los diversos niveles presentan una marcada heterogeneidad composicional cuantitativa. Las muestras se disponen en una población dispersa cuyos límites extremos están en función del contenido en filosilicatos y/o en carbonatos. Tal es el caso de las secuencias de Camarena-Lanchares-Zuheros y Pozo del Algar cuyas muestras se disponen paralelamente a la línea carbonatos-filosilicatos. Una situación similar ocurre en la secuencia de Fuente Vidriera, aunque en ella las oscilaciones en el porcentaje de cuarzo+feldespatos son mayores que los comentados con anterioridad.

Una gran homogeneidad composicional se aprecia en las secuencias de La Cerradura, Huéscar y Guarrumbre. incluso en alguna de ellas existen niveles con idéntica composición mineralógica cuantitativa; así sucede en las series de Huéscar y de Guarrumbre.

La situación intermedia entre las características de los grupos anteriormente descritos corresponde a la secuencia de la Cañada del Hornillo aunque se puede apuntar su clara tendencia a la homogeneidad en la mayoría de las muestras. Majarazán se configura como la secuencia más heterogénea.

Planteando de forma más general la mineralogía de las secuencias estudiadas se obtienen los datos resumidos en la tabla 148.

Tabla 148. Mineralogía media de las secuencias (%).

	SUBBETICO MEDIO										
	HT	A	SP	I	TSE	SE	CO	IZ	ZS	ZN	CM
C+D	56	62	51	79	41	39	35	42	52	55	43
Q+Fd	10	13	15	7	15	12	16	11	10	9	11
F	34	25	34	14	44	49	49	47	38	36	46

	SUBBETICO EXTERNO							
	CLZ	PA	CH	LC	HU	FV	GU	MAJ
C+D	50	45	47	52	60	50	59	50
Q+Fd	7	10	11	10	7	11	7	10
F	43	45	42	38	33	39	34	40

Representadas estas proporciones en el diagrama triangular (figura 66) se puede establecer lo siguiente:

SUBBETICO MEDIO

- 1.- Es patente una notable diversidad composicional dada la disposición de las diferentes secuencias.
- 2.- Los parámetros que la controlan son el contenido en carbonatos y en filosilicatos. Así la serie más carbonatada es la de Illora y la más rica en filo-

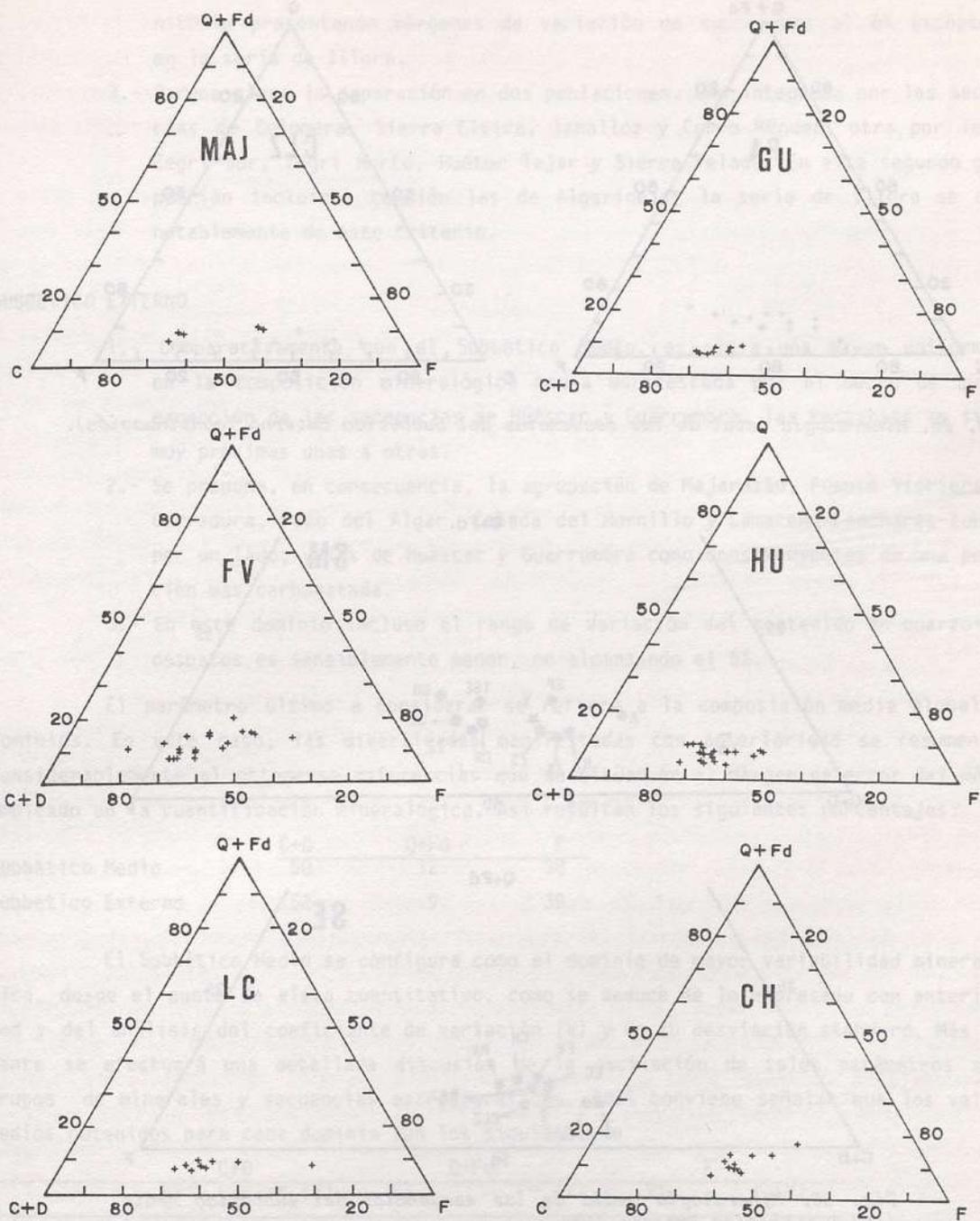


Fig. 65. Mineralogía total de las secuencias del Subbético Externo.

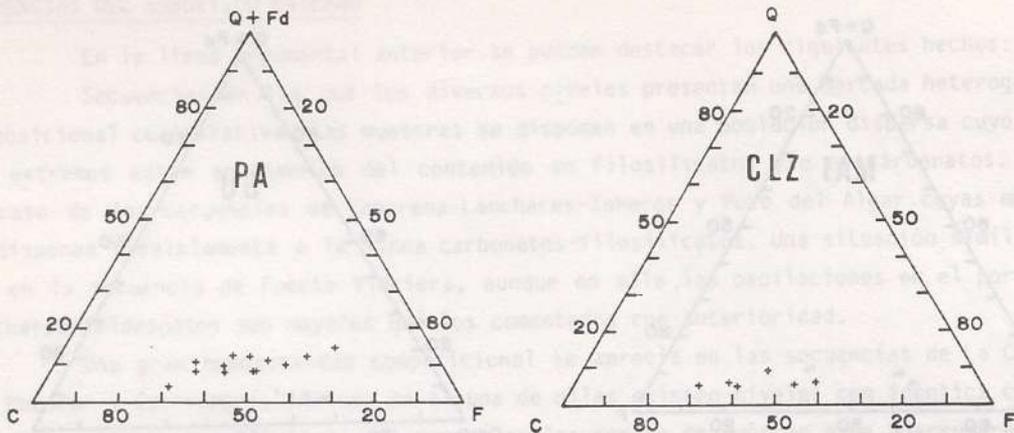


Fig. 65. Mineralogía total de las secuencias del Subbético Externo (continuación).

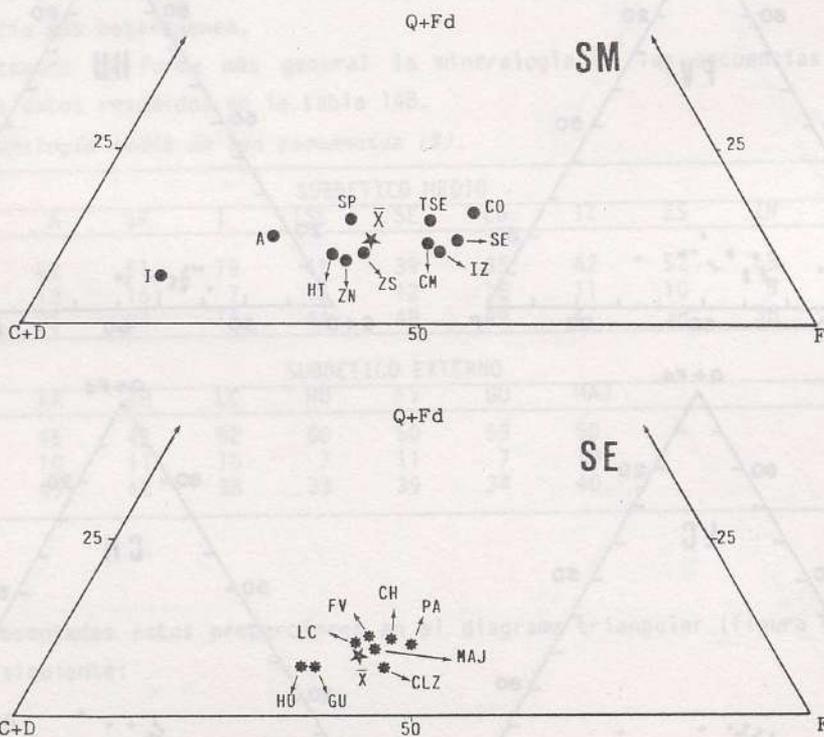


Fig. 66. Mineralogía media de las secuencias del Subbético Medio (SM) y Subbético Externo (SE).

silicatos la de Colomera. El contenido en cuarzo+feldespatos es menos definitorio presentando márgenes de variación no superiores al 6% excepto en en la serie de Illora.

- 3.- Parece clara la separación en dos poblaciones. Una, integrada por las secuencias de Colomera, Sierra Elvira, Iznalloz y Cerro Méndez; otra, por las de Zegrí Sur, Zegrí Norte, Huétor Tajar y Sierra Pelada. En este segundo grupo podrían incluirse también las de Algarinejo; la serie de Illora se aleja notablemente de este criterio.

SUBBETICO EXTERNO

- 1.- Comparativamente con el Subbético Medio, es clara una mayor uniformidad en la composición mineralógica media manifestada por el hecho de que, a excepción de las secuencias de Huéscar y Guarrumbre, las restantes se sitúan muy próximas unas a otras.
- 2.- Se propone, en consecuencia, la agrupación de Majarazán, Fuente Vidriera, La Cerradura, Pozo del Algar, Cañada del Hornillo y Camarena-Lanchares-Zuheros por un lado; y las de Huéscar y Guarrumbre como constituyentes de una población más carbonatada.
- 3.- En este dominio incluso el rango de variación del contenido en cuarzo+feldespatos es sensiblemente menor, no alcanzando el 5%.

El parámetro último a considerar se refiere a la composición media global por dominios. En este caso, las diversidades manifestadas con anterioridad se resumen muy considerablemente al obtenerse diferencias que se sitúan en el margen de error del método empleado en la cuantificación mineralógica. Así resultan los siguientes porcentajes:

	C+D	Q+Fd	F
Subbético Medio	50	12	38
Subbético Externo	52	9	39

El Subbético Medio se configura como el dominio de mayor variabilidad mineralógica, desde el punto de vista cuantitativo, como se deduce de lo expresado con anterioridad y del análisis del coeficiente de variación (V) y de su desviación standard. Más adelante se efectuará una detallada discusión de la oscilación de tales parámetros según grupos de minerales y secuencias estratigráficas. Aquí conviene señalar que los valores medios obtenidos para cada dominio son los siguientes:

	C+D		Q+Fd		F	
	V%	$\sigma_x(V)$	V%	$\sigma_x(V)$	V%	$\sigma_x(V)$
Subb. Medio	23	10	31	18	28	17
Subb. Externo	15	6	21	11	16	4

Es claro, por tanto, que las proporciones de cualquiera de los tres grupos de minerales considerados han experimentado mayores variaciones en el Subbético Medio; la sedimentación y los aportes recibidos de otras áreas fuentes debieron ser de naturaleza más diversa que en el Subbético Externo. Expresado de otra manera, de lo anterior, es posible deducir que diferentes áreas fuentes han podido intervenir y determinar la naturaleza mineralógica de las secuencias del Subbético Medio.

Podría pensarse que la mayor diversidad mineralógica en el Subbético Medio es el resultado de la existencia de varias litofacies (margas y margocalizas grises, ammonítico rosso, calizas con sílex). No obstante, y sin desechar tal efecto, el hecho es que secuencias en las que se han estudiado diferentes litologías (Illora y Sierra Pelada, por ejemplo) presentan un comportamiento distinto; la primera de ellas -con facies de margas y margocalizas grises y de ammonítico rosso- es homogénea desde el punto de vista de la mineralogía, en tanto que la segunda -en la que predominan los niveles de margas y margocalizas grises con algunos de ammonítico rosso- la composición mineralógica es muy diversa entre sí. Otro tanto ocurre con la secuencia de Zegrí Sur uniforme litológicamente y de una relativamente notable diversidad mineralógica. En definitiva, se vislumbra con estos datos algo que confirmará la mineralogía de arcillas y es la ausencia de relación estrecha entre litofacies y mineralogía. Sobre ello se insistirá detalladamente al analizar la mineralogía de las litofacies estudiadas, en los apartados siguientes.

En la figura 67 se expresan con detalle las variaciones mineralógicas por grupos de minerales y secuencias.

Es claro que para cualquiera de los grupos de minerales las desviaciones standards y el coeficiente de variación son mayores en las series del Subbético Medio.

En el caso del cuarzo+feldespatos la desviación standard oscila entre 1 (Illora) y 9 (Algarinejo) (Subbético Medio) y entre 1 (Majarazán) y 3 (Guarrumbre) (Subbético Externo).

La secuencia más uniforme resulta ser Iznalloz con un valor de $\sigma = 2$ y V menor de 1 y la de mayor heterogeneidad, en cuanto al contenido en cuarzo+feldespatos, corresponde a la de Algarinejo ($\sigma=9$, $V=66$) y Colomera ($\sigma=6$, $V=43$). En el Subbético Externo la homogeneidad es clara tanto en lo referente al contenido medio de las secuencias como a los valores de desviación standard y coeficiente de variación. Difícilmente podría destacarse alguna secuencia como tipo en esta discusión ya que, por ejemplo, el valor de V en Guarrumbre en buena parte es debido al valor del contenido medio en esta serie. No obstante, ello podría representar un extremo en el que el aporte de cuarzo+feldespatos ha sido más variable frente al resto de las secuencias cuyo comportamiento es muy similar entre sí.

El análisis del contenido en calcita+dolomita conduce a importantes diferencias entre ambos dominios. Así el Subbético Medio ofrece mayores oscilaciones tanto en la

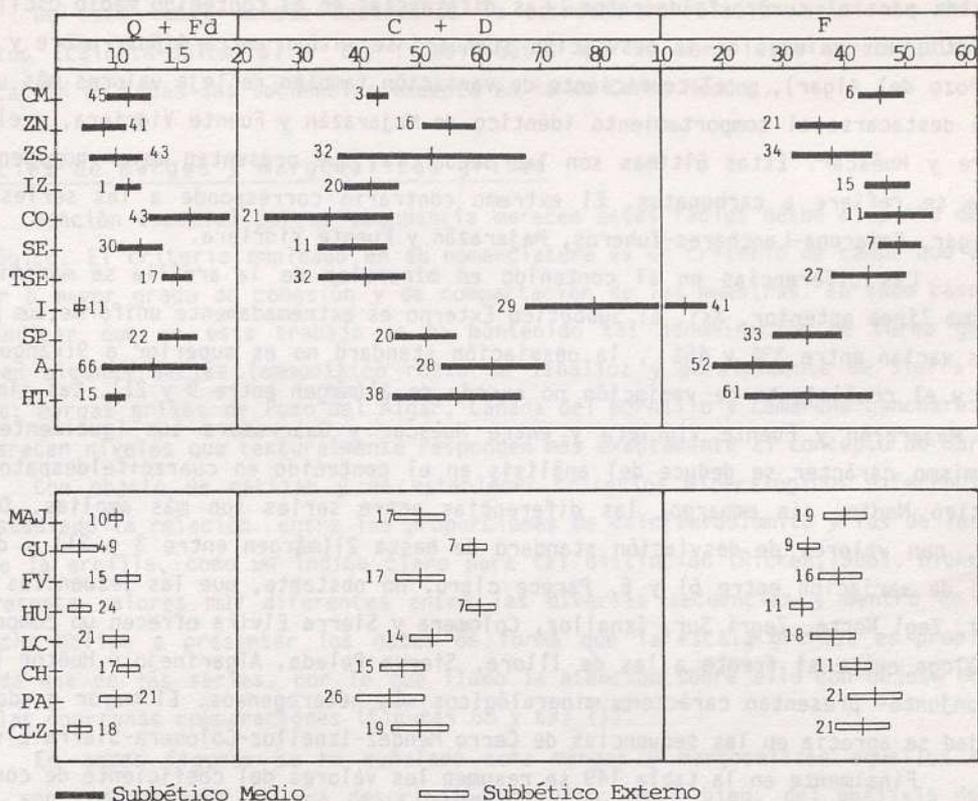


Fig. 67. Mineralogía media de las secuencias estudiadas expresadas en %: (las barras horizontales representan la desviación standard; la línea vertical la composición media; el número situado junto a la barra corresponde al coeficiente de variación (V) expresado en %. Obsérvese la escala empleada para cada grupo de minerales).

composición media de las secuencias como en la desviación standard y en el coeficiente de variación. Las series del Zegrí Sur e Illora son aquellas en las que el contenido en carbonatos ha experimentado variaciones más significativas. Por el contrario Cerro Méndez, Sierra Elvira, Zegrí Norte, Iznalloz y Sierra Pelada son las que ofrecen menores oscilaciones. Los casos citados son un buen ejemplo de la escasa influencia de la litología. Así, podría pensarse que el considerar conjuntamente niveles de margas y margocalizas grises junto a otros de ammonítico rosso sería la causa de lo expresado para las secuencias de Zegrí Sur e Illora. La realidad es que ello también sucede en las de Cerro Méndez, Zegrí Norte, Iznalloz y Sierra Pelada destacándose -por el contrario- como series más uniformes en relación al contenido en carbonatos. Es más, el ejemplo del Zegrí Sur es indicativo de la variación en el contenido en carbonatos que existe entre distintos niveles de ammonítico rosso, ya que a esa facies corresponden 5 de las 6 muestras estudiadas.

El Subbético Externo, por el contrario, presenta una evolución muy similar a la

expresada para el cuarzo+feldespatos. Las diferencias en el contenido medio oscilan entre 45% y 60%, los valores de la desviación standard se sitúan entre 4(Guarrumbre y Huéscar) y 11(Pozo del Algar), y el coeficiente de variación también refleja valores más uniformes. Merece destacarse el comportamiento idéntico de Majarazán y Fuente Vidriera, y el de Guarrumbre y Huéscar. Estas últimas son las secuencias que presentan mayor homogeneidad en lo que se refiere a carbonatos. El extremo contrario corresponde a las series de Pozo del Algar, Camarena-Lanchares-Zuheros, Majarazán y Fuente Vidriera.

Las diferencias en el contenido en minerales de la arcilla se manifiestan en la misma línea anterior. Así, el Subbético Externo es extremadamente uniforme, sus proporciones medias varían entre 33% y 45% , la desviación standard no es superior a 9(rango entre 3 y 9), y el coeficiente de variación no excede de 21(márgen entre 9 y 21). Las similitudes entre Majarazán y Fuente Vidriera y entre Huéscar y Guarrumbre son igualmente claras. Este mismo carácter se deduce del análisis en el contenido en cuarzo+feldespatos. En el Subbético Medio, sin embargo, las diferencias entre series son más amplias. Desde 14% a 49%, con valores de desviación standard de hasta 21(márgen entre 3 y 21) y de coeficiente de variación entre 61 y 6. Parece claro, no obstante, que las secuencias de Cerro Méndez, Zegí Norte, Zegrí Sur, Iznalloz, Colomera y Sierra Elvira ofrecen un comportamiento análogo entre sí frente a las de Illora, Sierra Pelada, Algarinejo y Huétor Tajar que -en conjunto- presentan caracteres mineralógicos más heterogeneos. El mayor grado de uniformidad se aprecia en las secuencias de Cerro Méndez-Iznalloz-Colomera-Sierra Elvira.

Finalmente en la tabla 149 se resumen los valores del coeficiente de correlación entre pares de minerales y su nivel de significación.

Tabla 149. Correlación entre minerales. (--no significativo) r =coeficiente de correlación.
n.s.=nivel de significación.

	C+D-Q		C+D-F		Q-F	
	r	n.s.%	r	n.s.%	r	n.s.%
CM	-.32	90	--	--	--	--
ZN	--	--	-.88	99.99	--	--
ZS	-.97	99	-.99	99.99	.94	99
IZ	-.65	99	-.98	99.99	.45	95
CO	--	--	-.70	90	--	--
SE	--	--	-.89	99.99	--	--
TSE	-.65	99	-.98	99.99	.53	95
I	--	--	-.99	99	--	--
SP	--	--	-.94	99.99	--	--
A	-.72	99	-.89	99.99	--	--
HT	--	--	-.99	99.99	--	--
MAJ	-.87	90	-.99	99.99	.83	90
GU	-.82	99	-.99	99.99	.74	99
FV	-.44	95	-.91	99.99	--	--
HU	--	--	-.95	99.99	--	--
LC	--	--	-.96	99.99	--	--
CH	-.84	99	-.98	99.99	.73	95
PA	-.87	99.99	-.99	99.99	.83	99.99
CLZ	--	--	-.99	99.99	--	--

De esta tabla merece destacarse la estrecha correlación existente entre los carbonatos (calcita+dolomita) y los filosilicatos que se manifiesta con alto nivel de significación en todas las secuencias excepto en la de Cerro Méndez.

Las facies de margas y margocalizas grises

Mención especial por su abundancia merecen estas facies desde el punto de vista mineralógico. El criterio empleado en su nomenclatura es un criterio de campo que atiende al menor o mayor grado de cohesión y de compactación de las muestras. En todo caso, conviene indicar que en este trabajo se ha mantenido tal denominación de forma genérica aunque en algunas series (ammonítico rosso de Iznalloz y parcialmente de Sierra Pelada e Illora; margas grises de Pozo del Algar, Cañada del Hornillo y Camarena-Lanchares-Zuheros) aparecen niveles que texturalmente responden más exactamente al concepto de margas.

Con objeto de matizar y de establecer criterios mineralógicos diferenciadores se ha estudiado la relación entre las proporciones de calcita+dolomita y las de los minerales de la arcilla, como un índice claro para tal distinción (Ricken, 1986). Dicha relación presenta valores muy diferentes entre las diversas secuencias y dentro de ellas. Este hecho obliga a presentar los datos de forma que la escala gráfica es propia para cada una de las series, por lo que llamo la atención sobre ello con objeto de establecer las oportunas comparaciones (figuras 68 y 69) (1).

En ambas figuras se ha señalado como margas y margocalizas aquellos niveles que así son considerados en una descripción de visu. Pues bien, del análisis de ambas figuras es claro que la relación carbonatos/minerales de la arcilla no se ajusta sistemáticamente a dicha denominación litológica. Aparecen, por ejemplo, niveles de "margas grises" en los que la citada razón es mayor que en otros correspondientes a "margocalizas" (veáanse las secuencias de Zegrí Norte, Colomera, Sierra Elvira, a título de ejemplo). Por otra parte, los que son considerados como "margas" ofrecen relaciones carbonatos/minerales de la arcilla muy diferentes, incluso dentro de una misma secuencia. Un caso manifiesto lo constituyen las series de Majarazán, Fuente Vidriera, Huéscar, La Cerradura, Sierra Elvira y Zegrí Norte. El mismo razonamiento es válido para las facies de "margocalizas" (secuencias de Algarinejo, Sierra Pelada, Sierra Elvira, Zegrí Norte), en las que se obtienen valores que oscilan desde 1 hasta 17 (Algarinejo) o desde 1 a 5 (Sierra Pelada), por ejemplo.

En algunas de las series del Subbético Externo, los niveles muestreados sí responden al criterio textural utilizado para denominar a las margas. Tal es el caso de las muestras de margas grises de Cañada del Hornillo, Pozo del Algar y Camarena-Lanchares-Zuheros; lo mismo sucede en las margas del Domerense medio y superior de Iznalloz.

(1) Se incluyen también los niveles de ammonítico rosso y calizas con sílex para poder establecer comparaciones desde una perspectiva general.

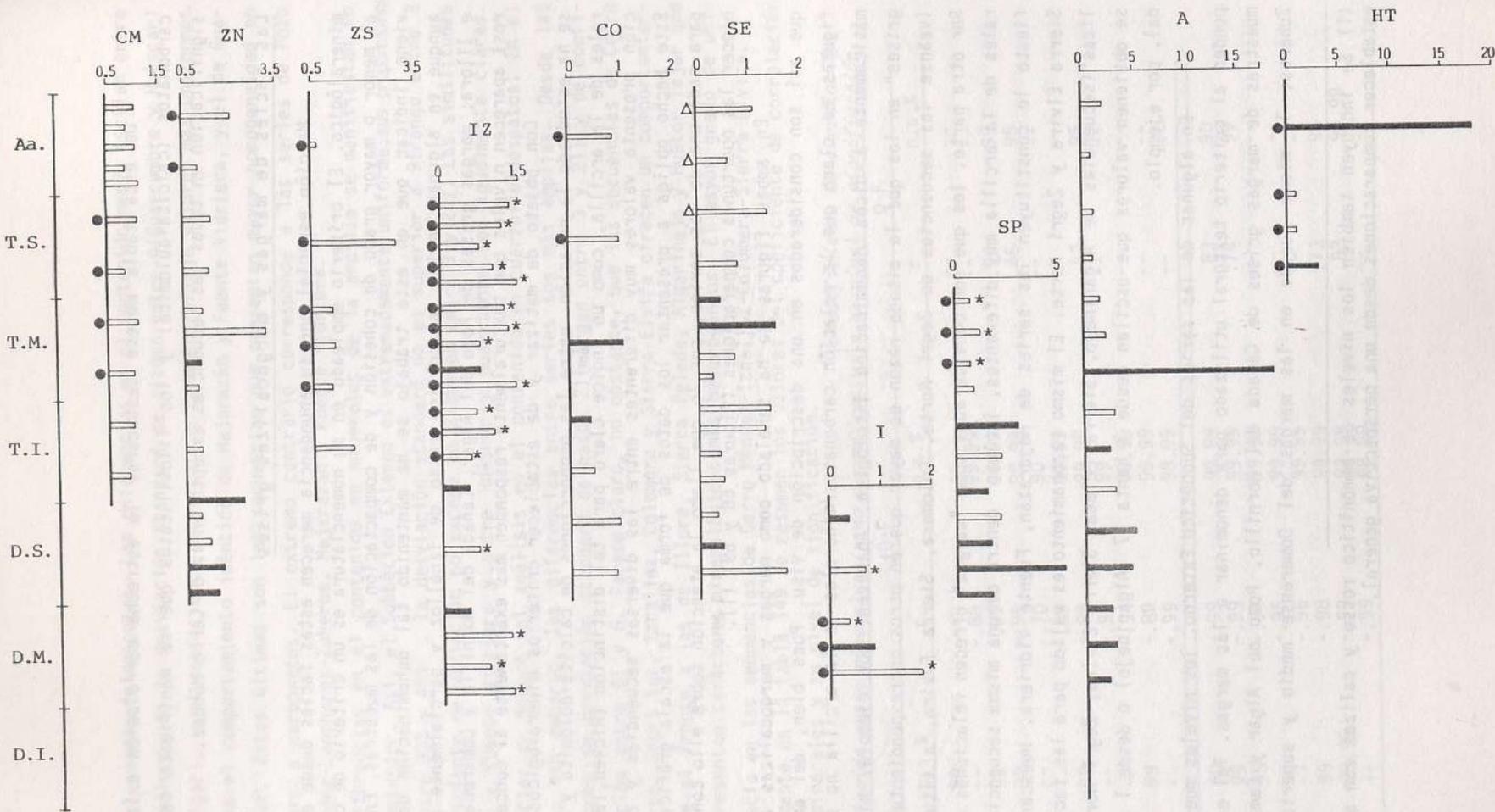


Fig. 68. Relación carbonatos/minerales de la arcilla en secuencias del Subbético Medio.

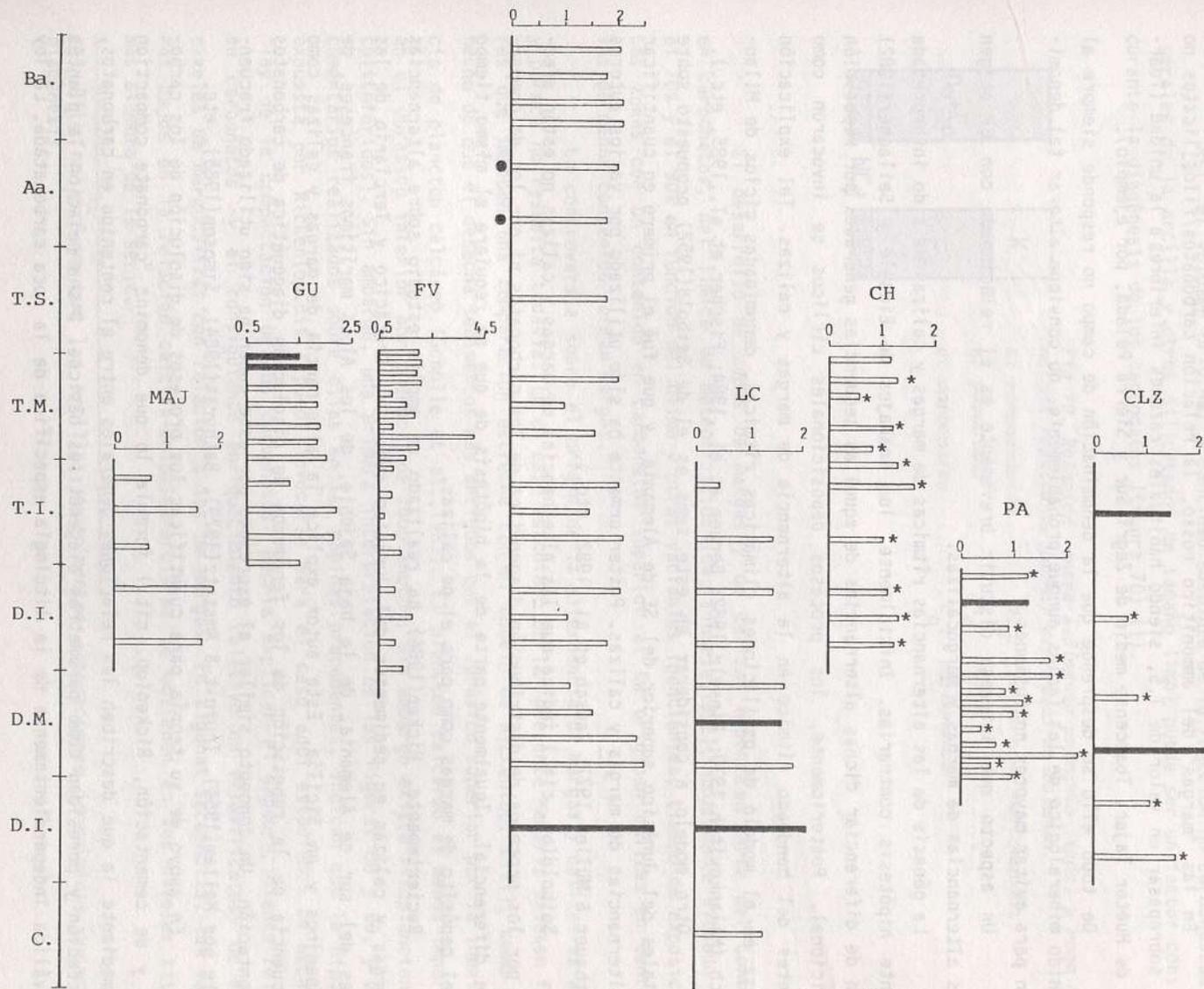


Fig. 69. Relación carbonatos/minerales de la arcilla en secuencias del Subbético Externo.

En todos estos casos, la relación carbonatos/filosilicatos suele ser inferior a 1.5 (20 muestras); excepcionalmente se supera (3 muestras) dicho valor, y tan sólo en una muestra es superior a 2. El comportamiento desde un punto de vista mineralógico es más uniforme en estos casos que en los descritos con anterioridad.

En las "margas" del ammonítico rosso, la relación carbonatos/filosilicatos no suele sobrepasar un valor de 1.5, siendo habituales razones inferiores a la unidad (Toarcense de Huétor Tajar, Toarcense medio de Zegrí Sur y Sierra Pelada, por ejemplo).

De todo ello se desprende que la denominación de campo no responde siempre al contenido mineralógico de las facies aunque probablemente no conviene alterar tal denominación para evitar mayores confusiones.

Un aspecto que interesa discutir brevemente es el relacionado con el origen de las alternancias de margas y margocalizas.

La génesis de las alternancias rítmicas de margas y calizas ha sido interpretada mediante hipótesis contrarias. Inicialmente, los trabajos de Einsele y Seilacher(1982) tratan de diferenciar dichas alternancias de aquellas secuencias generadas por repetición deposicional. Posteriormente, los procesos deposicionales cíclicos se invocaron como causantes del bandeo rítmico en la alternancia de margas y calizas. Tal explicación se basa en el modelo de oscilaciones climáticas rítmicas, denominadas ciclos de Milankovitch (Milankovitch,1930; Einsele,1982; Berger et al.,1984; Fischer et al.,1985, etc.).

Otro modelo a considerar en este tema es el de Seibold(1952) propuesto sobre materiales del Jurásico superior del SE de Alemania, y que fué el primero en cuantificar las alternancias de margas y calizas. Posteriormente ha sido utilizado por varios autores (Füchtbauer & Müller,1977; Bausch et al.,1982, etc.).

Seibold(op. cit.) indica que las alternancias de margas y calizas no están afectadas por los procesos de distribución diagenética de los carbonatos ni por los de compactación diferencial. Igualmente parte de la hipótesis de que se requiere el mismo tiempo para el depósito de margas como para el de calizas.

Recientemente, Ricken(1986) ha realizado un amplio estudio sobre alternancias de margas y calizas en sedimentos del Jurásico superior, Cretácico y Terciario de las cuencas del sur de Alemania, de la baja Sajonia, de los Alpes marítimos franceses, de los Apeninos y en Sicilia. Este autor explica la alternancia de margas y calizas como consecuencia de la repetición de los fenómenos de disolución diagenética de carbonatos y cementación. Un concepto similar al expresado por este autor ha sido utilizado frecuentemente por Hallam(1964), Trurnit & Amstutz(1979), Bathurst(1984), Simpson(1985), etc.

En apoyo de su teoría para cuantificar los procesos de disolución de los carbonatos y de cementación, Ricken(op. cit.) formula lo que denomina "carbonate compaction law" mediante la que describen las relaciones generales entre el contenido en carbonatos, compactación y porosidad como parámetros diagenéticos básicos. Dicha relación la plantea como válida independientemente de la litología específica de la roca carbonatada. La ley

citada establece que durante la diagénesis la fracción carbonatada y las soluciones intersticiales son móviles y que el volumen original de la parte no carbonatada permanece esencialmente inmóvil.

Así, el volumen original o cantidad absoluta de la fracción no carbonatada (minerales de la arcilla y otros silicatados de tamaño limo) puede ser un factor constante durante la diagénesis de los carbonatos (figura 70) (1).

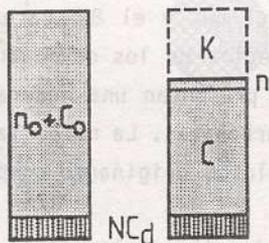


Fig 70. Relación entre sedimento primario (izda) y roca carbonatada resultante (dcha) expresada en volumen.

K : compactación

NC_d : fracción no carbonatada

n : porosidad

n_o : poros

c : carbonatos

C_o : carbonatos

El desarrollo de capas de margas y de calizas depende en parte del contenido en carbonatos, del límite de meteorización (C_w ; Einsele, 1982), usualmente situado entre el 70% y el 90% en función del clima y otras variables (pendientes, tiempo de exposición). Las zonas con un contenido en carbonatos superior al C_w originan calizas en tanto que las de menor contenido forman margas.

La controversia sobre el origen de la alternancia de margas y calizas es amplia y parece no resuelta todavía. En el caso estudiado en la presente Memoria existen factores que impiden una comparación estrecha con el modelo de Ricken (op. Cit.), como es el hecho de que él desecha sedimentos más antiguos que el Jurásico superior por la inexistencia de plancton calcáreo (Scholle et al., 1983). El plancton calcáreo es menos importante en el Jurásico inferior por ausencia de zooplancton; sin embargo existe fitoplancton (cocolitofóridos). Sin embargo, una primera interpretación de las figuras 68 y 69, y de los comentarios realizados sobre ellas en las páginas precedentes, indican que la hipótesis expuesta por Ricken (op.cit.) puede invocarse para el caso aquí estudiado. De hecho, su "ley de la compactación de los carbonatos" podría explicar el empobrecimiento relativo en carbonatos -y el consiguiente enriquecimiento relativo en filosilicatos- de muchos niveles de margocalizas con relación a los de margas. En algunas secuencias, los valores más bajos en la relación calcita+dolomita/arcillas se obtienen en los niveles situados más al muro de la serie.

(1) Ello no excluye que las arcillas experimenten alteraciones isoquímicas durante la diagénesis.

Como una primera aproximación al estudio de este tema puede, por tanto, concluirse que los procesos diagenéticos han jugado un cierto papel en la génesis de la alternancia de margas y margocalizas. La evaluación del proceso diagenético no puede establecerse claramente. Incluso los minerales de la arcilla parecen indicar que la diagénesis no ha sido importante. Ciertamente, no se dan estructuras indicativas de una notable componente diagenética ("slickensides", estilolitos, margas con textura "flaser" como resultado de disolución por presión, etc.).

A los sedimentos estudiados en esta Memoria se podría aplicar el esquema Tipo I de Ricken (op.cit.): Contenido primario en carbonatos entre el 60% y el 80%, y una compactación mecánica alta (30% al 50%). La redistribución diagenética de los carbonatos es baja y las alternancias de margas y calizas que se originan presentan una moderada ritmicidad, con curvas sinusoidales que expresan el contenido en carbonatos. La meteorización del afloramiento suaviza el contenido máximo en carbonato cálcico originando composiciones más similares a las de las margas.

Otra hipótesis a verificar está en relación con la organización de los carbonatos y filosilicatos en el seno de los materiales. En los estratos de margocalizas aparecen desordenados en relación con procesos de bioturbación, en tanto que en las laminaciones paralelas de carbonatos y arcillas se mantendrían en los niveles más margosos. En apoyo inicial a esta hipótesis está la mayor bioturbación aparte de los niveles compactos y el más frecuente desorden de los restos fósiles en su seno.

Es, no obstante, y con esa intención se ha planteado, una línea de trabajo abierta en la que se desea proseguir ajustando el muestreo y el método de trabajo a ese objetivo.

LITOLOGIA Y MINERALOGIA

Como continuación del apartado anterior, se trata de analizar la posible relación entre litología y mineralogía y su variación temporal y espacial según secuencias y dominios. Para ello, se han representado en diagramas circulares los componentes de la muestra total agrupados del siguiente modo: facies de margas y margocalizas grises (Subbético Medio y Subbético Externo), facies de ammonítico rosso (Subbético Medio y un afloramiento de Subbético Externo).

