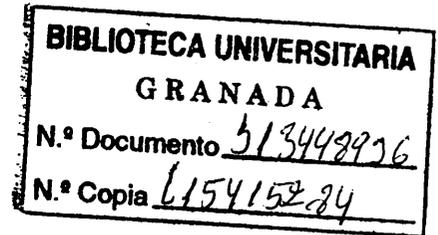


FACULTAD DE CIENCIAS

SECCION DE GEOLOGIA



MINERALOGIA DE LA BLOCK FORMATION. DEPRESION DE GRANADA

MIGUEL ORTEGA HUERTAS

Tesis Doctoral

UNIVERSIDAD DE GRANADA

1979

© Im.Un.Gr. 19. 1979. Depósito legal. Gr. 044. 1979. Printed in Spain. 100 ejemplares.

Imprenta de la Universidad de Granada. Hospital Real. Cuesta del Hospicio s/n.

Tesis doctoral, dirigida por el Profesor Dr. D. Manuel Rodríguez Gallego, Catedrático de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Granada. Fue leída el 25 de Noviembre de 1978, obteniendo la calificación de sobresaliente "cum laude" ante el Tribunal formado por los profesores; Rodríguez Gallego, Granada; Hoyos de Castro, Madrid; González Donoso, Málaga; Fenoll Hach-Alí, Granada; Aguilar Ruiz, Granada.

**A mis padres,
a mi hijo Miguel
y a Mercedes.**

AGRADECIMIENTO.

A los Profesores D. Manuel Rodríguez Gallego y Purificación Fenoll - Hach-Alf, mis maestros y amigos. Ellos han orientado las líneas de este trabajo y me han ayudado notoriamente en la superación de las dificultades encontradas a lo largo de su realización.

Con el Profesor D. José M^a González Donoso se eligió el tema de esta Tesis. En él siempre encontré buena disposición y ayuda.

Al Profesor D. José Aguilar Ruiz. Bajo su dirección se ha realizado el estudio edafológico. Su disponibilidad para prestar siempre ayuda han sido de un valor inestimable para la realización de este trabajo.

Mi amigo y compañero, Profesor Francisco López Aguayo ha impulsado, día a día, mi trabajo; con su constante crítica e ideas se ha mejorado notablemente esta Memoria.

A los Dres. Linares González y Barahona Fernández del C. S. I. C. por las orientaciones en diversos temas de mineralogía y por la ayuda recibida en el muestreo de los suelos.

En el trabajo de campo han resultado muy valiosas las directrices de Carlos Sanz de Galdeano.

A mis compañeros y amigos Anselmo Acosta, Rafael Arana, Cristino Dabrio, Javier López Garzón, José Martín, Daniel Martín, José L. Ortega, José Rodríguez Gordillo, Agustín Rueda, Eduardo Sebastián, José Torres y Nicolás Velilla. De todos he recibido las ayudas más diversas.

A José Roca por la realización de diversas diapositivas. A Manuel Morales por la ayuda prestada en las jornadas de campo.

A Alfonso García-Cervigón Bellón con quien me inicié, en cuarto curso de la Licenciatura, en el estudio de los minerales de la arcilla.

Por último quiero expresar mi reconocimiento a Mercedes Sánchez Viñas por su ayuda en la elaboración de esta Memoria y la paciente actitud - con que ha llevado los últimos meses de elaboración del trabajo.

INDICE

INDICE

Página

I.	PLANTEAMIENTO Y OBJETO DEL TRABAJO	1
II.	METODOLOGIA	4
	A. Métodos de campo	4
	B. Métodos de laboratorio	5
	B. 1. Análisis mecánico y separación de fracciones	5
	B. 2. Análisis físicos	5
	B. 2. 1. Color de los horizontes edáficos	5
	B. 2. 2. Determinación del pH	5
	B. 2. 3. Conductividad eléctrica	6
	B. 3. Análisis químicos	6
	B. 3. 1. Determinación de hierro libre	6
	B. 3. 2. Determinación de materia orgánica	6
	B. 3. 3. Eliminación de materia orgánica	6
	B. 3. 4. Determinación de carbonatos	6
	B. 3. 5. Eliminación de carbonatos	6
	B. 3. 6. Determinación de la capacidad de cambio	6
	B. 3. 7. Determinación de los cationes de cambio	6
	B. 4. Análisis mineralógico	7
	B. 4. 1. Estudio óptico	7
	B. 4. 2. Difracción de Rayos X	7
	Análisis cualitativo	7
	B. 4. 2. 1. Método de polvo	7
	B. 4. 2. 2. Método de Agregado orientado	7
	Análisis cuantitativo	8
	B. 4. 2. 3. Muestra íntegra y fracción entre 2 y 20 micras	8
	B. 4. 2. 4. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras	8
	B. 4. 2. 5. Factores reflectantes empleados. Precisiones sobre las muestras estudiadas.	9
	B. 4. 2. 6. Interés y significado de los valores del análisis cuantitativo	13
	B. 4. 2. 7. Medida de los parámetros cristalquímicos de algunos minerales de la arcilla	13
	B. 5. Micromorfología	14
	B. 6. Métodos estadísticos	15

	<u>Página</u>	
III.	SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA	16
III. 1.	SITUACION GEOGRAFICA	16
III. 2.	SITUACION GEOLOGICA	17
IV.	ANTECEDENTES	19
IV. 1.	INTRODUCCION	19
IV. 2.	DATOS RECOPIADOS	20
V.	RESULTADOS	57
	Introducción	57
	<u>Sector SE</u>	58
	Introducción	58
V. 1.	AFLORAMIENTO DE NIGUELAS	59
V. 1. 1.	SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO	59
V. 1. 2.	DESCRIPCION DE LA COLUMNA LITOLÓGICA, SITUACION DE LAS MUESTRAS	59
V. 1. 3.	MINERALOGIA DE LA COLUMNA LITOLÓGICA	61
V. 1. 3. 1.	MATRIZ	61
V. 1. 3. 1. 1.	Mineralogfa global	61
V. 1. 3. 1. 2.	Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras	64
V. 1. 3. 2.	CANTOS	69
V. 2.	AFLORAMIENTO DEL RIO TORRENTE	76
V. 2. 1.	SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO	76
V. 2. 2.	DESCRIPCION DE LAS COLUMNAS LITOLÓGICAS, SITUACION DE LAS MUESTRAS	77
V. 2. 2. 1.	SERIE DEL RIO TORRENTE	77
V. 2. 2. 2.	SERIE DEL RIO TORRENTE (SECTOR SUR)	83
V. 2. 3.	MINERALOGIA DE LA COLUMNA LITOLÓGICA	84
V. 2. 3. 1.	MATRIZ	84
V. 2. 3. 1. 1.	Mineralogfa global	84
V. 2. 3. 1. 2.	Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras	91
V. 2. 3. 2.	CANTOS	100
V. 2. 3. 3.	ESTUDIO EDAFOLOGICO	111
V. 2. 3. 3. 1.	Análisis mecánicos	111
V. 2. 3. 3. 2.	Análisis físicos	115
V. 2. 3. 3. 3.	Análisis químicos	116
V. 2. 3. 4.	MINERALOGIA	121
V. 2. 3. 4. 1.	Mineralogfa global	121
V. 2. 3. 4. 2.	Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras	124

Página

V. 2. 3. 4. 3. Micromorfología	144
V. 3. AFLORAMIENTO DE CHITE	154
V. 3. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO	154
V. 3. 2. DESCRIPCION DE LA COLUMNA LITOLOGICA. SITUACION DE LAS MUESTRAS	154
V. 3. 3. MINERALOGIA DE LA COLUMNA LITOLOGICA	155
V. 3. 3. 1. MATRIZ	155
V. 3. 3. 1. 1. Mineralogía global	155
V. 3. 3. 1. 2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras	159
V. 3. 3. 2. CANTOS	161
V. 4. AFLORAMIENTO DE LA CARRETERA DE MOTRIL	167
V. 4. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO	167
V. 4. 2. DESCRIPCION DE LA COLUMNA LITOLOGICA. SITUACION DE LAS MUESTRAS	167
V. 4. 3. MINERALOGIA	168
V. 4. 3. 1. MATRIZ	168
V. 4. 3. 1. 1. Mineralogía global	168
V. 4. 3. 1. 2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras	172
V. 4. 3. 2. CANTOS	181
<u>Sector NE</u>	191
V. 5. AFLORAMIENTO DE GÜEJAR SIERRA	191
V. 5. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO	191
V. 5. 2. CARACTERISTICAS DE LA "BLOCK FORMATION" EN ESTE AFLORAMIENTO	193
V. 5. 3. DESCRIPCION DE LAS COLUMNAS LITOLOGICAS. SITUACION DE LAS MUESTRAS	195
A) Serie de Güejar Sierra (GS)	195
B) Serie de Güejar Sierra Este (GSE)	196
V. 5. 4. MINERALOGIA DE LAS COLUMNAS LITOLOGICAS	198
V. 5. 4. 1. MATRIZ	198
V. 5. 4. 1. 1. Mineralogía global	198
A) Serie de Güejar Sierra (GS)	198
B) Serie de Güejar Sierra Este (GSE)	204
V. 5. 4. 1. 2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras	208
A) Serie de Güejar Sierra (GS)	208
B) Serie de Güejar Sierra Este (GSE)	214

	<u>Página</u>
V. 5. 4. 2. CANTOS	230
A) Serie de Güejar Sierra (GS)	230
B) Serie de Güejar Sierra Este (GSE)	234
V. 6. AFLORAMIENTO DE MONACHIL	249
V. 6. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO	249
V. 6. 2. CARACTERISTICAS DE LA "BLOCK FORMATION" EN ESTE AFLORAMIENTO	249
V. 6. 3. DESCRIPCION DE LA COLUMNA LITOLOGICA, SITUACION DE LAS MUESTRAS	251
V. 6. 4. MINERALOGIA DE LA COLUMNA LITOLOGICA	254
V. 6. 4. 1. MATRIZ	254
V. 6. 4. 4. 1. Mineralogía global	254
V. 6. 4. 4. 2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras	260
V. 6. 4. 2. CANTOS	274
V. 7. AFLORAMIENTO DE BALZAIN	284
V. 7. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO	284
V. 7. 2. DESCRIPCION DE LA COLUMNA LITOLOGICA, SITUACION DE LAS MUESTRAS	284
V. 7. 3. MINERALOGIA	286
V. 7. 3. 1. MATRIZ	286
V. 7. 3. 1. 1. Mineralogía global	286
V. 7. 3. 1. 2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras	291
V. 7. 3. 2. CANTOS	301
V. 8. AFLORAMIENTO DE DILAR-GOJAR	308
V. 8. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO	308
V. 8. 2. DESCRIPCION DE LA COLUMNA LITOLOGICA, SITUACION DE LAS MUESTRAS	310
V. 8. 3. MINERALOGIA	314
V. 8. 3. 1. MATRIZ	314
V. 8. 3. 1. 1. Mineralogía global	314
V. 8. 3. 1. 2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras	319
V. 8. 3. 2. CANTOS	327
V. 8. 3. 3. ESTUDIO EDAFOLOGICO	336
V. 8. 3. 3. 1. Análisis mecánicos	336
V. 8. 3. 3. 2. Análisis físicos	337
V. 8. 3. 3. 3. Análisis químicos	337
V. 8. 3. 3. 4. Mineralogía	340
V. 8. 3. 3. 4. 1. Mineralogía global	340
V. 8. 3. 3. 4. 2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras	343
V. 8. 3. 3. 5. Micromorfología	355

Sector N.