A) Facies de margas y margocalizas grises

En la figura 71 se representa la mineralogía media de la muestra total correspondiente a las series del Subbético Medio. Sobre dicha figura hay que realizar dos observaciones. La primera se refiere al desigual número de muestras estudiadas por edades (ver capítulo de Resultados, descripción de las series); la segunda incide en el hecho de que en aquellos casos en los que no se conoce ciertamente la edad de la muestra, ésta se ha

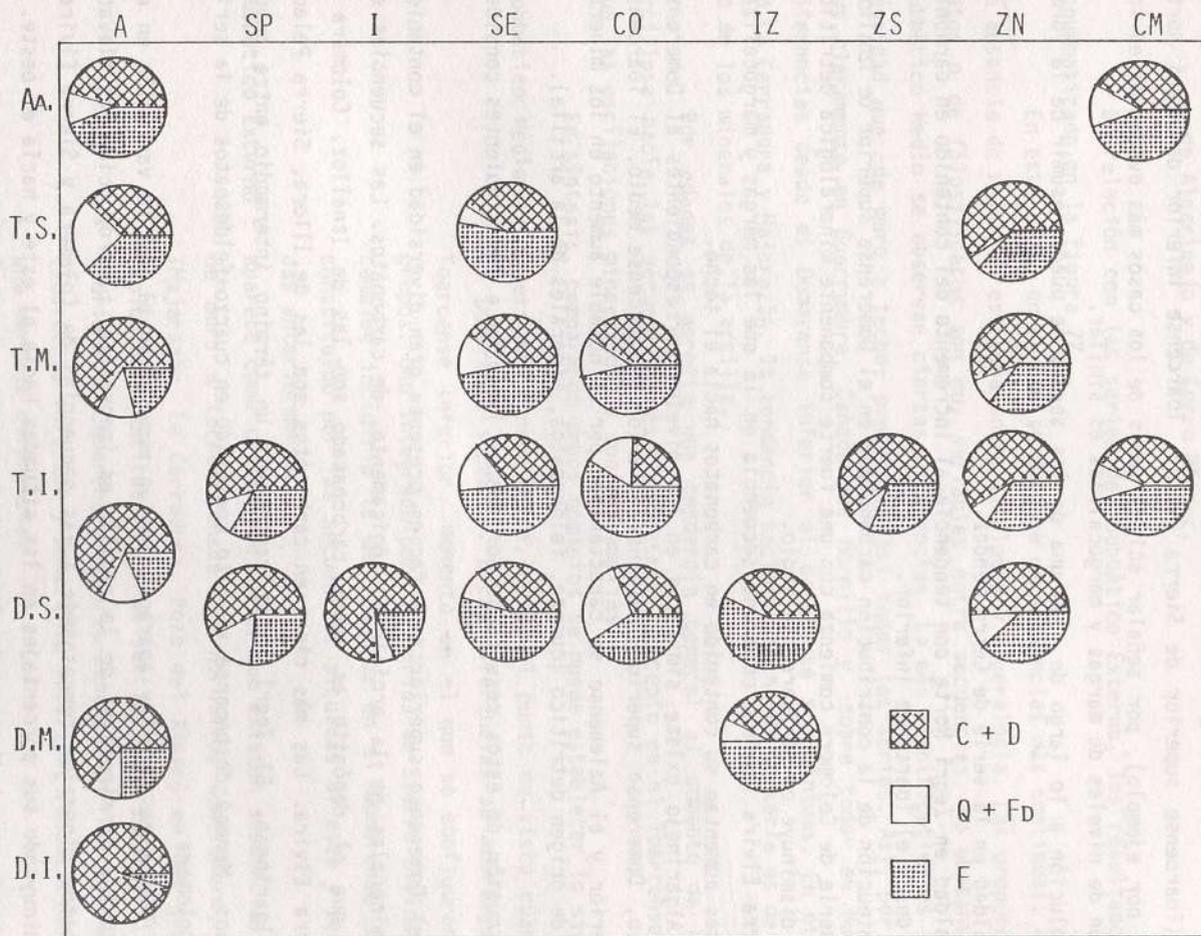


Fig. 71. Mineralogía media global de las facies de margas y margocalizas grises en el Subbético Medio.

situado en una posición intermedia.

De la mencionada figura se deduce claramente la significativa variabilidad mineralógica cuantitativa que presenta esta litofacies o lo que es lo mismo, no existe una relación clara entre litología y mineralogía. Así existen niveles muy ricos en minerales de la arcilla (Toarcense superior de Sierra Elvira, Toarcense inferior de Zegrí Norte y de Zegrí Sur, por ejemplo), por señalar sólo algunos de los casos más evidentes en los que la proporción de niveles de margas y margocalizas es similar.

La evolución a lo largo de cada una de las series se puede resumir de la forma siguiente:

- igualdad en la serie de Cerro Méndez.
- igualdad en Zegrí Norte con tendencia al incremento del contenido en carbonatos desde el Toarcense inferior.
- disminución de la contribución carbonatada en el Domerense superior de Izaloz.
- la serie de Colomera comienza con una fuerte componente mineralógica detrítica que disminuye en el Toarcense medio.
- Sierra Elvira aparece como una secuencia en la que las margas y margocalizas grises aumentan su contenido en carbonatos hacia el techo.
- en Algarinejo existe similitud en los niveles correspondientes al Domerense medio, Domerense superior-Toarcense inferior y Toarcense medio. El Toarcense superior y el Aalenense se caracterizan por un notable aumento en los minerales de origen detrítico (cuarzo, feldespatos, minerales de la arcilla).

La discusión de estos resultados por edades llevaría a las siguientes consideraciones:

- en el Domerense superior esta facies presenta gran diversidad en el contenido de minerales de la arcilla y, lógicamente, de carbonatos. Las secuencias en las que el depósito es menos carbonatado son las de Izaloz, Colomera y Sierra Elvira. Las más ricas en carbonatos son las de Illora, Sierra Pelada y Algarinejo. El Zegrí Norte representa un término intermedio entre ambos grupos. Merece destacarse el alto contenido en cuarzo+feldespatos de la serie de Colomera.
- el Toarcense inferior aparece como un momento en el que la variación en el contenido de minerales de la arcilla es importante. La proporción más elevada de estos minerales corresponde a las secuencias de Colomera y Sierra Elvira, disminuyendo sus porcentajes en las situadas hacia el este y hacia el oeste.
- la tendencia indicada anteriormente es patente en el Toarcense medio, en el que la uniformidad entre Colomera y Sierra Elvira es muy manifiesta.
- los datos disponibles sobre las margas y margocalizas del Toarcense superior

confirman lo indicado para el Toarcense medio. La secuencia de Sierra Elvira es la menos carbonatada, en tanto que otras alejadas entre sí (Algarinejo, Zegrí Norte) presentan igual contenido en filosilicatos. Esta homogeneidad es clara si se compara la mineralogía de las facies aalenenses en las series de Algarinejo y de Cerro Méndez.

En relación con las series del Subbético Externo, los resultados medios se han esquematizado en la figura 72.

En este caso, en el que se dispone de secuencias más continuas, es claro también la ausencia de relación estrecha entre litología y mineralogía. Las proporciones de carbonatos o de filosilicatos son muy variables entre secuencias. No obstante, respecto del Subbético Medio se observan ciertas diferencias. La más significativa es la notable homogeneidad que -de muro a techo- presentan casi todas las series. Así, por ejemplo, sucede muy claramente en Guarrumbre, Cañada del Hornillo y -sobre todo- en Huéscar donde las diferencias desde el Domerense inferior al Bajocense son mínimas. En otros casos, como en La Cerradura y Majarazán, la tendencia hacia el techo de la serie es de un claro aumento de los minerales de la arcilla.

Por edades se aprecia una tendencia general al aumento de la sedimentación arcillosa hacia las secuencias más occidentales, excepto en el Toarcense inferior en el que las oscilaciones mineralógicas son más amplias.

En síntesis, comparando ambos dominios se puede establecer lo siguiente:

Subbético Medio : diversidad mineralógica, desde el punto de vista cuantitativo, hasta el Domerense superior. Estas diferencias se amortiguan a partir del Toarcense inferior momento en el que se configuran claramente dos grupos. Uno integrado por las series de Sierra Elvira y Colomera (que también incluiría la de Iznalloz en el Domerense superior) y otro constituido por las secuencias situadas al este y oeste de las citadas anteriormente.

Subbético Externo : aparece como un dominio en el que existen secuencias muy homogéneas, de muro a techo (Cañada del Hornillo, Guarrumbre, Huéscar); otras (Majarazán, La Cerradura, Pozo del Algar) en las que se aprecia una evolución cuantitativa en un sentido concreto, y, finalmente, Fuente Vidriera y Camarena-Lanchares-Zuheros en las que en algún momento (Toarcense inferior y Domerense superior, respectivamente) se detecta una marcada diferencia.

El resumen mineralógico de estas facies, por edades, arroja lo siguiente (tabla 150).

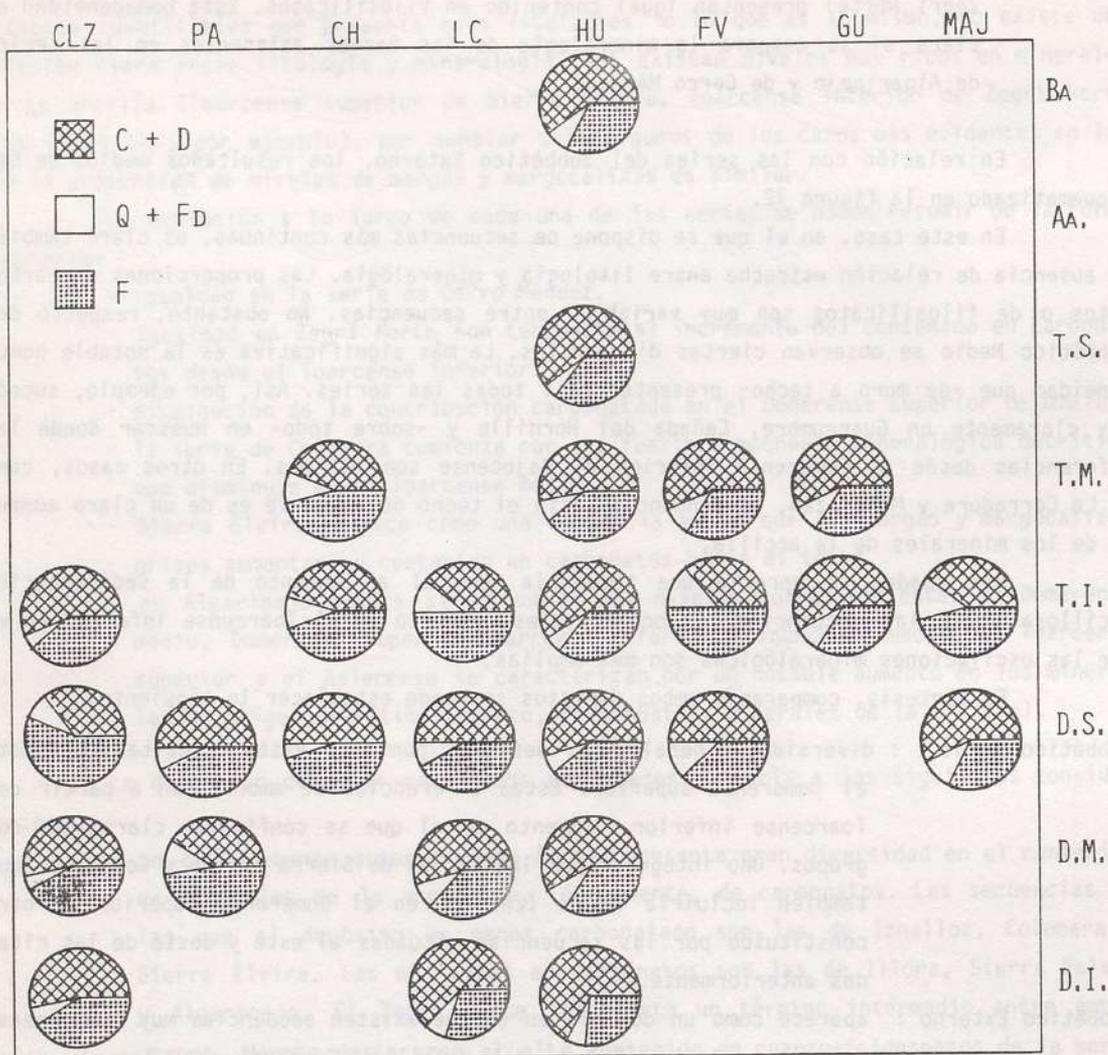


Fig. 72. Mineralogía media global de las facies de margas y margocalizas grises en el Subbético Externo.

Tabla 150. Mineralogía media (%), por edades y dominios, de las margas y margocalizas grises.

	C+D		Q+Fd		F	
	Sub.Med.	Sub.Ext.	Sub. Med.	Sub.Ext.	Sub.Med.	Sub.Ext.
BAJOC.	--	61(*)	--	8(*)	--	31(*)
AALEN.	45	--	12	--	43	--
T.SUP.	46	60(*)	12	5(*)	42	35(*)
T.MED.	52	54	11	8	37	38
T.INF.	48	48	13	9	39	43
D.SUP.	47	49	14	9	39	42
D.MED.	52	53	10	8	38	39
D.INF.	94(*)	61	<5(*)	7	6(*)	32
CARIX.	--	51(*)	--	10(*)	--	39(*)

(*) Valores correspondientes a una sola muestra

Las analogías para cada conjunto de minerales son evidentes: las diferencias cuantitativas que se aprecian están en el margen de error del método empleado y no pueden ser consideradas. Es claro, por tanto que las divergencias mineralógicas en las margas y margocalizas -para cualquier edad- se manifiestan puntualmente de unas series a otras pero que la sedimentación, globalmente considerada, es uniforme en ambos dominios para cualquiera de las edades estudiadas.

B) Las facies de ammonítico rosso

Excepto en el Aalenense de Huéscar, el ammonítico rosso corresponde al Subbético Medio. En el comienzo de este apartado es necesario recordar que el ammonítico rosso estudiado pertenece al "ammonítico rosso marneux" (Aubouin, 1964).

Si se observa la figura 68, en la que también aparecen estas facies, es claro que la relación carbonatos/arcillas presenta un rango de valores concordante -en mayor grado que en el caso de las margas y margocalizas grises- con la composición de una marga. Es más, una buena parte de las margas del ammonítico rosso (secuencias de Iznalloz, Illora, Sierra Pelada) debe considerarse como margas típicas, al menos desde el punto de vista textural.

Sin embargo, planteado lo anterior como criterios generales, hay que matizar lo siguiente:

- existen niveles que, aún sin poseer textura típica de marga, presentan unas relaciones carbonatos/filosilicatos inferiores o muy próximas a la unidad. Tal es el caso de Cerro Méndez, parte de Zegrí Norte y Zegrí Sur, Colomera y los

niveles más margosos de la secuencia de Huétor Tajar. Excepcionalmente (Toarcense superior del Zegrí Sur) la mencionada relación alcanza valores superiores a los citados. Esta última tendencia es ligeramente superada en el Subbético Externo, donde se obtienen valores muy próximos a 2 en el Aalenense de Huéscar (1.76 y 1.97).

- los niveles que de visu son clasificados como margocalizos, ofrecen relaciones carbonatos/filosilicatos muy dispares. Véase, al respecto, la muestra HT-1 (2.56) y la HT-4 (17.60) o la I-2 (8.30).
- finalmente, son mayoritarios en estas facies los niveles que texturalmente deben ser considerados como margas: Toarcense inferior, medio y superior de Iznalloz; Domerense medio de Illora; Toarcense medio de Sierra Pelada. Las situaciones son diversas como se desprende de la citada figura 68. Las series en las que la relación carbonatos/arcillas es menor son las de Iznalloz y Sierra Pelada, en las que predominan los valores inferiores a la unidad no superándose -en ningún caso- la cifra de 1.50. Contrariamente, las margas de la secuencia de Illora presentan un elevado contenido en carbonatos siendo la relación citada de 17.60 (I-1) y 3.19 (I-3).

Si se representa la mineralogía media de esta facies se obtiene lo expresado en la figura 73.

De ella se deducen resumidamente las consideraciones siguientes:

- En relación con la evolución vertical de las secuencias se han de considerar aquellas en las que el contenido mineralógico es muy uniforme (Colomera, Iznalloz, Cerro Méndez) y otras series cuyo comportamiento es más heterogéneo (Huétor Tajar, Zegrí Sur).
- La evolución espacial para cada una de las edades (se considera únicamente desde el Toarcense medio al Aalenense por razones obvias; no se comenta la secuencia de Huéscar) indica:
 - a) que el Toarcense medio se revela como una época de extrema uniformidad mineralógica para todas las series estudiadas.
 - b) esa tendencia se mantiene en el Toarcense superior si se exceptúan las secuencias del Zegrí Sur y Zegrí Norte, estando por precisar la edad en este último caso.
 - c) la mineralogía de los niveles aalenenses de Colomera y Zegrí Sur es muy homogénea en lo que se refiere al contenido en arcillas, si bien las diferencias en las proporciones de cuarzo+feldespatos y en carbonatos son muy diferentes. En la secuencia de Huétor Tajar el número de muestras estudiado se considera escaso, de forma que no puede interpretarse en ningún sentido el contenido tan elevado en carbonatos que presenta el nivel aalenense HT-4.

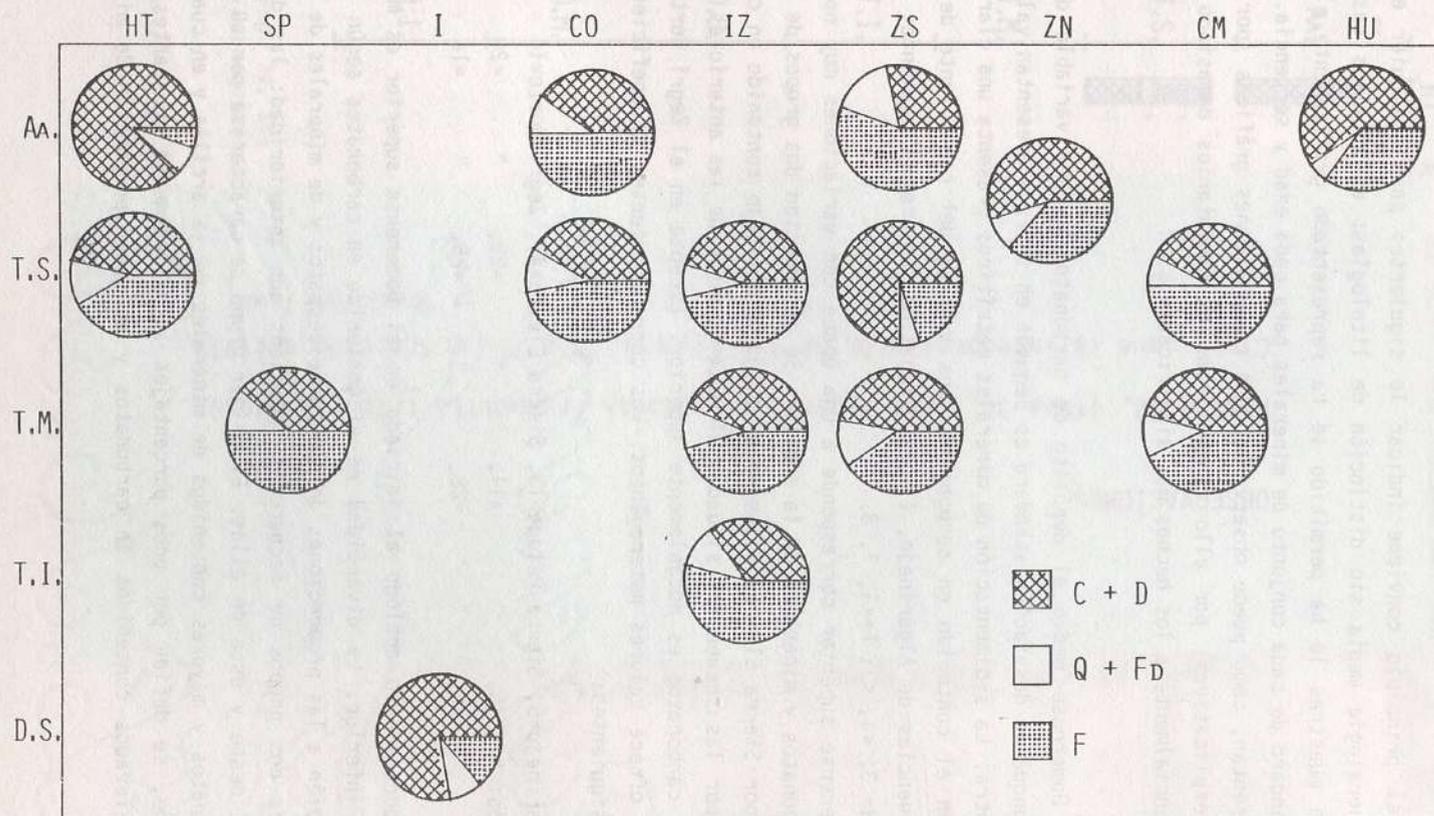


Fig. 73. Mineralogía media global de las facies "ammonítico rosso".

EVOLUCION ESPACIO-TEMPORAL DE LA MINERALOGIA TOTAL

En la discusión de este apartado se emplearán como apoyo gráfico las figuras 74 y 75.

Desde el principio conviene indicar lo siguiente: para cualquier edad se ha calculado la mineralogía media sin distinción de litologías; en aquellos casos en los que el número de muestras lo ha permitido se ha representado gráficamente el valor de la desviación standard de cada conjunto de minerales para cada edad y secuencia.

Se presentan, como puede observarse, dos composiciones gráficas (por dominios) suficientemente explicativas; por ello se omitirán los comentarios demasiado parciales y se atenderá esencialmente a los hechos más significativos.

SUBBETICO MEDIO

En el Domerense medio el depósito de carbonatos es muy variable dependiendo de las series, aunque la desviación standard es pequeña en todas y presentan valores similares de una a otra. La sedimentación de minerales detríticos presenta una clara correlación negativa con el contenido en carbonatos. Los valores del coeficiente de variación (V) para las secuencias de Algarinejo, Illora e Iznalloz son, respectivamente: carbonatos = 5, 10, 22; Q+Fd= 3, <1, <1; F=<1, 7, 8.

El Domerense superior corresponde a una época con variaciones muy notables del contenido en carbonatos y minerales de la arcilla. Se diferencian dos grupos de secuencias uno, constituido por Sierra Elvira, Colomera e Iznalloz con bajo contenido en carbonatos; otro, integrado por las secuencias situadas al este y oeste de las anteriores en las que la proporción en carbonatos es notablemente superior. Excepto en el Zegrí Norte, la desviación standard ofrece valores heterogéneos. Los correspondientes al coeficiente de variación son los siguientes:

Carbonatos :	Algarinejo=5,	Sierra Pelada=15,	Sierra Elvira=47,	Zegrí Norte=14
Cuarzo+feldespatos:	" =36,	" =11,	" =29,	" =20
Filosilicatos:	" =25,	" =28,	" =25,	" =14

Un comportamiento análogo al iniciado en el Domerense superior es muy patente en el Toarcense inferior. La diversidad en el contenido en carbonatos según las series es ampliable también a las proporciones de cuarzo+feldespatos y de minerales de la arcilla. Se configuran los dos grupos de secuencias indicados con anterioridad: las de SE-CO-IZ y la ubicadas al oeste y este de ellas. El primer grupo se caracteriza por su menor proporción de carbonatos y mayores contenidos de minerales de la arcilla y en cuarzo + feldespatos. El otro, se define por unos porcentajes aproximadamente constantes de cuarzo y feldespatos, elevados contenidos en carbonatos y en menor proporción de minerales de la arcilla.

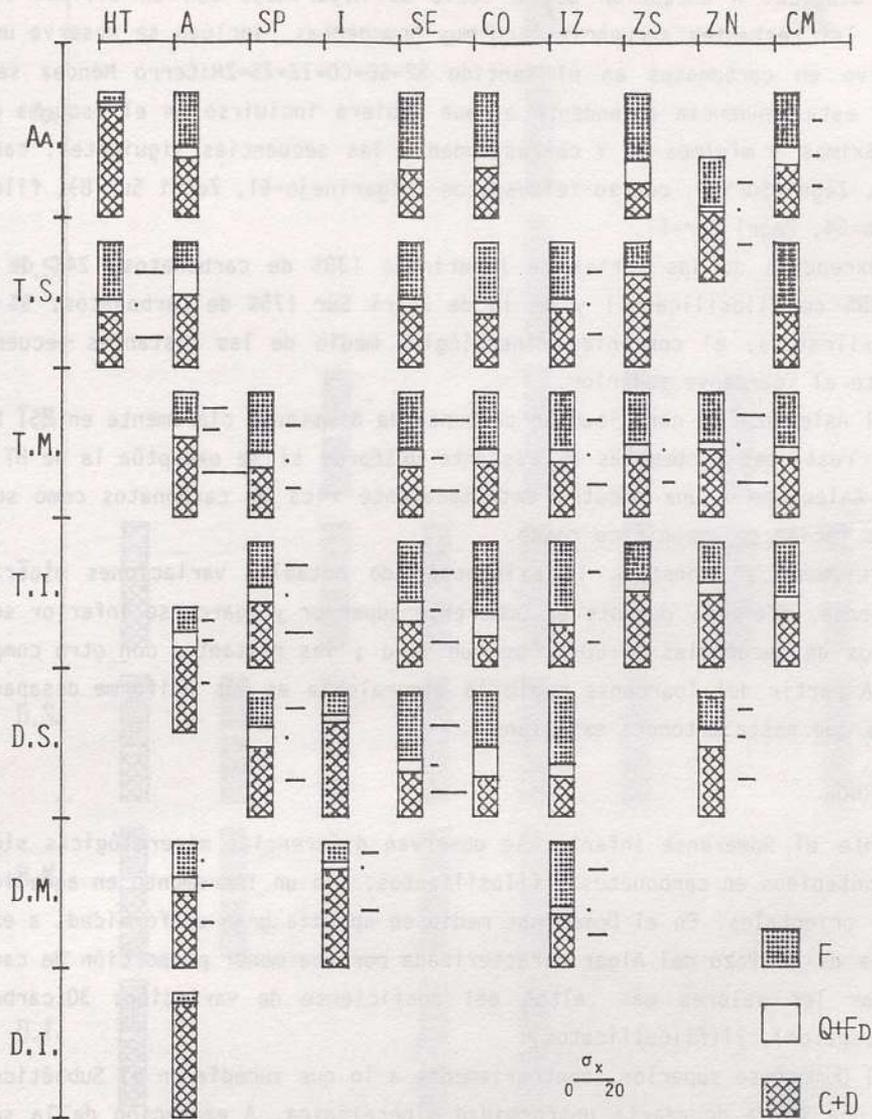


Fig. 74. Evolución temporal y espacial de la mineralogía total.
(Secuencias del Subbético Medio).

En el Toarcense medio las diferencias en el contenido medio de los carbonatos y de los filosilicatos se amortiguan. Es una época claramente más uniforme desde el punto de vista mineralógico. A excepción de la serie de Algarinejo con un elevado contenido en carbonatos, las restantes secuencias son muy homogéneas. Incluso se observa un incremento progresivo en carbonatos en el sentido SP+SE+CO+IZ+ZS+ZN: Cerro Méndez se desvía ligeramente de esta tendencia ascendente aunque debiera incluirse en el esquema general. Los valores máximos y mínimos de V corresponden a las secuencias siguientes: carbonatos (Algarinejo=29, Zegrí Sur=6), cuarzo+feldespatos (Algarinejo=61, Zegrí Sur=8), filosilicatos (Algarinejo=54, Zegrí Sur=5).

A excepción de las series de Algarinejo (38% de carbonatos, 24% de cuarzo+feldespatos, 38% de filosilicatos) y de la de Zegrí Sur (75% de carbonatos, 5% de Q+Fd y 20% de filosilicatos), el contenido mineralógico medio de las restantes secuencias es uniforme durante el Toarcense superior.

En el Aalenense la contribución carbonatada disminuyó claramente en ZS. La mineralogía de las restantes secuencias es bastante uniforme si se exceptúa la de HT por corresponder el Aalenense a una muestra extremadamente rica en carbonatos como se indicó al analizar las facies de ammonítico rosso.

En resumen, se constata la existencia de notables variaciones mineralógicas hasta el Toarcense inferior; durante el Domerense superior y Toarcense inferior se configuran dos grupos de secuencias SE-CO-IZ por un lado; las restantes con otra composición mineralógica. A partir del Toarcense medio la mineralogía es más uniforme desapareciendo las diferencias que hasta entonces existían.

SUBBÉTICO EXTERNO

Durante el Domerense inferior se observan diferencias mineralógicas significativas en los contenidos en carbonatos y filosilicatos, con un incremento en aquellos hacia las series más orientales. En el Domerense medio se aprecia gran uniformidad, a excepción de la secuencia de Pozo del Algar caracterizada por una menor proporción de carbonatos y por presentar los valores más altos del coeficiente de variación: 30(carbonatos), 25(cuarzo+feldespatos), 21(filosilicatos).

En el Domerense superior, contrariamente a lo que sucedía en el Subbético Medio, corresponde a una época de cierta uniformidad mineralógica. A excepción de la secuencia de Camarena-Lanchares-Zuheros (CLZ) las restantes poseen contenidos en carbonatos y minerales de la arcilla similares. Merece destacarse la mayor proporción de carbonatos en Huéscar y de cuarzo+feldespatos en Fuente Vidriera. En todo caso los valores de las desviaciones standards confirman la uniformidad mineralógica.

El Toarcense inferior ha de marcarse como el momento de mayor diversidad mineralógica. Existe identidad total entre las series de Huéscar y Guarrumbre con valores

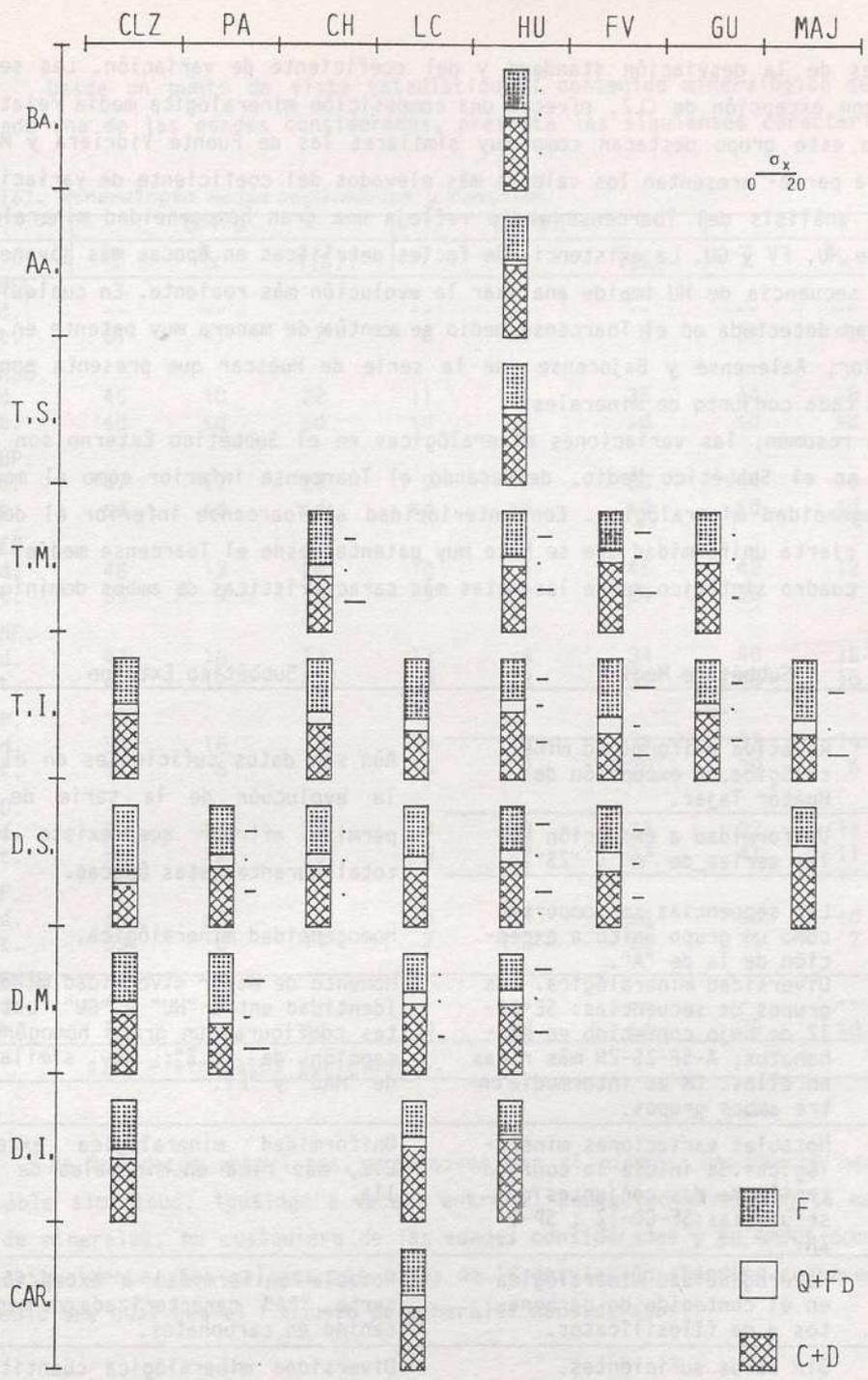


Fig.75. Evolución temporal y espacial de la mineralogía total. (Secuencias del Subbético Externo).

muy similares de la desviación standard y del coeficiente de variación. Las secuencias restantes, con excepción de CLZ, ofrecen una composición mineralógica media relativamente uniforme. En este grupo destacan como muy similares las de Fuente Vidriera y Majarazán, que -por otra parte- presentan los valores más elevados del coeficiente de variación.

El análisis del Toarcense medio refleja una gran homogeneidad mineralógica en las series de HU, FV y GU. La existencia de facies detríticas en épocas más jóvenes únicamente en la secuencia de HU impide analizar la evolución más reciente. En cualquier caso, la uniformidad detectada en el Toarcense medio se acentúa de manera muy patente en el Toarcense superior, Aalenense y Bajocense de la serie de Huéscar que presenta porcentajes iguales para cada conjunto de minerales.

En resumen, las variaciones mineralógicas en el Subbético Externo son de menor entidad que en el Subbético Medio, destacando el Toarcense inferior como el momento de mayor heterogeneidad mineralógica. Con anterioridad al Toarcense inferior el dominio se comporta con cierta uniformidad que se hace muy patente desde el Toarcense medio.

Un cuadro sintético reúne las notas más características de ambos dominios.

	Subbético Medio	Subbético Externo
BAJOCENSE	----	
AALLENSE	Relativa uniformidad mineralógica, a excepción de Huétor Tajar.	Aún sin datos suficientes en el dominio, la evolución de la serie de Huéscar permite afirmar que existe identidad total durante estas épocas.
TOAR.SUP.	Uniformidad a excepción de las series de "A" y "ZS".	
TOAR.MED.	Las secuencias se comportan como un grupo único a excepción de la de "A".	Homogeneidad mineralógica.
TOAR.INF.	Diversidad mineralógica. Dos grupos de secuencias: SE-CO-IZ de bajo contenido en carbonatos; A-SP-ZS-ZN más ricas en ellos. CM es intermedia entre ambos grupos.	Momento de mayor diversidad mineralógica. Identidad entre "HU" y "GU". Las restantes configuran un grupo homogéneo a excepción de "CLZ"; muy similares las de "MAJ" y "FV".
DOM.SUP.	Notables variaciones mineralógicas. Se inicia la configuración de dos conjuntos de secuencias: SE-CO-IZ ; SP-I-ZN.	Uniformidad mineralógica excepto en CLZ, más rica en minerales de la arcilla.
DOM.MED.	Heterogeneidad mineralógica en el contenido de carbonatos y de filosilicatos.	Notable uniformidad a excepción de la serie "PA" caracterizada por menor contenido en carbonatos.
DOM.INF.	Sin datos suficientes.	Diversidad mineralógica cuantitativa en carbonatos y en minerales de la arcilla.
CARIENSE	-----	Sin datos suficientes.

Desde un punto de vista estadístico el contenido mineralógico según dominios, para cada una de las edades consideradas, presenta las siguientes características (tabla 151).

Tabla 151. Mineralogía media según edades y dominios.

	C + D			Q + Fd			F		
	\bar{X}	σ_x	$\bar{V}(\%)$	\bar{X}	σ_x	$\bar{V}(\%)$	\bar{X}	σ_x	$\bar{V}(\%)$
BAJOCENSE									
Sub.Med.	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Sub.Ext.	61	<1	2	8	<1	5	31	<1	4
AALENENSE									
Sub.Med.	45	10	22	11	4	36	44	8	18
Sub.Ext.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.
TOAR. SUP.									
Sub.Med.	47	11	23	9	7	83	44	10	22
Sub.Ext.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.
TOAR. MED.									
Sub.Med.	48	13	26	10	5	46	42	12	29
Sub.Ext.	55	9	16	9	2	24	36	7	21
TOAR. INF.									
Sub.Med.	47	16	33	13	4	34	40	15	37
Sub.Ext.	48	12	24	9	3	31	43	10	23
DOM. SUP.									
Sub.Med.	54	16	30	13	4	33	33	14	43
Sub.Ext.	51	6	12	10	2	20	39	6	17
DOM. MED.									
Sub.Med.	59	17	29	9	3	33	32	16	51
Sub.Ext.	50	12	25	9	2	27	41	11	26
DOM. INF.									
Sub.Med.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.
Sub.Ext.	59	8	14	7	2	23	34	7	20
CARIXIENSE									
Sub.Med.	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Sub.Ext.	51	s.d.	s.d.	10	s.d.	s.d.	39	s.d.	s.d.

s.d. = sin datos suficientes.

De los datos anteriores, expresivos por sí mismos, únicamente merece destacar: la notable similitud, igualdad a veces, entre el contenido mineralógico medio para cada grupo de minerales, en cualquiera de las edades consideradas y en ambos dominios geológicos; habitualmente, los valores más altos de la desviación standard aparecen en el Subbético Medio sea cual sea el conjunto de minerales considerados.

Una última cuestión relacionada con la mineralogía global de las secuencias, y su evolución, se refiere a su contenido en CARBONATOS.

Según Ramsay(1974), el carbonato cálcico es el constituyente biogénico dominante del Mesozoico y en sedimentos marinos profundos más jóvenes. Los carbonatos marinos actuales derivan casi exclusivamente de organismos planctónicos: foraminíferos, coccolitofóridos y, en menor proporción, de pterópodos. El predominio de alguno de estos grupos está determinado por factores físicos y químicos (disolución, gradiente de temperatura).

Los fósiles carbonatados pelágicos del Cenozoico y Cretácico terminal son similares a los actuales. El dominio de los coccolitos en sedimentos carbonatados (recogidos por el DSDP en el Atlántico y en el Pacífico) del Jurásico terminal y Cretácico inicial, se debe al hecho de que los foraminíferos planctónicos no son importantes hasta el Albiense.

Actualmente la velocidad de acumulación de carbonatos pelágicos está determinada inicialmente por la abundancia de plancton calcáreo, sobre todo de foraminíferos planctónicos, en la zona fótica. El desarrollo de la zona infrasaturada y del nivel de compensación del CO_3Ca (CCD) (1) tienen un marcado efecto en la naturaleza y composición de los sedimentos pelágicos. Las proporciones originales de esqueletos calcíticos y aragónicos, producidas en la zona fótica saturada de CO_3Ca , son modificados por fenómenos de disolución durante y con posterioridad al depósito. En concreto, los foraminíferos planctónicos son menos resistentes a la disolución que el nannoplancton calcáreo (Hsü & Anderson,1970), quedando reservados a un nivel más alto de la columna de agua. La disolución progresiva de los elementos calcáreos biogénicos, con la profundidad, ocasiona un aumento en la proporción de arcillas y/o componentes silíceos.

En relación con los sedimentos carbonatados profundos del Jurásico superior existen en bibliografía pocos datos que avalen la historia de la disolución de los carbonatos en este período (Ramsay, op.cit.). Los resultados de los estudios del DSDP nº 49 y 50 (NW del Pacífico) sugieren que el nivel de compensación de la calcita se situaba en torno a los 3700m. durante el Jurásico terminal. Los sondeos números 4 y 5 del DSDP lo sitúan, para la misma época en el Atlántico, a una profundidad superior a los 2500 m.

Las secuencias de Glaserbach Gorge (Austria) estudiadas por Bernoulli & Jenkyns (1970) proporcionan mayor información sobre la sedimentación pelágica del Jurásico. En esa sección, las margas toarcenses del ammonítico rosso y las radiolaritas del Jurásico terminal representan, probablemente, sedimentos depositados en intervalos en los que ha aumentado la disolución del carbonato cálcico. Según estos autores existe una buena correlación entre el desarrollo de estas facies y las elevadas temperaturas durante el

(1) A profundidades variables dentro de la zona infrasaturada, la velocidad de disolución del carbonato cálcico es superior a la velocidad de aporte del fondo oceánico, no acumulándose plancton calcáreo en el sedimento. Esta profundidad se define como CCD.

Jurásico (Ramsay, op.cit.).

El estudio de las secuencias de Glaserbach Gorge sugiere también que el nivel de la CCD se rebajó durante el Hetangiense-Pliesbachiense (comienzo del Jurásico), se elevó en el Toarcense, descendió en gran parte del Jurásico medio y se elevó -de nuevo- en la parte final del Jurásico medio y en el Jurásico terminal.

Garrison & Fisher(1969) también interpretan -en términos de fluctuaciones de la CCD- las facies pelágicas del sinclinal de Unken (Alpes austríacos). Sugieren una profundidad en la CCD de 1500 o 2000 m. en el Jurásico medio y por debajo de 4000 m. en el Jurásico final. Su interpretación es muy diferente de la planteada por Bernoulli & Jenkyns(op.cit.) para la sección de Glaserbach. Como reconoce Ramsay(op.cit.) tales discrepancias son lógicas puesto que ambas áreas están sujetas a movimientos verticales (Garrison & Fischer, op.cit.; Bernoulli & Jenkyns, op.cit.) y porque la tectónica ha influido en la naturaleza de las turbiditas carbonatadas en la secuencia de Glaserbach (Bernoulli & Jenkyns, op.cit.)

Como se observa, y así lo reconocen diferentes autores, se requiere información más completa para construir una hipótesis sobre la velocidad de disolución del carbonato cálcico y de las fluctuaciones de la CCD durante el Jurásico.

En los sedimentos estudiados en esta Memoria la fauna está constituida muy fundamentalmente por organismos de caparazón carbonatado que se podrían resumir del siguiente modo: bentónicos (foraminíferos, filamentos, ostrácodos, equinodermos, gasterópodos, braquiópodos); nectónicos (ammonoideos, belemnites); planctónicos (cocolitofóridos). En algunas secuencias, y para una edad concreta, presentan cierta importancia organismos silíceos (radiolarios) (1).

La mayor influencia es claramente ejercida por el nannoplancton. La variación relativa en las proporciones de organismos carbonatados y de organismos silíceos explicaría las diferencias en el contenido de carbonato cálcico de las diversas secuencias. A este mecanismo, de carácter general, se pueden añadir algunas otras causas. Así la disminución en el contenido de foraminíferos bentónicos hacia la mitad del Toarcense inferior (Mira,1987) podría explicar el descenso en el contenido en carbonatos de algunas series en esa edad (SE, CO, IZ, LC, FV). Igualmente, el límite Domerense-Toarcense es un momento caracterizado por una crisis en el desarrollo de fauna con la desaparición de organismos bentónicos, el predominio de formas juveniles y la existencia de condiciones euxínicas (Braga et al.,1982). Estos hechos tienen un reflejo claro en las series estudiadas, sobre todo en Sierra Elvira, Colomera, Iznalloz y Cerro Méndez (Subbético Medio) y en Camarena-Lanchares-Zuheros, La Cerradura, Fuente Vidriera y Majarazán (Subbético Externo).

(1) Recuérdese la descripción microscópica detallada en el capítulo de Resultados, apartado "las facies estudiadas".

La presencia de organismos silíceos (radiolarios) en determinadas edades disminuye los porcentajes relativos de carbonatos. Así sucede en el Aalenense de SE y de CM, o en ammonítico rosso aalenense de ZS; la misma causa puede ser invocada en el Toarcense superior de Algarinejo.

Excepcionalmente, las proporciones de carbonatos de alguna secuencia deben interpretarse en función del muestreo realizado. Tal es el caso del Aalenense de Huétor Tajar que habrá que considerar poco representativo, al menos hasta que un muestreo más amplio confirme o descarte esos valores. Lo mismo sucede en el Toarcense superior de Zegrí Sur y Toarcense superior-Aalenense de Zegrí Norte aunque en estas ocasiones al aumento en el contenido de carbonatos ha de ser explicado porque, asociados al ammonítico rosso, existen bancos competentes de carácter turbidítico con acumulación de Bositra.

A las razones expuestas hasta ahora hay que añadir algunas específicas para el Subbético Externo. La intercalación de calizas "tresillo" con los niveles de margas y margocalizas grises, en las series de Huéscar y Guarrumbre, explicaría su mayor contenido en carbonatos durante el Toarcense inferior. De igual modo, la existencia - en el Toarcense inferior- de microturbiditas podría ser el origen de la mayor riqueza en cuarzo + feldespatos, como es patente en el caso de Fuente Vidriera.

Todo lo expresado con anterioridad puede complementarse con algunas otras ideas formuladas en la bibliografía con carácter general. La primera, en parte ya comentada, se refiere a la variación en la producción de CO_3Ca por plancton marino, fenómeno relacionado con las fluctuaciones de las paleotemperaturas globales (Ramsay, op.cit.) y con el aporte de nutrientes. Las otras dos que conviene formular son las siguientes: el aporte de elementos terrígenos finos con lo que se consigue un efecto de empobrecimiento relativo (dilución) de la contribución biogénica carbonatada; y, en segundo lugar, la variación en la disolución del carbonato cálcico con la profundidad.

Se admite que los sedimentos depositados por debajo de la CCD son pobres en carbonato cálcico, al margen de la influencia de cualesquiera otros factores. Es claro que los materiales estudiados en esta Memoria se han depositado por encima de la CCD cuya profundidad no puede situarse dada la controversia bibliográfica existente, recogida en las páginas precedentes (Garrison & Fischer, 1969; Bernouilli & Jenkyns, 1970).

Mediante difracción de rayos X se ha determinado sistemáticamente el contenido en magnesio de la calcita (expresado en % en moles de CO_3Mg ; véase capítulo de Metodología). En la figura 76 se representan en barras de frecuencia los valores obtenidos para las facies de margas y margocalizas grises (según dominios) y para el ammonítico rosso en el Subbético Medio.

Para las margas y margocalizas grises, el valor más frecuente corresponde a 1.80% en moles de CO_3Mg (5200 ppm de magnesio). En ambos dominios la evolución de los valores más altos es paralela (1.40%, 1.80%, 2.00%); para valores que se alejan de los

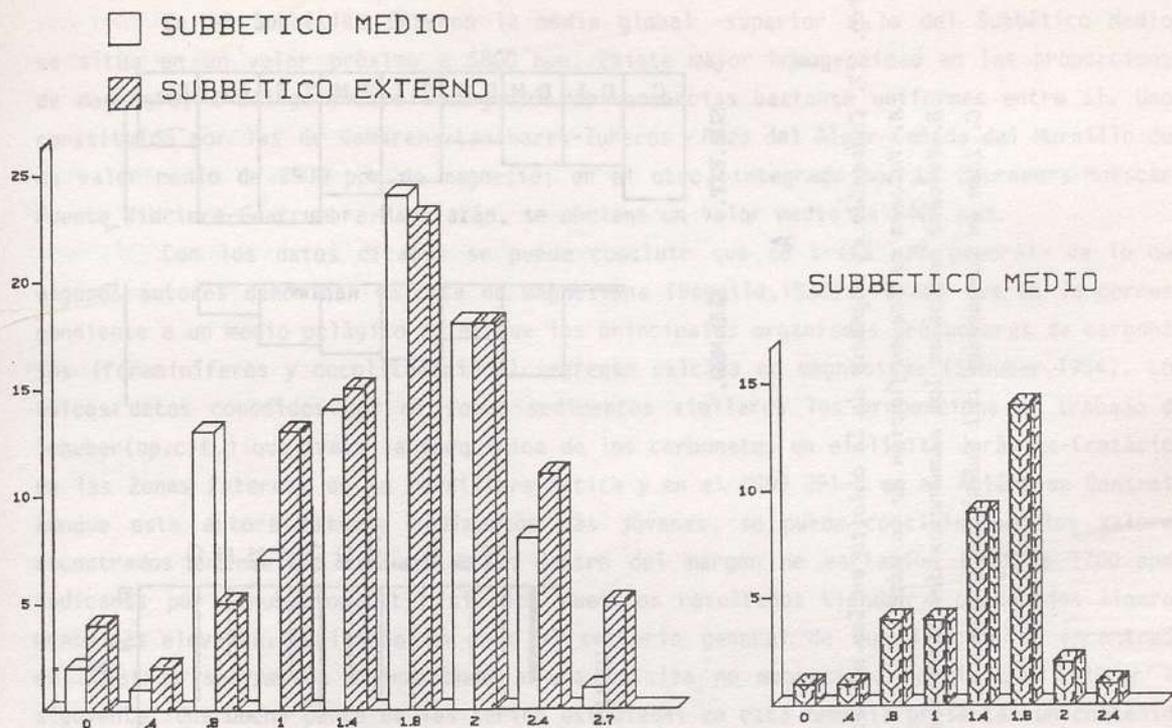


Fig.76. Diagramas de barras de frecuencia de los valores de CO_3Mg en la calcita.

citados, las variaciones son manifiestas.

En los niveles de ammonítico rosso, el valor más frecuente también corresponde a 5200 ppm de magnesio resultando 2.40% en moles de CO_3Mg (ppm de magnesio) el valor más elevado.

La representación de estos contenidos en función de la edad, independientemente de las litofacies, se hace en la figura 77, A. En el Subbético Externo la tendencia general es al aumento del contenido en magnesio hacia los sedimentos más jóvenes, alcanzándose un valor medio del 2% de CO_3Mg (5760 ppm de magnesio) en el Toarcense superior y en el Aalenense. Por el contrario, en el Subbético Medio -aún obteniéndose valores más uniformes- se nota una tendencia a la disminución del contenido en magnesio hacia el techo de las secuencias.

Los valores medios en cada una de las series se esquematizan en la figura 77, B y C. En el Subbético Medio el mayor contenido en magnesio corresponde a las secuencias de Cerro Méndez y Colomera en torno a 5500 ppm; el mínimo lo presenta el ammonítico rosso de Huétor Tajár con 2800 ppm. Las desviaciones standards son muy pequeñas (inferiores a 1 en todas las series). El contenido medio en magnesio de los sedimentos jurásicos estu-

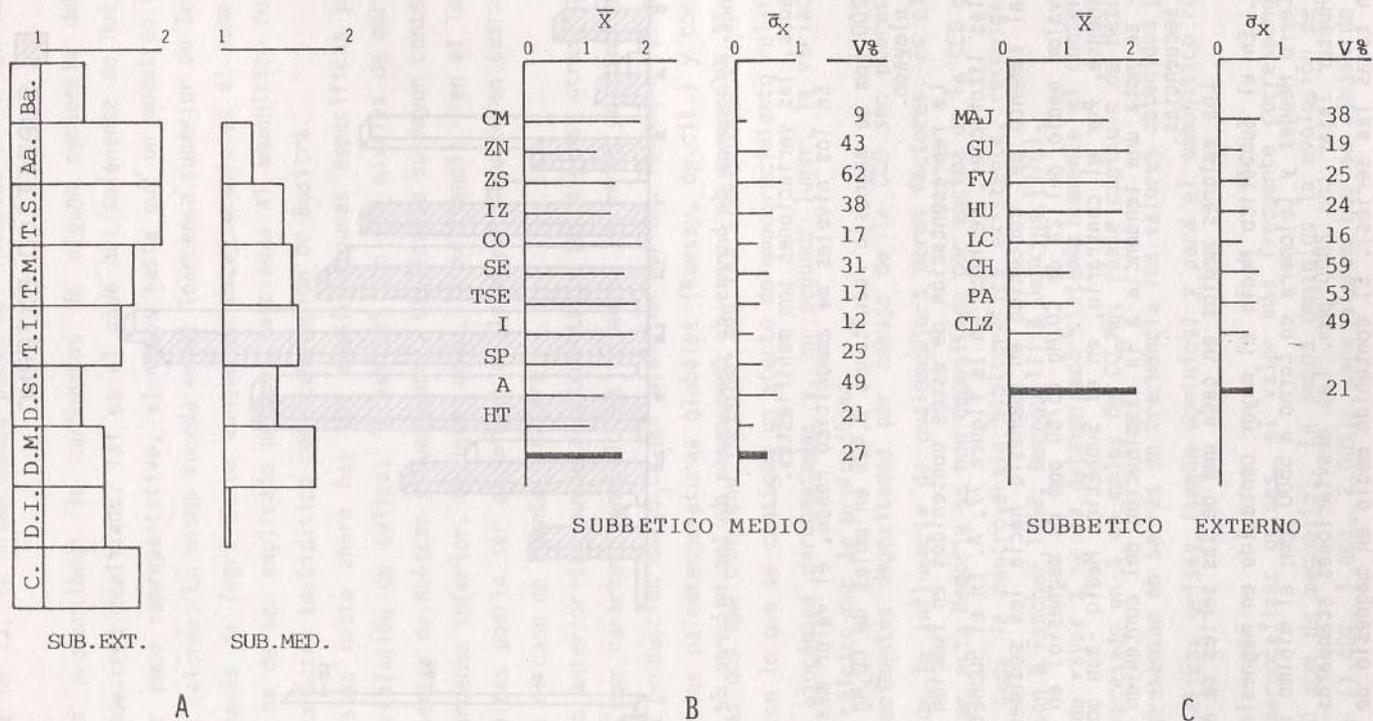


Fig. 77. Contenido en magnesio de la calcita en las series estudiadas.

A. Valores medios en función de la edad

B. Valores medios en las secuencias del Subbético Medio, desviación standard y coeficiente de variación

C. Idem en las series del Subbético Externo

diados, en el Subbético Medio es de 4600 ppm.

En el Subbético Externo la media global -superior a la del Subbético Medio- se sitúa en un valor próximo a 5800 ppm. Existe mayor homogeneidad en las proporciones de magnesio, distinguiéndose dos grupos de secuencias bastante uniformes entre sí. Uno, constituido por las de Camarena-Lanchares-Zuheros -Pozo del Algar-Cañada del Hornillo con un valor medio de 2900 ppm de magnesio; en el otro, integrado por La Cerradura-Huéscar-Fuente Vidriera-Guarrumbre-Majarazán, se obtiene un valor medio de 5400 ppm.

Con los datos citados se puede concluir que se trata -en general- de lo que algunos autores denominan calcita no magnesiana (Bøggild, 1930). Parece que es la correspondiente a un medio pelágico en el que los principales organismos productores de carbonatos (foraminíferos y cocolitofóridos) segregan calcita no magnesiana (Schuber, 1984). Los únicos datos conocidos por mí sobre sedimentos similares los proporciona al trabajo de Schuber (op.cit.) que trata la geoquímica de los carbonatos en el límite Jurásico-Cretácico en las Zonas Externas de la Cordillera Bética y en el DSDP 391-C en el Atlántico Central. Aunque esta autora estudia sedimentos más jóvenes, se puede concluir que los valores encontrados en nuestro trabajo están dentro del margen de variación (1000 a 1700 ppm) indicados por Schuber (op.cit.) si bien nuestros resultados tienden a contenidos ligeramente más elevados. Matizando un poco el criterio general de que la calcita encontrada en nuestros sedimentos corresponde a una calcita no magnesiana habría que indicar lo siguiente. Una buena parte de las series estudiadas en esta Memoria presentan un contenido medio en magnesio muy próximo al límite inferior de la calcita de bajo contenido en magnesio (2-3% moles de CO_3Mg) (Bøggild, 1930) (1): secuencias de CM, CO, I y TSE en el Subbético Medio; GU, FV, HU y LC en el Subbético Externo. Por edades se puede hablar de calcita no magnesiana excepto en el Toarcense superior y Aalenense del Subbético Externo cuyo valor medio está en el límite calcita no magnesiana-calcita de bajo contenido en magnesio.

Todo ello concuerda con los organismos encontrados en nuestros sedimentos cuyos contenidos en % en moles de CO_3Mg son los siguientes (Chave, 1981): foraminíferos (<1-16), equinodermos (4-16), crinoides (7-16), braquiópodos calcáreos (0.5-19), gasterópodos (0-2), cefalópodos (trazas-0.3), algas calcáreas (7-29). Los cocolitofóridos y los foraminíferos pelágicos contienen menos magnesio (1-2% en moles de CO_3Mg) en la calcita de su caparazón (Chave, op.cit.).

La dolomita es un mineral escasamente representado en los sedimentos estudiados; su presencia es irregular cuantitativamente y en relación con las series y edades en las

(1) Calcitas con alto contenido en magnesio presentan valores entre 12 y 17% en moles de CO_3Mg (Bøggild, op.cit.).

que existe. En concreto su distribución en el Subbético Medio es la siguiente: Cerro - Méndez (en toda la serie con valores máximos del 11% y del 10% en el Aalenense y Toarcense inferior, respectivamente), Zegrí Norte (existe en una sola muestra, en la base del Toarcense medio, con un 14%), como trazas aparece en la secuencia de Iznalloz (desde el Domerense medio hasta el Toarcense superior), la misma situación para Colomera (trazas en toda la serie excepto en los niveles números 4 y 7, Toarcense inferior y Aalenense, respectivamente), y para Sierra Elvira (presente en toda la secuencia como trazas; con un 5% en el Toarcense inferior y superior); el Toarcense medio de Sierra Elvira (TSE) está caracterizado por la presencia sistemática de este mineral en proporciones siempre inferiores al 5%.

En el Subbético Externo se ha detectado en las siguientes series: Guarrumbre (trazas en el Toarcense inferior y medio), Fuente Vidriera (situación más irregular: valores desde 7% al 11% en algunas muestras del Toarcense medio y como trazas en el Toarcense inferior y restantes muestras del Toarcense medio), en Huéscar únicamente aparece como trazas en una muestra correspondiente al límite Domerense superior-Toarcense inferior; en La Cerradura existe a lo largo de toda la serie con proporciones que no superan el 10%.

No parece haber, en general, una relación estrecha entre la cantidad de dolomita y el contenido en magnesio de la calcita. Existe, sin embargo, una tendencia en ese sentido en algunas de las secuencias. Tal es el caso de La Cerradura (presencia sistemática de dolomita-2.10% en moles de CO_3Mg en la calcita como valor medio) o de Cerro Méndez (dolomita en todos los niveles hasta un máximo de un 11%-1.90% en moles de CO_3Mg en la calcita de valor medio). No sucede así en la serie de Fuente Vidriera en la que la dolomita siempre está presente y, sin embargo, el contenido medio en CO_3Mg de la calcita es menor que el de Guarrumbre (2%), secuencia en la que la dolomita está escasamente representada. Incluso series como Sierra Pelada, en las que no hay dolomita, presentan un contenido en magnesio muy similar a otras (Sierra Elvira) en las que sistemáticamente se ha detectado la presencia de este mineral.

En relación con su origen se considera como muy probable una génesis por reemplazamiento durante la diagénesis a partir de disolución de la calcita y liberación de sus iones magnesio. Simultáneamente precipitaría y se formaría dolomita como fase mineral independiente mediante un proceso de exsolución (Alderman, 1965; Müller et al., 1972; etc.). Esta génesis es coherente con las observaciones mineralógicas generales y, sobre todo, con algunos criterios texturales tales como la presencia de partículas de carbonato cálcico en los rombos de dolomita (Palomo, 1981; Palomo et al., 1981). En relación con esta y otras cuestiones ligadas a la dolomita (distribución y abundancia relativa) se pueden consultar los trabajos de Palomo (op.cit.) y Palomo et al. (op.cit.).

MINERALOGIA DE LAS FRACCIONES ARCILLA Y LIMO

En este apartado se tratará exclusivamente de resumir la mineralogía cuali y cuantitativa de los filosilicatos, aportando los datos composicionales medios y los valores de la desviación standard para cada mineral en las diversas series estudiadas.

No se plantean las cuestiones relacionadas con sus características cristalquímicas, sus procesos genéticos, etc., sobre todo de la illita y clorita, pues se considera más adecuado hacerlo al final de este Capítulo, una vez conocida la distribución espacio-temporal de las asociaciones minerales y manifestadas algunas ideas sobre el (las) área (s) fuente (s) de los sedimentos.

Siguiendo un esquema similar al empleado para la discusión de la mineralogía global de las muestras, se representan en un diagrama ternario la composición de las fracciones arcilla y limo de cada una de las series estudiadas.

Subbético Medio

Las ideas expresadas anteriormente se representan en la figura 78.

Como norma más general se puede indicar que las variaciones mineralógicas obedecen al diferente contenido en caolinita y esmectitas en el caso de que no existan interestratificados illita-esmectita en cantidades significativas. Las proporciones de illita y de clorita, si bien son variables, se mantienen en una relativa mayor homogeneidad. Por ello, la composición de ambas fracciones se alinean, siguiendo estas pautas, de una forma más o menos patente.

Tal es el caso de las series de Iznalloz, en la que a partir de un determinado nivel (IZ-8) aparece caolinita y disminuye sistemáticamente en contenido en esmectita (tabla 24), y de las denominadas de Illora y de Huétor Tajar, por citar algunos ejemplos.

En otras secuencias -Cerro Méndez, Zegrí Norte, Colomera y Sierra Pelada- se manifiesta una mayor homogeneidad cuantitativa determinada no solamente por las proporciones de illita + clorita. Los casos más extremos de diversidad mineralógica corresponden a las secuencias de Zegrí Sur y Algarinejo en las que la nube de puntos ocupa la mayor parte del campo composicional. Mención aparte merece la serie de Sierra Elvira cuya mineralogía de la fracción arcilla está condicionada por la evolución del contenido en illita de muro a techo (tabla 36).

Otros factores a considerar son la existencia o no de una composición diferente para cada una de las fracciones y la uniformidad composicional de cada una de ellas. Se citarán los ejemplos más extremos en estos dos aspectos.

La separación composicional entre fracciones es más patente en Zegrí Sur y Algarinejo, que también pueden ser buenos ejemplos de diferente mineralogía en cada una de las fracciones. Colomera es una secuencia en la que la mineralogía cuantitativa es diferente en cada fracción, si bien presenta una gran uniformidad en la fracción arcilla.

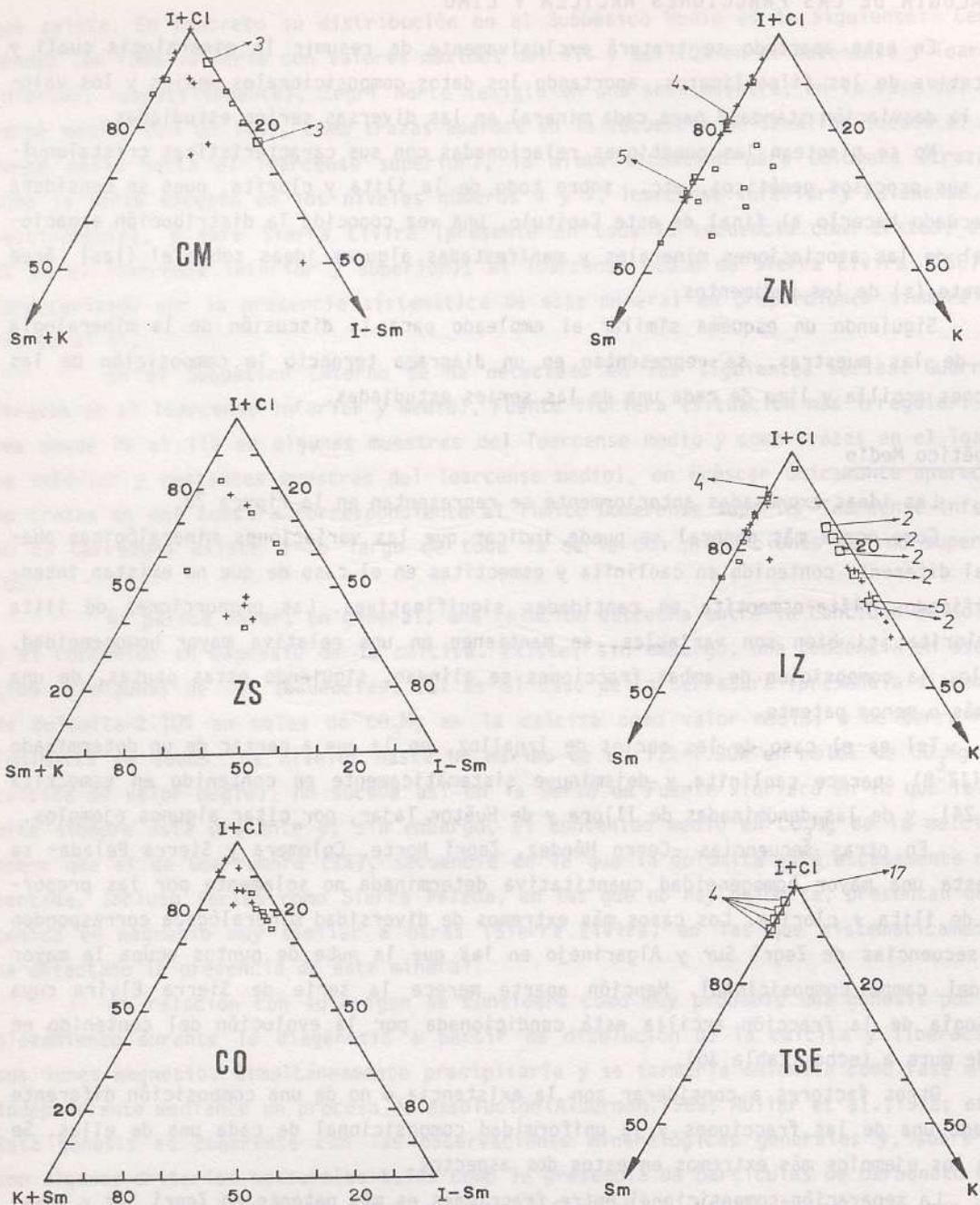


Fig. 78. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo en las secuencias del Subbético Medio.

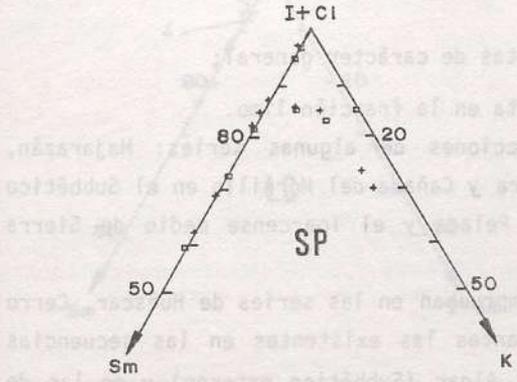
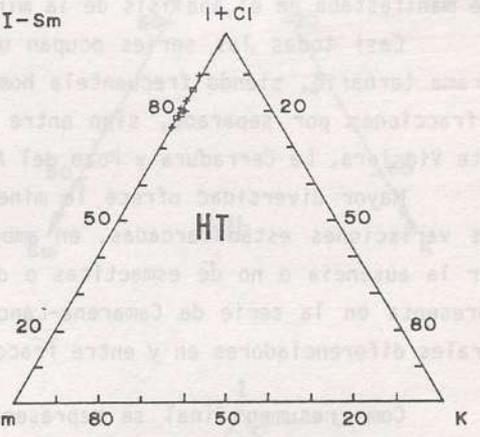
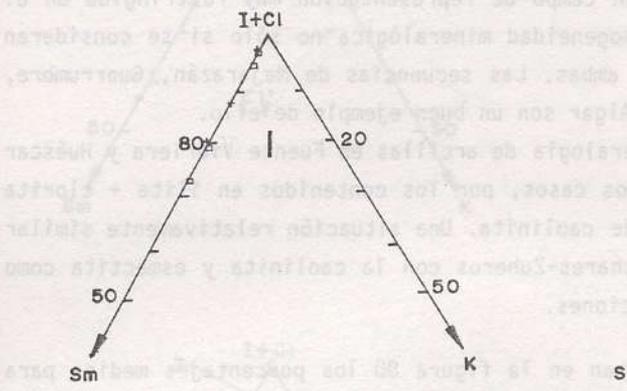
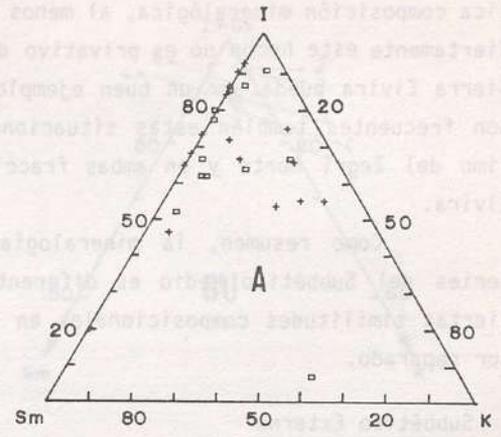
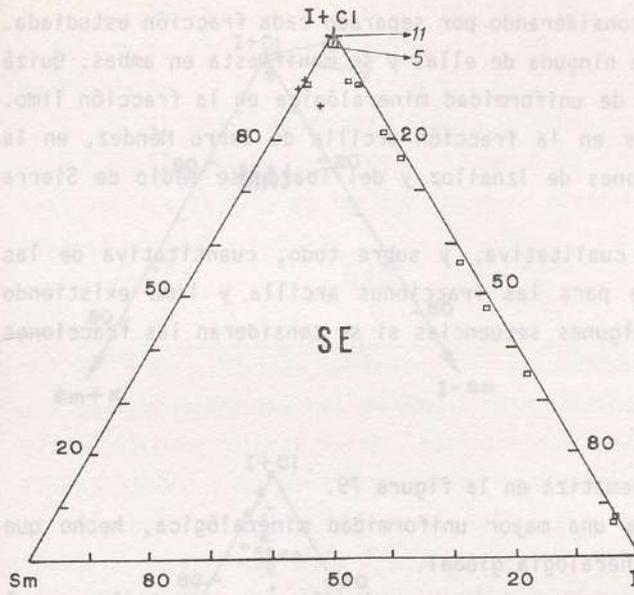


Fig. 78. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo en las secuencias del Subbético Medio (continuación).

Como se indica en la figura 78 es frecuente que varias muestras presenten idéntica composición mineralógica, al menos considerando por separado cada fracción estudiada. Ciertamente este hecho no es privativo de ninguna de ellas y se manifiesta en ambas. Quizá Sierra Elvira pueda ser un buen ejemplo de uniformidad mineralógica en la fracción limo. Son frecuentes también estas situaciones en la fracción arcilla de Cerro Méndez, en la limo del Zegrí Norte y en ambas fracciones de Iznalloz y del Toarcense medio de Sierra Elvira.

Como resumen, la mineralogía cualitativa, y sobre todo, cuantitativa de las series del Subbético Medio es diferente para las fracciones arcilla y limo existiendo ciertas similitudes composicionales en algunas secuencias si se consideran las fracciones por separado.

Subbético Externo

Idéntica representación se esquematiza en la figura 79.

En estas secuencias se aprecia una mayor uniformidad mineralógica, hecho que ya se manifestaba en el análisis de la mineralogía global.

Casi todas las series ocupan un campo de representación muy restringido en el diagrama ternario, siendo frecuente la homogeneidad mineralógica no sólo si se consideran las fracciones por separado, sino entre ambas. Las secuencias de Majarazán, Guarrumbre, Fuente Vidriera, La Cerradura y Pozo del Algar son un buen ejemplo de ello.

Mayor diversidad ofrece la mineralogía de arcillas en Fuente Vidriera y Huéscar cuyas variaciones están marcadas, en ambos casos, por los contenidos en illita + clorita y por la ausencia o no de esmectitas o de caolinita. Una situación relativamente similar se presenta en la serie de Camarena-Lanchares-Zuheros con la caolinita y esmectita como minerales diferenciadores en y entre fracciones.

Como resumen final se representan en la figura 80 los porcentajes medios para cada serie estudiada.

Se destacan brevemente las siguientes notas de carácter general:

- 1.- Contenidos más elevados en illita y clorita en la fracción limo.
- 2.- Identidad composicional en ambas fracciones de algunas series: Majarazán, Guarrumbre, Fuente Vidriera, La Cerradura y Cañada del Hornillo en el Subbético Externo; Huétor Tajar, Illora, Sierra Pelada y el Toarcense medio de Sierra Elvira en el Subbético Medio.
- 3.- Escasas variaciones cuantitativas se comprueban en las series de Huéscar, Cerro Méndez y Zegrí Sur, siendo más importantes las existentes en las secuencias de Camarena-Lanchares-Zuheros, Pozo del Algar (Subbético externo) y en las de Zegrí Norte, Sierra Elvira, Colomera, por ejemplo.

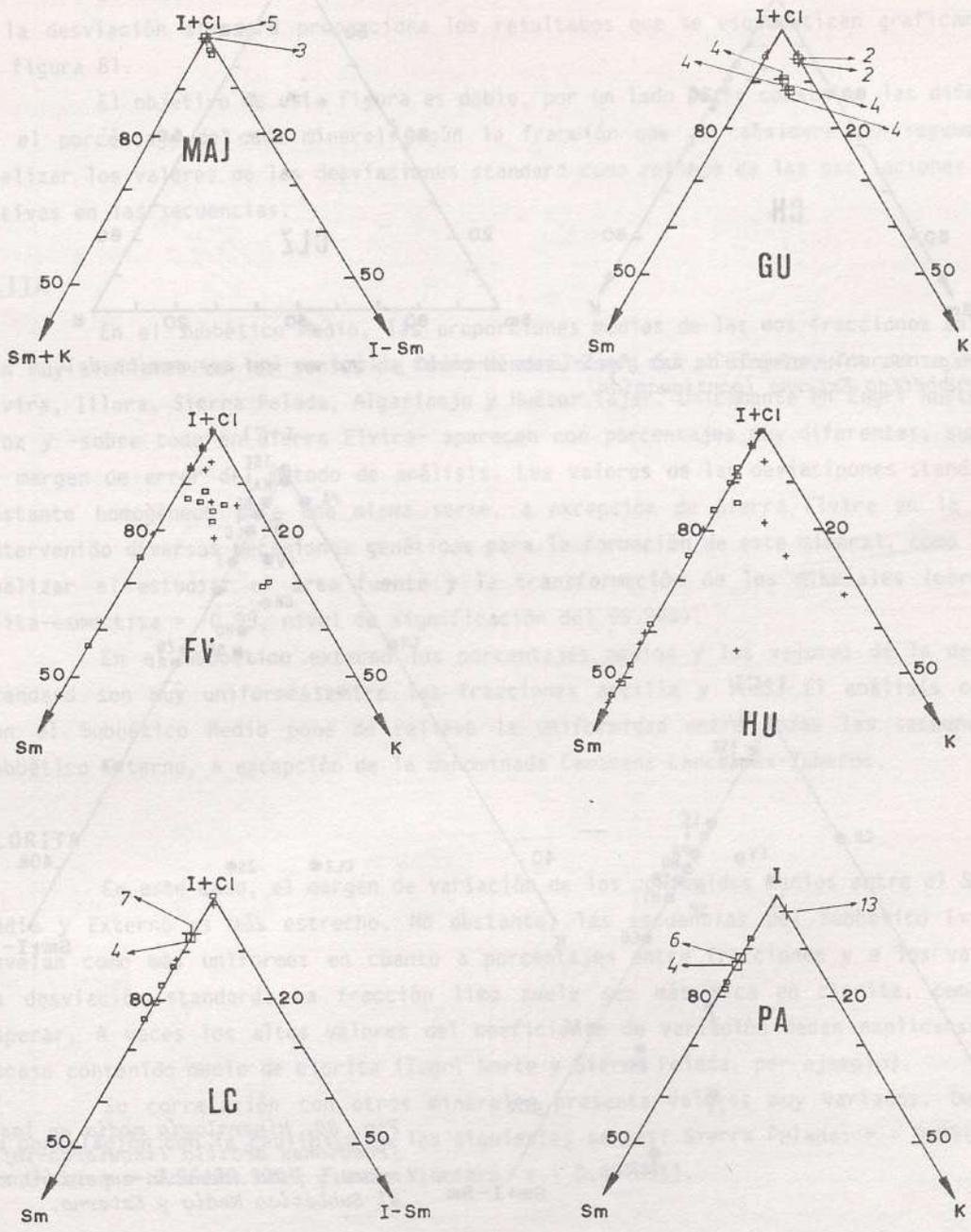


Fig. 79. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo en las secuencias del Subbético Externo.

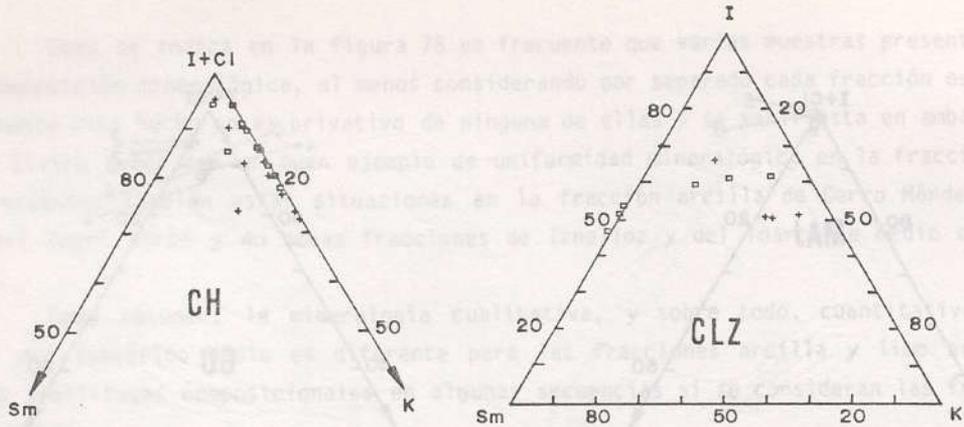


Fig. 79. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo en las secuencias del Subbético Externo (continuación).

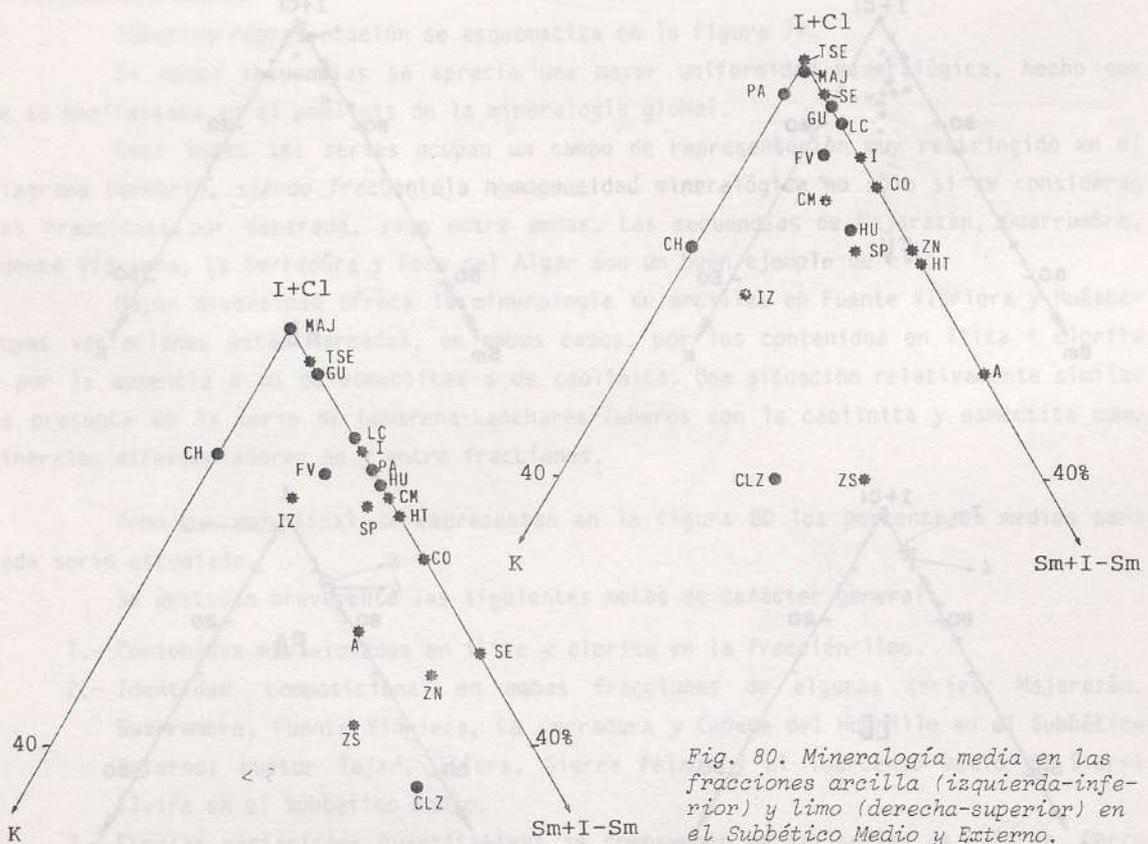


Fig. 80. Mineralogía media en las fracciones arcilla (izquierda-inferior) y limo (derecha-superior) en el Subbético Medio y Externo.