Introducción	359
V. 9. AFLORAMIENTOS DE CARRETERA DE VIZNAR Y COLLADO DE PUERTO LOBO	360
V. 9. 1. DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS LITOLÓGICAS. SITUACIÓN DE LAS MUESTRAS	362
A) Serie de la Carretera de Viznar	362
B) Serie de Collado de Puerto Lobo	362
V. 9. 2. MINERALOGÍA	363
V. 9. 2. 1. MATRIZ	363
V. 9. 2. 1. 1. Mineralogía global	363
A) Serie de Carretera de Viznar	363
B) Serie de Collado de Puerto Lobo	363
V. 9. 2. 1. 2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras	368
V. 9. 2. 2. CANTOS	374
VI. DISCUSIÓN	383
VI. 1. MATRIZ	383
VI. 1. 1. MINERALOGÍA GLOBAL	383
VI. 1. 2. MINERALOGÍA DE ARCILLAS	396
VI. 1. 2. 1. Origen de los minerales de la arcilla. Área fuente	402
VI. 1. 2. 1. 1. Minerales heredados	407
VI. 1. 2. 1. 2. Minerales de transformación	411
VI. 1. 2. 1. 3. Transformaciones	415
VI. 1. 2. 2. Correlaciones	419
VI. 1. 2. 3. La mineralogía de arcillas en relación con las condiciones de depósito	424
VI. 2. CANTOS DE ROCAS	431
VI. 3. LOS PALEOSUELOS Y SUELOS	447
VI. 3. 1. MATERIAL ORIGINARIO Y FISIOGRAFÍA	448
VI. 3. 2. CLIMA Y EDAD	450
VI. 3. 3. CARACTERES MICROMORFOLÓGICOS	452
VI. 3. 4. GENESIS Y EVOLUCIÓN	453
VI. 3. 5. CLASIFICACIÓN	459
VI. 4. LAS MICAS Y LAS CLORITAS	462
VI. 5. EL GRADO DE DIAGENESIS	472
VII. CONCLUSIONES	475
VIII. BIBLIOGRAFÍA	483

I. PLANTEAMIENTO Y OBJETO
DEL TRABAJO.

I. PLANTEAMIENTO Y OBJETO DEL TRABAJO.

Para abordar la justificación del trabajo que aquí se desarrolla, es imprescindible situarlo -previamente- al menos en dos coordenadas. La primera hace referencia a las investigaciones que se llevan a cabo en este Departamento. La segunda, se refiere a la interrelación que debe existir entre disciplinas complementarias como único medio de enfocar y resolver científicamente los problemas planteados.

El Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Granada contempla una primera fase de su investigación dedicada al conocimiento cristalográfico, mineralógico (en sentido amplio) y de los yacimientos minerales de nuestro entorno. En este sentido conviene recordar los trabajos ya realizados de ACOSTA (1973); ARANA (1971, 1973, 1974, 1975, 1976, 1977); FENOLL (1969, 1970, 1972, 1974, 1975); GARCIA-CERVIGON (1973, 1976, 1977); LOPEZ-AGUAYO (1974, 1975); MARTIN (1977, 1978); ORTEGA (1973, 1975, 1976); RODRIGUEZ (1961, 1969, 1970, 1971, 1972, 1973, 1974, 1977); SEBASTIAN (1974); TORRES (1975), y los en curso de realización de ACOSTA (sobre mineralizaciones de talco), TORRES (yacimientos de hierro de Alquife y Las Piletas), SEBASTIAN (Depresión de Guadix) y VELILLA (granates de Sierra Nevada).

En este contexto, el objeto primordial de este trabajo es el estudio mineralógico de los diferentes niveles que constituyen la "Block formation", de forma que sea una aportación más al conocimiento mineralógico de las formaciones geológicas circundantes.

Ya AGUIRRE (1958) escribía, refiriéndose a los niveles de conglomerados: "En nuestra opinión, toda esta región y estas formaciones deben considerarse con más detalle;...ya que no se presentan tan uniformes como pudiera parecer".

Consecuentemente, podemos resumir -en los siguientes apartados- los estudios realizados con los que creemos completado, en gran parte, el objeto propuesto, en un principio:

A. Estudio de los cantos de rocas de la "Block formation".

No sólo hemos abordado el estudio óptico sino que se ha considerado imprescindible realizar el análisis de los parámetros cristalográficos y cristalquímicos de las micas con objeto de asignarlos -con mayor precisión- a las diferentes unidades del complejo de Sierra Nevada.

B. Estudio de los minerales de la arcilla.

Dado que la "Block formation" está constituida, en una parte esencial, por niveles detríticos finos (limos, lutitas, areniscas y arenas), se ha llevado a cabo el estudio de la mineralogía global, con especial atención a los filosilicatos de la arcilla.

Este estudio resulta de interés en relación con dos aspectos fundamentales: caracterización de los sedimentos e historia postsedimentaria.

En el primer caso, el análisis de las asociaciones de los minerales de la arcilla ayuda a caracterizar, tanto el medio de depósito como el área fuente de la que proceden los materiales. En este sentido, pueden establecerse algunos de los procesos de evolución de las áreas emergidas y determinar el quimismo de la cuenca receptora. Asimismo, estas paragénesis pueden ser útiles en la caracterización de facies sedimentarias típicas.

En cuanto a la historia postsedimentaria, el análisis profundo de estos minerales permite establecer los posibles procesos de diagénesis, e incluso procesos tardíos en relación con la historia más reciente sufrida por los sedimentos, tales como alteraciones y otras transformaciones edáficas.

Finalmente, ciertos aspectos cristalquímicos de algunos de estos minerales pueden utilizarse como un criterio adicional de correlación litoestratigráfica, si bien con algunas reservas y sobre la base de considerar otros métodos complementarios.

Recordemos que ya LHENAFF (1965) notaba la falta del estudio de los minerales de la arcilla, cuando, refiriéndose a la-

"Formación Torrente", escribía: "Mais la nature du minéral - argileux n'est pas encore déterminée".

C. Estudio de paleosuelos y suelos.

En los afloramientos denominados Río Torrente (RT), Dílar-Gójar (DG) y Nigüelas (N), sobre todo, hemos encontrado, intercalados en la columna estratigráfica, varios niveles de paleosuelos así como suelos actuales coronando la serie.

Se ha enfocado su estudio desde un punto de vista tal que nos aporte el mayor número de datos necesarios e imprescindibles para la reconstrucción genética y de condiciones geológicas - de la "Block formation". Por ello nos hemos centrado en los aspectos mineralógicos y micromorfológicos.

D. Síntesis.

Todos estos datos no podrían valorarse en su verdadera dimensión si no los correlacionáramos con las investigaciones - (entre otras) de RODRIGUEZ GALLEGO (1961), GONZALEZ DONOSO (1967, 1968, 1978) en prensa), BARAHONA FERNANDEZ (1974), MARTIN RAMOS (1977), SANZ DE GALDEANO (1977) y DABRIO et al. (1977).

Este apartado constituye la segunda coordenada a que se aludía al comienzo de este capítulo. Siempre faltarán datos; primero porque las diferentes Investigaciones aludidas se encuentran en distinta fase; segundo, porque nunca un tema ha de considerarse definitivamente cerrado, pero creemos que la colaboración existente entre los diversos trabajos que se mencionan (y otros) ha puesto de manifiesto, en la práctica, la imprescindible conjunción a lo largo de la realización de los mismos, siquiera sea parcialmente.

II. METODOLOGIA

II. METODOLOGIA.

La metodología empleada es -en general- idéntica para todos los afloramientos, aunque con las lógicas adecuaciones para aspectos parciales, en función de la presencia de suelos y/o paleosuelos, ausencia o no de ciertos niveles litológicos, naturaleza de las rocas presentes, etc.

Al inicio de nuestro trabajo, dedicamos una gran parte del mismo a la búsqueda de los métodos más idóneos hasta encontrar la sucesión de los mismos más indicada para la resolución de los problemas planteados. Los resultados se dieron como satisfactorios, adoptando -consiguientemente- los que se indican a continuación y que se clasifican de la siguiente manera.

Hay que señalar que los términos "muestra total" y "muestra íntegra" se refieren a la fracción menor de 2 mm.

A. Métodos de campo.

Consisten -en esencia- en la recogida de muestras de los diferentes niveles litológicos que aparecen en los diversos afloramientos muestreados. Paralelamente a la recogida de muestras detríticas fina, se han tomado también de las rocas presentes.

En esta labor nos hemos ayudado de fotografías aéreas, mapas topográficos y mapas geológicas a escalas 1:50.000 y 1:25.000.

En el caso de horizontes edáficos, junto a la toma de muestras se han hecho unas descripciones "in situ" (posteriormente modificadas y mejoradas a la luz de los diversos análisis de laboratorio) que versan sobre: I) Información acerca del sitio de la muestra (forma del terreno, clima, vegetación, altitud, etc.); II) información general acerca del suelo (drenaje, humedad, afloramientos rocosos, erosión, etc.); III) descripción de los horizontes (profundidad, estructura, color, consistencia, cutanes, contenido en fragmentos de rocas, cementación, etc.),

En esta labor hemos utilizado las "Guías de descripción de perfiles de suelos" de la FAO.

B. Métodos de laboratorio.

El secado y la desagregación han sido previos a cualquiera de las determinaciones o análisis. El primero se ha realizado a temperatura ambiente. La desagregación se realizó con mortero y maza de goma.

B.1. Análisis mecánico y separación de fracciones.

En el primer caso se ha seguido el método de BOYOUCOS - (1951) habiéndose separado las siguientes fracciones: arena-total, limo y arcilla.

El análisis mecánico se ha realizado exclusivamente en los horizontes de los suelos y paleosuelos.

Separación de fracciones: Todas las muestras que contienen cantos de rocas y nódulos han sido tamizadas por tamiz A. S. T. M. de 2 mm. La fracción menor de este tamaño fue la utilizada para el estudio mineralógico de los niveles detríticos.

En contadas ocasiones, se han aislado y estudiado nódulos - que se hallan incluidos en los niveles detríticos, generalmente en los de tamaño limo.

De la fracción tamizada por 2 mm. se han separado (previa-eliminación de carbonatos y materia orgánica), por sedimentación basándose en la ley de Stokes y posterior decantación - las de tamaño menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras.

B.2. Análisis físicos.

B.2.1. Color de los horizontes edáficos. Determinado en húmedo y en seco, según la nomenclatura de "Munsell soil color charts".

B.2.2. Determinación del pH. Se han realizado estas determinaciones en las muestras de suelo. Añadiendo agua destilada a la muestra, se forma una mezcla que reuna las siguientes características: no fluir al inclinar el recipiente, superficie brillante, incisiones practicadas en ella se conservan bastante tiempo. La pasta se deja reposar durante una hora, agitando varias veces en ese intervalo; al término de ella - se agita nuevamente y se efectúa la medida. Se ha utilizado un pHmetro Radiometer.

B. 2. 3. Conductividad eléctrica. Esta medida permite obtener una estimación aproximadamente cuantitativa de la cantidad de sales que contienen los diversos horizontes de un suelo. Se ha puesto una cantidad de suelo-agua destilada, en proporción 1:2, en un erlenmeyer; agitamos durante una hora; se filtra la disolución y se mide la conductividad. Se ha empleado un conductímetro Radiometer.