El estudio de las proporciones medias de los minerales en cada una de las series y la desviación standard proporciona los resultados que se esquematizan graficamente en la figura 81.

El objetivo de esta figura es doble, por un lado poder constatar las diferencias en el porcentaje de cada mineral según la fracción que se considere. En segundo lugar, analizar los valores de las desviaciones standard como reflejo de las oscilaciones cuantitativas en las secuencias.

ILITA

En el Subbético Medio, las proporciones medias de las dos fracciones estudiadas son muy similares en las series de Cerro Méndez, Zegrí Sur, Colomera, Toarcense de Sierra Elvira, Illora, Sierra Pelada, Algarinejo y Huétor Tajar. Únicamente en Zegrí Norte, Iznalloz y -sobre todo en Sierra Elvira- aparecen con porcentajes muy diferentes, superiores al margen de error del método de análisis. Los valores de las desviaciones standard son bastante homogéneos para una misma serie, a excepción de Sierra Elvira en la que han intervenido diversos mecanismos genéticos para la formación de este mineral, como se podrá analizar al estudiar el área fuente y la transformación de los minerales (correlación ilita-esmectita = -0.99, nivel de significación del 99.99%).

En el Subbético externo los porcentajes medios y los valores de la desviación standard son muy uniformes entre las fracciones arcilla y limo. El análisis comparado con el Subbético Medio pone de relieve la uniformidad entre todas las secuencias del Subbético Externo, a excepción de la denominada Camarena-Lancharés-Zuheros.

CLORITA

En este caso, el margen de variación de los contenidos medios entre el Subbético Medio y Externo es más estrecho. No obstante, las secuencias del Subbético Externo se revelan como más uniformes en cuanto a porcentajes entre fracciones y a los valores de la desviación standard. La fracción limo suele ser más rica en clorita, como cabría esperar. A veces los altos valores del coeficiente de variación deben explicarse por el escaso contenido medio de clorita (Zegrí Norte y Sierra Pelada, por ejemplo).

Su correlación con otros minerales presenta valores muy variados. Destacamos su correlación con la caolinita en las siguientes series: Sierra Pelada: $r = 0.95(99.99\%)$; Iznalloz: $r = 0.86(99.90\%)$; Fuente Vidriera: $r = 0.49(95\%)$.

CAOLINITA

Es un mineral minoritario que, cuando existe, no sobrepasa el 20% concentrándose fundamentalmente en la fracción limo y siendo escasas las diferencias entre ambas

	ILITA					CLORITA		CAOLINITA				ESMECTITA		
	50	60	70	80	90	10	20	0	10	20	30	10	20	30
CM				9		+0	+39	+48		+94		+120		
ZN		17			11	+100	+100	+96					53	43
ZS	24				26	+31	+36		56		60	+100	+100	
IZ			17		10	+84	+30		96		88	+98	+100	
CO				4	5	+36	+36	+158		+36		+30	+47	
SE				45		+96	+81							
TSE				8	2	+22	+35					+77		
I					11								86	
SP				13	14	+141		+100		+100		+81	+82	
A				30					16		100		56	61
HT				4	6	+43		+50				+18	+24	

MAJ					2	+1								
GU					5		+61	+63		+100				
FV				21	18		+61	+39		+100				
HU					22	18	+67	+46		+40	100			100
LC				7		5	+90	+19						58
CH					8	11	+49		44		43			
PA					4	54								
CLZ				9		15					94			77

Fig. 81. Contenidos medios de cada mineral en las series estudiadas.

barra vertical: porcentaje medio

barra horizontal: desviación standard

El número indicado junto a la desviación standard corresponde al valor del coeficiente de variación V(%).

En cada serie estratigráfica, el diagrama superior corresponde a la fracción arcilla; el inferior a la fracción limo.

fracciones.

En este caso no se evidencian diferencias importantes entre el Subbético Medio y el Subbético Externo. Los altos valores del coeficiente de variación (V) han de interpretarse como relacionados con el bajo porcentaje medio del mineral.

Su correlación con la illita es, en general, negativa en la fracción arcilla: (Algarinejo: $r = -0.86(99.99\%)$; Iznalloz: $r = -0.74(99.99\%)$; Zegrí Sur: $r = -0.88(95\%)$; Fuente Vidriera: $r = -0.47(95\%)$). Únicamente en Cañada del Hornillo presenta correlación positiva con $r = 0.93(99.99\%)$.

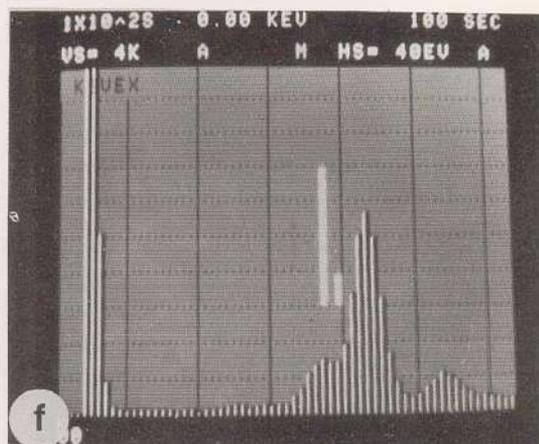
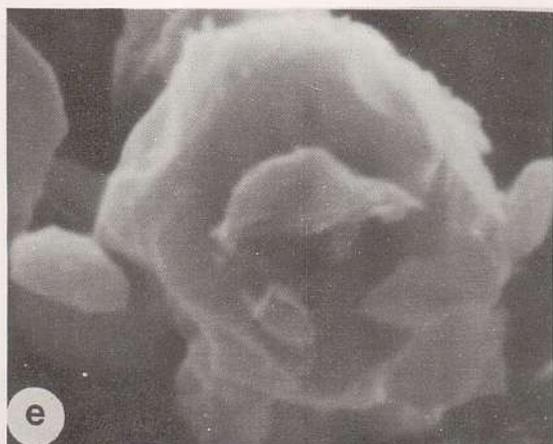
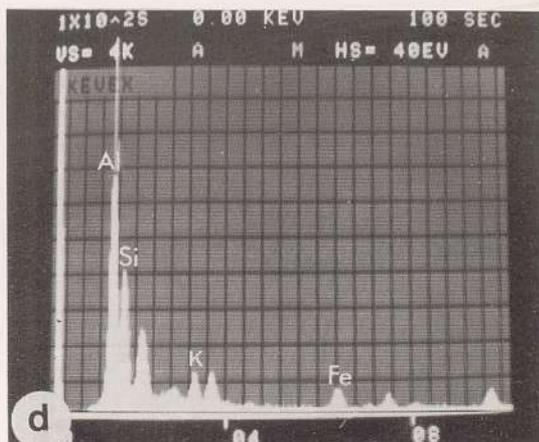
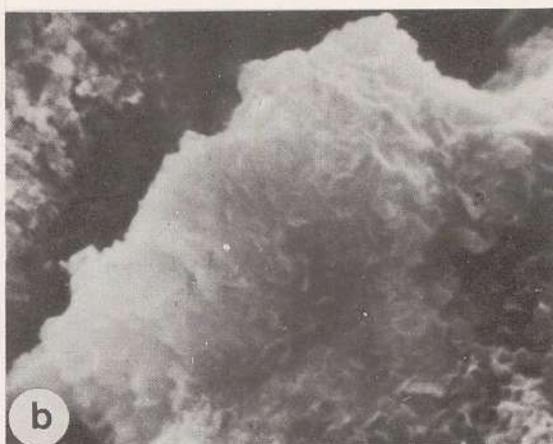
ESMECTITA

Es un hecho patente la heterogeneidad de su contenido en las diversas series, siempre sin que alcance valores superiores al 30%. Aquí interesa resaltar la homogeneidad de sus proporciones en ambas fracciones, así como la uniformidad en los valores de la desviación standard.

De la misma se deduce una correlación negativa entre el contenido en illita y en esmeclitas. De hecho las correlaciones presentan los valores siguientes para la fracción arcilla: Zegrí Norte: $r = -0.88(99.99\%)$; Toarcense de Sierra Elvira: $r = -0.64(99\%)$; Sierra Pelada: $r = -0.78(95\%)$; Algarinejo: $r = -0.72(99\%)$.

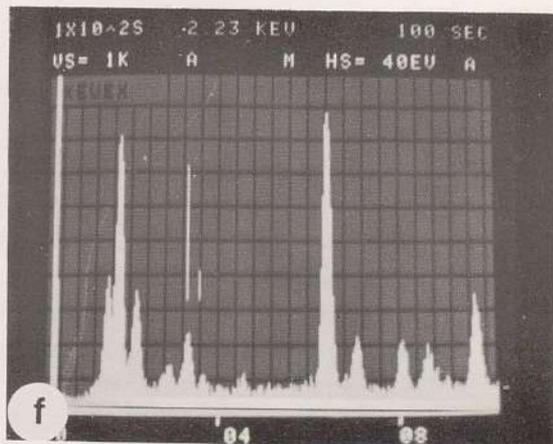
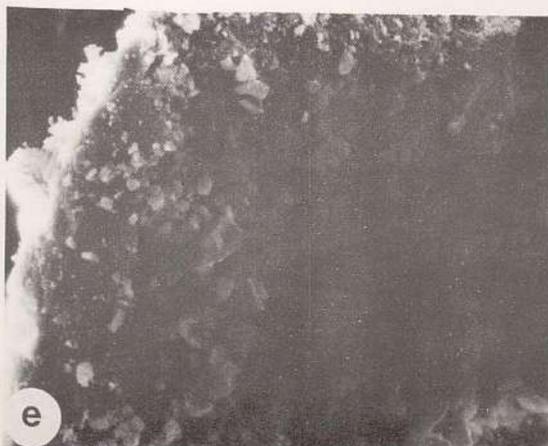
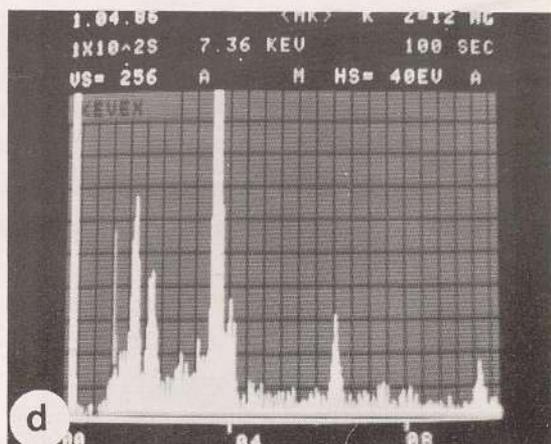
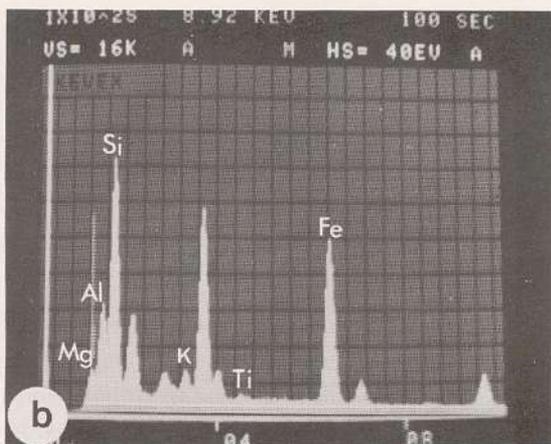
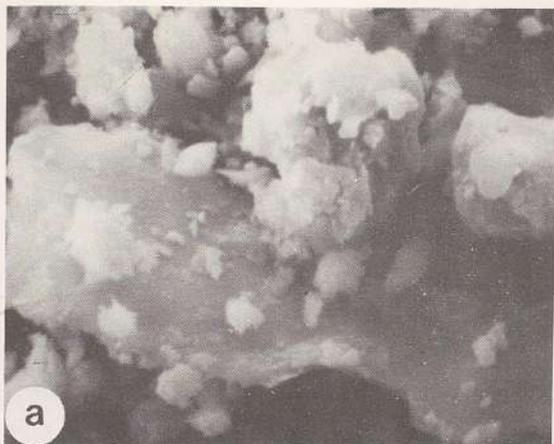
Finalmente los contenidos mineralógicos medios y sus desviaciones standards medidas por domonios son las siguientes:

	I	Cl	K	Sm	$\frac{I-Sm}{I-Cl}$	I	CL	K	Sm	$\frac{I-Sm}{I-Cl}$
SUB. MEDIO										
\bar{X}	75	5	5	11	<5	77	7	5	9	<5
σ_x	9.80	2.80	4.60	8.20	--	9.60	5.80	6	6.70	--
V(%)	13	56	91	75	--	12	82	>100	74	--
SUB. EXTERNO										
X	81	<5	<5	11	tr	83	5	<5	8	<5
σ_x	11.00	2.60	5.15	9.60	--	11.80	3.70	8.05	5.80	--
V(%)	14	66	>100	87	--	14	74	>100	73	--
Fracción menor de 2 micras						Fracción de 2 a 20 micras				



LAMINA XI

- | | | |
|----|----------------|--|
| a. | Muestra HT-1. | Esmectita. Fracción limo. 10000x. Toarcense superior. |
| b. | Muestra FV-10. | Esmectita. Fracción arcilla. 3000x. Toarcense medio. |
| c. | Muestra CH-5. | Cristal de caolinita. Fracción arcilla. 5000x. Toarcense inferior. |
| d. | Muestra CH-5. | Análisis del cristal anterior. |
| e. | Muestra CH-2. | Cristal de caolinita. Fracción limo. 7000x. Domerense superior. |
| f. | Muestra CH-2. | Análisis del cristal anterior. |



LAMINA XII

- a. Muestra TSE-2. Cristal de clorita y pequeños cristales de ilita. 1600x. Toarcense medio.
- b. Muestra TSE-2. Análisis del cristal anterior.
- c. Muestra ZN-7. Cristal de clorita (oscuro) rodeado de ilita. Fracción limo. 3000x. Toarcense medio.
- d. Muestra ZN-7. Análisis del cristal de clorita de la fotografía anterior.
- e. Muestra IZ-11. Cristal de clorita. Fracción arcilla. 400x. Toarcense medio.
- f. Muestra IZ-11. Análisis del cristal anterior.

LAS ASOCIACIONES DE LOS MINERALES DE LA ARCILLA EN LOS SEDIMENTOS ESTUDIADOS

DEFINICION

En este apartado del Capítulo de Discusión, se definirán diversas asociaciones de minerales de la arcilla que justificadamente van a emplearse en el apartado de Consideraciones Paleogeográficas al disponer de un esquema que muestra su evolución espacial y temporal de las series estudiadas.

La distribución areal y temporal de los minerales de la arcilla debe resultar de la interferencia de múltiples y variados procesos, entre los que adquieren un importante papel la naturaleza del área Fuente, la climatología y los posibles procesos post-deposicionales. Pero no sólo los citados determinan el reparto de las arcillas; también han de considerarse otros de carácter selectivo como son la extensión e intensidad de la erosión en el área Fuente, su morfología, el tipo de transporte, el tamaño de las partículas (existencia o no de floculación) así como la influencia de corrientes si se trata de sedimentos marinos. El trabajo de Singer(1984) es una excelente revisión sobre los efectos de los factores mencionados, buena parte de los cuales son aplicables a la determinación de las áreas fuentes. Entre los ejemplos concretos merecen citarse los trabajos de Huang et al.(1975) sobre el Golfo de Méjico; Latouche(1975, 1978) en sedimentos actuales del Atlántico nororiental y como modelo de la evolución cenozoica de los minerales de la arcilla en el Atlántico Norte, respectivamente; Chiou et al.(1981) en el oeste de Florida; Grousset et al.(1983); y Mosser & Hein(1984) sobre sedimentos de fondo marino y transformados en suspensión en el mar de Bering.

En cualquier caso, conociendo las premisas expuestas, es cada vez más habitual encontrar en la bibliografía trabajos que enfoquen determinados aspectos de la mineralogía de arcillas en sentido similar al que se presenta en esta Memoria.

Basta mencionar como ejemplos los trabajos de Latouche & Maillet(1978, 1980, 1982), Chamley et al.(1979), Parker et al.(1983), Holtzapffel et al.(1985).

Sobre las Cordilleras Béticas ha de citarse el trabajo de Andeol(1985) que comprende sedimentos de edad Kimmeridgense al Aptense en la Sierra de Foncalent, Sierra del Lugar, Ermita y Cortijo Cayetana (Prebético y Subbético). Esta autora diferencia hasta siete "zonas mineralógicas" con "subzonas" en cada una de ellas. Resumidamente distingue los siguientes dominios: a) uno con influencia "oceánica"; b) otro con influencia continental pero alejado del continente, que denomina dominio continental "distal" caracterizado por illita y clorita; c) un tercero, con influencia continental, próximo al continente (caracterizado por caolinita), llamado dominio continental "proximal".

En el caso de los sedimentos objeto de esta Memoria, la distinción de asociaciones de minerales de la arcilla ha sido aplicada por Palomo(1981), Palomo et al.(1985) y Ortega Huertas et al.(1985). Desde el primer momento ha sido concebido como un método

de trabajo abierto, modificado a medida que se dispone de más datos y en tal sentido debe interpretarse la hipótesis que aquí se plantea.

Sin diferenciar por dominios geológicos ni por edades de los sedimentos, pues ambas cosas se verán más adelante, se han definido las siguientes asociaciones de acuerdo con el contenido cualitativo y cuantitativo combinado de la mineralogía de las fracciones arcilla y limo.

Asociación A: ilita, clorita, caolinita

Asociación B: ilita, clorita

Asociación C: ilita, clorita, (esmectita)

Asociación D: ilita, clorita, esmectita

Asociación E: ilita, clorita, interestratificados ilita-esmectita

Asociación F: ilita, esmectita

Asociación G: ilita, caolinita, esmectita

Se subraya el mineral que se considera más indicativo de la asociación; entre paréntesis se indica un mineral presente en todas las muestras pero cuyas proporciones cuantitativas habitualmente no superan el 5%.

CONSIDERACIONES PALEOGEOGRAFICAS

Las asociaciones minerales anteriores se interpretan en este trabajo en el siguiente sentido:

Asociación A.- Relacionada con sedimentos en los que se detecta una neta influencia continental(1). En este sentido es interpretada habitualmente la existencia de caolinita en porcentajes importantes (Millot, 1964; Parham, 1966; Chamley, 1971; López Aguayo & Caballero, 1973; Parker et al., 1983; Singer, 1984, etc.). Esta asociación puede equivaler a la denominada como correspondiente a un dominio continental "proximal" (Andeol, 1985). La presencia de esta asociación está restringida a las series de Iznalloz y Sierra Pelada (Subbético Medio) y a las de Cañada del Hornillo (en su totalidad) y coyunturalmente a la base del Toarcense medio de Fuente Vidriera (Subbético Externo). En todos los casos está claramente definida (obsérvense las figuras 24, 34, 50 ó 46). La entidad de su desarrollo es muy desigual como puede comprobarse en ellas.

Asociación B.- Caracterizada por la existencia de ilita y de clorita, corresponde a una asociación mineralógica típica de las facies detríticas rojas triásicas del borde de la Meseta (Caballero & López Aguayo, 1973; Santos et al., 1976), lo que indica la existencia de una intensa erosión en el área fuente. Inicialmente puede interpretarse como representativa del denominado por Andeol(1985) dominio continental "distal".

(1) El término continental se utiliza en un sentido amplio para designar sobre todo la influencia de áreas emergidas.

Aparece representada en el Subbético externo: series de Majarazán (fig. 40), Domerense superior y Toarcense inferior de Fuente Vidriera (fig. 44) y en todo el Domerense de Huéscar (fig. 46). Ocasionalmente ha sido detectada parcialmente en la secuencia turbidítica del Toarcense medio de Sierra Elvira (TSE, fig. 30). Su presencia en los sedimentos jurásicos ha de ser relacionada con afloramientos triásicos situados entre la Meseta y las zonas más externas de las Cordilleras Béticas (se insistirá sobre ello más adelante).

Asociaciones C, D, E y F.- En conjunto representan, respecto de las anteriores, la ausencia de influencia continental; significan -por tanto- la consolidación clara de un medio marino pelágico sin que sus minerales, en general, aporten datos precisos sobre su profundidad. Ello no contradice el hecho de que la facies B pueda corresponder también a un medio marino, aunque ciertamente mucho más somero.

Este grupo de asociaciones minerales, aunque más variadas desde el punto de vista mineralógico, puede corresponderse con las que Andeol(1985) denomina como correspondientes a un dominio "oceánico".

En el caso de los sedimentos jurásicos merecen destacarse varios hechos:

- Como se puede apreciar el tránsito de la asociación B a la C está caracterizado por la aparición de pequeñas proporciones de esmectitas indicativas de una cierta influencia marina.
- La diferenciación entre las asociaciones C y D es cuantitativa exclusivamente, de forma que podría plantearse la supresión de la asociación intermedia C. Su inclusión, no obstante, tiene en mi opinión la ventaja de su carácter ilustrativo en la evolución gradual de una serie concreta.
- Las asociaciones D y E, en mi opinión, pueden equipararse ya que ambas representarían un medio marino cada vez más pelágico y más profundo. Su diferenciación se ha establecido sobre la base de la presencia de interestratificados illita-esmectita en porcentajes muy significativos.

Tal es el caso de la serie de Sierra Elvira en la que se aprecia la transformación gradual de esmectita a interestratificados illita-esmectita y, finalmente, illita al aumentar la diagénesis (fig. 28) cuya génesis detallada se discutirá posteriormente.

Otros ejemplos no tan claros corresponden a las secuencias de Colomera (fig. 26) para la que se propone una mezcla o transición entre las asociaciones D y E ya que están presentes los minerales característicos de ambas. Lo mismo sucede en la parte más alta del Aalenense de Cerro Méndez y en el Toarcense superior de la secuencia de Zegrí Sur.

Todo ello significa también que la división en estas asociaciones mineralógicas no es algo cerrado, sino que ha de admitirse en alguna de ellas la existencia, a veces, de pequeñas proporciones de otros minerales sin que por ello haya que invalidar el comportamiento general del esquema. Parece evidente, pues, la existencia de situaciones intermedias entre cada dos asociaciones.

- Finalmente, la denominada asociación F debe interpretarse, en cuanto a medio de depósito, en un sentido similar a las asociaciones D y E. Su propuesta como asociación diferente se basa en la no existencia de clorita; las proporciones de esmectitas pueden resultar equivalentes a las de la asociación D. Por todo ello, la asociación F correspondería a un medio marino pelágico, tal vez profundo. Esta asociación está bien definida en el Subbético Medio: Domerense superior de Zegrí Norte (fig. 20), Sierra Pelada (fig. 34), Algarinejo (fig. 36) y Huétor Tajar (fig. 38); y en las secuencias de Pozo del Algar (fig. 52) y de Camarena-Lanchares-Zuheros (fig. 54) en el Subbético externo.

La secuencia de Illora es un ejemplo de la gradación que existe entre las asociaciones D y F. Así en el Toarcense medio predomina la illita y esmectita -con trazas de clorita- (D+F) en tanto que en el Toarcense superior aumentan las proporciones de esmectita y se mantiene la clorita como trazas (fig. 32).

Asociación G.- Esta asociación mineral se ha establecido en el Domerense superior y Toarcense inferior de Camarena-Lanchares-Zuheros (fig. 54), y en la serie de Algarinejo (fig. 36) desde el Domerense medio al Toarcense medio.

En ambos casos el mineral mayoritario es la illita acompañado de notables proporciones de caolinita y de esmectita. Este conjunto de minerales, aisladamente interpretado, sugiere condiciones contrapuestas por lo que se refiere a la presencia de caolinita y esmectitas en relativamente altos porcentajes. Su coexistencia puede explicarse por variaciones climáticas en el área fuente. La caolinita correspondería a periodos de lavado importante en los que se formaría por procesos de hidrólisis, en tanto que la esmectita sugiere la existencia de un ambiente con estaciones contrastadas siendo un producto originado en clima templado (Singer, 1984). Admitiendo su origen detrítico, el desmantelamiento de los suelos y rocas del área fuente aporta a la cuenca de depósito minerales procedentes de suelos originados en condiciones climáticas y de drenaje diferentes.

La distribución en el espacio y tiempo de tales asociaciones mineralógicas se plasma en la figura 82. El esquema tiene en cuenta la orientación WSW-ENE de los dominios y la situación de cada una de las series en el Subbético Externo y en el Subbético Medio; no se ha considerado la potencia real de los sedimentos según la edad y la secuencia ya que este aspecto puede completarse en la descripción pormenorizada de cada secuencia en el Capítulo de Resultados.

SUBBETICO EXTERNO

Si se consideran conjuntamente las series situadas más al ENE (Majarazán, Guarrumbre, Fuente Vidriera y Huéscar) se pueden presentar las siguientes notas características generales:

- a) A excepción de Guarrumbre, los sedimentos más antiguos están caracterizados por la asociación mineralógica B (ilita y clorita). Así sucede en el Domerense superior y Toarcense inferior de Majarazán y Fuente Vidriera y durante todo el Domerense de Huéscar. En concordancia con las ideas expuestas anteriormente, este depósito se produciría en un medio marino somero en el que es patente la influencia continental; en concreto, aunque se trate más detalladamente en el área fuente, puede indicarse que estos primeros depósitos detríticos manifiestan la influencia mineralógica de sedimentos triásicos depositados en el borde de la Meseta.
- b) En Guarrumbre, los sedimentos jurásicos corresponden a una facies marina, claramente de transición entre la descrita antes y la que aparece en otras secuencias. Dicha asociación es única para Guarrumbre. Por tanto, en resumen, depósito marino y uniforme en el Toarcense inferior y en el Toarcense medio.
- c) La evolución hacia el techo de las series de Fuente Vidriera y Huéscar es diferente. El caso de Huéscar es muy uniforme: tras los primeros depósitos detríticos en un medio marino somero (Domerense inferior, medio y superior) se instala claramente un medio marino pelágico que abarca hasta el Bajocense (asociación mineralógica D: I, Cl, Sm). Este hecho es confirmado también por las características observadas en lámina delgada (ver capítulo de descripción de litofacies) y por datos apuntados al discutir las variaciones de la mineralogía global (relación carbonatos/minerales de la arcilla, por ejemplo).

Por el contrario la serie de Fuente Vidriera, aunque con tendencia claramente transgresiva a techo (gradación de las asociaciones B-C-D), presenta en la base del Toarcense medio evidencias de una clara influencia continental. Así, la caolinita es abundante (porcentajes de hasta 25%) sobre todo en las muestras FV-10 y FV-11 (tabla 84). Estos mismos niveles son bastante ricos en clorita (17% en la fracción limo) sin que tales proporciones puedan ser interpretadas en relación con un mayor grado de diagénesis a la vista de su disminución en los niveles inferiores. A partir del nivel FV-12 la influencia continental es cada vez menor haciéndose más patente progresivamente el depósito en medio marino más pelágico que el instalado en el Domerense superior y Toarcense inferior. La figura 44 y la tabla 84 son ilustrativas en este sentido; obsérvese el aumento de esmectitas hacia el techo de la serie (58% en FV-21), la ausencia de la caolinita y la disminución hasta proporciones habituales de la clorita.

Por ello se considera que la base del Toarcense medio en Fuente Vidriera podría

	SUBBETICO EXTERNO							
	CLZ	PA	CH	LC	HU	FV	GU	MAJ
BA.								
AA.								
T.S.					D			
T.M.						D C A	C	
T.I.	G		A			B		B
D.S.		F		D				
D.M.	F				B			
D.I.								
CAR.				C				

Fig. 82. Asociaciones mineralógicas en las series del Subbético Externo.

Asociación A: ilita, clorita, caolinita

Asociación B: ilita, clorita

Asociación C: ilita, clorita, (esmectita)

Asociación D: ilita, clorita, esmectita

Asociación E: ilita, clorita, interestratificados ilita-esmectita

Asociación F: ilita, esmectita

Asociación G: ilita, caolinita, esmectita

corresponder a un depósito de umbral que ha registrado la existencia de otras áreas próximas emergidas.

c) En las edades en las que es posible constatarlo, el depósito se produce con carácter general transgresivo hacia el WSW. Así se deduce si se analiza la mineralogía en los sedimentos de las series de Majarazán, Guarrumbre, Fuente Vidriera y Huéscar. El Domeense superior en todos los casos corresponde a un depósito marino somero en el que aún se aprecia cierta influencia continental (dominio continental "distal", Andeol, 1985). Es un depósito uniforme y, en los casos de Majarazán y Fuente Vidriera, el primero tras la ruptura de la plataforma carbonatada liásica. Pero esta homogeneidad desaparece en el Toarcense inferior en el que, dependiendo de la secuencia considerada, el depósito es claramente marino pelágico (Huéscar) o con cierta influencia continental (Majarazán y Fuente Vidriera). En el Toarcense medio, a excepción del caso ya comentado de Fuente Vidriera, la sedimentación claramente corresponde a un régimen más pelágico (¿y profundo?) hacia el SW (Huéscar). En Guarrumbre tan solo se ha detectado la asociación mineralógica C, en tanto que en Fuente Vidriera -a techo del Toarcense medio- ya aparece la D (abundancia de esmectitas) que es la única registrada en Huéscar para misma edad.

La evolución de la secuencia de La Cerradura, situada entre el grupo anteriormente descrito y el ubicado más al SW (fig. 3), es concordante con la expuesta precedentemente. Así, La Cerradura es claramente transgresiva hacia el techo e incluso se puede apuntar que también lo es para cualquier edad (hasta el Toarcense inferior) en relación con las series situadas más al NE. Conviene destacar que la sedimentación carixiense ya denotaba influencia de un medio claramente marino.

Como resumen de lo comentado hasta aquí se concluye que:

- La sedimentación comienza con una cierta influencia continental en Majarazán, Fuente Vidriera y Huéscar en tanto que es claramente marina en La Cerradura y Guarrumbre.
- Todas las series son transgresivas hacia el techo de manera continua, excepto la base del Toarcense medio de Fuente Vidriera de influencia continental.
- El medio es más pelágico ¿y profundo? hacia las secuencias situadas más al W.

Tratamiento separado se va a dar a las series más occidentales: Cañada del Hornillo, Pozo del Algar y Camarena-Lanchares-Zuheros (fig. 3). Y ello no sólo por su posición geográfica actual sino porque están caracterizadas mineralógicamente por asociaciones

que no han sido identificadas hasta ahora (caso de las F y G) o son muy ocasionales en las otras secuencias (caso de la A), lo cual no obstaculiza un resumen general conjunto.

Un hecho significativo es la influencia claramente continental que ofrece la serie de Cañada del Hornillo (fig. 50, tabla 102). La asociación mineralógica A está claramente presente en toda la secuencia en cuya base la caolinita alcanza proporciones próximas al 25%, y la clorita un 12% en algún nivel. Únicamente, en las muestras más altas existe esmectita en proporciones que no suelen superar el 5%. Este conjunto de hechos configuran la sedimentación en Cañada del Hornillo como de carácter continental próximo a áreas emergidas. En los niveles más superiores se insinúa el comienzo de un carácter marino somero que apenas se hace patente. En conjunto representa la serie más continental, umbral, del Subbético externo.

El inicio de la sedimentación en Pozo del Algar y Camarena-Lancharés-Zuheros es relativamente similar; en ambos casos se detecta la asociación mineral F que se mantiene única en Pozo del Algar (fig. 52) y durante el Domerense inferior y medio en Camarena-Lancharés-Zuheros (fig. 54). No obstante, y aunque en las dos situaciones ha de hablarse de medio marino pelágico y tal vez profundo, es la serie de Camarena-Lancharés-Zuheros la que tiene más acentuado este carácter. (proporciones del 53%, 46% y 48% de esmectitas). En este sentido sería equivalente a la situación que presentan las secuencias del Subbético Externo más orientales a partir del Toarcense inferior o La Cerradura desde el Domerense inferior.

La evolución a techo de la serie de Camarena-Lancharés-Zuheros presenta una cierta complicación por la coexistencia clara de proporciones significativas de caolinita (14% a 42%) y de esmectita (27% a 7%) junto a ilita (en torno al 60%) (tabla 114 y figura 54).

En este caso, como ya se ha comentado al explicar el significado de la asociación mineral G, la interpretación que se hace es que refleja la mineralogía del área fuente en la que, debido a cambios climáticos, se han desarrollado suelos ricos en caolinita o en esmectitas que posteriormente forman parte de los sedimentos jurásicos. En este sentido, la asociación mineral denominada G correspondería en Camarena-Lancharés-Zuheros a un depósito somero y próximo a costas en el caso de que sea marino.

SUBBETICO MEDIO

La situación en este dominio es más variada que en el Subbético Externo. Hay algunas diferencias entre ambos, que conviene situar desde el comienzo (fig. 83):

- a) La sedimentación en el Subbético Medio corresponde, en general, a un medio marino más pelágico que en el Subbético Externo. Este hecho se manifiesta desde los primeros depósitos que aparecen en las diversas series. Es más, habría que decir que es patente

	SUBBÉTICO					MEDIO					
	HT	A	SP	I	TSE	SF	CO	I7	ZS	ZN	CM
AA.									D		D + E
T.S.	F	F				E			D + E		C
T.M.			A		B C		D + E	A	E	F+(A,B)	A + B
T.I.						C			C		
D.S.		G	F		F			D		F	
D.M.					B - C						

Fig. 83. Asociaciones mineralógicas en las series del Subbético Medio.

- Asociación A: ilita, clorita, caolinita
 Asociación B: ilita, clorita
 Asociación C: ilita, clorita, (esmectita)
 Asociación D: ilita, clorita, esmectita
 Asociación E: ilita, clorita, interestratificados ilita-esmectita
 Asociación F: ilita, esmectita
 Asociación G: ilita, caolinita, esmectita

sobre todo hasta el Toarcense inferior.

- b) Así, es confirmado por la ausencia de la asociación mineralógica B (a excepción del caso de la secuencia particular de Toarcense de Sierra Elvira (TSE) y parcialmente en Cerro Méndez) que correspondía de forma bastante generalizada a los primeros depósitos en el Subbético externo. En concordancia con lo expresado en el apartado a) anterior, en el Subbético Medio se detectan en la base de las series asociaciones correspondientes a medios marinos sin influencia (¿excepto en Algarinejo?) continental.
- c) En tercer lugar, constatar que las situaciones en algunas secuencias son bastante variadas en contraste con la uniformidad apreciada en el Subbético Externo. Posiblemente, la variedad de litofacies en el Subbético Externo tenga un papel importante en este hecho aunque no es el único factor explicativo; algunos fenómenos diagenéticos han de ser considerados también comocausantes de tal diversidad.

Entre los comportamientos comunes a ambos dominios hay que citar el carácter transgresivo hacia el techo de las secuencias, también en el Subbético Medio. Logicamente, existen algunas excepciones entre las que destacan Iznalloz y Sierra Pelada que después se analizarán.

La serie de Cerro Méndez comienza con una complicada mineralogía (fig.18, tabla 6) si se consideran conjuntamente las fracciones arcilla y limo. Se ha optado por asignar las asociaciones mineralógicas A + B al Toarcense inferior y medio. La presencia de caolinita (hasta 14%) y los elevados contenidos en clorita (hasta 17%) sugieren la influencia de áreas continentales relativamente próximas. En este contexto, la presencia de interestratificados illita-esmectita en el muro de la secuencia pueden interpretarse como heredados del área fuente. Hacia el techo, la aparición de esmectitas y la ausencia de caolinita hace pensar en un medio marino.

En el Zegrí Norte el depósito es homogéneo, desde un punto de vista mineralógico, hasta el límite Domerense-Toarcense proponiéndose un medio marino pelágico sin influencia continental (fig. 20), en el que predomina la asociación illita-esmectita. Desde el Toarcense inferior aparecen clorita (hasta un 8%) y caolinita en cantidades muy variables (desde trazas hasta un 13%) siendo, no obstante, mayoritarios illita y esmectita. Con esos datos se piensa que existe una cierta influencia continental, esporádica dada la irregularidad de los porcentajes de caolinita e incluso de clorita (área continental "distal" de Andeol, 1985).

La serie del Zegrí Sur se deposita en un ambiente marino somero durante el Toarcense inferior. A partir de ese momento, el ammonítico rosso refleja una mineralogía variada que puede interpretarse como correspondiente a un medio marino más pelágico, sobre todo en el Toarcense superior y Aalenense, dada la abundancia de esmectitas y de interestratificados illita-esmectita. La existencia de caolinita puede deberse al mecanismo

deposicional propio de esta litofacies en borde de plataforma y, en todo caso, a una influencia continental que avalaría un depósito no profundo.

En cualquier caso, hay que mencionar que las series del Zegrí Norte y Zegrí Sur presentan una mineralogía muy compleja, de difícil interpretación, aún cuando la litología es muy diferente: margas y margocalizas grises con algo de ammonítico rosso en Zegrí Norte y básicamente ammonítico rosso en el Zegrí Sur. En buena lógica, estos puntos han de considerarse como objeto de muestreos futuros.

En contraste con las situaciones descritas antes, la serie de Iznalloz se deposita en un ambiente netamente marino pelágico, hasta casi el final del Toarcense inferior (ver fig.24, tabla 24). Desde el nivel nº8, la secuencia presenta claros signos de influencia continental manifestados en la disminución hasta ausencia de esmectitas, en la aparición de caolinita (19% en la fracción arcilla, 37% en la fracción limo) y en el aumento del contenido en clorita (hasta 19%). Es un ejemplo de secuencia depositada en un medio de carácter regresivo; más concretamente, una serie en la que el ammonítico rosso refleja claramente influencia continental.

Justamente es un ejemplo de depósito diferente para las facies de margas y margocalizas grises, y para el ammonítico rosso.

La serie de Colomera se deposita en un medio marino pelágico sin que los niveles de ammonítico rosso reflejen diferencias mineralógicas esenciales respecto a los de margas y margocalizas grises.

La secuencia de Sierra Elvira presenta caracteres marinos desde el Domerense superior. Es un ejemplo de depósito en medio transgresivo hacia el techo en cuyos niveles de calizas con sílex se aprecian ya indicios de disolución de la calcita (ver fotografías de SEM, lámina IX, fotografía d, en el capítulo de Resultados, apartado de Litofacies). En esta secuencia el interestratificado illita-esmectita debe interpretarse como originado mediante procesos diagenéticos, según el esquema de Burst(1959), que se explicarán más detenidamente cuando se trate la génesis de algunos minerales. Pero conviene citar aquí que la actividad del medio de depósito es determinante en este mecanismo.

El ammonítico rosso de Illora (Domerense medio) presenta una mineralogía en función de la cual hay que pensar que su depósito ha tenido lugar en un medio con netas influencias continentales, somero y no alejado de costas. Contrariamente, la facies de margas y margocalizas grises en esta secuencia también corresponde a un medio marino pelágico (fig. 32 y tabla 48).

Sierra Pelada. En esta secuencia cada litofacies corresponde a un medio diferente de depósito. Las margas y margocalizas grises del Domerense superior y parte del Toarcense inferior se han depositado en un medio marino pelágico más transgresivo hacia el nivel nº 7. A partir del nivel SP-9 comienza el depósito de facies de ammonítico rosso

en un ambiente con influencia continental; en concreto puede corresponder a un medio marino somero no alejado del continente (fig. 34, tabla 54) como demuestra la presencia de caolinita y clorita, con pequeñas proporciones de esmectita. En este sentido, conviene decir que el ammonítico rosso de Iznalloz puede haberse depositado más cerca de áreas continentales que el de Sierra Pelada, más parecido al de Colomera.

La serie de Algarinejo debe ser interpretada hasta el final del Toarcense medio con las ideas ya expuestas para la asociación mineral G en la serie de Camarena-Lanchares-Zuheros. Durante el Toarcense superior y Aalenense el medio de depósito es marino alejado de costas.

El ammonítico rosso de Huétor Tajar es un ejemplo contrario a los expuestos hasta ahora. Su mineralogía, asociación F, se corresponde con un depósito en medio marino en el que no se aprecia influencia continental. En comparación con los niveles nº 13 y nº 14 de Zegrí Norte (ammonítico rosso) el de Huétor Tajar ha podido depositarse en zonas más alejadas de costas (fig. 38, tabla 66).

Como resumen a añadir a las notas generales enunciadas al principio de este apartado, hay que indicar que el Subbético Medio está configurado como un surco en el que existen numerosas situaciones de depósito de umbral, con influencia continental, tanto en el tiempo como en diferentes puntos del dominio puestos de relieve en la discusión precedente. Esta hipótesis confirma la expuesta por García Hernández et al. (1980) y la matiza puesto que los datos mineralógicos han permitido precisar en qué época concreta y en qué áreas la sedimentación ha correspondido a un surco en sentido estricto o refleja la influencia de áreas emergidas.

Como complemento a lo anterior hay que comentar en detalle la RELACION que existe ENTRE LAS DIVERSAS FACIES LITOLÓGICAS Y LAS ASOCIACIONES MINERALÓGICAS DEFINIDAS para establecer si en todos los casos el medio de depósito ha sido uniforme o, por el contrario, responde a variaciones en función de la edad y de distintas posiciones geográficas. La visión general se obtendrá, desde luego, una vez que se establezcan las áreas fuente de los sedimentos y los procesos genéticos de algunos filosilicatos.

Con esta idea, en la figura 84 se ha representado combinadamente la litología y su mineralogía de arcillas.

Margas y margocalizas grises

Esta litofacies es la primera que se deposita tras la ruptura de la plataforma carbonática liásica, plataforma equiparable a los sedimentos de los Apeninos, Sicilia, etc

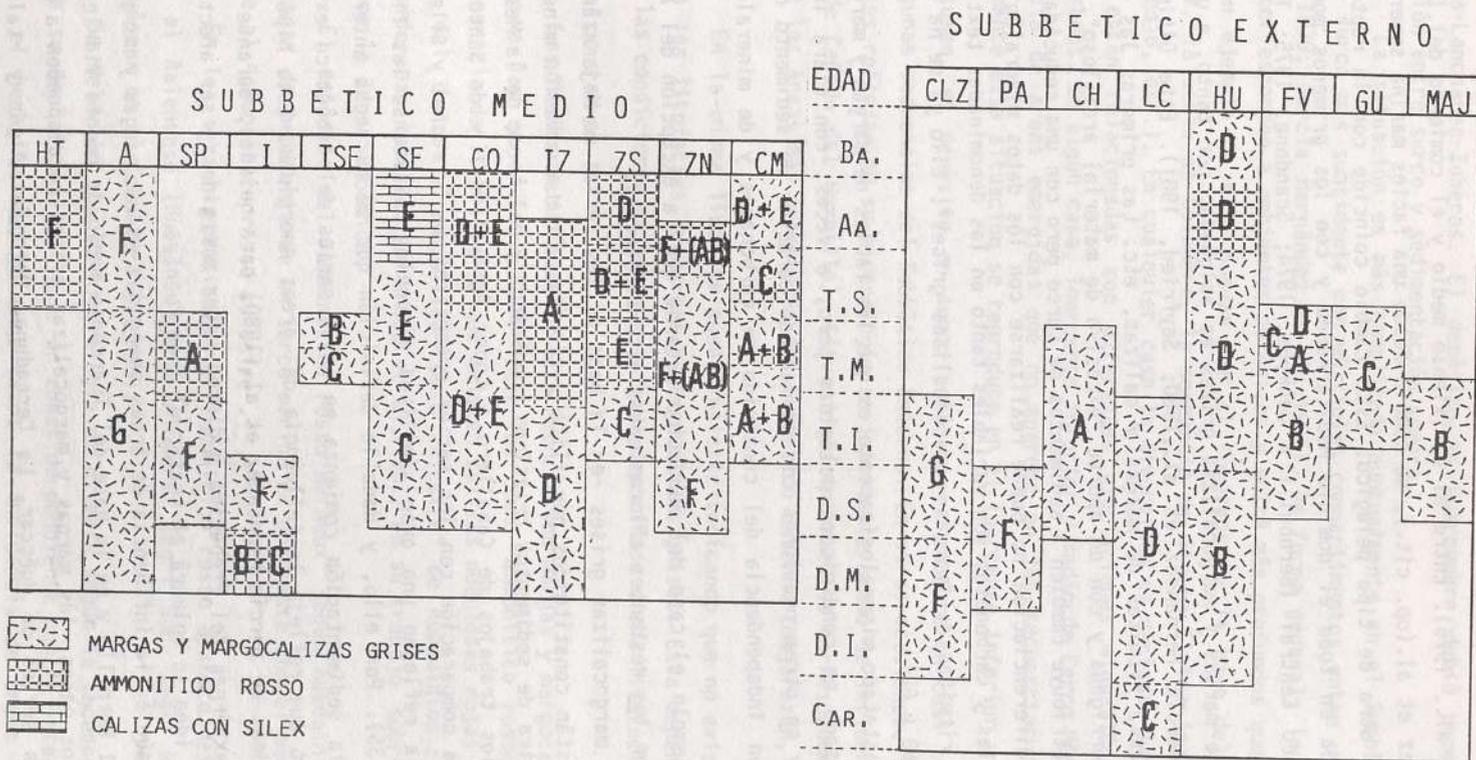


Fig. 84. Litología y Asociaciones minerales.

Asociación A: ilita, clorita, caolinita
 Asociación B: ilita, clorita
 Asociación C: ilita, clorita, (esmectita)
 Asociación D: ilita, clorita, esmectita

Asociación E: ilita, clorita, interestratificados
ilita-esmectita
 Asociación F: ilita, esmectita
 Asociación G: ilita, caolinita, esmectita

(García Hernández et al., 1976). Entre el Carixiense medio y el comienzo del Domerense, según García Hernández et al. (op. cit.), se cambia desde una facies marina somera (plataforma carbonática) a otra de tipo pelágico. Este cambio coincide con la ruptura de la plataforma carbonática en todo el dominio Mediterráneo y con los primeros momentos de apertura del Atlántico Central (Bernoulli & Jenkyns, 1974; Scandone, 1975; Tapponier, 1977, etc.).

La facies de margas y margocalizas grises es asignada, por tanto, a una facies pelágica de surco (García Hernández et al., 1980; Seyfried, 1981). Este último autor, diferencia entre margas, ritmitas de margas y calizas, etc. Las primeras las relaciona con una influencia terrígena y con un aporte "excesivo de material arcilloso", en tanto que las ritmitas las atribuye también a sedimentos de surco pero con una reducida influencia terrígena. Esta diferenciación no puede realizarse con los datos mineralógicos; las proporciones de arcillas y carbonatos son variables tanto en las denominadas texturalmente "margas" como en las ritmitas de "margas y margocalizas grises". Ello ya se ha discutido previamente (figuras 68 y 69).

El hecho constatado mineralógicamente es que las facies de margas y margocalizas grises se han depositado en condiciones pelágicas pero, a veces, con clara influencia de áreas emergidas; y en otras ocasiones con un marcado carácter de sedimento de surco. En cualquier caso, con independencia del contenido en carbonatos y de minerales de la arcilla..

Sirva de ejemplo el caso del Subbético Externo que, a excepción del Aalenense de Huéscar, presenta en los restantes afloramientos esta litofacies.

Las margas y margocalizas grises -en la base de las series de Majarazán, Fuente Vidriera y Huéscar- están constituidos por ilita y clorita. Esta asociación mineralógica (asociación B) es típica de sedimentos triásicos prebéticos y del borde de la Meseta como ponen de manifiesto los trabajos de Caballero & López Aguayo (1973) y de Santos et al. (1973). En concreto la comparación con las series prebéticas de Turruchel y Siles, estudiadas en esta Memoria reflejan una gran similitud mineralógica (véanse las figuras 57 y 61, tablas 130 y 135). Por ello, y dada la definición que se ha hecho anteriormente de la asociación B, la sedimentación comienza en estas series del Subbético externo en un medio marino somero que refleja la influencia de áreas emergidas. Esta hipótesis es concordante con las ideas de García Hernández et al. (1980) para quienes, durante el Mesozoico, las áreas más externas del Prebético pudieron estar emergidas y ser afectadas por la erosión. Sobre esta idea se volverá al tratar el área fuente.

Más acusada aún es la influencia de áreas emergidas en las margas y margocalizas grises de la Cañada del Hornillo y en la base del Toarcense medio de Fuente Vidriera.

Frente a estos casos, las margas y margocalizas grises corresponden a un depósito de surco en las series de Huéscar, La Cerradura, Pozo del Algar y -tal vez en

Camarena-Lanchares-Zuheros. El depósito en Guarrumbre debió producirse en una zona de transición entre surco y sedimentación somera.

La situación es más complicada puntualmente en el Subbético Medio que aparece como un surco más subsidente con múltiples compartimentos entre umbrales y surcos (Azema et al., 1979; García Hernández et al., 1980). De forma general, las margas y margocalizas grises corresponden a ambientes pelágicos y quizá más profundos que en el Subbético Externo. Buen ejemplo de ello pueden ser el Domerense y la base del Toarcense inferior de Iznalloz, la serie de Colomera, la secuencia de Sierra Elvira (sobre todo desde el Toarcense medio, etc.). En cualquier caso la diversidad es variada, las margas y margocalizas grises están relacionadas con diferentes asociaciones mineralógicas según los puntos considerados. En algún caso, Toarcense inferior y medio de Cerro Méndez, denotan una clara influencia de áreas emergidas que no aparece en las secuencias situadas más al oeste. Parcialmente esta situación se reproduce en el Toarcense inferior y medio de Zegrí Norte.

Como resumen, el depósito en surco pelágico es patente en casi todo el Subbético Medio y en algunas secuencias del Subbético Externo. En otras ocasiones, las margas y margocalizas grises reflejan en su mineralogía un importante grado de influencia de áreas emergidas (serie de Cañada del Hornillo). Situaciones intermedias corresponden a los primeros depósitos de las áreas más orientales del Subbético Externo (Majarazán, Fuente Vidriera, Huéscar).

En la misma línea se puede insistir indicando que no existe una única mineralogía para las litofacies de margas y margocalizas grises. Esta depende -entre otros factores- de las condiciones en las que se haya depositado dicha litofacies.

Ammonítico rosso

Las facies estudiadas en esta Memoria son margas y margocalizas nodulosas rojas, similares a las que Aubouin (1964) describe como "ammonítico rosso marneux" a excepción de la secuencia de Illora en la que existen calizas nodulosas rojas sin llegar a ser equiparables del todo al "ammonítico rosso calcaire" de Aubouin (op.cit.). En este sentido son consideradas también por Braga et al. (1981) en su trabajo sobre el ammonítico rosso liásico en la Zona Subbética.

El depósito del "ammonítico rosso marneux" según Aubouin (op.cit.), tiene lugar en las zonas de pendiente de un surco marino en contraste con el medio más somero correspondiente al "ammonítico rosso calcaire".

En las series estudiadas, el ammonítico rosso aparece desde el Domerense medio (Illora) al Aalenense (Huétor Tajar, Colomera, Zegrí Sur, Zegrí Norte, en el Subbético Medio; Huéscar en el Subbético Externo).

Su relación con la mineralogía es diversa según la secuencia considerada. Aceptando que su depósito tiene lugar en zonas de pendiente con la intervención de corrientes de fondo, el hecho es que en unos casos la influencia de áreas emergidas próximas es

notable en tanto que en otras series su depósito se corresponde claramente con las zonas de pendiente de surcos pelágicos.

Como ejemplos se pueden citar los siguientes casos. Las series de Iznalloz y de Sierra Pelada son de cierto carácter regresivo -ambas desde el final de Toarcense inferior- hasta el Toarcense superior y medio, respectivamente; es decir justamente desde el comienzo del depósito del ammonítico rosso tal y como demuestran las variaciones mineralógicas. En los dos casos la influencia de áreas próximas emergidas es bien clara.

En Huéscar (Subbético Externo) y en Zegrí Sur, Colomera y Huétor Tajar (Subbético Medio) estas facies se depositan en un ambiente pelágico y más profundo que en los casos citados con anterioridad.

Como ejemplo de situaciones intermedias (en los que la influencia de áreas emergidas se evidencia aunque en proporción muy escasa) han de citarse las series de Cerro Méndez, Zegrí Norte e Illora.

Igual que se apuntaba para la facies de margas y margocalizas grises, la mineralogía del ammonítico rosso refleja diversas situaciones en cuanto a su depósito sin que exista una relación única entre mineralogía y litofacies. El depósito, influido por factores variados (corrientes de fondo, acciones biológicas, etc.), se produce en condiciones topográficas diversas como se ha indicado con los ejemplos citados (véanse los casos para el Toarcense medio, Toarcense superior y Aalenense, fig. 84).

Finalmente ha de indicarse que en algunas series (Colomera y Cerro Méndez) aparecen intercaladas las facies del ammonítico rosso y las de margas y margocalizas grises. En estos dos ejemplos, al menos por los datos mineralógicos, se puede indicar que no se aprecian diferencias batimétricas ni en cuanto al carácter pelágico entre dichas facies.

IDEAS SOBRE EL PALEOCLIMA

Una vez que se han establecido las asociaciones de los minerales de la arcilla y su distribución espacio-temporal, habría que indicar algunas consideraciones referentes a las condiciones climáticas generales reinantes en el área fuente.

Se está de acuerdo con Singer(1984) cuando indica que existen múltiples dificultades para establecer las variaciones climáticas en detalle. Una primera, de la que se es consciente, deriva del propio análisis cuantitativo de los minerales por lo que no se considerarán las diferencias que están próximas al error del método (5%). Igualmente, si bien la distribución primaria de los minerales de la arcilla está influenciada por el clima, existen otros factores que la modifican: intensidad, extensión y selectividad de la erosión; tipo de transporte, tamaño de partículas, topografía, etc, sin tener en cuenta la transformaciones deposicionales(Robert, 1980; Chamley, 1981).

Por ello, la interpretación paleoclimática basada en estos minerales ha de presuponer que las arcillas son detríticas y no se han alterado por procesos diagenéticos,

que su área fuente está identificada y que en ella se han originado en un ambiente continental representando los procesos de meteorización subaérea de varios tipos de rocas (Singer, op.cit.).

Como factor favorable para los sedimentos jurásicos estudiados en esta Memoria, ha de citarse el hecho de que al ser una cuenca marina quedan aislados de cualquier efecto de alteración subaérea y, por tanto, el registro climático inicial deberá preservarse.

En el caso presente, expuestas las precauciones generales, parece lógico interpretar las condiciones climáticas basándose -sobre todo- en los minerales de la arcilla de la fracción limo, que representan más fielmente la procedencia del área fuente, en tanto que buena parte de la illita de la fracción arcilla ha podido estar relacionada con procesos de transformación diagenética producidos en el medio marino, como se verá más adelante.

La asociación mineral dominante y más general está compuesta por illita y clorita. Aparece en todas las asociaciones mineralógicas a excepción de la asociación F, restringida a algunas series. La presencia sistemática de illita y clorita indica la existencia de un clima en el que no se han producido fenómenos de hidrólisis; según todos los autores (Chamley, 1981; Singer, 1984, etc.) corresponde un clima -frio y seco- en el que predomina la erosión física. La existencia de caolinita, en cantidades importantes en algunas series (asociación mineralógica A), puede interpretarse como correspondiente a un clima más húmedo y más cálido en el que se desarrollan procesos de laterización. Esta situación parece relacionarse con la parte terminal del Toarcense inferior y el Toarcense medio (series de Sierra Pelada, Iznalloz, Fuente Vidriera e incluso Cañada del Hornillo), y geográficamente está limitada a las series mencionadas. En cualquier caso, es un mineral escaso como norma general en estos sedimentos, hecho que es interpretado por Chamley (1979 b) como debido a la morfología abrupta de las áreas continentales en aquella época que impidieron el desarrollo de lateritas.

Una última cuestión referida a la caolinita es que su presencia en cantidades importantes es climatológicamente antitética a la de illita y clorita. Su existencia conjunta la explica Singer (1984) teniendo en cuenta que se trata de sedimentos (o paleosuelos) antiguos y/o que procedan de áreas fuentes muy distantes. Este último hecho puede ser concordante con la existencia -ya indicada en el apartado anterior- de áreas emergidas puntualmente que aportaran la caolinita sin que fuera necesario la intervención de un área fuente más generalizada.

En relación con las esmectitas, su presencia debe relacionarse con la existencia de estaciones contrastadas sobre todo en lo que a lluvias se refiere con una prolongada estación seca, Singer (1984).

ASPECTOS SOBRE LA GEOQUÍMICA DE LOS SEDIMENTOS ESTUDIADOS

En esta Memoria, el tema de la geoquímica de los sedimentos pelágicos jurásicos se plantea como una cuestión tan sólo iniciada. En esta primera fase se han realizado un número de análisis suficiente para disponer de los primeros datos sobre la geoquímica de las series estudiadas. De ahí que su distribución temporal responda únicamente al criterio de procurar barrer todas las edades en cada secuencia y que las muestras seleccionadas representen todas las litologías. En el futuro se piensa matizar algunos problemas ya más particularizados como son la aportación de la geoquímica a la interpretación de determinadas crisis faunísticas (Toarcense inferior y parte media del Domerense medio), y la relación diagenética en las ritmitas entre las margas y las margocalizas. En todo caso se piensa abordar con geoquímica de isótopos que ya suele ser usual para sedimentos de este tipo (véase, al respecto, el trabajo de Jenkyns & Clayton de 1986 sobre isótopos de carbono en sedimentos pelágicos del Jurásico inferior en el Thetys).

Hecha esta introducción recordaré que los análisis se han realizado siempre sobre la fracción menor de 2 micras, fracción habitualmente empleada para estos fines en la bibliografía. Los datos a discutir se expresaron en las tablas 127 y 128; la mineralogía de las muestras -generalmente con tres o más minerales de la arcilla- está resumida en la descripción de los resultados de cada una de las series.

En primer lugar se han considerado los valores medios de algunos elementos traza, agrupados según litofacies y dominios (tablas 152 y 153).

Tabla. 152. Elementos traza en las facies de margas y margocalizas grises (ppm) (izda: Subbético Medio; dcha: Subbético Externo). $V_m - V_M$ indican el rango de variación.

	\bar{X}	σ_x	$V_m - V_M$	V(%)		\bar{X}	σ_x	$V_m - V_M$	V(%)
Zn	172	106	50-445	62		151	52	74-305	34
Co	67	20	37-105	30		59	14	27-105	27
Cu	94	124	25-595	>100		65	25	35-170	38
Pb	30	11	8- 54	38		32	12	8- 60	38
Ni	33	6	15- 39	19		35	6	25- 55	18
Sr	97	57	35-250	58		98	95	20-527	97
Rb	190	>100	35-480	70		222	>100	20-500	74
Cr	146	56	50-267	39		172	100	30-1100	99
Li	44	15	26- 74	35		52	16	31- 95	31
Cd	10	0	10- 10	0		10	0	10- 10	0
V	94	52	19-229	55		175	90	1-335	52

En esta litofacies hay elementos cuyos contenidos medios son iguales o muy similares en ambos dominios: Co, Pb, Ni, Sr, Li y Cd. A ellos corresponden también los valores de desviación standard más pequeños, y similares entre sí, aunque los márgenes de variación ciertamente son, en algún caso, (Ni, Sr, Li) muy diferentes.

En el caso del ammonítico rosso los valores medios se resumen en la tabla 153.

	\bar{X}	σ_x	$V_m - V_M$	V(%)
Zn	149	87	40-375	58
Co	82	20	21-105	25
Cu	105	87	0-290	83
Pb	34	11	15- 50	32
Ni	36	7	25- 50	20
Sr	97	88	20-300	91
Rb	197	160	50-516	82
Cr	150	72	67-267	48
Li	38	22	11- 74	57
Cd	10	0	10- 10	0
V	223	>100	40-407	55

Tabla. 153. Elementos traza en la facies de ammonítico rosso (ppm) (Subbético Medio).

$V_m - V_M$ = rango de variación

Comparando ambas litofacies se aprecian las siguientes similitudes y diferencias:

- contenidos análogos de Pb, Ni, Sr, Rb, Cr y Cd.
- aumentan el Co, Cu y V.
- disminuye ligeramente el Li en relación al Subbético Medio y en mayor proporción al Subbético Externo.

En general, los elementos citados en las tablas anteriores presentan unos contenidos análogos a los recogidos en la bibliografía para sedimentos arcillosos pelágicos (Mosser, 1980; Andeol, 1985). En concreto, se puede apuntar las siguientes notas comparativas:

Tabla 154. Contenidos medios en elementos trazas (ppm).

Elemento	ppm en arcillas marinas pelágicas	margas y margocal. grises		ammon.ros.
		Sub.Med.	Sub.Ext.	Sub.Med.
Zn	130-150 Wedepohl(1974) Brosse(1982)	172	151	149
Co	---	82	69	82
Cu	50-200 Wedepohl(1975)	94	65	105
Pb	31- 65 Wedepohl(1974)	30	32	34
Ni	40 Wedepohl(1974)	33	35	36
Rb	120-140 Hirst(1962)	190	222	197
Cr	80-100 Wedepohl(1974) Murdmaa et al.(1978)	146	172	150
Li	30- 60 Tardy et al.(1972) Mosser(1980)	44	52	38
V	---	94	175	223

Comentarios e interpretaciones (fig. 85)

El Zn es un elemento relacionado con la actividad biológica, sirviendo la

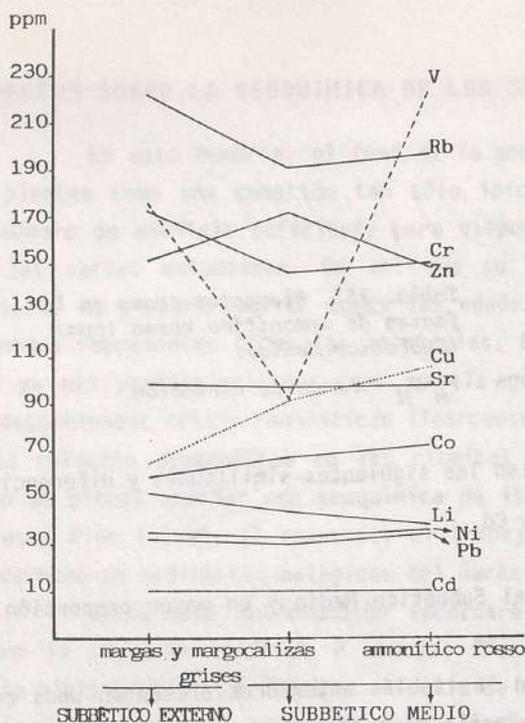


Fig. 85. Variación de los contenidos medios en elementos traza.

materia orgánica de vehículo de transporte hacia el sedimento (Brosse, 1982). Ello puede explicar las ligeras diferencias que, respecto del contenido máximo, presenta el Subbético Medio. Los sedimentos pobres en materia orgánica presentan un contenido máximo de 95 ppm. Las correlaciones encontradas con el cobre son las siguientes: Subbético Medio ($r = 0.73$, significación del 99.99%), Subbético Externo ($r = 0.56$, significación del 99%).

El cobalto es un elemento fácilmente movilizado durante los procesos de alteración. No se dispone de datos bibliográficos sobre sus contenidos en arcillas pelágicas marinas. Se puede indicar, por el contrario, que la mayoría del cobalto se encuentra en la fracción arcilla (Wedepohl, 1975) y que es un elemento -que en el mar- se desadsorbe de las arcillas para precipitar con el hierro y manganeso. A menudo está asociado al Ni, Cu, Cr y su contenido aumenta en un medio reductor (Brosse, 1982).

La ausencia de referencias impide comparar nuestros datos. Su correlación con el Ni es $r = 0.42$, significación del 99%, en ambos dominios; con el Cu: $r = 0.40$ y 0.43 , significación del 99% en los dos casos: Subbético Externo y Subbético Medio respectivamente.

Es un elemento más abundante en sedimentos lejanos a costas (Mosser, 1980); desde ese punto de vista sí existen diferencias entre el Subbético Medio que se presenta más alejado de esta influencia (nótese la igualdad del contenido en el Subbético Medio con independencia de la litofacies) que el Subbético Externo.

En la bibliografía se diferencia entre el contenido de cobre de las arcillas

pelágicas (100-130 ppm para el Océano Atlántico, y hasta 400 ppm para el Océano Pacífico) y las arcillas marinas no pelágicas con un contenido variable entre 20 ppm y 70 ppm (Wedepohl, 1975).

En este sentido se puede indicar que el contenido medio del Subbético Externo está más próximo al indicado para las arcillas marinas no pelágicas, en tanto que las proporciones del Subbético Medio (sean margas y margocalizas grises o ammonítico rosso) son análogas a las de arcillas pelágicas marinas del Océano Atlántico. Todo ello es concordante con las ideas de Mosser (1980) quien indica que el Co y el Cu -entre otros- abundan más en arcillas lejanas a costas. Efectivamente, el comportamiento de ambos elementos en el Jurásico inferior es coherente ofreciendo resultados similares para el Subbético Medio y Subbético Externo. Las tablas 127 y 128 son ilustrativas para comparar la abundancia de este catión en ambos dominios.

En cuanto al plomo merece resaltar la uniformidad de sus proporciones, siendo estas relativamente próximas al límite inferior fijado por Wedepohl (1974) para las arcillas del Atlántico: 41 ppm a 65 ppm, y al límite superior de los contenidos encontrados en el Golfo de París (13 ppm a 32 ppm).

El níquel es un elemento para el que se ofrecen contenidos diversos siendo 40 ppm el valor más admitido para arcillas marinas. Sin embargo ha de señalarse que se admiten hasta 221 ppm para arcillas pelágicas (Murdmaa et al., 1976). En el caso estudiado en esta Memoria se resalta la uniformidad de sus valores, su proximidad al contenido medio admitido siendo de hecho el elemento que presenta menor desviación standard.

Junto al Pb, Cu y Co es otro elemento que abunda más en sedimentos lejanos a costas. En el caso presente no ofrece diferencias entre dominios que avalen las sugerencias extraídas de los análisis de los contenidos en Cu y Co; en cualquier caso, las proporciones de Pb y Ni no contradicen lo indicado anteriormente.

Los contenidos en rubidio oscilan entre 120 ppm y 140 ppm, siendo 116 ppm el valor indicado por Hirst (1962). Es un elemento relacionado con el potasio y sus proporciones aumentan en medio marino según Degens et al. (1957). En los sedimentos estudiados en esta Memoria, los valores encontrados son muy superiores a los indicados en bibliografía. En mi opinión, no es correcto pensar que tales aumentos se deben al carácter marino del medio sino que han de ser interpretados como el resultado lógico de una mineralogía en la que la illita es el mineral predominante. Esto es patente, especialmente, en el Subbético Externo en el que la asociación B (illita, clorita) es abundante. Como añadido que refuerza esta interpretación hay que recordar la relación potasio-rubidio y el hecho de que la adsorción juega un papel importante en la concentración preferencial del rubidio.

El cromo es un elemento fácilmente soluble, que se acumula esencialmente en la fracción detrítica (Wedepohl, 1974). Este elemento presenta contenidos que están por

encima de las medias estimadas para arcillas marinas pelágicas. Su interpretación es la misma que se ha indicado para el Rb; conocida es la relación ilita-cromo y -por tanto- dadas las proporciones de este mineral en las facies estudiadas puede ser explicable los elevados contenidos en Rb. Como corroboración el Subbético Externo, en el que aparecen facies más ricas en ilita, presenta un contenido medio más alto (222 ppm) en tanto que el Subbético Medio es uniforme (190-197 ppm) independientemente de la litología. La correlación ilita-Rb confirma, igualmente, estas interpretaciones.

Los contenidos de litio expuestos en el resumen, han de matizarse del siguiente modo: en minerales detríticos, sus proporciones varían entre 60 y 300 ppm; en medios marinos y lacustres en los que existan minerales fibrosos el contenido en litio puede ser de 6000 ppm estando en estos casos, relacionado con el magnesio (Tardy et al., 1972). Parece claro que la asociación mineral del Jurásico estudiado es detrítica dadas las proporciones de este elemento (38 a 52 ppm) que encajan en los aportados por la bibliografía. En este sentido es empleado como índice de detritismo (Mosser, 1980) en la medida en que sus contenidos estén en torno a 60 ppm. Algunas diferencias se distinguen entre el Subbético Medio y el Subbético Externo que -sin ser demasiado significativas- tienen la explicación en la relación del litio con la ilita como ya se indicaba anteriormente.

El vanadio es un elemento adsorbido a las partículas de arcilla en medio marino (Kranskopf, 1956). No se han encontrado datos sobre su contenido en medios similares a los estudiados en esta Memoria. Se localiza generalmente en hidrolizatos marinos (arcillas, hidróxidos de hierro y aluminio) según Goldschmidt (1954). Igualmente se acumula como V^{4+} por reducción del V^{5+} del agua del mar y precipitación en el limo del fondo en relación, a veces, con el contenido en vanadio de los organismos marinos.

Estos dos hechos, presencia junto a arcillas e hidróxidos de hierro y acumulación en un "fondo" marino, pueden estar relacionados con la mayor abundancia de vanadio en el ammonítico rosso cuyo color rojo y su génesis -ligada a zonas de pendientes y removilización- podrían ser aptas para tal concentración en relación a otras litofacies. El vanadio es un elemento relacionado con un origen terrígeno (Chamley et al., 1979) lo que avalaría su mayor abundancia en estas litofacies.

En la figura 86 se representa el análisis cluster realizado para cada dominio estudiado.

El nivel de significación es importante si se comparan las muestras analizadas en cada dominio sin diferenciar incluso entre litofacies. Otro tipo de relaciones no han aportado resultados que puedan tenerse en consideración.

En el Subbético Externo se pueden distinguir cuatro grupos de muestras en los que la correlación es significativa (entre 0.98 y 0.87). El grupo I es el que presenta

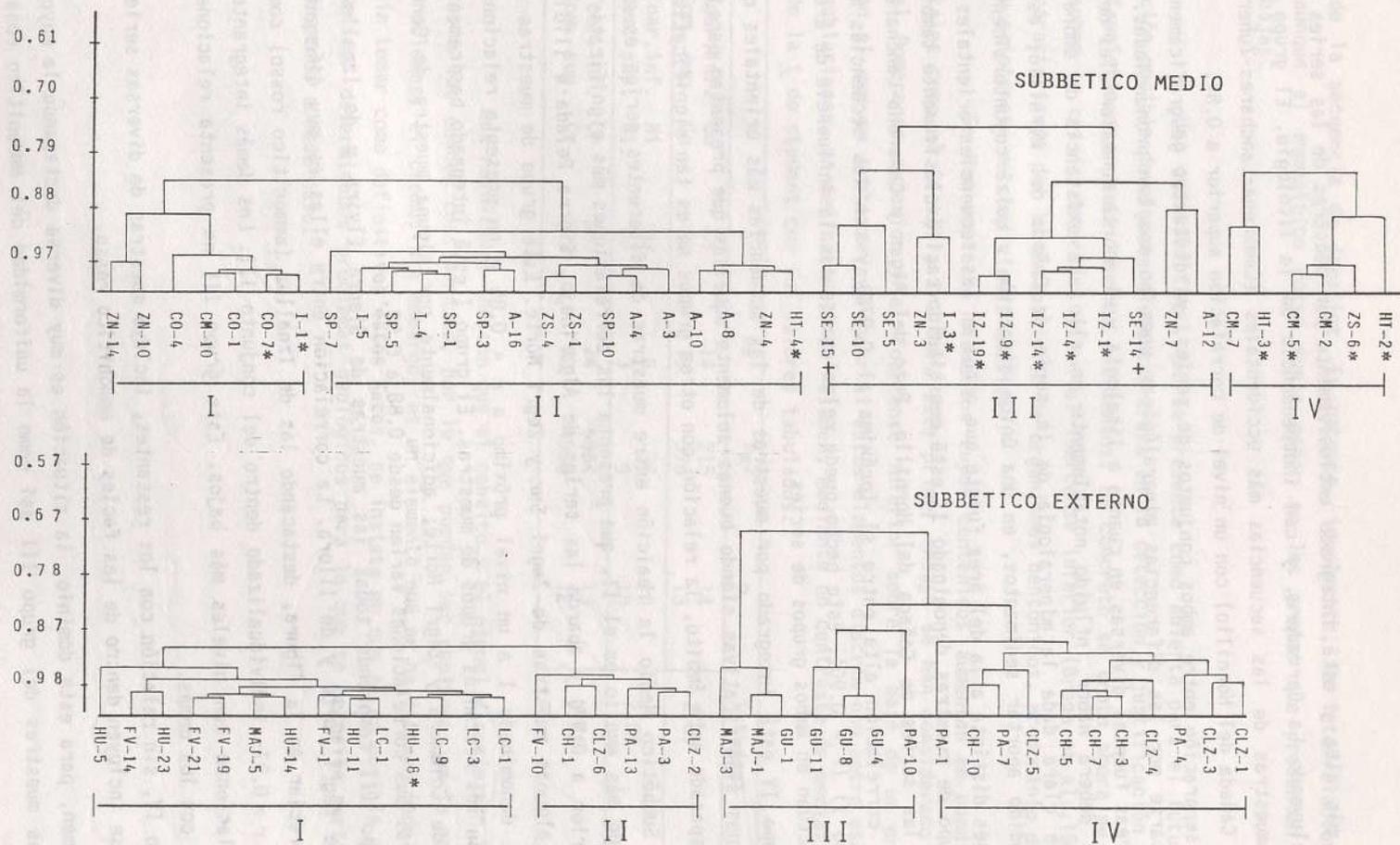


Fig. 86. Análisis Cluster realizados en muestras del Subbético Medio y Subbético Externo.

* ammonítico rosso

+ calizas con sílex

La correlación más alta y está integrado exclusivamente por muestras de las series más orientales, incluyendo La Cerradura, y con independencia de la litología. El grupo III corresponde a muestras de las secuencias más occidentales (Camarena-Lanchares-Zuheros, Pozo del Algar, Cañada del Hornillo) con un nivel de correlación superior a 0.87.

Esta separación entre ambos conjuntos de series, ya distantes geográficamente, no puede explicarse por las diferencias mineralógicas pues no son tan pronunciadas. La existencia de áreas fuentes diversas en cuanto a litología y el aporte de materiales desde zonas emergidas deberá haber influido notablemente en ello. La existencia de umbrales emergidos parece clara dada la mineralología de la serie de Cañada del Hornillo; estos relieves han podido aportar sedimentos, en una única dirección y quizá coyunturalmente, cuya presencia sea distinta a la del área fuente que actúa en las secuencias orientales.

El grupo de muestras denominado II está constituido casi exclusivamente también por niveles de las series de Cañada del Hornillo, Pozo del Algar y Camarena-Lanchares-Zuheros con una correlación alta entre sí (próxima al 0.97%) y con las secuencias más orientales (grupo I) ($r = 0.90$). Este hecho puede relacionarse con la influencia de áreas fuentes que sí actúan en ambos grupos de series.

El grupo IV está integrado por muestras de las secuencias más orientales con correlaciones menos significativas siendo buenas solamente aquellas que presentan parejas de muestras; traspasado este ámbito, la relación con otros grupos no es tan significativa.

En el Subbético Medio la relación entre muestras de diferentes series es más compleja. El grupo más amplio es el II, que presenta las correlaciones más significativas (r igual o superior a 0.97) y abarca las series de Algarinejo, Sierra Pelada e Illora básicamente más algunas muestras de Zegrí Sur y Zegrí Norte. Este grupo de muestras se relaciona con el denominado I a un nivel próximo a $r = 0.85$ y no presenta relaciones significativas con los restantes grupos de muestras. El grupo I está integrado básicamente por las series de Colomera y Zegrí Norte; adicionalmente por alguna muestra de Cerro Méndez y de Illora. Sus correlaciones varían desde 0.88 a 0.98.

El grupo III comprende todas las muestras de Sierra Elvira y de Iznalloz; también alguna de Zegrí Norte y de Illora. La correlación entre ellas es muy diferente como se puede apreciar en la figura, destacando las de Iznalloz (ammonítico rosso) como un subgrupo -con $r > 0.97$ - individualizado dentro del conjunto III. Los demás integrantes del grupo se relacionan con niveles más bajos. Este grupo III no presenta relaciones dignas de mención con los demás.

El grupo IV, sin relación con los restantes, incluye muestras de diversas series cuya mayor parte se incluyen dentro de las facies de ammonítico rosso.

En resumen, para este dominio, la situación es muy diversa destacando la mayor relación entre las muestras del grupo III así como la uniformidad del ammonítico rosso

de la secuencia de Iznalloz. Es patente, igualmente, la interrelación entre litofacies, aunque el ammonítico rosso suele estar en los grupos que presentan correlaciones más bajas.

Una cuestión final que se presenta como abierta para el futuro, es la utilización posible de algunos elementos traza en la detección y justificación de posibles crisis faunísticas en este tipo de sedimentos. En concreto se trata ahora de ofrecer un ensayo sobre la crisis detectada en el Toarcense inferior (Braga et al., 1981; Jiménez, 1986) caracterizada por la desaparición de organismos bentónicos, predominio de formas juveniles y existencia de condiciones anóxicas.

Se han empleado elementos cuyos contenidos aumentan en condiciones reductoras, tales como el Co, Ni y Cr. Para este primer ensayo se han considerado diferencias entre el Domerense superior y el Toarcense inferior sobre la base de un programa de cálculo en el que se trata de averiguar si estos elementos discriminan entre esas dos edades (dos poblaciones, en definitiva). En resumen, mediante un contraste de medias y la comparación de la t de student con sus valores tabulados:

	\bar{X}	σ_x	σ_x^2	n	tstudent	ttabulado
Toar.inf. Co	81	14	215	14	2.67	-1.71 a +1.71
Dom. sup. Co	64	19	376	13		
Toar.inf. Ni	33	6	36	10	2.08	-1.73 a +1.73
Dom. sup. Ni	37	3	9	10		
Toar.inf. Cr	180	74	5564	13	0.72	-1.71 a +1.71
Dom. sup. Cr	159	70	4900	12		

Los resultados indican que el cobalto y el níquel discriminan los datos referentes a las edades consideradas, por lo que pueden ser empleados en la resolución de estos problemas; el cromo, sin embargo, es un elemento que no ha diferenciado ambas poblaciones. Sin tomar como definitivos estos datos, se insiste en que es un posible camino para caracterizar determinados problemas geológicos para lo que se necesita partir de un muestreo adaptado a cada caso.

HIPOTESIS SOBRE EL AREA FUENTE. EFECTOS DE LOS PROCESOS SEDIMENTARIOS

Al iniciar la discusión sobre el área fuente de estos sedimentos jurásicos es necesario recordar la existencia de algunos factores (Chamley, 1981) que enmascaran y complican la distribución de los minerales de la arcilla y, por consiguiente, la asignación del área fuente. Me refiero al transporte, litología, geomorfología, tipo e intensidad de la erosión, tamaño de partícula, origen de los minerales, existencia de diagénesis, etc. El transporte, por ejemplo, es uno de los factores que no se mantiene constante en el tiempo, ni en magnitud ni en dirección (Singer, 1984). En función de lo anterior, Singer (op.cit.) considera que algunos tipos de depósitos son más adecuados para resolver el problema del área fuente: por ejemplo, los depósitos marinos de cuenca o de pendiente y no los de plataforma. Igualmente parece necesario disponer de un amplio número de muestras.

Con lo que antecede se pretende únicamente plantear las dificultades de este tipo de estudio. Por ello se hace referencia fundamentalmente a determinados caracteres cristalocquímicos de algunos filosilicatos (ilita, clorita). Las asociaciones de minerales de la arcilla son empleadas conjuntamente con los criterios anteriores y otros de tipo geoquímico y geológico. De ahí la razón fundamental del estudio de determinadas series triásicas y de rocas de la Meseta.

Los criterios cristalocquímicos, mineralógicos en general, utilizados para tratar de esclarecer la asignación de las áreas fuente son básicamente los siguientes. En las micas, el espaciado basal, valores de su parámetro b_0 y grado de fengitización; parcialmente, la cristalinidad y algunos datos morfológicos de microscopía electrónica de barrido (SEM). En cualquier caso todos ellos se referirán a la fracción limo que, en principio, ha de reflejar más fielmente los caracteres del área fuente. De las cloritas, dadas sus escasas proporciones aunque su presencia es constante en las series estudiadas, se utilizarán el valor del espaciado basal (d_{001}) de forma generalizada, el tamaño de cristalito y ocasionalmente el contenido en hierro.

En la figura 87 se representa la posición que en el diagrama de Rey & Kübler (1983) ocupan las distintas muestras de las diversas series estudiadas.