B. 3. Análisis químicos.

B. 3. 1. Determinación de hierro libre (muestra total). Se ha seguido el método de HOLMGREN (1967) que, en esencia, consiste en extraer el hierro libre con ditionito y citrato sódico, y determinarlo colorimétricamente. Los resultados, expresados en % Fe y % Fe_2O_3 , se refieren a muestra seca a 105°C .

B. 3. 2. Determinación de materia orgánica. Se han tomado alrededor de 1,5 gramos de tierra fina molida, se añade dicromato potásico 1 N, ácido sulfúrico concentrado, agua destilada y difenilamina sulfonato sódico (disolución acuosa 0,4%), valorando el dicromato no reducido con una solución de sal de Mohr 0,2 N. El porcentaje de materia orgánica se calcula a partir de los ml. gastados de sal de Mohr.

B. 3. 3. Eliminación de materia orgánica. En aquellos casos en que no era necesario conocer su cantidad, se eliminó en caliente (aproximadamente 70°C) con agua oxigenada de 20 volúmenes y lavando seguidamente.

B. 3. 4. Determinación de carbonatos. Efectuada por el método usual con el calcímetro de Bernard.

B. 3. 5. Eliminación de carbonatos. Se ha realizado con ácido clorhídrico 0,2 N y ácido acético 1 N. Después se ha lavado la muestra hasta ausencia de cloruros o acetatos.

B. 3. 6. Determinación de la capacidad de cambio. Se ha realizado a partir de muestras homoiónicas, obtenidas por tratamiento con una disolución de acetato amónico 2 N; se lava con alcohol etílico, determinándose posteriormente la cantidad de ión amonio retenido, según el método de Kjeldhal.

B. 3. 7. Determinación de los cationes de cambio. Se han tomado 10 gramos de muestra; se adicionan 100 ml. de disolución de acetato amónico 2 N; se agita y se deja en reposo durante 12 horas. Se filtra, se lleva a volumen y se deter-

minan en el filtrado Ca, Mg, Na y K. En nuestro caso, las determinaciones se han hecho por absorción atómica.

B. 4. Análisis mineralógicos.

B. 4. 1. Estudio óptico. Se han estudiado, en lámina delgada, los cantos de rocas (metamórficas y sedimentarias) que conforman la "Block formation". Para ello se ha empleado un microscopio Leitz Dialux.

B. 4. 2. Difracción de Rayos X. El equipo empleado es Philips con radiación Cu $K\alpha$, filtrada por una lámina de Ni y excitada por una corriente de 36 Kv y 28 mA.

ANALISIS CUALITATIVO.

B. 4. 2. 1. Método de polvo (difractométrico). Las muestras se han preparado de tres formas:

a) sobre portamuestras standard, con las técnicas habituales, para el estudio de la muestra total y de las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras.

b) sobre portamuestras especialmente construido para obtener diagramas desorientados en muestras sin cohesión. Utilizados en la medida del parámetro b_0 de moscovita (ilita) y paragonita, en los niveles difractivos (fracción 2-20 micras).

c) cortes pulidos de rocas, según determinadas direcciones-estructurales con objeto de favorecer las reflexiones (hk0) - (para medidas del parámetro b_0).

B. 4. 2. 2. Métodos de Agregado Orientado (A. O.). El estudio de algunas características de la moscovita y paragonita, tales como el incremento de la reflexión (0010), la cristalinidad, la relación I_{002}/I_{004} , etc. se hizo con esta técnica.

También se ha llevado a cabo, según este método, el análisis mineralógico de las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras, realizándose, en ambos casos, los siguientes tipos de diagramas:

1. A. O. sin tratamiento
2. A. O. solvatado con etilenglicol (A. O. + E. G.), efectuado para caracterizar esmectitas y clorita hinchable -

(MARTIN VIVALDI y MACEWAN, 1961; MARTIN VIVALDI y RODRIGUEZ GALLEG0, 1961).

3. A. O. de la muestra tratada con ataque ácido (A. O. - A. A.) con objeto de confirmar la presencia de caolinita (MARTIN VIVALDI y RODRIGUEZ GALLEG0, 1961).
4. A. O. sometido a calentamiento de 550°C (A. O. 550°C) para determinar la presencia de clorita (MARTIN VIVALDI y RODRIGUEZ GALLEG0, 1961).
5. A. O. solvatado con dimetilsulfóxido (A. O. D. M. S. O.) como método de comprobar la presencia de caolinita (GONZALEZ GARCIA y SANCHEZ CAMAZANO, 1968).

Previamente a la realización de estos diagramas, las muestras se hicieron magnésicas (mediante adición de Cl_2Mg y posterior lavado) con objeto de tener una referencia fija para las reflexiones basales. En algún caso se hicieron potásicas realizándose posteriormente la solvatación con E. G. y calentamiento a 550°C .

ANALISIS CUANTITATIVO

B. 4. 2. 3. Muestra íntegra y fracción entre 2 y 20 micras. En los diagramas de polvo se midieron las áreas de las reflexiones más significativas de los minerales mayoritarios. Como diagnósticas, se utilizaron:

Cuarzo	3, 33 A
Calcita	3, 03 A
Dolomita	2, 88 A
Minerales laminares	4, 45 A
Clorita	3, 5 A

Dado que se superponen la reflexión a 3, 33 A del cuarzo y la 3, 31 A de la mica, para la evaluación del primero se efectuó una corrección del pico a 3, 33 A restándole el área del pico a 10 A de la mica, bajo el supuesto de que las intensidades de las reflexiones a 3, 31 y 10 A de la moscovita son muy similares (BRADLEY y GRIM, 1961).

B. 4. 2. 4. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras. El método utilizado ha sido el siguiente.

En el diagrama de A. O. se miden las áreas de las siguientes

- 9,9 A que corresponde a ilita
 9,6 A que corresponde a paragonita
 7 A que corresponde a clorita y caolinita

En el diagrama de A. O. solvatado con etilen-glicol se mide el -
 área de la reflexión a 17 A de la montmorillonita.

Igual que en B. 4. 2. 3., se efectua un reparto a 100 entre los-
 minerales presentes en cada muestra, de acuerdo con las áreas
 de cada una de las reflexiones citadas y corregidas por el -
 factor reflectante de cada mineral.

B. 4. 2. 5. Factores reflectantes empleados. Precisiones sobre
las muestras estudiadas. La determinación de los fi-
 losilicatos de la arcilla está afectada por diversas variables: -
 grado de orientación (MARTIN VIVALDI et al., 1968; MARTIN
 POZAS et al., 1969), el tipo de catión de cambio (MARTIN VI_
 VALDI et al., 1969), sustituciones isomórficas y cristalinidad
 de las muestras (RODRIGUEZ GALLEGO et al., 1969), condi_
 ciones instrumentales y el método utilizado en la cuantificación
 (PIERCE y SIEGEL, 1969).

En nuestro caso, hemos utilizado los factores reflectantes em_
 pleados por BARAHONA (1974). Y ello por varias razones. -
 Una, es la fiabilidad que nos produce el análisis tan detalla_
 do, y comprobación mediante otras técnicas, que este autor ha_
 ce de los poderes reflectantes por él utilizados. La segunda, -
 porque nuestros datos serán comparables con los suyos ya que
 las muestras estudiadas por ambos, son análogas tanto por la-
 proximidad geográfica como por el encuadre geológico general-
 (Carretera de Víznar, Monachil, Pinos Genil, Alhendín, Motril).

En la tabla II. 1. se exponen los valores de los poderes re -
 flectantes de minerales mayoritarios, según diferentes autores,
 y los utilizados en este trabajo, para diagramas de polvo.

Tabla II. 1. Poderes reflectantes, y autores, para minerales mayoritarios en diagramas de polvo

Autores	Calcita	Dolomita	Cuarzo	Min. Laminares
1	1	0,8	1,45	
2	1	0,83		
3	1	1,05		
4	1	1,43		
5	1	0,87		
6	1	0,80	1,60	
7	1	0,91		
8	1	1	2	0,1
9	1	0,95	0,95	
10	1	1,16	1,35	
11	1	0,98	1,47	0,1
12	1	1	1,50	0,1

1. Shiteside (1947)
2. Tennant y Berger (1957)
3. Gulbrandsen (1960)
4. Hayes (1961)
5. Goldsmith, Wever y Smith (1961)
6. Diebold, Lemish y Hiltrop (1963)
7. Bromberger y Hayes (1966)
8. Schultz (1964)
9. Natal-Szabo y Peter (1967)
10. Valores experimentales de Barahona (1974)
11. Media de los valores anteriores
12. Valores utilizados por Barahona (1974) y en esta Memoria

A continuación resumimos los factores reflectantes para los minerales de la arcilla, según diversos autores, y los utilizados en este trabajo, en diagramas de agregado orientado y agregado orientado solvatado con etilén-glicol.

Tabla II. 2. Poderes reflectantes, y autores, para minerales de la arcilla en A. O. y A. O. E. G.

Autores	Montmorillonita	Ilita	Paragonita	Clorita	Caolinita
1	5	1			0, 9-1, 2
2	4	1			
3	4	1		2	2
4		1			1-3
5		1		1	1
6		1			2
7		1		3	3
8		1	2, 9		
9	4	1	3	2	2

1. Talvenheime et al. (1952).
2. Johns, Grim y Bradley (1954)
3. Biscaye (1965)
4. Schultz (1960, 1964)
5. Narai-Szabo y Peter (1967)
6. Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego (1964)
7. Martín Pozas et al. (1969)
8. González et al. (1970)
9. Barahona (1974). Valores utilizados en esta Memoria

Conviene ahora exponer los criterios seguidos y algunos de los problemas encontrados en la cuantificación, tanto de los minerales de la muestra íntegra como de los filosilicatos de la arcilla en las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras.

En las muestras estudiadas siempre están presentes el cuarzo y los minerales laminares; casi siempre, calcita y/o dolomita; en menor proporción de muestras, aparecen feldespatos, anfibol, yeso e interestratificados.

Nuestro criterio ha sido cuantizar, en la muestra íntegra, cuarzo, calcita, dolomita y minerales laminares y no sólo porque constituyen las fases mineralógicas mayoritarias, sino porque estos datos serán utilizados, en diagramas triangulares, para clasificar nuestras muestras y comparar con datos de otros autores.

Ha de señalarse -sin embargo- que en el porcentaje de minera-

les laminares (en la muestra íntegra) no siempre se incluye la clorita. Nos hemos decidido por esta opción tras comprobar, que en los diagramas de polvo de las muestras totales, la discriminación de las reflexiones a 7 \AA ó $3,5 \text{ \AA}$ entre clorita y caolinita (siempre están ambas presentes) es prácticamente nula, de modo que no nos permite poder encontrar el porcentaje de clorita con una fiabilidad aceptable. La cuantificación de la clorita conllevaría errores muy superiores a los implícitos en el método.

Algo parecido sucede entre clorita y caolinita en la fracción menor de 2 micras (A.O.). En estos casos, se ha optado por utilizar el ataque ácido para dar separadamente los resultados, y bajo el siguiente supuesto: "mediante el ataque ácido se destruye completamente la clorita; el pico residual a 7 \AA se debe exclusivamente a caolinita". En este caso, el área del pico a 7 \AA dividido por 2, nos da la suma de clorita y caolinita. La caolinita se deduce, independientemente, del ataque ácido y la clorita por diferencia.