Aquí hay que señalar que las micas blancas de la fracción limo tienen carácter fengítico, según se desprende de su posición en el diagrama citado, ocupando habitualmente la nube de puntos situaciones concordantes con las que expresan los autores citados. Este hecho es generalizado en las muestras estudiadas manifestando un comportamiento similar en todos los casos, independientemente de la serie estratigráfica y del dominio geológico. Algunas diferencias se aprecian si se considera su carácter ilítico (desviación hacia la izquierda en el diagrama). Habitualmente tal carácter es nulo o tan escaso que no se aprecia desviación de la población en el sentido indicado. En el Subbético Medio tan sólo algunas muestras de las series de Algarinejo y Zegrí Norte manifiestan claramente un

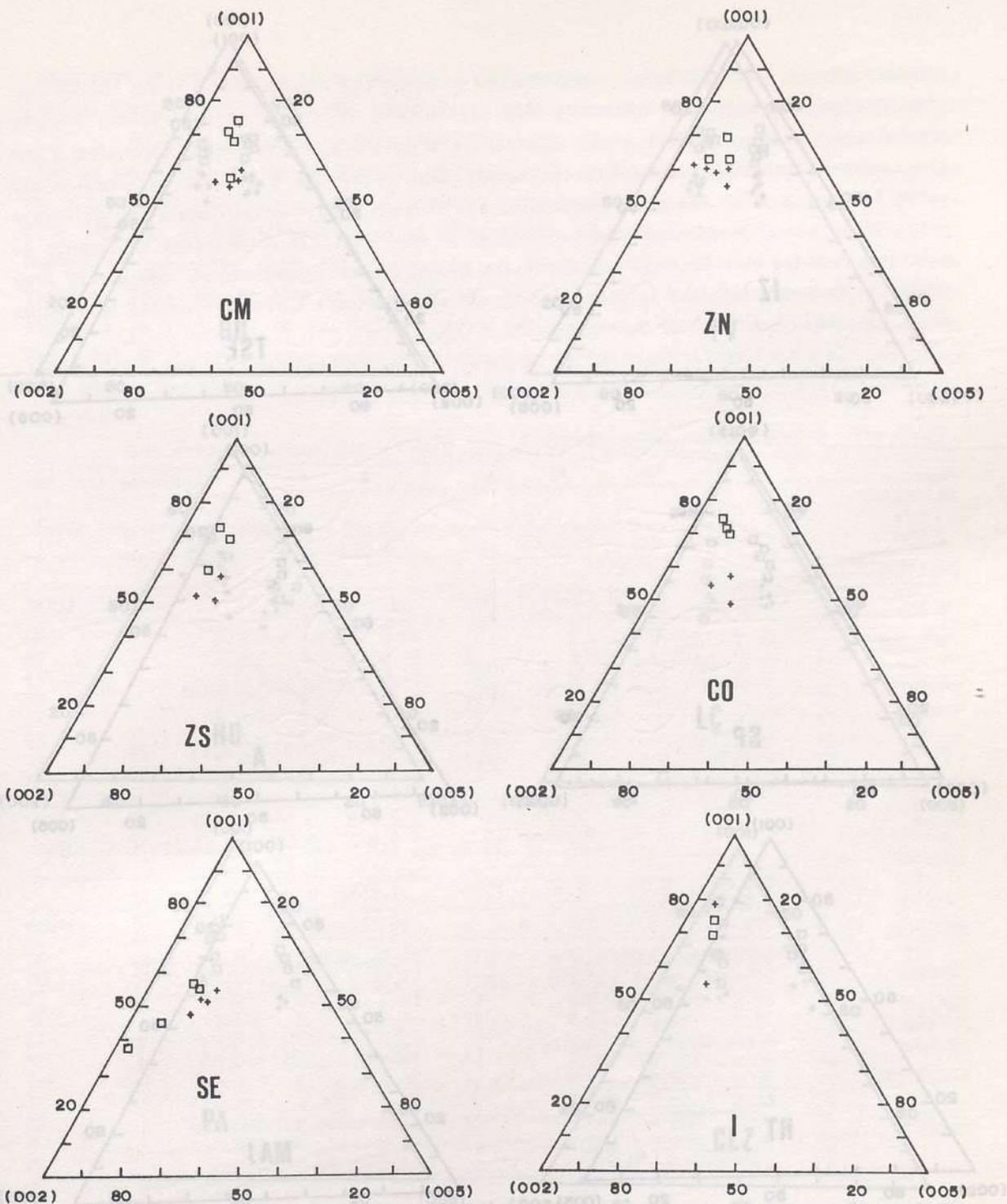


Fig. 87. Posición de las micas en el diagrama de Rey & Kübler(1983). □ fracción arcilla + fracción limo.

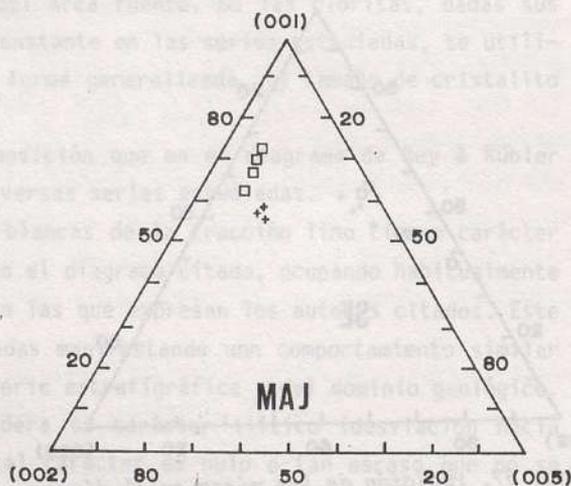
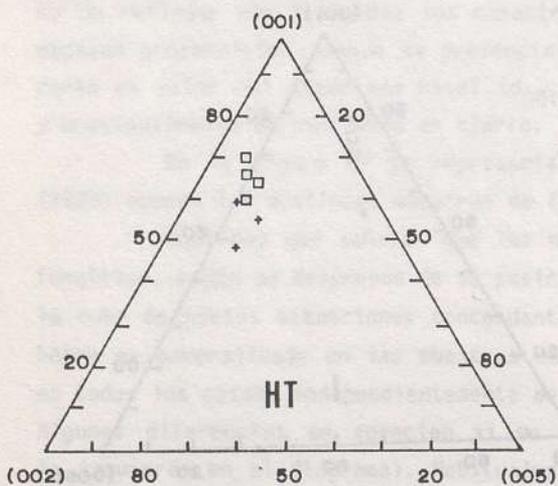
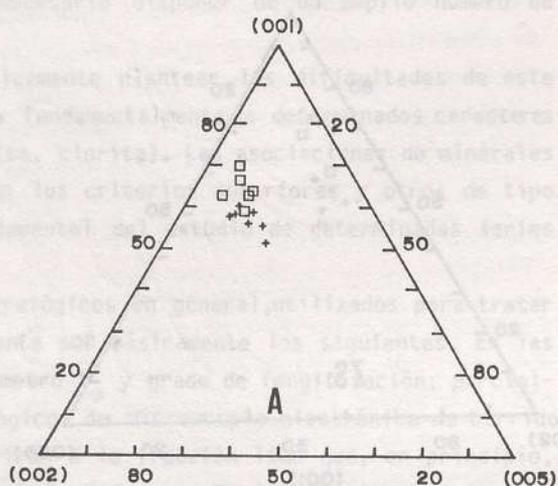
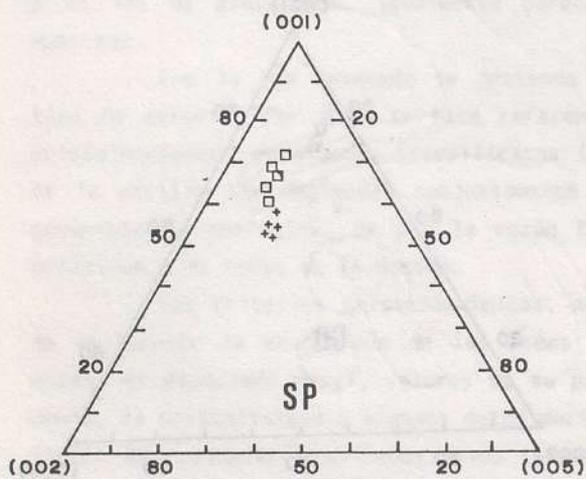
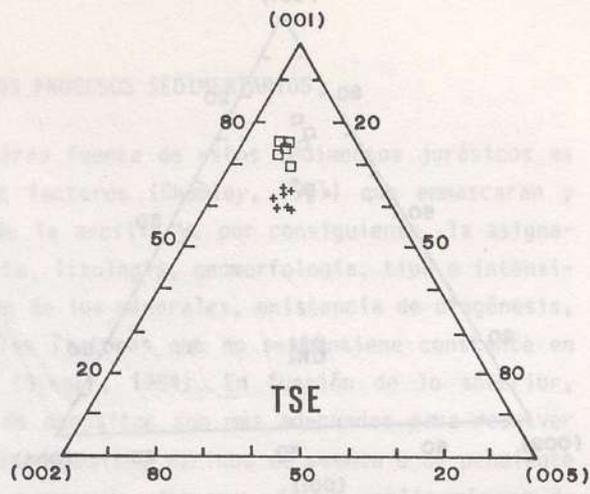
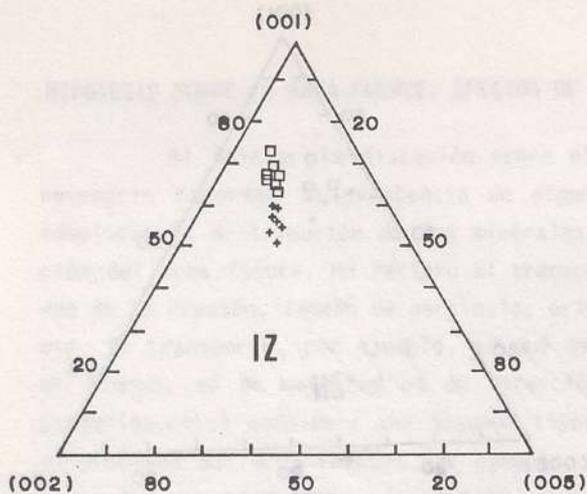


Fig. 87. Continuación.

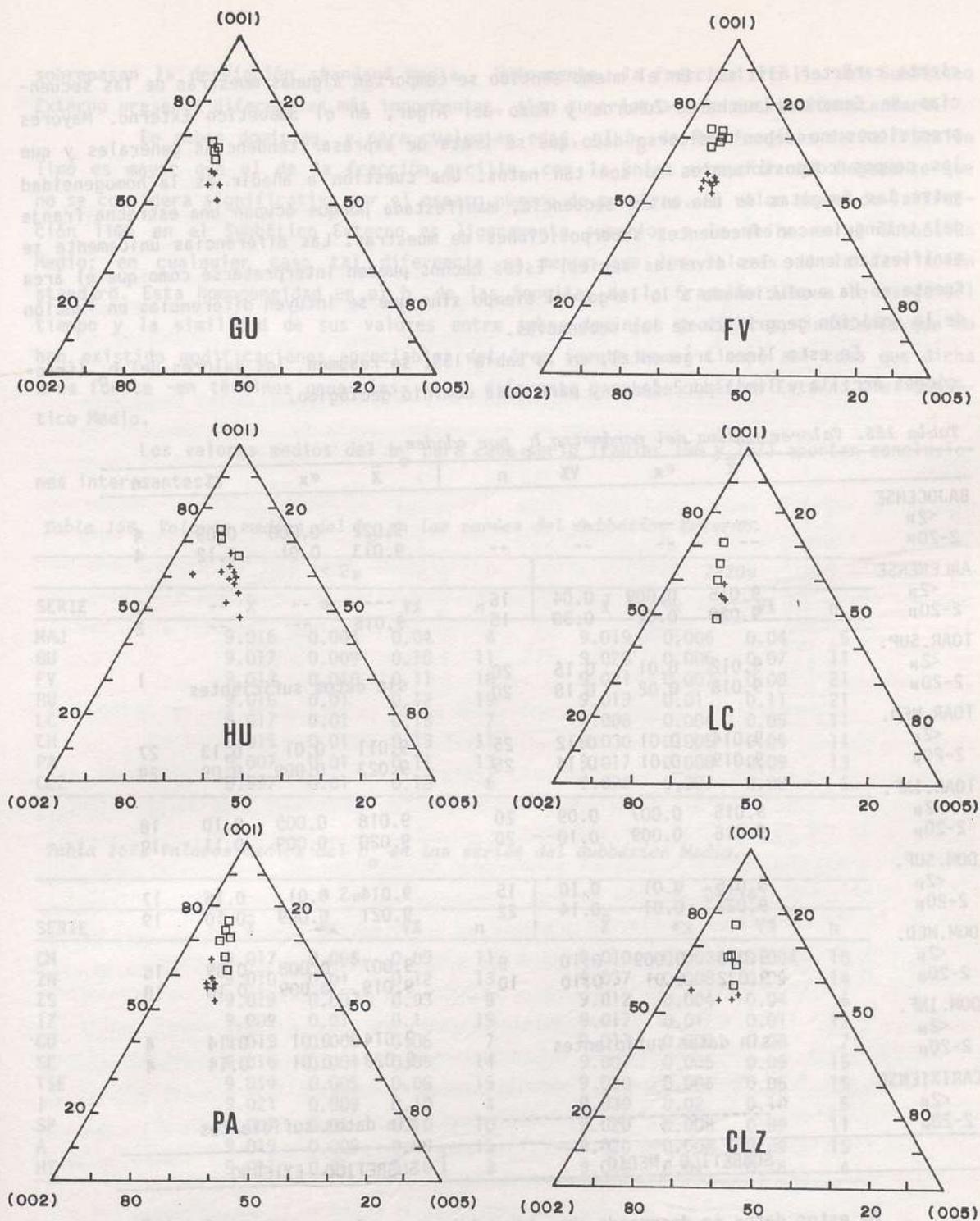


Fig. 87. Continuación.

cierto carácter ilítico. En el mismo sentido se comportan algunas muestras de las secuencias de Camarena-Lanchares-Zuheros y Pozo del Algar, en el Subbético Externo. Mayores precisiones no deben indicarse dado que se trata de expresar tendencias generales y que los campos composicionales no son tan netos. Una cuestión a añadir es la homogeneidad entre las fengitas de una misma secuencia, manifestada porque ocupan una estrecha franja del triángulo con frecuentes superposiciones de muestras. Las diferencias únicamente se manifiestan entre las diversas series. Estos hechos pueden interpretarse como que el área fuente no ha evolucionado a lo largo del tiempo sino que se intuyen diferencias en función de la posición geográfica de las secuencias.

En esta línea argumental, en la tabla 155, se resumen los valores del b_0 (fracciones arcilla y limo) por edades y para cada dominio geológico.

Tabla 155. Valores medios del parámetro b_0 por edades.

	\bar{X}	σ_x	V%	n	\bar{X}	σ_x	V%	n
BAJOCENSE								
<2 μ	--	--	--	--	9.022	0.008	0.09	4
2-20 μ	--	--	--	--	9.013	0.01	0.12	4
AALLENENSE								
<2 μ	9.015	0.009	0.04	16	---	--	--	1
2-20 μ	9.020	0.02	0.30	15	9.015	--	--	2
TOAR. SUP.								
<2 μ	9.012	0.01	0.15	20	sin datos suficientes			1
2-20 μ	9.018	0.02	0.18	20				
TOAR. MED.								
<2 μ	9.014	0.01	0.12	25	9.011	0.01	0.13	27
2-20 μ	9.019	0.01	0.14	25	9.023	0.009	0.09	29
TOAR. INF.								
<2 μ	9.015	0.007	0.09	20	9.018	0.009	0.10	18
2-20 μ	9.016	0.009	0.10	20	9.020	0.009	0.11	19
DOM. SUP.								
<2 μ	9.015	0.01	0.10	15	9.014	0.01	0.16	17
2-20 μ	9.023	0.01	0.14	22	9.021	0.009	0.10	19
DOM. MED.								
<2 μ	9.013	0.009	0.10	9	9.007	0.008	0.09	16
2-20 μ	9.022	0.01	0.10	10	9.019	0.009	0.10	18
DOM. INF.								
<2 μ	sin datos suficientes				9.014	0.01	0.14	4
2-20 μ					9.028	0.01	0.14	4
CARIXIENSE								
<2 μ	-----				sin datos suficientes			
2-20 μ								
SUBBETICO MEDIO					SUBBETICO EXTERNO			

De estos datos se desprende que -por edades- no existen diferencias significativas entre dominios ni en cada uno de ellos por separado, en los que las divergencias no

sobrepasan la desviación standard media. Únicamente, la fracción arcilla del Subbético Externo presenta diferencias más importantes, algo superiores a la desviación standard.

En ambos dominios, y para cualquier edad, el b_0 de las fengitas de la fracción limo es mayor que el de la fracción arcilla, con la única excepción del Bajocense que no se considera significativa por el escaso número de muestras. El valor medio de la fracción limo en el Subbético Externo es ligeramente superior a la media en el Subbético Medio; en cualquier caso tal diferencia es menor que los valores de la desviación standard. Esta homogeneidad en el b_0 de las fengitas de la fracción limo a lo largo del tiempo y la similitud de sus valores entre ambos dominios geológicos, indicaría que no han existido modificaciones apreciables del área fuente en el tiempo así como que dicha área fuente -en términos generales- no es diferente para el Subbético Externo y el Subbético Medio.

Los valores medios del b_0 para cada serie (tablas 156 y 157) aportan conclusiones interesantes.

Tabla 156. Valores medios del b_0 en las series del Subbético Externo.

SERIE	< 2 μ				2-20 μ			
	\bar{X}	σ_x	V%	n	\bar{X}	σ_x	V%	n
MAJ	9.016	0.004	0.04	4	9.019	0.006	0.04	5
GU	9.017	0.009	0.10	11	9.028	0.006	0.07	11
FV	9.013	0.010	0.11	18	9.021	0.007	0.08	21
HU	9.016	0.01	0.12	19	9.019	0.01	0.11	21
LC	9.017	0.01	0.13	7	9.006	0.004	0.05	11
CH	9.015	0.01	0.13	11	9.030	0.005	0.05	11
PA	9.007	0.01	0.11	13	9.017	0.008	0.09	13
CLZ	8.997	0.01	0.15	6	9.026	0.007	0.08	6

Tabla 157. Valores medios del b_0 en las series del Subbético Medio.

SERIE	< 2 μ				2-20 μ			
	\bar{X}	σ_x	V%	n	\bar{X}	σ_x	V%	n
CM	9.017	0.008	0.09	11	9.010	0.003	0.004	10
ZN	9.010	0.01	0.12	13	9.037	0.008	0.09	14
ZS	9.019	0.003	0.03	6	9.012	0.004	0.04	6
IZ	9.009	0.01	0.1	19	9.017	0.01	0.01	19
CO	9.019	0.006	0.06	7	9.013	0.007	0.08	7
SE	9.016	0.004	0.05	14	9.007	0.005	0.06	15
TSE	9.019	0.005	0.06	15	9.020	0.006	0.06	15
I	9.021	0.009	0.10	4	9.030	0.02	0.10	5
SP	9.007	0.01	0.10	10	9.020	0.008	0.09	11
A	9.019	0.009	0.09	15	9.020	0.008	0.09	15
HT	9.011	0.01	0.10	3	9.019	0.01	0.16	4

Dados los exiguos valores de la desviación standard del b_0 , en la fracción limo, para cada secuencia ha de pensarse en un área fuente relativamente homogénea para cada

una de las series. Ello es concordante con las ideas expresadas anteriormente, deducidas de la discusión de los datos por edades.

Sin embargo, las diferencias entre series sí son notables, aún en la fracción limo (tablas 156 y 157). Este mismo hecho se deduce si se observan los valores medios de b_0 por serie en la fracción arcilla: uniformidad en cada serie e importantes diferencias entre secuencias.

En el mismo sentido apunta el análisis del espaciado basal de la fengita. Las variaciones en una misma secuencia son muy pequeñas (tabla 158), siendo apreciables las existentes entre series.

Tabla 158. Valores medios y desviación standard del espaciado basal de las fengitas.

SUBBETICO MEDIO			SUBBETICO EXTERNO		
SERIE	\bar{X}	σ_x	SERIE	\bar{X}	σ_x
CM	9.978	0.013	MAJ	9.966	0.010
ZN	9.986	0.035	GU	9.969	0.004
ZS	9.960	0.005	FV	9.970	0.006
IZ	9.968	0.004	HU	9.967	0.006
CO	9.982	0.013	LC	9.957	0.006
SE	9.970	0.014	CH	9.972	0.015
TSE	9.966	0.005	PA	9.985	0.037
I	9.977	0.020	CLZ	9.992	0.057
SP	9.970	0.008			
A	9.979	0.034			
HT	9.984	0.027			

El espaciado basal (d_{001}) de las cloritas es un parámetro de interés en esta discusión ya que no se afecta por procesos de erosión y meteorización (Liebling & Sherp, 1976, 1980; Nieto et al. 1980) sino que sus variaciones obedecerían a la influencia de litologías diversas. Los valores de este parámetro aparecen en la tabla 123. De ella se deduce que, en la fracción limo, la clorita presenta un espaciado muy constante en cada serie, con valores de desviación standard entre 0.01 y 0.02 y diferencias ligeramente mayores entre las distintas secuencias.

De los resultados de los espaciados basales se deducen ideas concordantes con las ya aportadas por las variaciones del parámetro b_0 de las fengitas: nulas o escasas variaciones del área fuente en el tiempo. Es probable, también, que toda la clorita en ambas fracciones sea heredada de la misma área fuente, por lo que no existen divergencias entre los espaciados basales de las dos fracciones, y la diferencia de tamaño se debe exclusivamente a los efectos del proceso sedimentario.

Todo ello induce a pensar lo siguiente:

- a) existe un área fuente que, en términos generales, es única para el Subbético Medio y el Subbético Externo. Ello no impide que, en algunas secuencias, se aprecien otras influencias como se verá más adelante.
- b) dicha área fuente no experimenta variaciones significativas a lo largo del tiempo. Ello quiere decir ausencia notable de influencia de otros importantes complejos litológicos a lo largo del tiempo. Sin embargo, la coexistencia en algunas secuencias de fengitas con tamaño de cristalito muy diferente induce a pensar -junto con la presencia de determinadas asociaciones minerales- en la existencia de otras áreas fuentes de actuación restringida. No debe descartarse también posibles variaciones litológicas en el área fuente. En todo caso las diferencias en la cristalinidad no pueden explicarse únicamente como el efecto diferencial de los procesos de erosión y meteorización desde el área fuente.
- c) aunque, en líneas generales, la mayoría de los materiales deben proceder de un único gran complejo litológico, las diferencias internas de edades y/o grado metamórfico deben determinar una gama relativamente variada de valores medios para las distintas series estudiadas. Cada una, en función de su posición geográfica, recibiría los aportes de la formación geológica más cercana.

Tras las consideraciones anteriores se está en condiciones de proponer cuales han podido ser las áreas fuentes de la sedimentación jurásica estudiada.

La MESETA figura como área fuente cuya influencia debió ser general para todas las secuencias estudiadas. La diversidad litológica de sus rocas puede explicar las exiguas variaciones verticales detectadas en alguna serie; en todo caso las diferencias fundamentales, ya apuntadas, se presentan entre series lo que se interpreta en esta Memoria como relacionado con su posición respecto a la Meseta. La diversidad de complejos litológicos podría ser suficiente para explicar las diferencias entre las series estudiadas.

Ahora bien, hasta la presente las referencias a la Meseta como área fuente de sedimentos se han hecho de manera ambigua y general (Santos Francés et al., 1976, para el Triás; Palomo et al., 1985, para sedimentos jurásicos; López Galindo, 1986, para sedimentos cretácicos). De ahí el interés en estudiar algunas rocas de la Meseta (tablas 139 a 145, páginas 212 a 217) con objeto de establecer comparaciones con el sedimento.

El análisis comparado de los valores del parámetro b_0 de las fengitas de las rocas paleozóicas muestreadas (tabla 145, página 217) y de los sedimentos jurásicos (tablas 156 y 157, página 301) manifiesta una gran divergencia. Lo mismo sucede con los valores del espaciado basal en estas rocas (tabla 145) y el de los sedimentos jurásicos (tabla 158, página 302); en aquellas el valor, muy constante, es de 10 \AA a excepción de una

muestra con espaciado de 9.975 Å; el de los sedimentos jurásicos oscila entre 9.960 Å y 9.986 Å (Subbético Medio), y entre 9.966 Å y 9.992 Å (Subbético Externo). En conjunto se detecta la inexistencia de caracteres comunes entre ambos conjuntos, es decir entre el Paleozóico y los sedimentos jurásicos. Únicamente un par de muestras de la Meseta (P-4 y P-4', tablas 142 a 145, páginas 215 a 217) reflejan un cierto parecido con algunos parámetros del sedimento. Ello, no obstante, no invalida el criterio general antes expresado.

Si se estudian comparadamente los datos del espaciado basal de la clorita (tabla 120, página 184) en el sedimento y en las rocas Paleozoicas de la Meseta (tabla 142, página 215) también se observan divergencias notables. En el sedimento son inferiores a excepción de la serie TSE cuya interpretación se efectuará aparte.

Los parámetros de las cloritas de los sedimentos jurásicos, cuyo origen heredado es claro, parecen corresponder a cloritas formadas originalmente en un ámbito diagenético o, en todo caso, con un grado de metamorfismo menor que el de las rocas estudiadas en la Meseta. Así, según Velde et al. (1979) y Nieto & Rodríguez Gallego (1983) el contenido en aluminio de la clorita aumenta al disminuir la temperatura. En este sentido es coherente con el dato del b_0 de la fengita que indica procedencia de materiales de baja temperatura. Es decir, las rocas de la Meseta que se proponen como área fuente han de ser rocas formadas a menor temperatura que las del Carbonífero estudiadas en esta Memoria.

La comparación con algunos datos de otros autores que realizan su investigación en otras áreas de la Meseta ha arrojado luz sobre esta cuestión. Así los resultados obtenidos por López Munguira & Sebastián Pardo (en prensa) sobre micas y cloritas del complejo esquistograuváquico (Alcudiense, Zona Centro-Ibérica) son muy similares a los del Jurásico. Existe coincidencia en el espaciado basal de las cloritas (rango entre 14.14 Å y 14.07 Å, con la mayor frecuencia en 14.10 Å) así como en el valor del b_0 de las fengitas (próximo a 9.02 Å). Este conjunto de datos, así como los valores de b_0 de las cloritas alcudienses (9.288 Å), configuran la idea de que efectivamente el complejo esquistograuváquico corresponde a un grado metamórfico de bajo a muy bajo y, por consiguiente, puede ser esencialmente el área fuente de los sedimentos jurásicos.

Los datos de otros complejos de mayor grado metamórfico (López Munguira et al, 1985; López Munguira & Sebastián Pardo, 1987), como la serie Negra de Ossa Morena y las metapelitas y metagrauvas turbidíticas de Azuaga, son diferentes a los encontrados en el Jurásico.

En resumen sobre la Meseta, se puede indicar claramente la influencia sobre los sedimentos jurásicos de rocas de bajo o muy bajo grado de metamorfismo correspondientes al denominado Alcudiense (Precámbrico). Sin embargo, la escasez de datos sobre el Paleozoico, en el que existen complejos de bajo o muy bajo grado metamórfico -así como pizarras sedimentarias- impide desecharlos también como posible área fuente adicional. En todo caso, se ha comprobado que las rocas analizadas del Paleozóico no han actuado como

área fuente durante la época estudiada. Ello sugiere, dada su posición geográfica, la posibilidad de que estuvieran bajo lámina de agua o cubiertas por sedimentos triásicos prebéticos; en cualquier caso no expuestas a erosión.

Para algunas series estudiadas se propone la existencia de áreas fuentes puntuales. Las secuencias de Majarazán (completa), el Domerense superior y Toarcense inferior de Fuente Vidriera y el Domerense medio completo de Huéscar presenta una asociación característica de sedimentos triásicos estudiados en esta Memoria (tablas 129 a 138, páginas 201 a 209) y con los datos de Caballero & López Aguayo(1973) sobre Trias Prebético. Los valores del espaciado basal y del parámetro b_0 de las fengitas son concordantes. Se propone, por tanto, la influencia del Trias Prebético como área fuente adicional en las aludidas secuencias para las edades señaladas, es decir inmediatamente tras la ruptura de la plataforma carbonática. Este hecho, apuntado por Ortega et al.(1985), es concordante también con la idea de García Hernández et al.(1980) para quienes el Prebético estuvo parcialmente emergido durante el Mesozoico.

Influencia de relieves emergidos es también patente en el Toarcense inferior y medio de Cerro Méndez y, en menor medida, en el Toarcense de Zegrí Norte. Muy notoria en Iznalloz, desde el final del Toarcense inferior. No se dispone de ningún dato para indicar si las tres series están influenciadas o no por la misma área fuente adicional. Tal vez deba considerarse la posibilidad de la influencia de la denominada Dorsal Medio Subbética de Busnardo(1979) en tales secuencias. En el Toarcense medio de Sierra Pelada y durante toda la serie, en Cañada del Hornillo, ha de mencionarse también la influencia de áreas emergidas próximas.

Para la alternancia de margas y margocalizas del Toarcense medio de Sierra Elvira (TSE) ha de invocarse una procedencia diferente. Así lo indican los datos de espaciado basal de la clorita, claramente distinto del resto de las series, y su elevado contenido en hierro. Este último hecho puede explicarse del siguiente modo: 1) procedencia de formaciones de muy baja temperatura, lo que es incoherente con los valores de su espaciado basal (14.16 \AA) propios de cloritas de más alta temperatura o de otros ambientes; 2) transformación de la clorita en un medio con escasa o nula removilización de soluciones alternantes según el esquema de Nieto & Rodríguez Gallego(1981), contrario al carácter turbidítico de las muestras, ó 3) procedencia de otro tipo de materiales no pelíticos. Esta última parece la interpretación más verosímil proponiéndose los sedimentos de la plataforma carbonática inferior como área fuente. De hecho, características semejantes a las encontradas para estas cloritas ($Fe > Mg$, contenido en Al de tipo medio, d_{001} cercano a 14.15 \AA , politipo Ib) son descritas por Whittle(1986) para cloritas de origen sedimentario estudiadas mediante TEM y difracción de rayos X.

Una vez enunciadas las hipótesis sobre las posibles áreas fuentes, es adecuado indicar determinadas cuestiones relativas a la génesis de algunos minerales con especial mención de las posibles transformaciones que hayan podido experimentar durante el proceso sedimentario.

Con los datos indicados en el capítulo de Resultados y la discusión precedente sobre parámetros cristalocquímicos se consideran heredados la caolinita y la esmectita (procedentes de suelos desarrollados sobre las rocas originales), la clorita y mica como constituyentes esenciales de las rocas del área fuente. En esta situación, la clorita y la fengita de la fracción limo de los sedimentos jurásicos reflejarán las características generales del área fuente (en tal sentido se han empleado en la discusión precedente) con modificaciones de algunos de sus parámetros. Lo más evidente es la disminución del tamaño de cristalito a consecuencia de los fenómenos de erosión y meteorización experimentados durante el transporte. Sirvan de ejemplos los tamaños de cristalito de las cloritas (tabla 121, página 185) y de las fengitas (tablas 123 y 124, páginas 187 a 189). En ambos casos la cristalinidad es menor que la correspondiente a las rocas del área fuente supuesta; así lo confirman las medidas realizadas sobre ellas, con valores superiores a 1000 Å en el caso de la mica blanca, por López Munguira et al. (1985, 1986), López Munguira & Sebastián Pardo (en prensa).

De hecho, en determinadas secuencias jurásicas existen algunas fengitas con valores de tamaño de cristalito próximo a 1000 Å (tablas 123 y 124).

El mismo razonamiento es válido para las cloritas que, en el sedimento, presentan valores medios no superiores a 450 Å, menores que los correspondientes a rocas de bajo y muy bajo grado metamórfico. La disminución evidente en la fracción arcilla con tamaños no superiores a 275 Å ha de interpretarse como debido a un origen a partir de la fracción limo. Es de destacar la mayor homogeneidad del tamaño de cristalito en las cloritas de la fracción arcilla cuya desviación standard no es superior a 19; por el contrario, en la fracción limo la heterogeneidad es patente ($\sigma_x = 31$ a 58). En este sentido el proceso sedimentario s.l. tiende a nivelar las diferencias iniciales.

Para discutir la génesis de la ilita en la fracción arcilla conviene recordar que se utilizarán los valores del parámetro b_0 y su relación con los de la fracción limo (tablas 156 y 157, página 301) así como los tamaños de cristalito representados en la figura 88. Se tendrán también en cuenta datos morfológicos del análisis mediante SEM y algunas variaciones mineralógicas cuantitativas.

Parece lógico comenzar admitiendo que una parte de la ilita en la fracción arcilla proviene de la fracción limo, mediante procesos de meteorización física y química que han modificado determinados parámetros (b_0 y cristalinidad, por ejemplo). En esta línea se trata de un proceso equivalente al descrito para las cloritas. El origen detrítico, heredado, es el más frecuentemente invocado para ilitas marinas concentradas en las

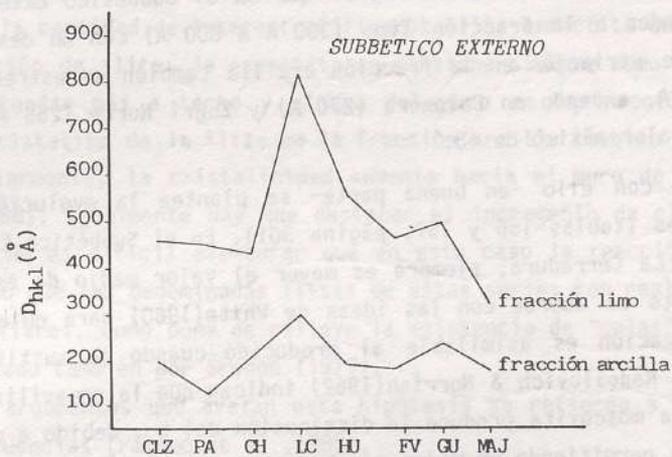


Fig. 88. Tamaños medios de cristalito (Å) de las micas blancas en las series estudiadas.

fracciones arcilla y limo. Así se deduce de los datos de Hurley et al.(1963) o de Lisitzin(1972). En la misma argumentación se pronuncian Schultz(1978), Hoffman(1979), Singer(1984), etc.

Veamos algunos datos que avalan tal hipótesis. El primero es la diferencia en el tamaño de cristalito considerablemente menor en la fracción arcilla y, por tanto, la procedencia por alteración a expensas de la fracción limo es admisible. Sobre ello la figura. 88 es muy ilustrativa. En el Subbético Externo la evolución entre ambas fracciones es casi paralela siendo siempre en el mismo sentido. La mayor parte de las series presentan valores entre 450 A y 550 A a excepción de las secuencias de La Cerradura y Majarazán, esta última influenciada en su totalidad por sedimentos triásicos, de menor cristalinidad que las rocas del área fuente.

La uniformidad en la fracción arcilla está claramente expresada en dicha figura, en torno a 200 A, excepto en las series de La Cerradura y Pozo del Algar. De hecho las desviaciones standards en esta fracción son siempre muy inferiores a las que se obtienen en la fracción limo.

En el Subbético Medio la evolución del tamaño de cristalito en las dos fracciones es paralela desde Huétor Tajar hasta Sierra Elvira; desde aquí hacia las secuencias más orientales la evolución es inversa. Igual que en el Subbético Externo, las mayores diferencias corresponden a la fracción limo (300 A a 800 A) con un desviación standard de 180. El margen de variación en la fracción arcilla también se estrecha, entre 120 A y algo menos de 200 A, excepto en Colomera (270 A) y Zegrí Norte (255 A); la desviación standard alcanza un valor máximo de 48.

Concordante con ello -en buena parte- se plantea la evolución del parámetro b_0 en ambas fracciones (tablas 156 y 157, página 301). En el Subbético Externo, a excepción de la serie de La Cerradura, siempre es mayor el valor medio de este parámetro en la fracción limo. Esto es acorde con las ideas de White(1960) para quien el efecto del transporte y meteorización es asimilable al producido cuando se sustituye en la mica potasio por hidronio. Radoslovich & Norrish(1962) indican que la removilización del potasio interlaminar de la moscovita produce la disminución del b_0 , debido a una amplia rotación de los tetraedros permitiendo un mejor ajuste entre las capas octaédrica y tetraédrica.

En el Subbético Medio esta interpretación puede admitirse para la mayoría de las series (ZN, IZ, TSE, I, SP, A, HT). El esquema general de transformación a consecuencia del proceso sedimentario -transformación también química, como se acaba de indicar- es aplicable a la génesis de parte de la illita de la fracción arcilla como procedente de las micas de la fracción limo.

Sin embargo, no puede invocarse el origen detrítico como único proceso genético para la illita de la fracción arcilla en los sedimentos jurásicos estudiados. Existen

criterios para proponer la concurrencia de otros mecanismos que suelen ser habituales en sedimentos marinos pelágicos. Tal es el caso de ilitas formadas a partir de esmectitas durante la diagénesis temprana, proceso reconocido por Burst(1959), y cuyo esquema simplificado es el siguiente: esmectita---interestratificados ilita-esmectita---ilita, en el que se diferencian almenostres etapas en función de la expulsión del agua (Burst, 1959; Foscolos, 1984). Este tipo de génesis se admite como la más generalizada en relación con diagénesis en sedimentos pelágicos marinos. Lógicamente la reacción alcanza mayor o menor grado de desarrollo según el contexto geológico (Hower et al.,1976; Boles y Frank, 1979; Środoń,1979,1984; Nadeau et al.,1985; Braide y Huff,1986). Środoń (1984) indica que la reacción de ilitización disminuye considerablemente cuando se alcanza una estructura del tipo ISII (es decir, menos del 15% de capas de esmectita).

Evaluar la incidencia de cada esquema genético en las series estudiadas no es posible. Sin embargo, todo ello se ajusta a la situación de algunas secuencias; en concreto a las de Cerro Méndez, Zegrí Sur, Colomera y Sierra Elvira en todas las cuales aparece la asociación mineralógica E con interestratificados ilita-esmectita, y en las que el valor del b_0 en la fracción arcilla es mayor que en la fracción limo. De todas, el caso más ilustrativo corresponde a la secuencia de Sierra Elvira cuya mineralogía se recoge en la figura 28 (página 105) y en la tabla 36 (página 107). Efectivamente, de techo a muro, disminuye la cantidad de interestratificados ilita-esmectita aumentando sistemáticamente la proporción de ilita; la esmectita se mantiene siempre como trazas a excepción de las muestras situadas más a techo y alguna del muro en la fracción limo. La evolución del tamaño de cristalito de la ilita en la fracción arcilla también es concordante con lo expresado anteriormente; la cristalinidad aumenta hacia el muro de la serie (tabla 123, páginas 187 y 188). Igualmente hay que destacar el incremento de clorita en los niveles más inferiores. No es difícil aventurar que en este caso la reacción no ha llegado a su estado final sino que las denominadas ilitas de estas series son realmente situaciones del tipo ISII o similares, como pone de relieve la existencia de "colas" hacia ángulos bajos. Así es interpretado también por Środoń (1979).

Otros argumentos que avalan esta hipótesis se refieren a la presencia de ilita 1Md en estas secuencias (Palomo et al.,1985).

Invocar este proceso de neoformación diagenética, sobreimpuesto al de simple herencia, no supone admitir que el grado de diagénesis alcanzado en estos sedimentos hubiera sobrepasado la diagénesis temprana. Así lo confirman, por ejemplo, la existencia de trazas de esmectita en la fracción limo y los valores de cristalinidad de la ilita en el muro de la secuencia. Ello debe explicarse por el hecho de que, aún siendo la presión y la temperatura los factores principales en el proceso diagenético, no lo son menos otros considerandos a tener en cuenta en un medio marino, como es el caso del estudiado en esta Memoria. Me refiero al tiempo de reacción como factor supletorio (Dunoyer de Segonzac,

1969; Pearson et al., 1982; Środoń, 1984a, etc.) y a la disponibilidad de potasio en el medio (Hower et al., 1976; Nadeau y Reynolds, 1981b, etc.). Esta última cuestión ha sido ampliamente debatida. La fijación del potasio en las capas de illita durante la diagénesis precoz, en un medio marino, con preferencia al sodio es interpretada por Eberl (1980) como debido a la menor energía de hidratación del potasio.

Resumiendo, se puede indicar que la illita de la fracción arcilla se debe a procesos de herencia y de transformación diagenética a partir de esmectitas. Algunos datos de microscopía electrónica de barrido confirmarán esta hipótesis.