La evaluación de la caolinita en el diagrama de agregado orientado con dimetil sulfóxido se ha empleado muy poco, por creer que introduciría errores de mucha consideración debido a la existencia de caolinitas que no hinchan, a la perfección del tratamiento y a posibles cambios estructurales, entre otras causas.

La cuantificación -en diagramas de A.O. de la fracción menor de 2 micras- de la illita y paragonita no ha supuesto problema ya que ambas reflexiones sí aparecen diferenciadas suficientemente. En contadísimos casos se ha utilizado la reflexión a $3,20 \text{ \AA}$ de la paragonita, aún existiendo feldespato. La evaluación de montmorillonita se ha hecho, igualmente, sin dificultad.

En las fracciones de tamaño de grano entre 2 y 20 micras no se han encontrado problemas para hallar el porcentaje de todos los filosilicatos, por separado. En estos casos eran bien discernibles las reflexiones a 7 \AA ó $3,5 \text{ \AA}$ de clorita y caolinita, en los diagramas de agregado orientado. Incluso, en los diagramas de polvo, ha podido evaluarse la cantidad de cuarzo, laminares y clorita, sin dificultad.

B. 4. 2. 6. Interés y significado de los valores del análisis

cuantitativo. Ya se ha indicado en B. 4. 2. 5. algunos de los factores más importantes que influyen en el análisis - cuantitativo de minerales de la arcilla. Obviamente, se desprende que el tema ha sido y es objeto de una atención prioritaria tendente a resolver los problemas que aún subsisten.

Aún con todas las reservas que estas consideraciones implican, hemos creído que -en el trabajo que aquí se presenta- era necesario abordar el análisis cuantitativo de minerales de la arcilla por las siguientes razones, entre otras:

1º. Ha sido de gran interés en el estudio de los suelos y paleosuelos donde, por ejemplo, pequeñas cantidades de montmorillonita tienen gran importancia en sus propiedades mecánicas, además del posible interés desde el punto de vista edáfico, de clasificación, etc.

2º. La mineralogía de los filosilicatos de la arcilla, en los niveles detrícticos estudiados, es muy similar y constante a lo largo de los diferentes afloramientos. Por consiguiente, el análisis cuantitativo es el único que puede inducirnos a establecer criterios sobre régimen de depósito, transformaciones, evolución diagenética, caracterización de estratos geológicos, condiciones paleoclimáticas y demás criterios que ayuden a establecer las condiciones de formación de la zona en estudio.

3º. En cuanto al significado del mismo, ha de tenerse en cuenta que, no encontrándose muy distantes las diferentes zonas - estudiadas, la precisión del método puede ser satisfactoria y los valores obtenidos pueden ser útiles desde el punto de vista comparativo dentro y entre distintas zonas, a la vez que - con los resultados de otros autores sobre áreas próximas.

B. 4. 2. 7. Medida de los parámetros cristalquímicos de algunos

minerales de la arcilla. Se han realizado con objeto de obtener información sobre la composición química, de la clorita e illita, así como sobre cristalinidad, grado de fengitización y de paragonitización.

a) ILITA. El contenido en Si se calculó por la ecuación:

$$d(002) = -0,015 A + 10,163 \quad (\text{MARTIN RAMOS, 1976})$$

El Fe, Al^{VI} y Mg por las ecuaciones siguientes:

$$b_o(A) = 0,050 \text{ Fe} + 8,98$$

$$b_o(A) = -0,024 \text{ Al}^{\text{VI}} + 9,175$$

$$b_o(A) = 0,042 \text{ Mg} + 8,986$$

El número de átomos obtenidos se calculó en base a 48 oxígenos.

El contenido en átomos de hierro también se ha calculado en función de la relación de intensidades de las reflexiones (004) y (002), según la gráfica de MARTIN RAMOS (1976).

El grado de paragonitización, según la ecuación siguiente:

$$d(002) = -0,07 \text{ Na/Na-K} + 9,968 \text{ (YODER y EUGSTER, 1954),}$$

aplicada también por MARTIN RAMOS (1976) para rocas idénticas.

El tamaño de los cristales según el eje c se calculó por la ecuación de Scherrer utilizando como patrón una moscovita procedente de un micasquisto de Sierra Nevada (España).

b) CLORITA. El contenido en Al total se calcula según ALBEE (1962), $d(001) = 14,52 \text{ \AA} - 0,14 x$, y el tetraédrico por las ecuaciones de GRINDLEY (1961) y KEPEZHINSKAS (1965): $d(001) = 14,55 \text{ \AA} - 0,29 x$, y $d(001) = 14,648 \text{ \AA} - 0,378 x$.

Los contenidos en hierro se deducen por el método de PETRUK (1964) y por el de BRINDLEY (1964) (modificación de Shirozu). El contenido en magnesio se obtiene por diferencia respecto a la fórmula ideal de las cloritas.

El término de clorita se determina siguiendo las clasificaciones de HEY (1954) y FOSTER (1962).

B. 5. Micromorfología.

Para este estudio, las muestras de suelos y paleosuelos se han incluido en una resina de cronolita y con el bloque así formado se obtiene una lámina delgada.

El estudio se ha llevado a cabo ópticamente con un fotomicroscopio Carl Zeiss y ayuda de un micro-videomat Carl Zeiss con discriminador de imagen y cámara de televisión.

El estudio micromorfológico no se limita sólo a describir los-constituyentes y formas de estos, sino también su organización o disposición y funcionamiento o dinámica de los mismos.

Con el análisis micromorfológico obtenemos los datos impresu cindibles que -conjugados con los de difracción de rayos X, -químicos y de campo- nos permitirán establecer una hipótesis genética coherente.

B. 6. Métodos estadísticos.

El conjunto de datos obtenidos por los diversos análisis y técnicas utilizadas se han representado en histogramas, diagra - mas triangulares y se han establecido las correlaciones linea - les entre parejas de minerales o de uno mismo, en diferentes fracciones.

En conjunto, estas gráficas vienen a amenizar las monótonas tablas de datos numéricos, aún utilizables en algunos casos, y que, de cualquier forma, figuran en este trabajo.

Además, las representaciones gráficas nos permiten obtener - una mejor comprensión y visualización de los resultados obte - nidos.

III. SITUACION GEOGRAFICA
Y GEOLOGICA

III. SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA.

III. 1. SITUACION GEOGRAFICA.

La totalidad de los afloramientos estudiados se sitúan en la Hoja topográfica 5-11 (Granada-Málaga), a escala 1:200.000, editada por el Servicio Geográfico del Ejército y dentro de las coordenadas U.T.M. siguientes:

Latitud	40 ₈	41 ₃
Longitud	4 ₆	4 ₄

En la figura III. 1. se representan los afloramientos de "Block formation" que son objeto de este trabajo y se indican los accesos a los mismos. Un mapa geológico-geográfico de cada afloramiento, a escalas 1:50.000 ó 1:25.000- se incluirá en el capítulo de Resultados.

Las coordenadas de cada uno de los afloramientos estudiados son:

Nombre	Siglas	Coordenadas U. T. M.		Mapa topográfico
Collado de Puerto Lobo	CPL	41 ₂₀ 4 ₅₁	41 ₂₂ 4 ₅₃	Granada (1009) 1:50.000
Carretera de Víznar	CV	41 ₁₉ 4 ₄₉	41 ₂₁ 4 ₅₁	Idem.
Güejar Sierra este	GSE	41 ₁₃ 4 ₅₈	41 ₁₅ 4 ₆₀	La Peza (1010) Güejar Sierra (1027). 1:50.000
Güejar Sierra	GS	41 ₁₃ 4 ₅₅	41 ₁₅ 4 ₅₇	Idem.
Monachil	M	41 ₀₇ 4 ₅₁	41 ₁₂ 4 ₅₄	Padul (1026) 1:50.000
Balzaín	B	41 ₀₅ 4 ₅₀	41 ₀₆ 4 ₅₂	Idem.



Fig. III, 1. Esquema general de situación de los afloramientos.

Nombre	Siglas	Coordenadas U. T. M.		Mapa topográfico
Dílar-Gójar	DG	41 ₁₂ 4 ₄₅	41 ₀₆ 4 ₄₉	Padul(1026). 1:50.000
Nigüelas	N	40 ₉₂ 4 ₅₂	40 ₉₃ 4 ₅₃	Dúrcal (1041) 1:50.000
Río Torrente	RT	40 ₉₀ 4 ₄₈	40 ₉₅ 4 ₅₂	Idem.
Río Torrente sur	RT-s	40 ₉₀ 4 ₄₈	40 ₉₅ 4 ₅₂	Idem.
Chite	CH	40 ₈₈ 4 ₅₀	40 ₈₉ 4 ₅₂	Idem.
Carretera de Motríl	CM	40 ₈₄ 4 ₅₂	40 ₈₇ 4 ₅₄	Idem.

III. 2. SITUACIÓN GEOLOGICA.

Los afloramientos de "Block formation" estudiados están encuadrados geológicamente en la Depresión de Granada, una de las cuencas internas desarrolladas en las Cordilleras Béticas, con posterioridad a la etapa de plegamiento principal.

Basta -en este capítulo- señalar algunas cuestiones generales de la Depresión de Granada, ya que en el de Antecedentes se indicará detalladamente la posición de los conglomerados en estudio así como rasgos generales, relación con los materiales infra y suprayacentes, edad, condiciones de depósito y evolución paleogeográfica de los mismos.

Los terrenos depositados en la citada depresión, después de su individua-

lización, no han sido afectados por los accidentes tectónicos de la etapa de compresión (GONZALEZ DONOSO, 1967). No obstante, existen pliegues de gran radio y fallas normales de gran salto, originados por movimientos de surrección y subsidencia de bloques que han funcionado, de forma ininterrumpida, desde la individualización de la depresión hasta tiempos recientes (LINARES et al., 1967).

En conjunto, la cuenca de Granada puede interpretarse como el resultado de los movimientos de una serie de bloques, durante todo el Mioceno, en distintas fases, con distintas intensidades y no necesariamente de una forma sincrónica (GONZALEZ DONOSO, 1968).

SANZ DE GALDEANO (com. pers.) se inclina porque se trate de reajuste isostático y no de movimientos de surrección. Piensa que los materiales inferiores a la "Block formation" (incluso de edad miocena) sí están incorporados a la tectónica, como se puede observar en el sector de Quéntar-Beas de Granada. Para él, la "Block formation" no ha sufrido plegamientos importantes (en sentido general) correspondiendo, por tanto, a materiales post- o tardiorogénicos. A partir de esta edad, existe una etapa de distensión hasta el Cuaternario, produciéndose -no obstante- una de compresión hacia el Cuaternario medio sin que, por el momento, pueda establecerse sus resultados.

IV. ANTECEDENTES

IV. ANTECEDENTES.

IV. 1. INTRODUCCION.

Desde nuestro punto de vista, la recopilación de los antecedentes sobre la zona de estudio ha de constituir un factor esencial en la exposición de cualquier trabajo, sobre todo porque la comprensión de los problemas pendientes no puede conseguirse sin analizar los trabajos de los autores anteriores.

Se ha puesto especial atención en estas cuestiones. La metodología seguida, en este capítulo, se basa en la exposición cronológica de los datos más importantes. No nos hemos limitado a la "Block formation" sino que también se incluyen los terrenos más directamente relacionados con ella. En general, se han resumido las investigaciones sobre:

- . Estratigrafía
- . Sedimentología
- . Paleontología (fauna, edad, condiciones paleoecológicas)
- . Cuestiones generales de geología
- . Y como apartado final, la reconstrucción de la historia geológica de la Depresión de Granada, sobre datos de GONZALEZ DONOSO (1967, 1968 y 1978) en sus aspectos generales y de DABRIO et al. (1977) para la evolución paleogeográfica de la "Block formation".

No existen antecedentes sobre aspectos mineralógicos, siendo nuestros resultados los primeros. Sin embargo, algunos de nuestros datos han de ser necesariamente comparados con los obtenidos por otros autores sobre materiales miocenos de la Depresión.

A continuación reseñamos la terminología con que distintos autores designan los materiales en estudio. Utilizaremos, en general, el término "Block formation" aunque convendrá asignar nombres geográficos. Sin embargo nos hemos decidido por este por ser el más empleado hasta ahora.

VON DRASCHE (1878)	LHENAFF (1965)	GONZALEZ DONOSO(1967)	DABRIO et al. (1977)
"Block formation" ("Gonfolitas mio- cenas")	"Formation de Torrente"	"Formación de Pinos Genil"	"Conglome- miocenos"

No podemos finalizar esta somera introducción sin señalar que es ya momento de refundir los trabajos realizados por los diversos autores para poner al día, con exactitud, el estado de las investigaciones geológicas (en sentido lato) que se poseen sobre la Depresión de Granada.

IV. 2. DATOS RECOPIADOS.

VON DRASCHE (1878) define la "Block formation" ("Gonfolitas miocenas" - en la traducción al español). La estudia, esencialmente, en el Valle del río Genil, en las inmediaciones de Cenes, en el camino de los Neveros, en Beznar y otros puntos.

Las "gonfolitas" están constituidas por "un cemento arenoso micáceo, ya margoso, ya arcilloso, que reúne numerosos guijarros, cuyo volumen llega a veces a varios metros cúbicos; en su mayor parte están algo redondeados, pero no tanto como ordinariamente las guijas de los ríos" (sic).

El aspecto de este conglomerado (en varios puntos donde el cemento es muy escaso) lo define muy bien este autor cuando dice: "...que cree no tener delante de sí una confusa masa de escombros revueltos, ó una morena (sic); sin embargo, delgadas capas de margas que asoman entre estos materiales, indican siempre la marcha y disposición de los estratos". Este hecho le indujo a pensar en períodos glaciares y "en los ventisqueros" aunque desiste de la idea al observar la marcha de la estratificación y la presencia de fósiles.

Este autor encuentra fósiles marinos (en bancos de margas con algunos can

tos) que clasifica como Pecten, Tellina, fragmentos de Cardium, puas de Equinodermos, algunos Briozoarios y algunas conchas de Ostrea. El hecho de encontrar Pecten, semejantes a los de las rocas de Schio evidencia, para él, una edad miocena para la "Block formation".

Para este autor, el hecho de que el mayor desarrollo de la formación - de gonfolitas coincida con el actual valle del Genil, parece probar que - donde ahora discurre el río, "en la época miocena desembocaba en el mar un gran curso de agua, cuyos sedimentos han sido extendidos y estratificados más tarde por el mar".

VON DRASCHE describe bajo el nombre de "Block formation" el complejo de margas y conglomerados del alto valle del Genil, en las proximidades de Granada. No obstante, señala una discordancia entre este complejo, con buzamiento NNW, y el Conglomerado Alhambra horizontal, atribuyendo a este un origen no marino aunque sí aluvial. Estas observaciones serán confirmadas por VIENNOT (1930).

En la siguiente figura se recoge un corte, establecido por Von Drasche, donde se observa las relaciones de la "Block formation" con el Conglomerado de la Alhambra y otros materiales.

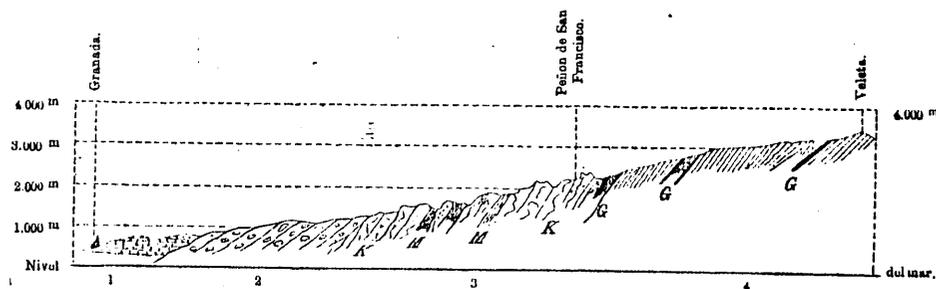


Fig. nº. IV. 1. La "Block formation" y otros materiales. Sus relaciones.

1. Conglomerado Alhambra
2. Gonfolitas miocenas
3. K=calizas, M=areniscas y margas, G=pizarras arcillosas y micáceas. Pizarras granatíferas. Serpentinitas. (Según VON DRASCHE, 1878).

En gran parte, GONZALO Y TARIN (1881) revisa y trabaja sobre los itinerarios ya descritos por el autor precedente, encontrando los fósiles ya citados y estudiando otros nuevos.

Para él, la sedimentación de las gonfolitas "tuvo lugar en aguas marinas o lacustres, según lo justifican las diferentes especies fósiles que hemos recogido en los estratos; deduciéndose también por la disposición relativa de los mismos y por el carácter paleontológico, que á los depósitos marinos sucedieron los lacustres, repitiéndose luego nuevamente otra serie de capas calizas marinas, ricas en restos de seres organizados, ... - Tal circunstancia, unida á la de presentarse con notable espesor, las capas marinas y especialmente las lacustres, ponen de manifiesto que durante el periodo mioceno debieron tener lugar movimientos del suelo, cuya lentitud debió dar tiempo bastante para reunirse el conjunto de tantos sedimentos " (sic).

Las figuras números IV.2 y IV.3, corresponden a dos cortes establecidos por este autor en la carretera Granada-Motril; el primero, en la Cuesta de Tablate y el segundo junto al puente Tablate, en la margen derecha del río.



Fig. nº IV.2. Corte en la Cuesta del Tablate.

g: Gonfolitas de elementos menudos
 a: Bancos de gonfolitas de elementos gruesos.

(Según GONZALO Y TARIN, 1881)

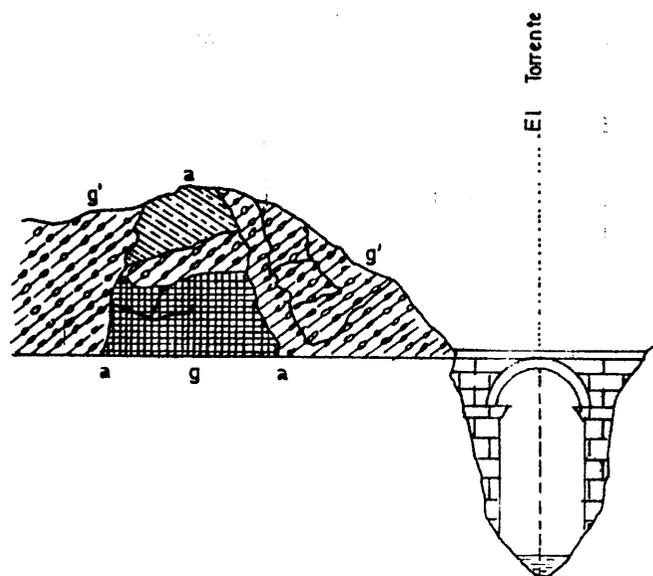


Fig. IV. 3. Corte junto al puente de Tablete.

g. gonfolitas de elementos gruesos

g'. gonfolitas de elementos menudos

a. diluvium

(Según GONZALO Y TARIN, 1881)

BERTRAND y KILIAN (1889), a pesar de las difíciles condiciones materiales en que desarrollaron su trabajo, fueron los primeros que establecieron un mapa geológico de la depresión de Granada y precisaron, mediante recogida de fauna, una escala estratigráfica. Sus resultados sirvieron de guía valiosa para posteriores investigaciones, como reconoce el propio VIENNOT.

Para ellos, el relleno de la depresión lo constituye una molasa de edad helveciense (borde meridional y oriental) a la que se superpone, según una discordancia angular, un tortonense marino, compuesto por margas azules con Dentalium y un complejo de cantos de rocas (Block formation) que, en parte superior, sería sarmatiense.

Estos autores han encontrado, en el camino de Jáyena a Padul, un conglomerado terciario con abundantes políperos y Cerithium vulgatum Brug., C. Mitrale Eichw., especies que son características de la arenisca Sarmatiense de Austria-Hungría, según BITTNER (1).

(1) Materiales del primer subtramo: GONZALEZ DONOSO, en el Tajo de Los Pollos.

Concordantemente -encima- con la "Block formation" existen margas con yeso y calizas lacustres con Lymneas y Planorbis, atribuibles al Pontense. Estos autores encuentran dificultad para distinguir entre la "Block formation" y el Conglomerado Alhambra y así escriben: "...l'Alhambraconglomerat qui ne nous semble distinguer de la Blockformation que par le moindre volume ou par l'origine différente des éléments".

BERTRAND y KILIAN consideran que el complejo yesífero estaba superpuesto a los conglomerados de edad tortoniense-sarmatiense, siendo aquel, por tanto, pontense. VIENNOT, sin embargo, posteriormente aclara que se trata "sin ninguna duda posible, de un paso lateral, hacia el W. a margas grises con yesos".

Por último hay que señalar que estos autores -al no ver la discordancia citada por sus predecesores- niegan la existencia de Plioceno (ya señalada por VON DRASCHE bajo la facies de "l'Alhambraconglomerat") y asimilan, por tanto, al Tortonense todos los conglomerados del alto valle del Genil.

R. HOERNES (1905) relaciona todos los elementos del alto valle del Genil al segundo piso mediterráneo. No ha observado, pues, ni la discordancia señalada por los geólogos de la "Misión de Andalucía" entre Helveciense y Tortonense, ni la indicada por VON DRASCHE entre la "Block formation" y el Conglomerado Alhambra.

ROYO GOMEZ (1922), en sus publicaciones sobre Mioceno continental de España, al interpretar las conclusiones de BERTRAND y KILIAN, asimila la formación yesífera al Sarmatiense y al Pontense las margas y calizas lacustres superpuestas.

El trabajo de VIENNOT (1930) lo consideramos de suma importancia para el establecimiento de unos antecedentes mínimamente rigurosos. Este autor

estudia, sobre todo, la parte situada al sur de la línea Alhama-Alfacar. Llega a conclusiones bastante diferentes a las establecidas con anterioridad por VON DRASCHE y BERTRAND y KILIAN:

1. "que la serie miocena de la cuenca de Granada es continua, y - que no puede constatarse ninguna discordancia importante".
2. "que la facies lagunar de yesos es un equivalente lateral de la - facies marina vindobonense".
3. "que existe, al SE de la cuenca, una formación aluvial aparentemente pliocena, que reposa discordantemente sobre la serie - miocena e incluso sobre las calizas béticas de Sierra Nevada" a la que se denomina "Alhambraconglomerat" según VON DRASCHE.