No deben descartarse, aunque su papel sea adicional, otros esquemas genéticos. Así han de citarse la illitización de la caolinita (Kulbicki y Millot, 1969; Kisch, 1983) y de los feldespatos (López Aguayo y Martín Vivaldi, 1973).

Una cuestión relacionada con lo anterior se refiere a la morfología de la illita y a su contenido en hierro como criterios que la caracterizan y ayudan a resolver su génesis. En este aspecto se pueden citar los trabajos de Dunoyer de Segonzac (1970) y de Pollastro (1985) para quienes la morfología equidimensional refleja un carácter heredado y un hábito laminar está conectado con procesos de neoformación diagenética. En las láminas XIII a XVIII se recogen fotografías de microscopía electrónica de barrido en las que se muestran diferentes hábitos junto a sus análisis químicos puntuales.

Tabla 159. Análisis por SEM de diferentes cristales de mica blanca en muestras del Subbético Medio.

MUESTRA	Si/Al	K/Si	K/Fe	Al/Fe	MORFOLOGIA
A-17 <2 μ	2.66	0.30	1.14	1.42	Tabular
SP-11 <2 μ	4.52	0.28	0.72	0.56	Tabular
SP-8 <2 μ	2.64	0.32	0.58	0.68	Equidimensional
I-5 <2 μ	4.14	0.26	0.82	0.78	Equidimensional
I-5 <2 μ	4.04	0.19	1.78	2.31	Laminar
I-2 <2 μ	2.69	0.78	1.17	0.56	Tabular
TSE-2 total	4.84	0.15	1.51	2.07	Laminar
TSE-10 <2 μ	2.80	0.29	1.19	1.45	Laminar
TSE-5 <2 μ	2.73	0.23	1.57	2.51	Tabular
TSE-5 <2 μ	2.73	0.23	1.58	2.51	Laminar
TSE-15 total	2.31	0.16	0.35	0.97	Tabular
IZ-3 total	3.85	0.80	0.99	0.33	Laminar
IZ-7 <2 μ	3.05	0.35	1.04	0.98	Equidimensional
IZ-7 <2 μ	3.22	0.84	0.70	0.26	Tabular
IZ-3 total	3.46	0.38	1.07	0.81	Laminar
IZ-11 <2 μ	2.37	0.42	0.49	0.49	Grumosa
ZN-7 2-20 μ	4.81	0.55	1.12	2.04	Laminar

Tabla 160. Análisis por SEM de diferentes cristales de mica blanca en muestras del Subbético Externo.

MUESTRA	Si/Al	K/Si	K/Fe	Al/Fe	MORFOLOGIA
CLZ-4 <2 μ	2.66	0.37	0.75	0.77	Tabular
CLZ-6 <2 μ	1.92	0.21	0.78	1.96	Laminar
CLZ-6 <2 μ	2.16	0.25	0.43	0.80	Tabular
PA-3 2-20 μ	4.40	0.24	1.39	1.29	Laminar
CH-5 2-20 μ	3.95	0.60	8.10	4.26	Laminar-pseudohexagonal
CH-2 total	1.75	0.94	3.70	3.92	Tabular
HU-19 <2 μ	4.14	0.07	0.30	0.23	Equidimensional
HU-10 <2 μ	4.57	0.18	1.11	1.37	Laminar Fibrosa
HU-10 <2 μ	3.46	0.14	1.25	2.53	Equidimensional
GU-1 <2 μ	2.53	0.26	1.22	1.82	Equidimensional
GU-11 total	2.01	0.41	4.38	5.35	Laminar-pseudohexagonal
GU-11 <2 μ	2.28	0.22	1.25	2.53	Equidimensional
GU-11 <2 μ	3.08	0.64	0.53	0.27	Equidimensional
GU-11 <2 μ	3.11	0.44	0.64	0.47	Laminar
GU-11 total	2.58	0.21	0.67	1.25	Tabular
GU-5 <2 μ	3.10	0.35	1.09	1.00	Tabular
GU-1 total	1.17	0.90	6.70	6.37	Laminar/Tabular
MAJ-1 <2 μ	1.95	0.36	1.41	2.03	Laminar
MAJ-4 <2 μ	2.71	0.42	1.07	0.94	Equidimensional
FV-21 <2 μ	2.87	0.42	0.89	1.51	Laminar
FV-21 total	3.80	0.33	1.39	1.11	Laminar

El contenido en hierro es mayor en las micas de hábito equidimensional y tabular (fotos a,b, lámina XIV; fotos a,b, lámina XVI; fotos c,d, lámina XVII, por ejemplo). Las ilitas con morfología laminar, gruesa o pseudohexagonal son menos ricas en hierro (fotos c,d,e,f, lámina XIII; fotos c,d,e,f, lámina XVI).

El análisis del contenido en hierro en función de la morfología por dominios geológicos se resumen en la tabla 161.

Tabla 161. Análisis por SEM en ilitas de distinta morfología en las facies de margas y margocalizas.

		SUBBETICO				EXTERNO			
		Si/Al	K/Si	K/Fe	Al/Fe	Si/Al	K/Si	K/Fe	Al/Fe
TABLA- RES	\bar{x}	2.50	0.40	1.58	1.87	3.29	0.38	0.90	0.96
	σ_x	0.60	0.27	1.76	1.71	0.78	0.24	0.35	0.62
	V%	25	68	>100	91	24	62	39	65
LAMINA- RES	\bar{x}	2.89	0.41	2.68	2.57	3.72	0.34	1.28	1.59
	σ_x	1.08	0.20	2.58	1.91	0.81	0.20	0.25	0.67
	V%	37	49	96	74	22	58	20	42

El mayor contenido en hierro de las ilitas tabulares-equidimensionales se mantiene también en el análisis estadístico de las litofacies de margas y margocalizas

grises (tabla 162). Ello puede deberse a la existencia de intercrecimientos de capas de clorita con las de mica a nivel submicroscópico. Este hecho, investigado en metapelitas

Tabla. 162. Análisis por SEM en ilitas de diferente morfología según dominios geológicos.

		SUBBÉTICO EXTERNO				SUBBÉTICO MEDIO			
		Si/Al	K/Si	K/Fe	Al/Fe	Si/Al	K/Si	K/Fe	Al/Fe
TABLA RES	\bar{X}	2.50	0.43	1.70	2.65	3.23	0.23	0.94	1.26
	σ_x	0.62	0.26	1.79	2.32	0.83	0.05	0.41	0.67
	V%	25	62	>100	87	26	23	43	53
LAMINA RES	\bar{X}	2.89	0.41	2.68	2.57	3.72	0.34	1.28	1.59
	σ_x	1.08	0.20	2.58	1.90	0.81	0.20	0.25	0.67
	V%	37	49	96	74	22	58	20	42

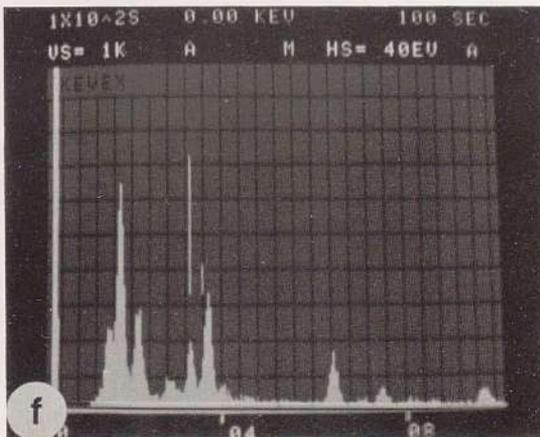
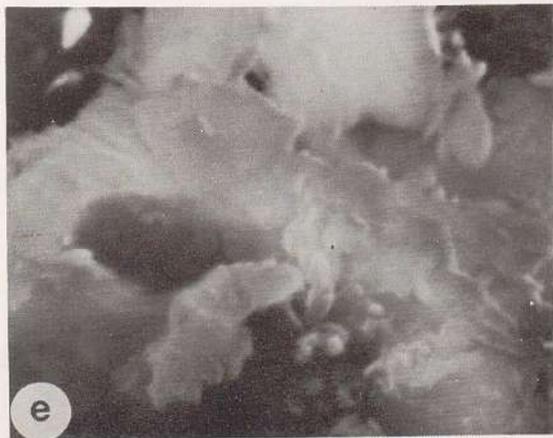
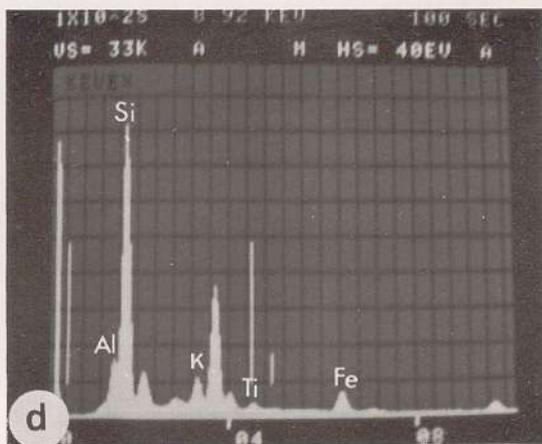
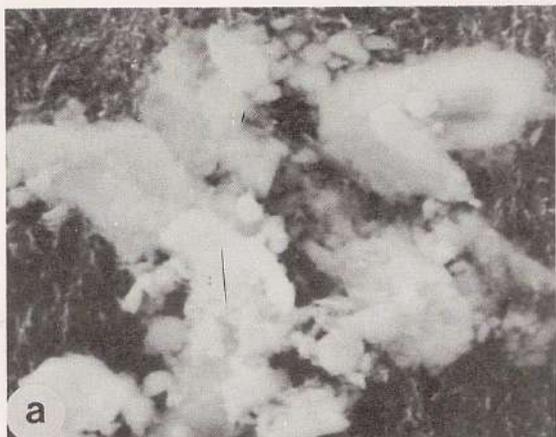
de bajo grado metamórfico por Franceschelli et al. (1986), es también invocado por Nieto (1983) para explicar situaciones análogas en cloritas de bajo grado metamórfico de las Cordilleras Béticas (op.cit., páginas 152 y 153).

Los resultados obtenidos en los sedimentos jurásicos son concordantes con las ideas de Dunoyer (1970) y de Pollastro (1985). Efectivamente, la morfología se corresponde también con un tipo genético. Las micas heredadas son de hábito tabular, equidimensional, con mayor contenido en hierro que las laminares cuya génesis parece deberse a un proceso de neoformación diagenética ya expuesto. La extensión de esta morfología hace pensar que se trata de un proceso de cierta importancia; en todo caso, las evidencias de que coexisten ambas en una misma muestra son amplias (tablas 159 y 160, páginas 310 y 311).

Finalmente, he de mencionar algunas consideraciones que se deducen del análisis comparado de las medidas de b_0 en las micas (tablas 156 y 157, página 301) y su posición en el diagrama triangular de Rey & Kübler (1983) (fig. 87, páginas 297 a 299). En la citada figura 87, se observa que las micas de la fracción arcilla se sitúan siempre por encima de las correspondientes a la fracción limo y, por tanto, más próximas al vértice del triángulo que representa la intensidad I_{001} . Este hecho, de acuerdo con los datos teóricos de Brindley y Brown (1980), indica una mayor tendencia trioctaédrica o un incremento de su carácter fengítico. Ambas hipótesis no son concordantes con el hecho de que el b_0 sea menor en la fracción arcilla, respecto de la fracción limo, en todas las series excepto en las de Cerro Méndez, Zegrí Sur, Colomera y Sierra Elvira (Subbético Medio) y en la de La Cerradura (Subbético Externo).

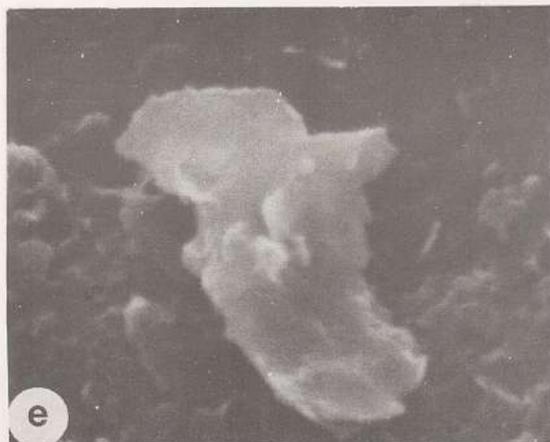
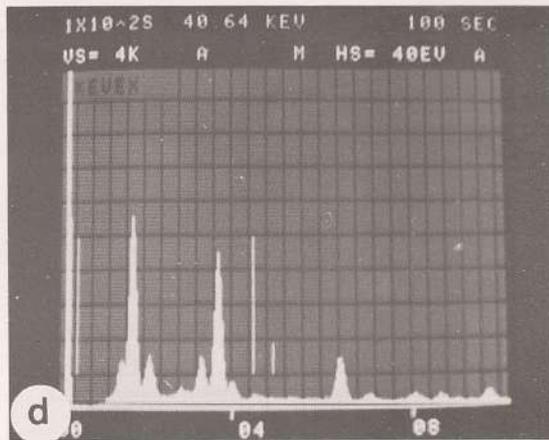
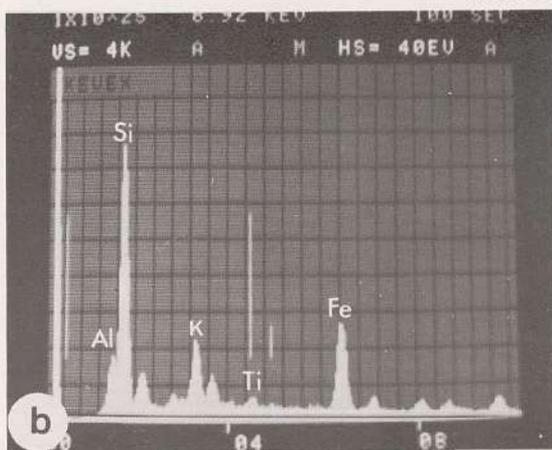
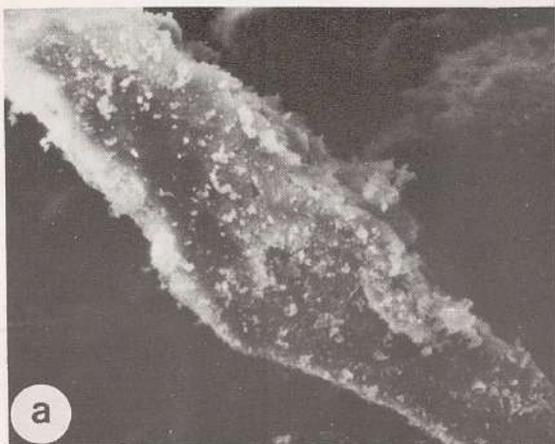
La explicación que proporcionan Padan et al. (1982) respecto a posibles situaciones anómalas en relaciones de intensidades, como la mencionada, es que la presencia de capas S (capas de esmectita) en las ilitas favorece una mayor intensidad de su primera reflexión y, por consiguiente, el desplazamiento hacia ese vértice no es debido a un mayor carácter fengítico.

Cuando no sucede así (series anteriormente citadas) ambos datos son concordantes y el proceso genético dominante en ellos debe haber sido diferente, dando lugar a muestras realmente más fengíticas en la fracción arcilla. Por otros datos mineralógicos parece que en estos casos la génesis por transformación diagenética ha podido sobreimponerse a la transformación mecánica. Como aval de que esto ha podido suceder así, los análisis de microscopía electrónica de barrido (Tablas 161 y 162) indican mayor relación Si/Al (por tanto, mayor carácter fengítico) en las ilitas laminares, para las que se propone un origen de transformación diagenética de acuerdo con lo expresado previamente en concordancia con Dunoyer de Segonzac (1970) y Pollastro (1985), que en las de morfología tabular o equidimensional asimilables a procesos de herencia.



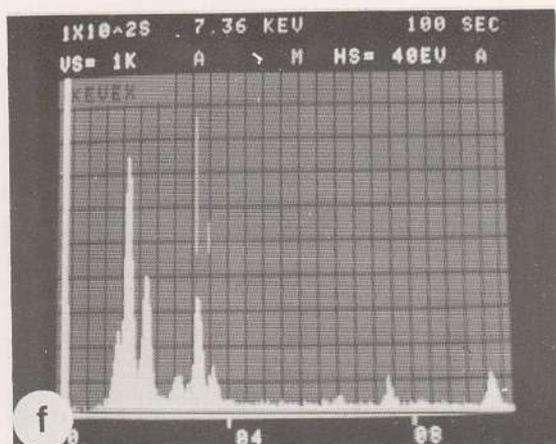
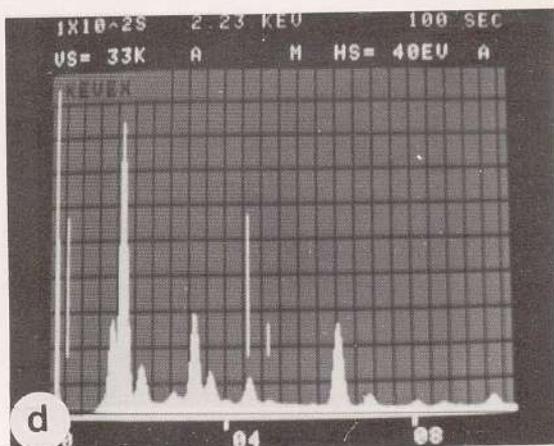
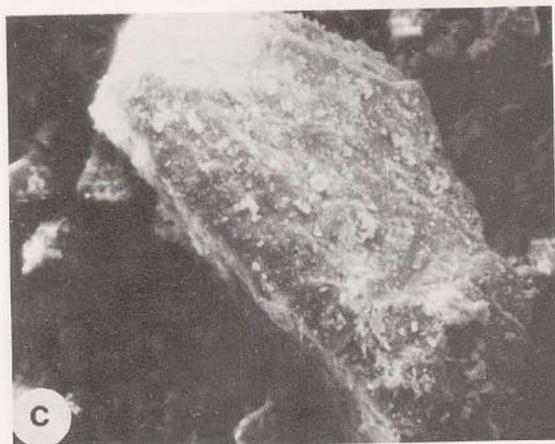
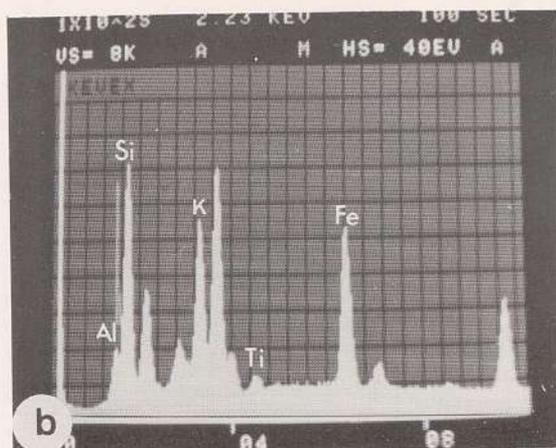
LAMINA XIII

- a. Muestra HT-1. Irita laminar. Fracción limo. 2500x. Toarcense superior.
- b. Muestra TSE-3'. Agregado de cristales laminares de ilita. 3000x. Toarcense medio.
- c. Muestra TSE-2. Irita laminar. 3000x. Toarcense medio.
- d. Muestra TSE-2. Análisis de la ilita.
- e. Muestra A-17. Agregados de cristales de ilita laminar. Fracción arcilla. 5000x. Aalenense.
- f. Muestra A-17. Análisis de la ilita.



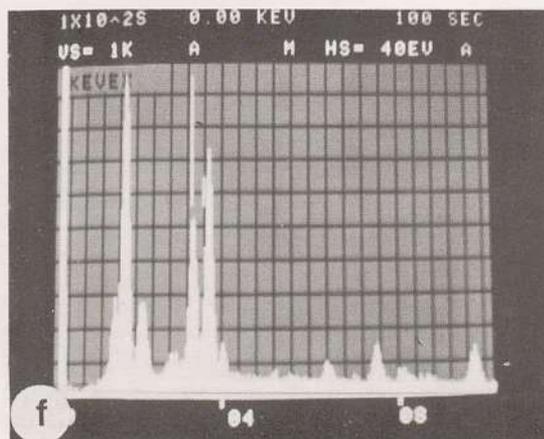
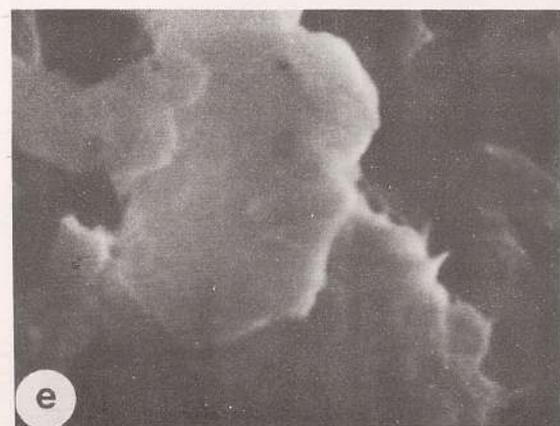
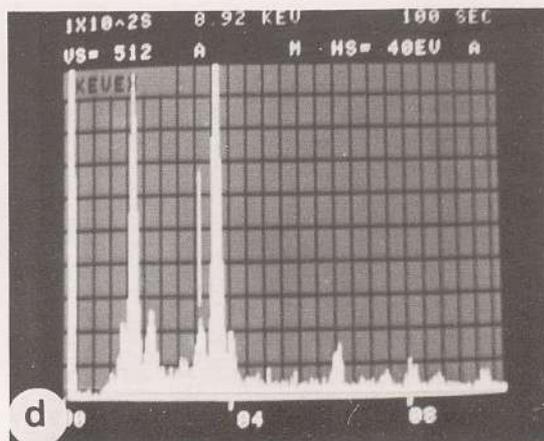
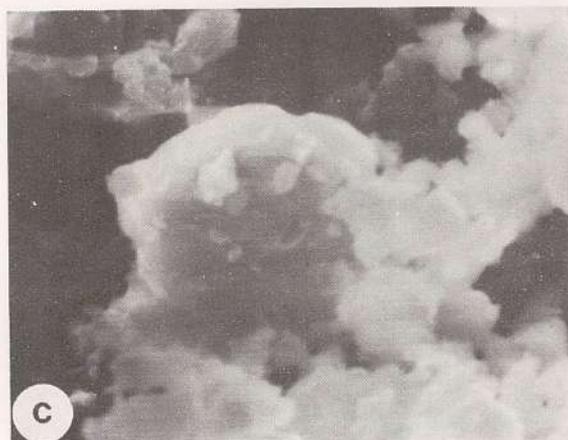
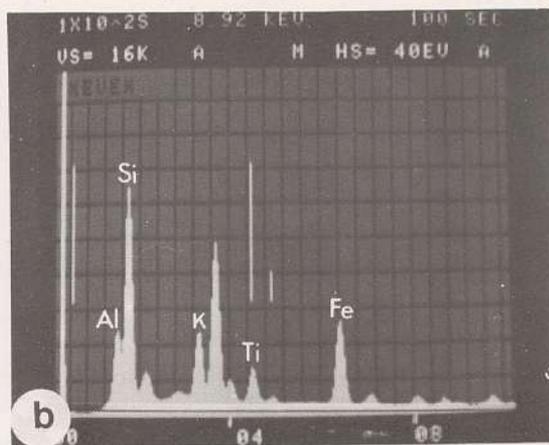
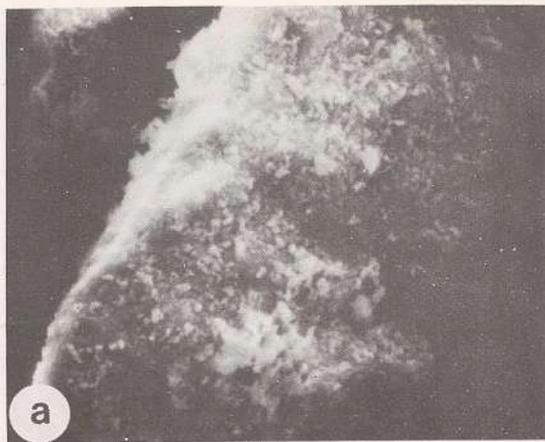
LAMINA XIV.

- a. Muestra SP-11. Cristal tabular de illita. Fracción arcilla. 400x. Toarcense medio.
- b. Muestra SP-11. Análisis del cristal anterior.
- c. Muestra I-5. Illita equidimensional. Fracción arcilla. 700x. Domerense superior.
- d. Muestra I-5. Análisis del cristal anterior.
- e. Muestra SE-13. Illita laminar. Fracción limo. 10000x. Toarcense superior. $K/Fe=1.59$
- f. Muestra SE-5. Illita tabular. 3000x. Toarcense inferior. $K/Fe=1.42$.



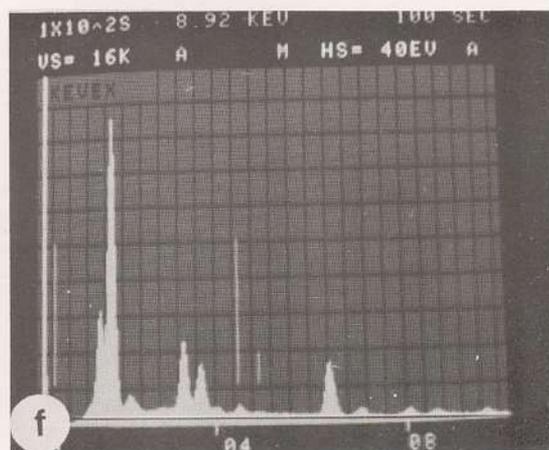
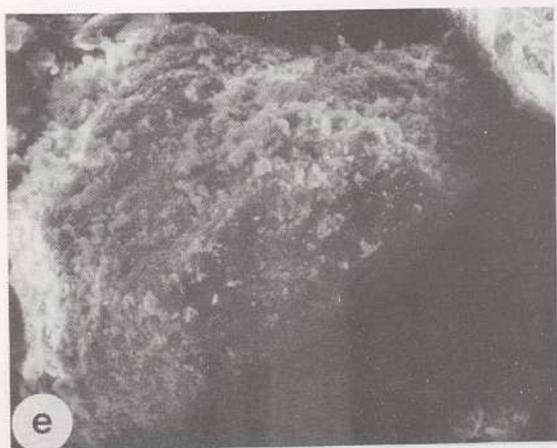
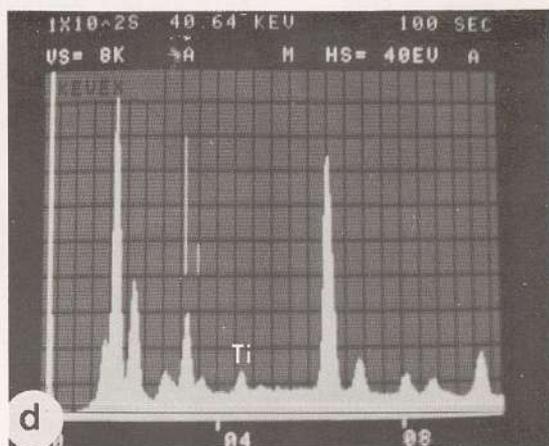
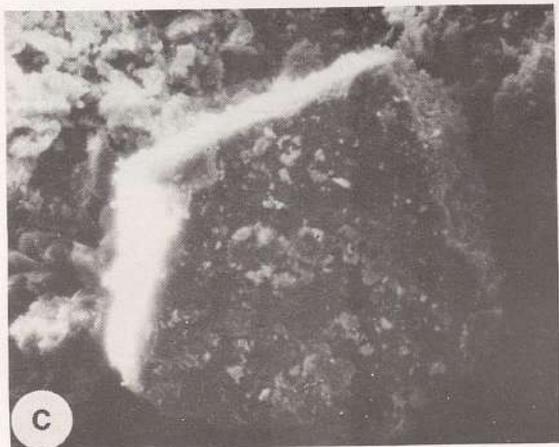
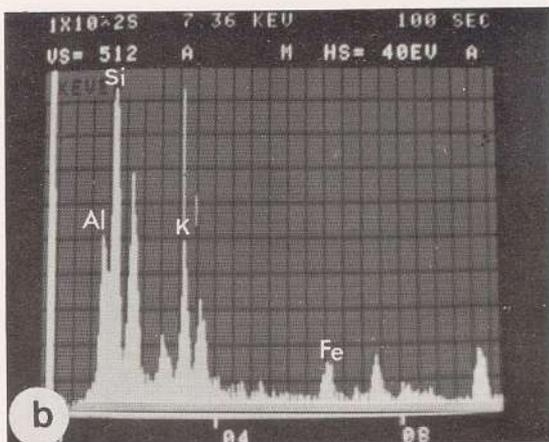
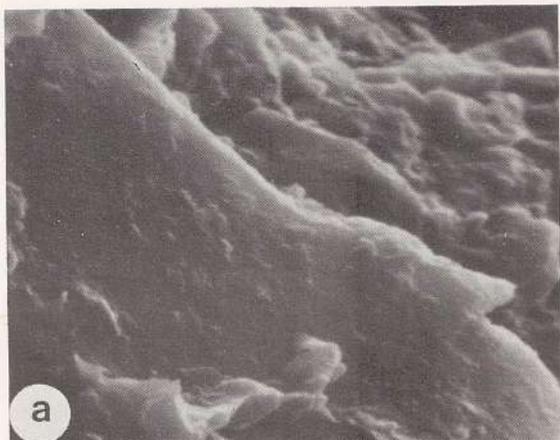
LAMINA XV

- a. Muestra IZ-3. Ilita laminar. 2000x. Domerense medio.
- b. Muestra IZ-3. Análisis de la ilita anterior.
- c. Muestra IZ-7. Ilita tabular. Fracción arcilla. 200x. Toarcense inferior.
- d. Muestra IZ-7. Análisis del cristal anterior.
- e. Muestra ZN-7. Ilita. Fracción limo. 5000x. Toarcense medio.
- f. Muestra ZN-7. Análisis del cristal anterior.



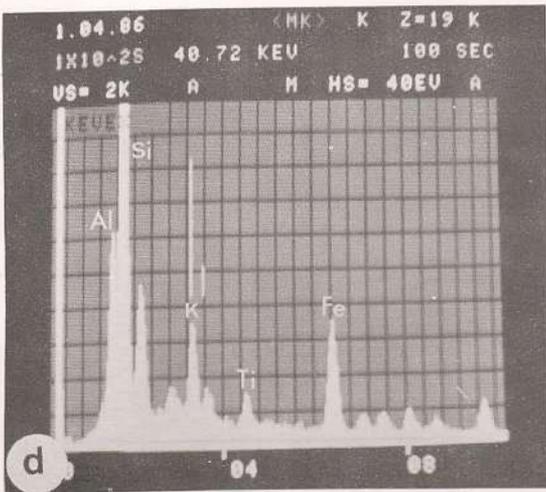
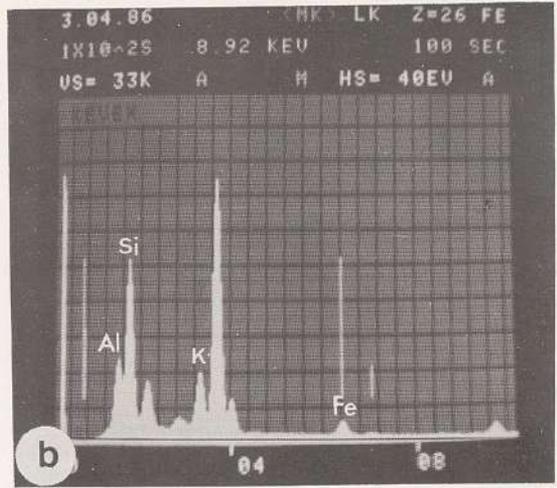
LAMINA XVI

- a. Muestra CLZ-4. Irita equidimensional. Fracción arcilla. 700x. Domerense medio.
- b. Muestra CLZ-4. Análisis del cristal anterior.
- c. Muestra PA-3. Agregado de cristales laminares de ilita. Fracción limo. 3000x. Domerense medio.
- d. Muestra PA-3. Análisis del cristal anterior.
- e. Muestra CH-5. Cristal laminar de ilita. Fracción limo. 5000x. Toarcense inferior.
- f. Muestra CH-5. Análisis de la ilita anterior.



LAMINA XVII

- a. Muestra CH-2. Ilita tabular. 2000x. Domerense superior.
- b. Muestra CH-2. Análisis del cristal anterior.
- c. Muestra HU-19. Ilita equidimensional. Fracción arcilla. 200x. Aalenense.
- d. Muestra HU-19. Análisis del cristal anterior.
- e. Muestra GU-1. Ilita equidimensional. Fracción arcilla. 200x. Toarcense inferior.
- f. Muestra GU-1. Análisis del cristal anterior.



LAMINA XVIII

- a. Muestra GU-1. Ilita laminar pseudo hexagonal. 3000x. Toarcense medio.
- b. Muestra GU-1. Análisis del cristal anterior.
- c. Muestra FV-11. Ilita tabular. Fracción arcilla. 1000x. Toarcense medio.
- d. Muestra FV-11. Análisis del cristal anterior.

- PLISK, G.L. (1962) Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Geol. Min.*, 42, 651-675.
- RODRIGUEZ, A.R. (1960) Volcanic sediments and their environment in the South-East of Australia. *Memoria. Comis. Geol. Acta*, 29, 1595-1626.
- ALVARADO, H. y MARRASQUA, J.L. (1962) Estudio geológico del yacimiento carbonífero de la provincia de Granada. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 74, 101-129.
- RODRIGUEZ, E. (1962) Contribution à l'étude minéralogique et géochimie de la fraction argillone des sédiments néocènes dans les zones Esternes de los Cordillères Béticas (Espagne) et dans la zone Dôme (391-C Atlantique Ouest). *Inst. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris*, 174.
- AUBIN, J. (1961) Recherches sur la facies "Auriferes Sueso". *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 475-501.
- AZENA, J.; FOLLAULT, A.; FOLEGARD, E.; GARCIA FERNANDEZ, H.; GONZALEZ DOMINGO, J.M.; LINARES, D.; LOPEZ SERRANO, A.G.; RIVERA, P. y VERA, J.M. (1978) Las Miocenas del Jurásico y Cretácico de las Cordilleras Béticas. *Rep. Min. Univ. Granada*, 13.
- BAILEY, S.W. (1960) Summary of Recommendations of AICSA Nomenclature Committee. *Clays and Clay Minerals*, 15, 27-30.
- BAILEY, S.W. y ALLEN, A.; GIBSON, H. y KURTZ, J.; KOSTER, W.; ROCHONNET, R.; REYNOLDS, D. y SHARPLEY, P. (1964) Report of AICSA Nomenclature Committee. *Clayton-Diagnosticon-Vollkommenheit Supplement 1 to AICSA Newsletter*, 17, 26.
- BAILEY, S.W.; BRINDLEY, G.W.; GIBSON, D.S.; KOSTER, W. y REYNOLDS, R. (1964) Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1962 and 1963. *Clays and Clay Minerals*, 12, 23-24.
- BAILEY, S.W.; BRINDLEY, G.W.; GIBSON, W.D. y MARTIN, R.T. (1966) An Official Summary of National and International Operations in Clay Mineral Nomenclature. *Clays and Clay Minerals*, 14, 122.
- BAILEY, S.W.; BRINDLEY, G.W.; KOSTER, W. y MARTIN, R.T. (1970) Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1967 and 1973. *Clays and Clay Minerals*, 17-6, 228-237.
- GARCIA FERNANDEZ, H. (1961) Estudios de las tierras de la provincia de Granada: evaluación de algunos suelos de materiales jóvenes. *Inst. Univ. de Granada (Secret. Publ.)*, 1961.
- BARCELONA, E. y PALOMAR, P. (1961) La separación del residuo insoluble de rocas carbonatadas. *Tecniterrae*, 44, 6-9.
- BATHURST, R.G.C. (1964) Origin of bedding planes defined by mesoscale dissolution vugs in phosphatic platform limestones. *Trans. Geol. Soc. Lond.*, Liverpool, Abstracts.

BIBLIOGRAFIA

- ALBEE, A.L. (1962) Relationship between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorites series. *Amer. Min.*, 47, 851-870.
- ALDERMAN, A.R. (1965) Dolomitic sediments and their environment in the South-East of Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 1355-1365.
- ALVARADO, M. y SAAVEDRA, J.L. (1966). Estudio geológico del extremo noroeste de la Provincia de Granada. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 77, 101-139.
- ANDEOL, B. (1985) Contribution à l'étude minéralogique et géochimie de la fraction décarbonatée des sédiments pélagiques dans les Zones Externes de les Cordillères Bétiques (Espagne) et dans le site DSDP 391-C (Atlantique Ouest). These Univ. Pierre et Marie Curie. Paris, 170p.
- AUBOIN, J. (1964) Reflexions sur le facies "Ammonitico Rosso". *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 475-501.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOUCARDE, E.; GARCIA HERNANDEZ, M.; GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, D.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979) Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Cordilleras Béticas. *Ser. Publi. Univ. Granada*, 83p.
- BAILEY, S.W. (1980) Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. *Clay Minerals*, 15, 83-95.
- BAILEY, S.W.; ALIETTI, A.; FORMOSO, M.L.L.; KONTA, J.; KOSTER, H.M.; MACKENZIE, R.C.; MORGAN, D.J.; MUMPTON, F.A.; NAGASAWA, K.; PAQUET, H.; RAUSELL-COLOM, J.A. y ZUYAGIN, B.B. (1986) Report of AIPEA Nomenclature Committee. (Illite-Glaucinite-Volkonskvite) Supplement 1 to AIPEA. *Newsletter*, 22, 3p.
- BAILEY, S.W.; BRINDLEY, G.W.; FANNING, D.S.; KODAMA, H. y MARTIN, R.T. (1984) Report of the clay minerals Society Nomenclature Committee for 1982 and 1983. *Clays and Clay Minerals*, 32-3, 239-240.
- BAILEY, S.W.; BRINDLEY, G.W.; JOHNS, W.D.; MARTIN, R.T. y ROSS, M. (1971a) Summary of National and International Recommendations in clay mineral Nomenclature. *Clays and Clay Minerals*, 19, 129-132.
- BAILEY, S.W.; BRINDLEY, G.W.; KODAMA, H. Y MARTIN, R.T. (1979) Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1977 and 1978. *Clays and Clay Mineral.*, 27-3, 238-239.
- BARAHONA FERNANDEZ, E. (1974) Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas. Tesis Univ. de Granada (Secret. Publ.), 398p.
- BARAHONA, E. y PALUMBO, P. (1981) La separación del residuo insoluble de rocas carbonatadas. *Tecniterrae*, 44, 6-9.
- BATHURST, R.G.C. (1984) Origin of bedding planes defined by pressure-dissolution seams in Phanerozoic platform limestones. 7th. Meetin Carbon. Sedim. Liverpool, Abstracts.

- BAUSCH, W.; FATSCHER, J. y HOFMANN, D. (1982) Observations on well-bedded Upper Jurassic limestones. In: Cyclic and events stratifications. Springer Verlag, New York, 54-62.
- BAYLISS, P. (1975) Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Canadian Mineral.*, 13, 178-180.
- BELTRAN, M. y KILIAN, W. (1889) Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Malaga. In: Mission d'Andalousie. Mém. Acad. Sci. Paris, XXX, 387-582.
- BERGER, W.H. y von RAD, U. (1972) Cretaceous and cenozoic sediments from the Atlantic ocean. In: Initial Reports of the DSPD, D.E. Hayes et al. (eds.), XV.IV, 787-954.
- BERGER, A.L.; IMBRIE, I.; HAYS, J.; KUKLA, G. y SALTZMAN, B. (eds.) (1984) Milankavith and climate. The Hague, Reidel.
- BERMEJO MARTINEZ, F. (1963) Química analítica cuantitativa. Seminario Conciliar de Santiago de Compostela, 1506p.
- BERNOULLI, D. y JENKYN, H. (1970) A Jurassic basin: The Glaserbach Gorge, Salzburg, Austria. *Geol. Bundesanst. Verh.*, 4, 504-531.
- BISCAYE, P.E. (1965) Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, 803-832.
- BOGGILD, O.B.T. (1930) The shell structure of the mollusks. In: "Carbonates: mineralogy and chemistry". Reeder, R.J. (ed.), Min. Soc. of America, 11, (1983).
- BOLES, J.R. y FRANKS, S.G. (1979) Clay Diagenesis in Wilcox sandstones of SW Texas: implications of smectite diagenesis in sandstone cementation. *J. Sed. Petrol.*, 49, 55-70.
- BRADLEY, y GRIN, (1961) The X-ray identification of crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society London, Brown, G. (ed.)
- BRAGA, J.C. (1983) Ammonites del Domerense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, Sur de España). Tesis Univ. Granada, 410p.
- BRAGA, J.C.; LINARES, A.; MOUTERDE, R. y RIVAS, P. (1979) El Domerense en la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10, 389-396.
- BRAGA, J.C.; COMAS, M.C.; DELGADO, F.; GARCIA HERNANDEZ, M.; JIMENEZ, A.P.; LINARES, A.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1981) The liassic Rosso Ammonitico facies in the Subbetic zone. Genetic Considerations. Rosso Ammonitico Symp. Proc. Farinaci y Elmi Eds., Ed. Tecnoscienza. Roma.
- BRAGA, J.C.; GARCIA, R.; JIMENEZ, A. y RIVAS, P. (1982) Correlaciones en el Lias de las Cordilleras Béticas. PIGC. Real Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid, 161-181.
- BRAIDE, S.P. y HUFF, W.D. (1986) Clay mineral variation in tertiary sediments from the Eastern Flank of the Niger Delta. *Clay Min.*, 21, 211-224.