Centraremos nuestra atención en las descripciones que, este autor, hace de la serie neógena. Para él, después de un largo período de emersión, la región de Granada fue invadida por el mar del Mioceno inferior y se hundió dando lugar a una "cubeta" de carácter sinclinal, en general. Esta "cubeta" va colmatándose de materiales, cada vez más modernos, que presentan facies diferentes según la profundidad y las condiciones locales - de depósito, de manera que si -a grandes rasgos- la historia de la cuenca de Granada en el Neógeno es relativamente simple, no sucede lo mismo considerada en detalle. Este hecho es también señalado, con posterioridad, por GONZALEZ DONOSO (1968).

El Burdigallense, aflora en el borde meridional y oriental de la cuenca y descansa sobre materiales béticos s. str., buzando algunas decenas de grados hacia el N. Así, en el alto valle del Genil, al E. de Pinos Genil, - aparece "bajo una facies molásica constituida por calcarenitas, areniscas y conglomerados" en la que este autor ha recogido abundantes especies - fósiles.

"Encima de esta facies (y por transición insensible) aparecen margas amarillas con intercalaciones arenisco-calcáreas aun burdigalienses y a continuación margas amarillas y grises con pequeñas concreciones calcáreas blancas sin fósiles que quizá pertenezcan ya al Vindobonense".

VIENNOT, describe ampliamente las características del Burdigaliense en otros puntos (SE de La Zubia, SE de Otura, etc.).

Por lo que a nuestro trabajo se refiere, nos interesa ilustrarlo con el corte que este autor establece en el borde de la cuenca neógena, a 1 km. al N. del Padul en donde la "Block formation" descansa sobre calizas burdigalienses con Lithophyllum y Pectínidos (calizas con Melobesias) (Figura IV.4.).

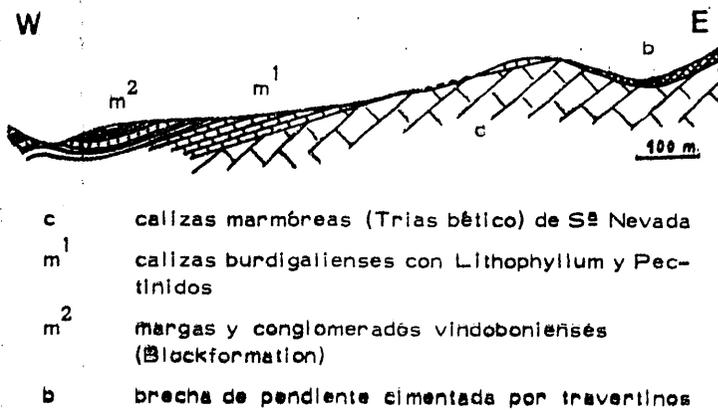


Fig. IV.4. Corte al N. del Padul.
(VIENNOT, 1930)

A estas calizas "se superponen concordantemente (y no en discordancia - como aseguraban BERTRAND y KILIAN) unas margas amarillentas y rojas que alternan con niveles de conglomerados constituidos -sobre todo-- por cantos de rocas de Sierra Nevada, atribuibles al comienzo del Vindoboniense según criterios de facies".

Al S. de Escúzar, a la molasa caliza se superponen unas margas amarillentas, y otras ricas en yeso, atribuibles al Vindoboniense. VIENNOT - piensa que las margas con yeso pasan, a la altura del meridiano de Montevives, a un complejo de margas y conglomerados vindobonenses (Block formation). (Figura IV.5.).

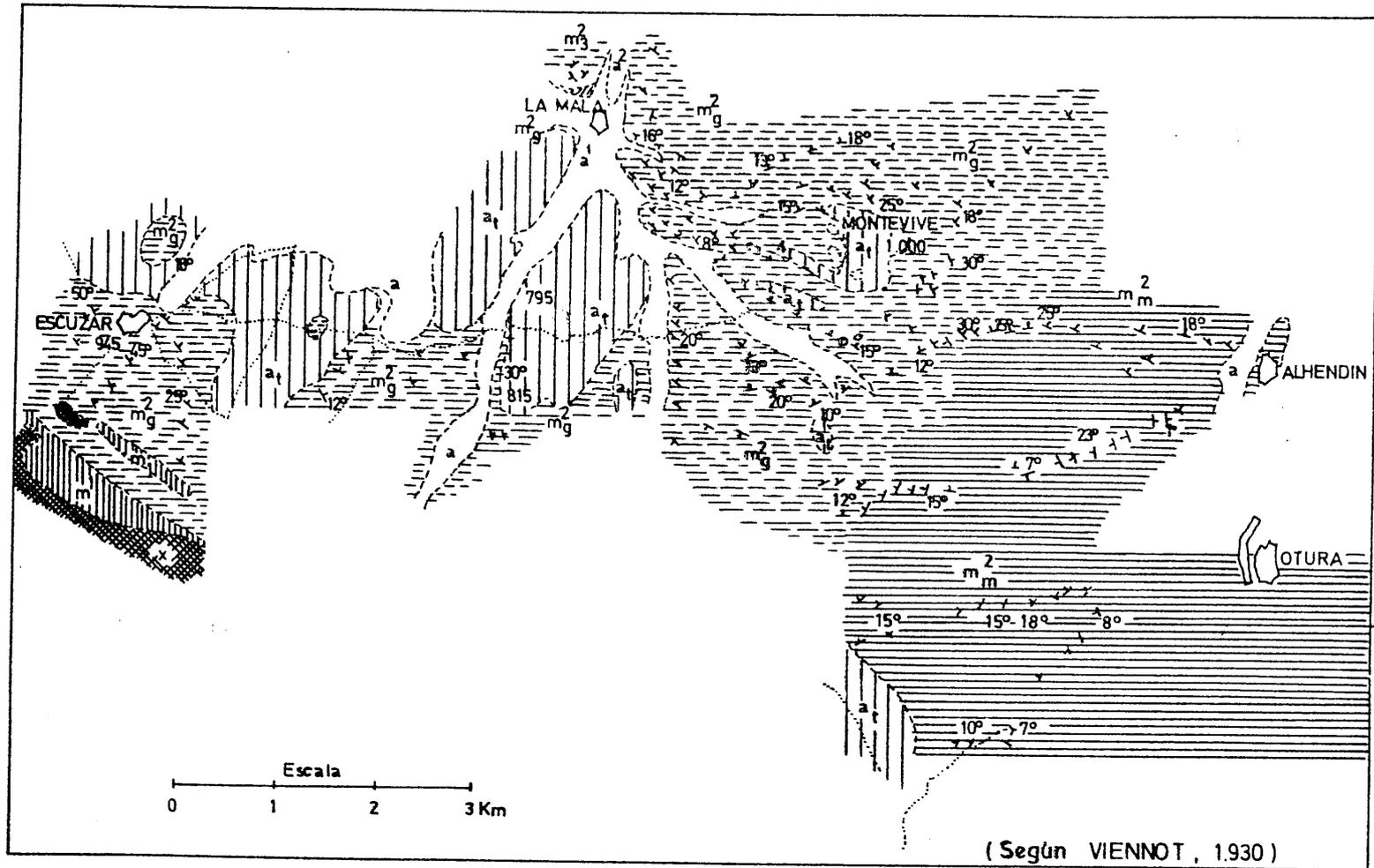


Fig. IV.5. Mapa geológico de la región comprendida entre Otura y Escúzar. (Según VIENNOT, 1930).

- x: Trías de facies alpina (material bético de S^a Nevada); m¹: Burdigaliense
 m^{2m}: Vindoboniense marino (margas y conglomerados) (Blockformation)
 m^{2g}: Vindoboniense lacustre (margas con yeso); m³: calizas lacustres del Pontiense.
 a^t: travertinos y limos cuaternarios; a: aluviones

Todo este complejo mioceno, de buzamiento 20° N, está recubierto, en - discordancia angular muy neta, por los conglomerados y margas rojas del Plioceno (Conglomerado Alhambra), (Figura IV. 6.).

En Quéntar, la serie descrita por VIENNOT, es idéntica con la única - salvedad del aumento de los conglomerados hacia el techo (sector de Dú - dar).

En el meridiano de Escúzar, "toda la serie vindoboniense, superpuesta - concordantemente y en continuidad al Burdigaliense, está representada - por una facies lacustre muy rica en yeso". BERTRAND y KILIAN habían considerado que el complejo yesífero estaba encima de los conglomerados- ("Block formation") de edad Tortoniense-Sarmatiense, atribuyéndolo, por tanto, al Pontiense.

Hacia el Norte (Sector de Alfacar), VIENNOT señala que no aparece la - base de la serie miocena, aunque sí lo hace -bien desarrollado- el com - plejo de margas rojas y amarillas y conglomerados con estratificación - cruzada. El corte siguiente (establecido por este autor) concuerda, en - gran parte, con el realizado por DABRIO et al. (1977).

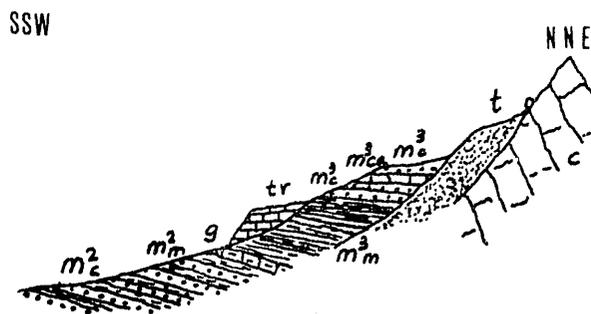


Fig. IV. 7. Corte del borde de la - cuenca neógena en Alfa - car (VIENNOT, 1930).

c: caliza marmórea atribuible al Trías bético

t: esquistos psammíticos del Trías

m^{2c} : conglomerados; m^{2m} : margas rojas y amarillas del Vindoboniense superior; g: yeso (transición al Pontiense);

m^{3m} : margas pontienses; m^{3c} : conglomerados

m^{3ca} : calizas lacustres del Pontiense; tr: travertino cuat.

Para VIENNOT, el Pontiense está constituido por calizas lacustres ricas "en conchas de Bithinella (Belgrandia) Deydieri DEP. y SAYN" y otros fósiles. En el sector de Alfacar, establece una serie estratigráfica constituida por margas grises con yeso, conglomerados y unos bancos delgados de calizas de agua dulce, y concluye que "las capas terminales del Mioceno-presentan en este sector facies diferentes a las del W".

Refiriéndose al Plioceno (ya señalado por VON DRASCHE bajo la facies de Conglomerado Alhambra), VIENNOT escribe: "C'est sur cet ensemble - qu'on voit reposer en discordance, avec une netteté parfaite, sur les deux rives du Génil, un autre complexe de marnes et de conglomérats... que l'on doit ainsi attribuer au Pliocène". Este autor distingue bien los materiales pliocenos de los de la "Block formation" "porque están prácticamente horizontal, sus margas tienen un color rojo y los cantos de rocas metamórficas alcanzan, a menudo, varios metros cúbicos". No obstante, para nosotros, esta última característica no es válida ya que en los afloramientos de "Block formation" aparecen, con asiduidad, bloques de ese tamaño.

LINARES y COLOM (1957) estudian la microfauna miocena de los materiales de la cuenca alta del Genil. Establecen las condiciones batimétricas y paleoecológicas reinantes durante la sedimentación de esta formación. Realizan el siguiente corte geológico, 3 Kms. aguas abajo de Güejar Sierra. (Figura IV.8.).

En nuestra opinión, los términos 4 y 5 son "Block formation" y no sólo el 4 como se da a entender en la leyenda de la citada figura.

Nos interesa detenemos en la reseña del tipo de microfauna datada en los niveles estudiados por estos autores (y señalados en el corte: 101.1; 101.2; 101.3 y 101.4) por dos razones fundamentalmente:

1. Por ser el primer trabajo que trata de establecer condiciones de batimetría y paleoecología.

2. Porque, en concreto, el nivel 101.4 está inmediatamente debajo de la "Block formation". Ello nos permite establecer la edad mínima que, implícitamente, estos autores atribuían a los materiales estudiados por nosotros.

El nivel 101.1, constituido por especies bentónicas, correspondería "al comienzo de la transgresión marina" (*Heterostegina* cf. *costata*, D'ORB.). El 101.2 -según los autores- representa una facies más avanzada de la transgresión. Las formas pelágicas están completamente ausentes. Por las especies bentónicas recogidas y estudiadas, establecen, para este nivel, una profundidad de 100 a 200 metros. Para ellos, la máxima estabilización de la transgresión está representada en los niveles 101.3 y 101.4, que corresponden a profundidades entre 200 y 300 metros. En ambos, predominan las formas bentónicas sobre las pelágicas.

Como conclusión respecto a la edad, estos autores atribuyen a dichos materiales miocenos una edad Helveciense-Tortonense, que coincide con la establecida por VIENNOT (1930) para la "Block formation".

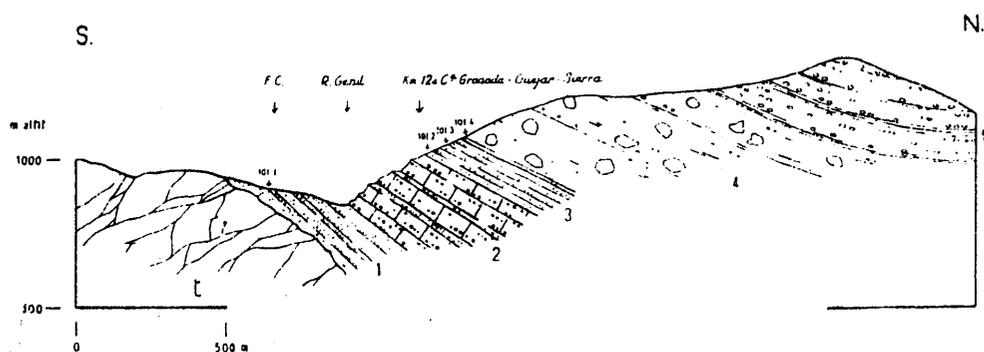


Fig. IV. 8. Corte geológico del Valle del Genil. Según LINARES y COLOM (1957).

t: dolomías cataclásticas del Trías de S^a Nevada

Mioceno: 1. Maciños poco coherentes.

2. Maciños y calizas conglomeráticas

3. Alternancia de maciños poco coherentes y margas arenosas.

4. Formación en bloques: margas limosas y arenas con cantos y bloques enormes.

5. Conglomerados, areniscas y margas.

En sus diversos trabajos, AGUIRRE (1958) se centra sobre dos extremos - de la cuenca de Granada: el NE (Alfacar) y el SW (Arenas del Rey), zonas poco estudiadas hasta esa fecha y que él considera de gran importancia - para la síntesis geológica de esta cuenca. Nos interesa, sobre todo, los aspectos paleontológicos y de edad, tanto de la "Block formation" como - del resto de los terrenos miocenos y más modernos.

AGUIRRE, resume en el siguiente cuadro las correlaciones propuestas - hasta entonces. Hemos de hacer una salvedad respecto a dicho cuadro-re- sumen, y es que VIENNOT (como ya se ha indicado) engloba en el térmi- no Vindoboniense a Helveciense, Tortoniense y Sarmatiense y no sólo a - los dos últimos como indica AGUIRRE.

	BERTRAND y KILIAN	VIENNOT	VAN BEMMELIN
<i>Alfacar</i>	Vega	Vega	Vega
<i>Dipoides</i>	Brechas, travertinos.	Brechas, travert.	Conglom. Alhambra.
<i>Plioceno</i>	—	Alhambra.	—
<i>Pontense</i>	Alhambra.	Alhambra / Alfacar sup.	Alhambra.
<i>Mestiense</i>	La Malá, Alfacar sup. e inf.		La Malá, Alfacar.
<i>Sarmatiense</i>	Jayena.	Vindobon Alfacar inf./La lá/Blockform.	
<i>Tortoniense</i>	Quentar / Alhambra / S. de la cuenca.		Blockformación.
<i>Helveciense</i>	Alhambra / Alfacar / etc.		Alhambra / Alfacar / etc.
<i>Burdigaliense</i> ...		Pectinidos del SW.	

Cuadro IV. 1. Correlaciones - resumidas por AGUIRRE (1958)

A la luz de la fauna recogida, este autor propone dos hipótesis para los sectores de Alfacar y Arenas del Rey, hipótesis que formulamos a conti- nuación y se resumen en el cuadro IV. 2.

- A. "que las capas arcillosas con vertebrados de Alfacar corres- pondan a las margas con lignito de Arenas del Rey. Luego - las margas de Arenas son comparables a las capas de Teruel que pertenecen al Pontense (Hipparion y Dipoides problemati- cus). No obstante, las arcillas de Alfacar han dado Proboscí- deos más evolucionados que los de Teruel (Annancus arvernensis, Pentalopodon sivalensis y una forma enana de Trilopho - don pentelicus)",
- B. "que la fauna de Alfacar sea pliocena con lo que existiría un desplazamiento entre las dos series. Tendría que admitirse, - entonces, en Alfacar una laguna estratigráfica correspondien- te a la facies lacustre y al Pontense y una actividad sedimen

taría pliocena que no tiene correspondencia en el SW de la -
cuenca¹¹.

El autor deja sin resolver estas cuestiones que requieren nuevos datos -
paleontológicos y sedimentológicos.

	ALFACAR (hipótesis A).	ARENAS DEL REY.	ALFACAR (hipótesis B).
<i>Aluvial</i>	(Vega.)	(Vega.)	(Vega.)
<i>Pleistoceno</i>	Brechas y travertinos	Brechas y travert.	Brechas y travertinos.
	Conglom. Alhambra.	—	Conglomer. Alhambra.
<i>Plioceno</i>	Conglomerado Jun.	Conglomerado.	Conglomerado Jun. ?
			Alfacar (margas / cal. / limos/arcillas).
<i>Pontense</i>	Alfacar: Margas-caliz Limos Arcillas (Mamíf.) Conglomerado.	(Sup.) Caliza lacus- tre. (Inf.) Lignitos (Ma- míferos).	Alfacar. Conglomerado.
<i>Vindoboniense</i> ... <i>sup.</i>	(Lagunar.) ? (Marino.) Escafópodos y blockformación de Quéntar.	Yesos La Malá. Blockformación.	—
<i>Helveciense</i>	El Almejar/Pto. Lobo.	Bernejales.	El Almejar/Pto. Lobo.

Cuadro IV.2. Correlaciones ne-
sumidas por AGUIRRE (1958).

En el esquema de la figura IV.9., AGUIRRE compara su interpretación -
(III) con la de VIENNOT (II) y con la de BERTRAND y KILIAN (I).

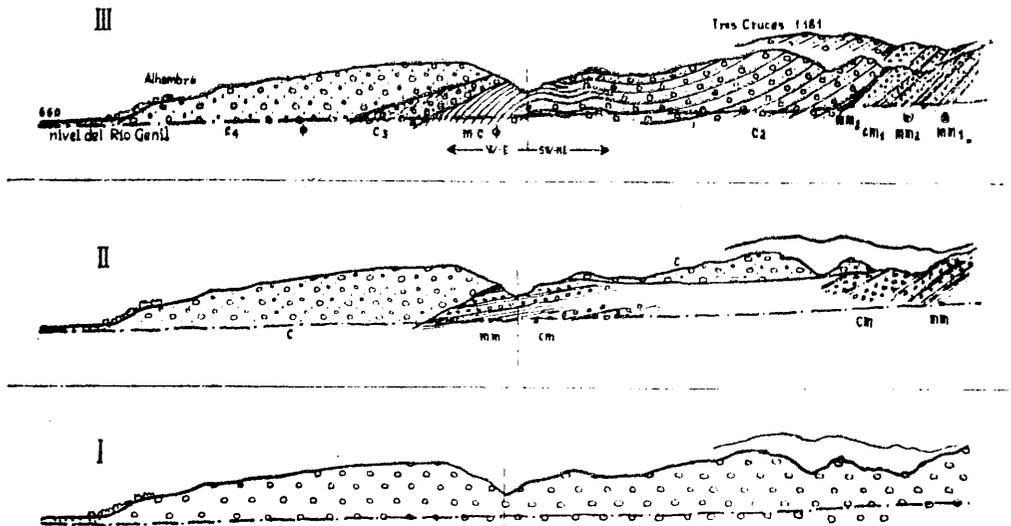


Fig. IV.9. Corte esquemático del Valle del Genil y
divisoria con la del Darro. (Resumen de
AGUIRRE, 1958).

En (I): todo atribuido al Tortonense

En (II): mm, margas fosilíferas vindobonienses; cm,
conglomerados vindobonienses (Blockforma-
tion), unos y otros marinos; c, conglomerados de la Alhambra, Plioceno

En (III): mm1 margas grises con Escafópodos; mm2,
margas azuladas muy fosilíferas con abun-
dantes fósiles; cm1, brechas y pudingas de
material metamórfico; mm3, margas azuladas
con foraminíferos; c2, conglomerados que se
intercalan lateralmente de limos y arcillas
(Block formation); mc, limos y arcillas conti-
nentalas con mamíferos; c3, conglomerado de
la Alhambra, Plioceno.

Este mismo autor propone, en 1961, un esbozo de secuencia regional (que resumimos en los dos cuadros siguientes) para el Neógeno de la depresión de Granada por correlación con varias zonas geográficas.

ALBO- LOTE	GÚE- VÉJAR	PULIA- NAS, JUN	ALFACAR	VÍZNAR	GRANADA Fargue	CENES, HUÉTOR	BEAS, QUÉNTAR	MONA- CHIL	La ZUBIA
Q/cgl.	Q/cgl.		Q/trav. Q/piem.	Q/piem.	Q/vega Q/ALH.	Q/Alh.	Q/?	Q/?	Q/tza? Q/Alh?
	cAl.F/4	cJUN			cJUN	cJUN		cJUN	c/cgl.
		cA/3-4 3	cA/3						
		2-3 2	2-3 2	cA/2	cA/2+3	cA/2+3		cA/2+3	?
			1-2	1-2	1-2 1	1-2 1			
							cA/1		
m/?			m/Hel.	m/Hel. coral			m/cgl. m/Tor. MARGAS. l. am.	m/B-f. m/Tor. marg.	? m/Tor. mrg. L. AM.
			cal. aren.	mol. aren.			m/Hel. MOLASA	m/Hel.	m/Hel. molasa y serie Corvales
							limo y c/cal.	limo arcil.	arcil.
Sb.	Sb.		T. + Pal.	T. + P.			Eoceno		
S. ^a Elv.			Jura Sb.	Jura			T. + Pal.	T. + P.	Trias

Q/trav. = travertino.

Q/Alh. = Conglomerado de la Alhambra (VON DRASCHE).

cJUN/ = Neóg. cont., conglomerado de Jun (AGUIRRE).

cA(LF) = Neóg. cont., serie lacustre de Alfacar (AGUIRRE).

Sb. = Sub-bético.