- BRINDLEY, G.W. (1961) Chlorite minerals. In: The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Ch.G. Mineral. Soc. London (ed.). 242-296.
- BRINDLEY, G.W. y BROWN, G. (1980) Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification. Mineralogical Society London, Brindley, G.W y Brown, G. (eds.), 495 p.
- BRINDLEY, G.W. y BROWN, G. (1984) Clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society London, Brindley, G.W. y Brown, G. (eds.), 495p.
- BRINDLEY, G.W. y PEDRO, G. (1972) Rapport du Comité International de Nomenclature (AIPEA). Bull. Groupe Franç. Argiles., XXV, 37-41.
- BRINDLEY, G.W. y PEDRO, G. (1976) Meeting of the Nomenclature Committee. n.7. AIPEA, Méjico. AIPEA Newsletter, 12, 5-6.
- BROSSE, E. (1982) Contribution à la minéralogie et à la géochimie des sédiments profonds. Comparaison des black-shales du Crétacé dans l'Atlantique central Nord, et les dépôts du Malm et du Crétacé dans le Briançonnais. Thesis Doct. Ing., 474p.
- BROWN, G.; NEWMAN, A.D.C.; RAYNER, J.M. y WEIR, A. (1978) The structures and chemistry of soil clay minerals. In: Chemistry and soil constituents. Greenland, D.J. y Hayes, M.H.B. (eds.). 29-178.
- BRUNTON, G. (1955) Vapour glycolation. Am. Mineral., 40, 124-126.
- BUCKLEY, H.A.; BEVAN, J.C.; BROWN, K.M.; JOHNSON, L.R. y FARNER, V.C. (1978) Glauconite and celadonite: two separate mineral species. Mineral. Mag., 42, 373-382.
- BURST, J.F. (1959) Postdiagenetic clay mineral environmental relationship in the Guef coast Eocene. Clay and Clays minerals, 6th Nat. Conf., 327-341.
- BUSNARDO, R.; LINARES, A. y MOUTERDE, R. (1971) Le domérien supérieur d'Andalousie. Données préliminaires. I Coloquio Estratigrafía Jurásico de España. Vitoria 1970. Cuad. Geol. Ibérica (Madrid), 237-254.
- BUSNARDO, R. (1979) Prébétique et Subbétique de Jaén à Lucena (Andalousie). Lias. Doc. Lab. Geol. Fac. A.Sc. Lyon, 74, 140p.
- CABALLERO, M.A. y LOPEZ AGUAYO, F. (1973) Estudio comparativo de la mineralogía de arcillas de sedimentos triásicos wealdenses españoles. Est. Geol., XXIX, 563-568.
- CAILLERE, S.; HERRIN, S. y RAUTUREAU, M. (1982) Minéralogie des argiles. 2. Classification et nomenclature. Masson et Cie, Paris, 189p.
- CARROL, D. (1970) Clay minerals: a guide to their X-ray identification. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 126, 1-80.
- CARROL, D. y STARKEY, H.C. (1971) Reactivity of clay minerals with acids and alkalis. Clays and Clay Minerals, 19, 321-333.

- COMAS, M.C. (1979) Sobre la geología de los Montes Orientales: sedimentología y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Z. Subbética-Andalucía). Tesis Univ. Bilbao, 323p.
- COMAS, M.C.; ORTEGA HUERTAS, M.; LOPEZ GALINDO, A. y FENOLL HACH-ALI, P. (1982) Pelitas turbidíticas y pelitas hemipelágicas en la Formación Fardes (Albiense-Cretáceo superior, Cordilleras Béticas). Cuad. Geol. Univ. Granada, 8, 483-489.
- CHAMLEY, H. (1971) Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Thesis Univ. Marsella, 401p.
- CHAMLEY, H. (1979) North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic. In: Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment. Talwani y Ryan (eds). Maurice Ewing Ser. 3, Am. Geophys. Union, 342-361.
- CHAMLEY, H. (1981) Long-term trends in clay deposition in the ocean. Proc. Int. Geol. Congr. Geol. Oceans Symp., Oceanol. Acta, 105-110.
- CHAMLEY, H.; DEBRABANT, P.; FOULON, J.; GIROUD, GH.; LATOUCHE, C.P.; MAILLET, N.; MAILLOT, H. y SOMMER, F. (1979) Mineralogy and geochemistry of cretaceous and cenozoic atlantic sediments of the Iberian Peninsula (site 398, DSDP leg 47B). Initial Report of the DSDP, XLVII, Part 2. Sibuet, J. et al., Washington, 429-449.
- CHAVE, K.E. (1981) Summary of background information on Mg-calcites. In: Some aspects of the role of the shallow ocean in global Carbon Dioxide Uptake. Garrels y Mackenzie (eds.) Springfield, Virginia. A4-A9.
- CHION, W.; DOYLE, L.J. y BRYANT, W.R. (1981) Provenience and diagenesis in sediments from the Anclote River and anchorage, West Central Florida. Trans. Gulf. Coast Ass. of Geological Societies, XXXI, 265-271.
- DEGENS, E.T.; WILLIAMS, E.G. y KEITH, M.L. (1957) Environmental studies of Carboniferous sediments. Part I. Geochemical criteria for differentiating marine and fresh water shales. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 41, 2427-2455.
- DESPIRAIRIES, A. (1983) Relation entre le paramètre b des smectites et leur contenu en fer et magnesium. Application à l'étude des sédiments. Clay Minerals, 18, 165-175.
- DUBAR, G.; FOUCAULT, A. y MOUTERDE, R. (1967) Le Lias moyen des environs de Huéscar (Province de Grenade, Espagne). Bull. Soc. Geol. France. (7) 9, 830-834.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969) Les minéraux argileux dans la diagénèse. Passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, 29, 320 p.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970) The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism - a review. Sedimentology, 15, 281-346.

- EBERL, D. (1980) Alkali cation selectivity and fixation by clay minerals. *Clay and clay Min.*, 28, 161-172.
- EINSELE, G. y SEILACHER, A. (eds.) *Cyclic and event stratification*. Springer, Berlín. 536p.
- ERNST, W.G. (1963). Significance of phengitic micas from low-grade schists. *Am. Mineral.*, 48, 1357-1373.
- EVANS, B.W. y GUIDOTTI, C.V. (1966) The sillimanite-potash feldspar isograd in western Maine, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 12, 25-62.
- FALLOT, P. (1945) Estudios geológicos de la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana menor. Publ. Inst. Lucas Mallada (CSIC). Madrid, 719p.
- FELGUEROSO, C. y COMAS, J.E. (1964) Estudio geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 65, 115-205.
- FERLA, P. (1974) Per una standarizzazione dei preparati per analisi mediante diffrattometria X dei materiali argillosi. *La ceramica*, 18-24.
- FERNANDEZ, J. (1977) Sedimentación triásica en el borde SE de la Meseta. Tesis Univ. Granada, 173p.
- FISCHER, A.G.; HERBERT, T. y PREMOLI SILVA, J. (1985) Carbonate bedding cycles in Cretaceous pelagic and hemipelagic sequences. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. field trip guide book*, 4, 1-10.
- FOSCOLOS, A.E. (1984) Diagenesis and Catagenesis of argillaceous sedimentary rocks. *Geoscience Canadá*, 11, 67-75.
- FOSTER, M. D. (1956) Correlation of dioctahedral potassium micas on the basis of their charge relations. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1036-D, 57-67.
- FOSTER, M.D. (1962) Interpretation of the composition and classification of the chlorites. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 41-A, 1-33.
- FOSTER, M.D. (1967) Tetrasilicic dioctahedral micas-celadonite from near Reno, Nevada. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 575-C, 17-22.
- FOUCAULT, A. (1971) Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaen et de Grenade, Espagne meridionale). Tesis Univ. Paris VI, 663p.
- FOUCAULT, A. y RAULT, J. (1985) *Diccionario de geología*. Masson et Cie, Paris, 316p.
- FRANCESCHELLI, M; MELLINI, M. y RICCI, C.A. (1986) Fine-scale chlorite-muscovite association in low-grade metapelites from Nurra (NW Sardinia) and the possible misidentification of metamorphic vermiculite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 137-143.
- FUCHTBAUER, H. Y MULLER, G. (1977) Sedimente und sedimentgesteine (Sediment-Petrologie Teil II). Schweizerbart, Stuttgart, 784p.

- GALAN, E. y MARTIN VIVALDI, J.L. (1973) Caolines especiales. *Geología, mineralogía y génesis. Bol. Soc. Esp. Ceram. Vidr.*, I,II y III, 78-79, 215-228, 233-240.
- GARCIA DUERAS, V. (1967) La Zona Subbética del Norte de Granada. Tesis Univ. Granada, (inérita).
- GARCIA DUERAS, V.; GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A y RIVAS, P. (1970) Contribución al estudio estratigráfico del Liásico del Zegri (Zona Subbética, Provincia de Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, 11-16.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1976) Características ambientales del Lias 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, Univ. Granada, 125-157.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979) II. Dominios paleogeográficos en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10, 359-365.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ, C. y VERA, J.A. (1980) Mesozoic Paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie in Mijnbouw*, 59(2), 155-168.
- GARRISON, R.E. y FISCHER, A.G. (1969) Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. *Soc. Econ. Pal. and Min. Spec. Publi.*, 14, 20-56.
- GAUDETTE, H.E.; EADES, J.L. y GRIM, R.E. (1964) The nature of the illite. *Clays and Clay Minerals*, 13, 33-48.
- GAULT, H.R. y WEILER, K.A. (1955) Studies of carbonate rocks. III. Acetic acid for insoluble residues. *Pensylvania Acad. Sci. Proc.*, 29, 181-195.
- GOLDSCHMITH, V.M. (1954) *Geochemistry. Oxford at the Claredon Press.* 730p.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1972) Excursión al dominio subbético medio: las series de Illora y Sierra Pelada. Excursiones al Mesozoico de las Cordilleras Béticas. *Publ. Univ. Granada*, 17p.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A. y RIVAS, P. (1975) El Lias inferior y medio de Poloria (serie del Zegri, Zona Subbética, Norte de Granada). *Est. Geol. Libro Homenaje al Prof. Martín Vivaldi*, 30, 639-654.
- GONZALEZ GARCIA, F. y SANCHEZ CAMAZANO, M. (1968) Differentiation of kaolinite from chlorite by treatment with dimethylsulfoxide. *Clay Minerals*, 7, 447-450.
- GREENE-KELLY, R. (1953) Identification of montmorillonoids. *J. Soil. Sci.*, 4, 233-237.
- GRIM, R.E. (1968) Origin and occurrence of the clay minerals. In: *Clay Minerals*, R.E. GRIM (ed.), 529-574.

- GRIM, R.E.; BRAY, R.H. y BRADLEY, W.F. (1937) The mica in argillaceous sediments. *Am. Mineral.*, 22, 813-829.
- GROUSSET, F.; LATOUCHE, C. y MAILLET, N. (1983) Clay minerals as indicators of wind and current contribution to post-glacial sedimentation on the Azores/Iceland ridge. *Clay Minerals*, 18, 65-75.
- GUIDOTTI, C.V. (1984) Micas in metamorphic rocks. In: *Micas. Mineral. Soc. Am. Revs. in Mineral.*, P.H. Ribbe (ed.), 357-368.
- HARKER, R.I. y TUTTLE, O.F. (1975a) Studies in the system CaO-MgO-CO₂: the thermal dissociation of calcite, dolomite and magnesite. *Amer. J. Sci.*, 253, 209-224.
- HARKER, R.I. y TUTTLE, O.F. (1975b) Studies in the system CaO-MgO-CO₂: II. Limits of solid solution along the binary join CaCO₃-MgCO₃. *Amer. J. Sci.*, 253, 274-282.
- HALLAM, A. (1964) Origin of the limestone-shale rhythm in the Blue Lias of England: a composite theory. *J. Geol.*, 72, 157-168.
- HATHAWAY, J.C. (1979) Clay minerals. In: *Marine minerals. Mineral. Soc. Am. Revs. in Mineral.*, P.H. Ribbe (ed.), 6, 123-150.
- HEY, M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineral. Mag.*, 30, 277-292.
- HIRST, D.M. (1962) The Geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paris. II. The Location and distribution of trace elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1147-1187.
- HOFFMAN, J.C. (1979) An evaluation of potassium uptake by Missisipi River Borne clays following deposition in the Gulf of Mexico. Ph. D. Dissertation, Case Western Reserve University, Cleveland, Ohio.
- HOLTZAPFFEL, TH.; BONNOT-COURTOIS, CH.; CHAMLEY, H. y CLAUER, N. (1985) Héritage et diagènese des smectites du domaine sédimentaire nord-atlantique (Cretacé, Paléogène). *Bull. Soc. Géol. France*, I-1, 25-33.
- HOWER, J.; ESLINGER, E.V.; HOWER, M.E. y PERRY, E.A. (1976) Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 725-737.
- HOWER, J. y MOWATZ, T.C. (1966) The mineralogy of illites and mixed-layer illite-montmorillonite. *Am. Mineral.*, 51, 825-854.
- HSU, K.J. y ANDERSON, J.E. (1970) Summary and conclusions: Mid-Atlantic Ridge sequence: lithology. In: Maxwell et al. Initial Report of the DSDP. Washington, D.C., U.S. Printing office, 3, 445-452.
- HUANG, W.A.; DOYLE, L. y CHIOU, W.A. (1975) Clay minerals studies of surface sediments from the shelf of the NE and E Gulf of Mexico. *Proc. Int. Clay Conf.* In: Bailey, S.W. (ed.), 55-70.

- HURLEY, P.M.; HUNT, J.M.; PINSON, W.H. y FAIRBRAIN, H.W. (1963) K-Ar age values on the clay fractions of dated shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 279-284.
- JENKYN, H. y CLAYTON, Ch. J. (1986) Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, 33, 87-106.
- JIMENEZ, A.P. y RIVAS, P. (1979) El Toarcense en la Zona Subbética. II Coloquio de Estratigrafía del Jurásico de España. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10, 397-411.
- JIMENEZ, A.P. (1986) Estudio paleontológico de los ammonites del Toarciense inferior de las Cordilleras Béticas (*Dactylioceratidae* e *Hildoceratidae*). Tesis Univ. Granada, 252p.
- KANEHIRA, R. y BANNO, S. (1960) Ferriphengite and aegirinejadeite in a crystalline schist of the Iimori District, Kii Peninsula. *J. Geol. Soc. Japan*, 66, 654-659.
- KIRSCH, H.J. (1983) Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*. Larsen y Chillingar (eds.), Elsevier, Amsterdam, 289-493.
- KLUGG, H.P. y ALEXANDER, L.E. (1974) X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. Wiley, New York, 966p.
- KOSTER, H.M.; KOHLER, E.E.; KRAHL, J.; KROGER, I. y VOGT, K. (1973) Veränderungen und Montmorillonite durch Einwirkung von 0.1 m AEDTE-Lösungen. In: *IVA Cl-Lösung und 0.1 Salzaure*. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 119, 83-100.
- KOSTER, H.M. (1982) The crystal structure of 2:1 layer silicates. In: *Proc. Int. Clay Conf. Bologna-Pavia*, H. von Olphen y F. Veniale (eds.), 41-71.
- KRAUSKOPF, K.B. (1956) Factors controlling the concentration of thirteen rare metals in the sea water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 9, 1-32.
- KULBICKI, G. y MILLOT, G. (1960) L'évolution de la fraction argileuse des grès pétroliers cambro-ordoviciens du Sahara central. *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, 13, 147-156.
- LATOUCHE, C. (1975) Les minéraux argileux des sédiments actuels de l'Atlantique Nord-oriental et du S de la Mer de Norvège. *Proc. Int. Clay Conf.*, Montland y Farmer (eds.), Elsevier Publ. Co. Amsterdam, 45-54.
- LATOUCHE, C. (1978) Clay minerals as indicators of the Cenozoic evolution of the North Atlantic Ocean. *Proc. Int. Clay Conf.*, Montland y Farmer (eds.), Elsevier Publ. Co. Amsterdam, 271-279.
- LATOUCHE, C. y MAILLET, N. (1978) Minéralogie des dépôts des sites IPOD 398 (Leg 47B) et 403, 404, 405, 406 (Leg 48). Implications paléoclimatiques et paléohydrogéologiques. *Bull. Soc. Géol. France*, XX-4, 411-427.

- LATOUCHE, C. y MAILLET, N. (1980) Minéraux argileux et évolution des environnements sédimentaires du domaine atlantique nord-orientale durant la Paléogène. *Bull. Soc. Géol. France*, XXII-5, 757-761.
- LATOUCHE, C. y MAILLET, N. (1982) Essai sur l'utilisation des argiles comme témoins des climats néogènes dans le province atlantique nord-orientale. *Bull. Soc. Géol. France*, XXIV, 487-496.
- LIBORIO, G. y MOTTANA, A. (1973) I carbonati dei calcescisti in relazione alla distribuzione delle temperature metamorfiche alpine. *Rend. Soc. Ita. Min. Petr.*, XXIX, 43-80.
- LIEBLING, R.S. y SCHERP, H.S. (1976) Chlorite and mica as indicators of depositional environment and provenance. *Bull. Geol. Soc. Am.* 87, 513-514.
- LIEBLING, R.S. y SCHERP, H.S. (1980) Chlorite and mica as indicators of provenance. *Clays and Clay Minerals*, 28, 230-232.
- LINARES, I.; LAVADO, R.S. y MASSOTIA, H.T. (1971) Estudio mineralógico de los suelos del valle inferior del río Negro. Parte I. *Rev. Inv. Agropecuaria*, 8, 191-208.
- LINARES, A. y MOUTERDE, R. (1960) Nuevo yacimiento del Lias superior cerca de Iznalloz (provincia de Granada, Zona Subbética). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 58, 101-104.
- LINARES, A. y MOUTERDE, R. (1962) Observations sur le Lias de la Sierra Elvira (province de Grenade). *Mem. H. Soc. Geol. France. Livre a la memoire du prof. Fallot.*, 1, 183-188.
- LINARES, A. y RIVAS, P. (1971) Metacronía del "Ammonitico rosso" liásico en la Zona Subbética (vista de conjunto). *Cuad. Geol. Ibérica*, 2, 183-204.
- LINARES, A. y RIVAS, P. (1973) El Lias medio en la parte sur de la Zona Subbética (Sierra Elvira, Illora e Iznalloz, provincia de Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 4, 141-154.
- LINARES, A.; MOUTERDE, R. y RIVAS, P. (1971) El Lias del sector central de la Zona Subbética (vista de conjunto). *Cuad. Geol. Iberica.*, 2, 227-236.
- LISITZYN, A.P. (1972) Sedimentation in the World Ocean. *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publi.* 17. K.S. Rodolfo (ed.)
- LONG, J.V. (1977) Electron Probe microanalysis. In: *Physical methods in determinative mineralogy*, I. Zussman (ed.). Academic Press, New York, 273-341.
- LOPEZ AGUAYO, F. y CABALLERO, M. A. (1973) Los minerales de las arcillas y su contribución a la diferenciación de facies sedimentarias. *Est. Geol.*, 29, 131-143.
- LOPEZ AGUAYO, F. y MARTIN VIVALDI, J.L. (1973) Mineralogía de las arcillas de la facies wealdense española. II. Cuenca norte, levantina y bética. *Est. Geol.*, 24, 397-412.

- LOPEZ GALINDO, A. (1986) Las facies oscuras del Cretácico medio en la zona subbética. *Mineralogía y sedimentación. Tesis Univ. Granada*, 267 p.
- LOPEZ GARRIDO, A.C. (1971) Geología de la Zona Prebética al NE de la Provincia de Jaén. *Tesis Univ. Granada*, 317p.
- LOPEZ MUNGUIRA, A.; GARCIA-CERVIGON, A. y CHACON, J. (1985) Mineralogía de filosilicatos de las metapelitas de la Formación Azuaga (SE de Badajoz). *Boletín Soc. Esp. Miner.*, 8, 239-246.
- LOPEZ MUNGUIRA, A. y SEBASTIAN PARDO, E. (en prensa) Mineralogía de filosilicatos del Complejo Esquisto-Grauváquico al oeste de Cáceres. *Boletín Soc. Esp. Miner.*, 9 (en prensa)
- LOPEZ MUNGUIRA, A. y SEBASTIAN PARDO, E. (1987) Characterization of the phyllosilicates in metamorphic rocks of the SE Hesperian Massif (Ossa-Morena and Central-Iberian Zones). *Sixth European Clay Meeting*.
- MARTIN POZAS, J.M.; RODRIGUEZ GALLEG0, M. y MARTIN VIVALDI, J.L. (1969) Analisis cuantitativo de filosilicatos de las arcillas por difracción de rX. Influencia del catión de cambio sobre la intensidad de las reflexiones. *Anal. R. Soc. Esp. Fis. Quim.*, 50, 19.
- MARTIN RAMOS, D. (1976) Las micas de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*, 244p.
- MARTIN-VIVALDI, J.L. y McEWAN, D.M.C. (1960) Corrensite and swelling chlorite. *Clay Min. Bull.*, 4, 173-181.
- MARTIN VIVALDI, J.L. y RODRIGUEZ GALLEG0, M. (1961a) Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffraction. Part I. Chlorite-kaolinite mixtures. *Clay Min. Bull.*, 4, 228-292.
- MARTIN VIVALDI, J.L. y RODRIGUEZ GALLEG0, M. (1961b) Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffraction. Part II. Chlorites swelling, chlorite and montmorillonite. *Clay Min. Bull.*, 26, 293-298.
- MARTIN VIVALDI, J.L. y RODRIGUEZ GALLEG0, M. (1964) Estudio mineralógico de la fracción arcilla de los suelos de la vega de Granada. Parte I. *Anal. de Edafol. y Agrob.*, 23, 485-497.
- MARTIN VIVALDI, J.L.; RODRIGUEZ GALLEG0, M. y MARTIN POZAS, J.M. (1968) Analisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos X. I. Modificación del difractómetro de rayos X para el estudio de la orientación preferente. *Anal. R. Soc. Esp. Fis. Quim.*, 64, 101-105.
- MARTIN VIVALDI, J.L.; RODRIGUEZ GALLEG0, M. y MARTIN POZAS, J.M. (1969) Analisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos X. II. Influencia del catión de cambio sobre la intensidad de las reflexiones. *Anal. R. Soc. Esp. Fis. Quim.*, 50, 19-23.

- McEWAN, D.M.C. y WILSON, M.J. (1980) Interlayer and interaction complexes of clay minerals. In; "Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification". G.W. Brindley y G. Brown (eds.), capítulo 3, 197-248.
- MELLINGER, M. (1979) Quantitative X-ray diffraction analysis of clay mineral: an evaluation. SRC. Report Saskatchewan Res. Council, 6, 1-46.
- MELLINI, M. y MENEGHINI, R. (1985) Proportionality factors for thin film TEM/EDS microanalysis of silicate minerals Rend. Soc. Ita. Min. Petr., 40, 261-266.
- MILANKOVITCH, M. (1930) Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In: Handbuch der Klimatologie, Köppen, W. and Geiger, R. (eds.). 1, 176p.
- MILLOT, G. (1964) Géologie des argiles. Masson et Cie, Paris, 499p.
- MIRA, F. (1980) Foraminíferos del Lias margoso del sector central de las Cordilleras Béticas. Mem. de Licenciatura, (inédita).
- MIRA, F. (1987) Foraminíferos del Lias margoso de las Cordilleras Béticas. Zona Subbética. Tesis Univ. Granada, (inédita).
- MOSER, F.C. y HEIN, J.R. (1984) Distribution of clay minerals in the suspended and bottom sediments from the Northern Bering sea shelf Area, Alaska. U.S. Geol. Survey Bull., 1624, 1-19.
- MOSSER, Ch. (1980) Etude géochimie des quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. Mem. Sci. Geol., 63, 229p.
- MULLER, G.; IRION, G. y FORSTNER, V. (1972) Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environments. Naturwissenschaften, 59, 158-164.
- MURDMAA, I.A. (1978) Inorganic geochemistry of the Leg 44 sediments. Init. Reports DSDP. Besson et al. (eds.), Washington, XLIV, 575-582.
- MURRAY, A.S. y LYONS, S.C. (1956) Degree of crystal perfection of kaolinite. Clays and Clay Minerals, Publ. 456, 31-40.
- NADEAU, P.H. y REYNOLDS, R.C. (1981) Volcanic components in pelitic sediments. Nature, 294, 72-74.
- NADEAU, P.H.; WILSON, M.J.; MCHARDY, W.J. y TAIT, J.M. (1985) The conversion of smectite to illite during diagenesis: evidence from some illite clays from bentonites and sandstones. Min. Mag., 49, 393-400.
- NADEAU, P.H. y BAIN, D.C. (1986) Composition of some smectites and diagenetic illitic clays and implications for their origin. Clays and Clay Minerals, 34-4, 455-464.
- NEMECZ, E. (1981) Clay minerals. Akadémiai Kiadó. Budapest, 547p.
- NIETO, F. (1983) Las cloritas de las Cordilleras Béticas. Tesis Univ. Granada, 249p.

- NIETO, F.; ORTEGA HUERTAS, M. y SEBASTIAN PARDO, E. (1980) Cloritas en sedimentos postorogénicos de las depresiones de Granada y Guadix-Baza. Estudio cristaloquímico. *Est. Geol.*, 36, 111-121.
- NIETO, F. y RODRIGUEZ GALLEG0, M. (1981) Alteración experimental de las cloritas. *Acad. Ciencias Mat. Fis. y Nat. de Granada*, 1, 108-124.
- NIETO, F. y RODRIGUEZ GALLEG0, M. (1983) Metodología para el estudio de las cloritas en rocas metamórficas. *Rend. Soc. Ita. Min. Petr.*, 38, 1429-1436.
- NIETO, F. y RODRIGUEZ GALLEG0, M. (1983) Las cloritas de las Cordilleras Béticas (España). Su composición y factores que la determinan. *Rendiconti Soc. Ital. Min. Petr.*, 38, 1437-1445.
- ODOM, E.I. (1984) Glauconite and celadonite minerals. In: *Micas. Mineral. Soc. Am. Revs. Minerals*, P.H. Ribbe (ed.), 13, 545-572.
- ORTEGA HUERTAS, M.; PALOMO DELGADO, I. y FENOLL HACH ALI, P. (1985) Mineral composition of the jurassic sediments in the Subbetic zone, Betic Cordillera, SE Spain. *Mineral. Petrogr. Acta*, 29-A, 231-243.
- OSTROM, M.E. (1961) Separation of clay minerals from carbonate rocks by wing acid. *Journ. Sedim. Petrol.*, 31, 124-139.
- PADAN, A.; KISCH, H.J y SHAGAM, R. (1982) Use of the lattice parameter b_0 of dioctahedral illite/smectite for the characterization of P/T gradients of incipient metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 85-95.
- PALOMO DELGADO, I. (1981) Mineralogía de las fácies margosas jurásicas en afloramientos del Subbético Medio y Externo (Cordilleras Béticas). *Mem. Licenciatura Univ. Granada*, 195p.
- PALOMO DELGADO, I.; ORTEGA HUERTAS, M. y FENOLL HACH ALI, P. (1981) Los carbonatos de las facies margosas jurásicas en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (provincias de Granada y Jaén). *Bol. Soc. Min. Esp.*, 4, 15-28.
- PALOMO DELGADO, I.; ORTEGA HUERTAS, M. y FENOLL HACH ALI, P. (1985) The significance of clay minerals in studies of the evolution of the jurassic deposits of the Betic Cordilleras, SE Spain. *Clay Minerals*, 20, 39-52.
- PARHAM, W.E. (1966) Lateral variations of clay minerals assemblages in modern and ancient sediments. *Proc. Int. Clay Conf.*, Gekker, K. y Weiss, A. (eds.), Pergamon Press, London, v.1, 135-146.
- PARKER, A.; ALLEN, R.L. y WILLIAMS, B.P.J. (1983) Clay mineral assemblages of the Townsend tuff bed (Lower Old Red Sandstone). South Wales and the Welsh Borders. *J. Geol. Soc. London*, 140, 769-779.
- PARRISH, W. (1962) Advances in X-ray diffractometry of clay minerals. In: *Advances in X-ray spectrography*, Bindhoven, Netheds, Centrex Publ. Co., 73-97.

- PEARSON, M.J.; WATKINS, D. y SMALL, J.S. (1982) Clay diagenesis and organic maturation in northern North Sea sediments. *Proc. Int. Clay Conf. Italia*, 665-675.
- PEYRE, Y. (1962) El Subbético con "jurásico margoso" o "Subbético meridional" como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, LXVII, 133-144.
- PIERCE, J.W. y SIEGEL, F.R. (1969) Quantification of clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. *Journ. Sedim. Petrol.*, 39, 187-193.
- PINTO, F.; RODRIGUEZ BADIOLA, E.; RODRIGUEZ GORDILLO, J. y TORRES ROLDAN, R.L. (1985) Análisis rápido de elementos mayoritarios en rocas y minerales silíceos. *Cuad. Geol.*, 12, 37-46.
- PIPER, D.J.W. (1978) Turbidite Muds and silts on deep sea fans and Abissal plains. In: *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*. Stanley Kellong. 163-175.
- POLLASTRO, R.M. (1985) Mineralogical and morphological evidence for the formation of illite at the expense of illite/smectite. *Clays and clay min.*, 34, 265-274.
- RADOSLOVICH, E.W. y NORRISH, K. (1962) The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. II. Regression relations. *Amer. Min.*, 47, 599-604.
- 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. Paleont. Miner. Spec. Publi., 20, 58-76.
- RAY, S.; GAULT, H.R. y DODD, C.G. (1957) The separation of clay minerals from carbonate rocks. *Am. Mineral.*, 42, 681-685.
- REY, J. Ph. y KUBLER, B. (1983) Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 63, 13-36.
- RICKEN, W. (1986) Diagenetic Bedding. A model for marl-limestone alternations. Bhattacharjii, S.; Friedman, G.M.; Neugebauer, H.J. y Seilacher, A. (eds.) Springer Verlag, New York, 210p.
- RIVAS, P. (1969) Estudio geológico de un sector al SW de Carcabuey. *Mem. Licenciatura Univ. Granada*, (inédita).
- RIVAS, P. (1972) Estudio paleontológico-estratigráfico del Lias (sector central de las Cordilleras Béticas). Tesis Univ. Granada. *Secr. Publ. Univ. Granada*, 29, 77p. (resumen).
- RIVAS, P. y SEQUEIROS, L. (1972) Excursión al dominio subbético externo: las series de Cabra y Carcabuey. Excursiones al Mesozoico de las Cordilleras Béticas. *Publ. Univ. Granada*, 17.

- RIVAS, P. (1979) El Carixiense: zonación. II. Columna estratigráfica y paleontológica del Jurásico de España. Cuad. Geol. Univ. Granada, 10, 383-388.
- ROBERT, C. (1980) Climats et courants cénozoïque dans l'Atlantique Sud d'après l'étude des minéraux argileux (Legs 3, 39 et 40 DSDP). Oceanol. Acta, 3, 369-376.
- RODRIGUEZ GALLEGO, M.; MARTIN POZAS, J.M. y MARTIN VIVALDI, J.L. (1969) Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rX. Influencia de las sustituciones isomórficas y cristalinidad. Anal. R. Soc. Esp. Fis. Quím., 65, 25-29.
- RUGET, C. y MARTINEZ GALLEGO, J. (1979) Foraminifères du Lias moyen et supérieur. Cuad. Geol. Univ. Granada, 10, 311-316.
- SANTOS FRANCES, F.; FERNANDEZ, J. y LINARES, J. (1976) Estudio mineralógico de una serie triásica en Alcaraz (Albacete). Est. Geol., 32, 241-247.
- SCANDONE, P. (1975) Triassic seaways and the Jurassic Tethys ocean in the central Mediterranean area. Nature, 256, 117-119.
- SCHALLER, W.T. (1930) Summary of recommendations of AIPEA Nomenclature Committee. Am. Mineral., 15, 566. en Bailey, S.W. (1980)
- SCHERRER, P. (1967) X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. In: Klugg, H.P. y Alexander, L.E. (eds.). John Wiley and Sons, 716p.
- SCHOLLE, P.H.; ARTHUR, M.A. y EKDALE, A.A. (1983) Pelagic sediments. In: Carbonate depositional environments. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., Scholle, P.A.; Bebout, D.G. y Moore, C.H. (eds.), 33, 620-691.
- SCHUBER, N. (1984) Géochimie des carbonates (éléments traces et isotopes stables) aux environs de la limite Jurassique-Crétacé sur une transversale des Zones Externes des Cordillères Bétiques et dans le site DSDP 391-C de l'Atlantique Central. Tesis Doctoral de 3er ciclo. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris, 167p.
- SCHULTZ, L.G. (1964) Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre shale. U.S. Geol. Surv. Prof. Papers, 391-c, 1-31.
- SCHULTZ, L.G. (1978) Mixed-layer clay in the Pierre shale and equivalent rocks, northern Great Plains Region. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1064A.
- SEIBOL, E. (1952) Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 95, 337-370.
- SEYFRIED, H. (1978) Der Subbético Jura von Murcia (südost-Spanien). Geol. Jnrb., 29, 3-201.
- SEYFRIED, H. (1981) Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos jurásicos de las Cordilleras Béticas Orientales. Cuad. Geol. Univ. Granada, 10, 317-348.

- SHAPIRO, L. y BRANNOCK, W.W. (1962) Rapid analysis of silicate rocks. U.S. Geol. Surv. Bull., 1144-A, 56p.
- SHIROZU, H. (1958) X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colours. Mineral. J., 2, 209-223.
- SIMPSON, J. (1985) Stylolite controlled layering in a homogeneous limestone: pseudo-bedding produced by burial diagenesis. *Sedimentology*, 32, 495-505.
- SRODON, J. y EBERT, D.D. (1984) Illite. In: *Micas*. Mineral. Soc. Am. Revs. in Mineral., P.H. Ribbe (ed.), 13, 495-544.
- SRODON, J. (1979) Correlation between coal and clay diagenesis in the Carboniferous of the Upper Silesian Coal Basin. *Proc. Int. Clay Conf.* Oxford, 251-260. Mortland y Farmer, eds. Elsevier, Amsterdam.
- SRODON, J. (1984a) Mixed-layer illite-smectite in low temperature diagenesis: data from the Miocene of the Carpathian foredeep. *Clay Min.*, 19, 205-215.
- SRODON, J. (1984b) X-ray identification of illite materials. In: *Clays and clay minerals*, J. Srodon y D. Eberl (eds.).
- STOKKE, P.R. y CARSON, B. (1973) Variation in clay minerals. X-ray diffraction results with the quantity of sample mounted. *Journ. Sedim. Petrol.*, 43, 957-964.
- TAPPONIER, F. (1977) Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnements et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, 19, 437-460.
- TARDY, Y.; KREMPP, G. y TRAUTH, N. (1972) Le lithium dans les minéraux argileux des sédiments et des sols. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 397-412.
- TURNIT, P. y AMSTUTZ, G.C. (1979) Die Bedeutung des Rückstandes von Druck-Lösungsvorgängen für stratigraphische Abfolgen. *Geol. Rundschau*, 68, 1107-1124.
- VELDE, B. (1965) Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. *Amer. J. Sci.*, 263, 886-913.
- VELDE, B.; PROUST, D. y MEUNIER, A. (1979) Chlorite compositions during sedimentation, diagenesis and low grade metamorphism. *Sci. Geol. Mem.*, 53, 71-73.
- VERA, J.A. (1966) Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. Tesis Univ. Granada, 187p.
- WEAVER, C.E. y POLLARD, L.D. (1973) The chemistry of clay minerals. In: *Developments in Sedimentology*, 15, Elsev. Sci. Publish. Co., New York, 5-23, 214p.

- WEDEPOHL, K.H. (1974) Lead, in Handbook of Geochemistry. Springer Verlag, Berlin, Section 30, B-0.
- WEDEPOHL, K.H. (1975) The contribution of chemical data to assumption about the origin of magmas from the mantle. Fortschr. Mineral., 52, 141-172.
- WHITESIDE, P.J. (1976) Pye Unicam Atomic Absorption Data Book. Pye Unicam Ltd. Cambridge, 71p.
- WHITE, J.L. (1960) Influence of potassium content on intensities of basal reflections and b-dimension of dioctahedral micas. Jour. Paper. Univ. Indiana, 3581, 35-44.
- WHITTLE, C.K. (1986) Comparison of sedimentary chlorite compositions by X-ray diffraction and analytical TEM. Clay Minerals, 21, 937-947.
- YODER, H.S. y EVESTER, H.P. (1955) Synthetic and natural muscovites. Geochim. Cosmochim. Acta, 8, 225-250.
- ZEN, E-an (1985) Metamorphism of lower Paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic Range in west-central Vermont. Am. Mineral., 45, 129-175.
- ZIEBOLD, T.O. y OGILVIE, R.E. (1966) Correlations of empirical calibration for electron microanalysis. In: The electron Microprobe. McKinley Heinrich y Wittry (eds.), 378-389.

AGRADECIMIENTO

Sin duda este trabajo no se habría llevado a cabo a no ser por la disposición de personas y laboratorios que me han brindado su ayuda.

Así, en primer lugar deseo mostrar mi agradecimiento a J.C. Braga, A. Jiménez, J.M. Molina Cámara y P. Rivas. Gracias a sus investigaciones anteriores sobre materiales del Jurásico inferior he podido trabajar con precisión sobre ellos. Además también he disfrutado de su compañía en algunas jornadas de campo.

En el mismo sentido A. Medina (Universidad Autónoma de Madrid), J.L. Pérez Rodríguez (Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología del C.S.I.C. de Sevilla), J. Soriano (Laboratorio Central de Estructuras y Materiales del M.O.P.U, Madrid) me han prestado una valiosa ayuda con la microscopía electrónica de barrido.

Mi gratitud para R. Arana (Universidad de Murcia) que me ha permitido realizar análisis por fluorescencia de rayos X.

M. Palomba (Universitá de Cagliari) ha realizado amablemente los análisis de micas y cloritas por microsonda electrónica.

Mis amigos, J.M. Fernández Soler, F. Gervilla, M.T. Gómez Pugnaire, I. González, F. López Aguayo, F. Nieto, J. Rodríguez Gordillo, M. Sánchez Viñas, E. Sebastián y N. Velilla, han colaborado en las más diversas tareas. De la misma manera han participado A. López Galindo, J.D. Martín Ramos, A. Sánchez Navas y J. Torres.

Mi agradecimiento para P. Fenoll y M. Rodríguez Gallego que han revisado algunos capítulos de esta Memoria.

M. García Hernández ha colaborado en el estudio de láminas delgadas.

La labor realizada por M. Ortega Huertas, como director de esta Tesis Doctoral, merece mi más sincero agradecimiento.

Son muchos los amigos, el primero de ellos Miguel, que con su compañía y afecto me han ayudado.

Figuras 68 y 69. Clave para su interpretación

□ nivel de "marga"

■ nivel de "margocaliza"

● ammonítico rosso

△ calizas con sílex

* niveles con textura detrítica fina

Figura 76. Diagrama izdo: facies de margas y margocalizas grises

Diagrama dcho: facies de ammonítico rosso

Página 302, tabla 123, debe decir tabla 120

OBSERVACIONES

Página 12, línea 33. Debe decir: ...saponita (esmectita trioctaédrica)...

Clave para la interpretación de las figuras 78 y 79. □ fracción arcilla
+ fracción limo