S.^a Elv. = Sierra Elvira.

m/B-f = Neóg. marino, "Blockformation" (VON DRASCHE).

m/Tor. = Neóg. Marino, Tortoniense (BERTRAN y KILIAN).

m/Hel = Neóg. marino, Helveciense (BERTRAN y KILIAN).

c/cal. = caliza continental en los limos inferiores (BERTRAN y KILIAN).

Q/cgl. = Conglomerado de Albolote (SAENZ).

Cuadro IV. 3. Correlación de los cortes locales del grupo Este (Según AGUIRRE, 1961).

GRUPO ORIENTAL					
ARENAS DEL REY (SW).	LA ZOBIA	DEAS DE GR.	ALFACAR	PIÑOS (N.)	Secuencia Neógena de GRANADA
Caliza lac. de ALIAMA			Cgl. JUR Caliza cont. de GÓMEZ		XVIII) Cgl. JUR Pl. M-S XVII) Caliza de ALIAMA P.-Pl. 4)
Margas de LA DEHESA (lignito)			Yeso y limo de PULIANAS		XVI) Limo y yeso de PULIANAS P.-Pl. 3)
Lignitos de ARENAS		Limo y arc. de CESÉS	Arcilla ALFACAR		XV) Arc. y lign. de ALFACAR P.-Pl. 2)
Margas con yeso de FORNES		Congl. del CERRO TRES CRUCES	Conglomerado de EL FARGUE		XIV) Congl. de EL FARGUE y HUÉTOR P.-Pl. 1)
Caliza y alfero (?) ST. CASILDA	Bloques (Bluel.) r. HUENES	Conglom. y cgl. c. marg. HUENES			XIII-XII) Form. de bloques PINOS-GENIL Mioc. 4 Super.
Arcilla de EL VILAO	Limo gris CERRO DE LAS PIPAS	Limos az. y claros CTA. CARACOLAS			XI) Limos azul. y claros de QUÉNTAR Mioc. 3 T/2)
Limo aren. amarillo EL VILAO	Limo amar. de EL HERVIDERO	Limo aren. del CAMINO de QUÉNTAR			X) Limo arenoso amarillo de EL HERVIDERO Mioc. 3 T/1)
Corales TAJO DE LOS POLLOS	Corales LOMA DE CORVALES		Corales de PTO. LOBO	Corales de BUCOR y ZUJARA	IX) Caliza madrep. del TAJO DE LOS POLLOS Mioc. 2 H/6)
Caliza con algas del CARDEAL	Caliza orgánica del CAM. FORESTAL	«Molasa» y Conglomer. de DEAS	Molasa de PUERTO LOBO	Molasa de la Cantero ZUJARA	VIII) Caliza con algas de ESCÓZAR H/5)
Congl. del CARDEAL			PUEBLO GRANDE		VII) Congl. de EL CARDEAL H/4)
Arenisca cortijo de MAJAROZ	Detritico de Corva-les		Arenisca de EL ALMEJAR		VI) Arenisca de MAJAROZ H/3)
Limo de AGRÓN					V) Limo duro AGRÓN H/2)
Congl. de AGRÓN	Congl. de LA PISCÁ				IV) Congl. de AGRÓN H/1)
Limo arc. ?	Arcilla negra CAMINO FORESTAL	Limo arc. y caliza lac. de QUÉNTAR			III) Limo arcilloso de MORACHIL (y cal. lucustre) H/1)
Arenisca y molasa de BERMÉJALES					II-1) Arenisca y molasa de LOS BERMÉJALES Mioc. 1 B/2-1)

Cuadro IV. 4. Secuencia Neógena de Granada y correlaciones. (Según AGUIRRE, 1961)

LHENAFF (1965) escribe un artículo sobre neotectónica cuaternaria referente a observaciones hechas en las cercanías de Dúrcal (borde occidental de Sierra Nevada) y que le autorizan a pensar que la falla que aquí limita el macizo de Sierra Nevada ha funcionado a lo largo del cuaternario.

La figura IV. 10. muestra la localización de las formaciones estudiadas por este autor.

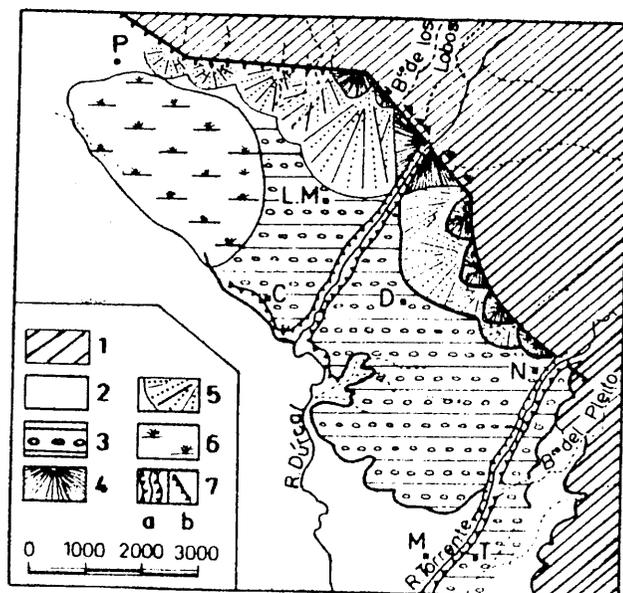


Fig. IV. 10. Localización de las formaciones estudiadas (Según - LHENAFF, 1965).

1. Terrenos béticos, s. str.
2. Mioceno
3. "Formación de Torrente"
4. Conos antiguos
5. Conos recientes
6. Turberas del Padul
- 7a. Valle encajado
- 7b. Falla

C: Cozviyar
M: Murchas

D: Dúrcal
N: Nigüelas

L.M.: Llanos de Marchena
P: Padul
T: Talará

Al SW de la falla aludida anteriormente, se extiende una formación detrítica a la que este autor denomina (por comodidad) "Formación del río Torrente". Sobre la misma, escribe: "Elle est caractérisée par son hétérométrie et son polygénisme. Elle comprend des blocs anguleux de dolomie, de schistes plus ou moins cristallins, de micaschistes, de gneises, etc., pouvant atteindre une longueur apparente de 2 à 3 m. dans une matrice limoneuse ou sableuse grise".

Respecto a su edad, aunque ya BERTRAND y KILIAN (1889) la databan como Tortoniense, asimilándola a la "Block formation", LHENAFF piensa que se trata de una formación más reciente, Pliocena o incluso Villafrankulense.

Para nosotros, igual que señala GONZALEZ DONOSO (1967), se trata de la "Block formation" y no de una formación superior. Implícitamente, LHENAFF parece asimilarla al Conglomerado Alhambra y ello quizá porque la "Block formation" adquiere localmente en este sector tonos rojos debido a la existencia de paleosuelos rojos, color por otra parte típico del Conglomerado Alhambra.

Este episodio rojizo también es señalado por GONZALEZ DONOSO (1967) cuando escribe: "a esta formación (refiriéndose a la "Block formation"), - en las inmediaciones de Dúrcal, se superpone un episodio rojizo, en principio equiparable al Conglomerado de la Alhambra; puede que en realidad se trate de un episodio distinto, pero el límite entre ambos no es en general definible, dado que hay un teñido rojo más o menos pronunciado en los niveles inferiores, asimilables ya a la "Block formation". Este autor indica ya la posibilidad de que se trate de un suelo, como efectivamente hemos comprobado a lo largo de nuestras investigaciones.

Volviendo a LHENAFF, añadir únicamente que "la Formación Torrente - ha sufrido una alteración superficial (de varios metros de espesor) que - implica la liberación de una arcilla roja oscura".

Las figuras IV. 11. y IV. 12. son dos cortes (Según LHENAFF) que pueden ilustrar las relaciones de la Formación Torrente con otros materiales, en el sector -por él- estudiado.



Fig. IV. 11. Corte según la orilla derecha del Río Torrente.

1. Dolomías alpujárrides
2. Mioceno
3. Formación Torrente
4. Cono antiguo
5. Cono reciente

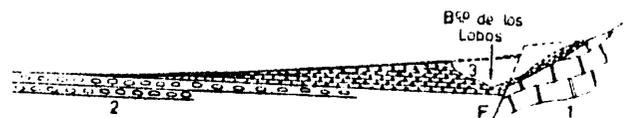


Fig. IV. 12. Corte en la confluencia del río Dúrcal y del barranco de los Lobos

1. Dolomías alpujárrides
2. Formación Torrente
3. Cono antiguo

GONZALEZ DONOSO y VERA TORRES (1965) estudian una parte de las laderas norteoccidentales de Sierra Nevada en la que están comprendidos la mayor parte de los materiales pertenecientes a la Depresión de Granada.

Conviene destacar, aquí, únicamente el esquema propuesto por estos auto-

res (figura IV. 13.), referente a la evolución de la cuenca miocena en su borde con Sierra Nevada, porque pensamos que ilustra esquemática y gráficamente sobre las etapas más importantes, con especial atención a la "Block formation".

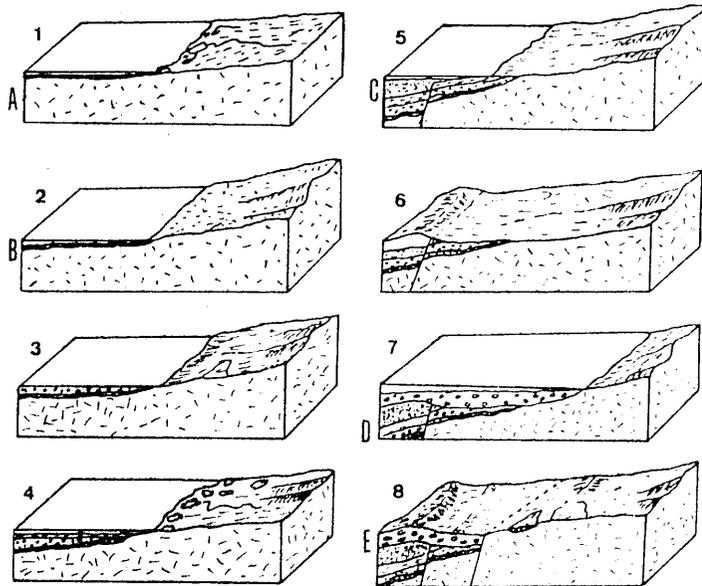


Fig. IV. 13. Evolución de la cuenca miocena en su borde con Sierra Nevada (Según - GONZALEZ DONOSO y VERA TORRES, 1965).

A. Trías alpujarride
B. Tramo de Canales
C. Tramo de maciños
D. Tramo de margas
E. "Block formation"

Las distintas etapas son:

1. Deposición del tramo de Canales al principio de la transgresión Vindoboniense. 2. Plegamiento del tramo de Canales. 3. Deposición del tramo de maciños sobre el tramo anterior, discordantemente. 4. Iniciación del depósito del tramo de margas. 5. Actuación de fallas durante la deposición de este tramo, que trae como consecuencia desiguales potencias según la batimetría. 6. Emersión y erosión de los tramos ya depositados. 7. Nueva transgresión Vindoboniense y depósito de la "Block formation" discordantemente sobre los terrenos anteriores. 8. Emersión definitiva y funcionamiento de las fallas de borde de la cuenca con erosión de la mayor parte de los materiales que quedan en el labio levantado.

Los trabajos de GONZALEZ DONOSO (1967, 1968) nos han servido de guía en la búsqueda de antecedentes. Sus datos los utilizaremos en la confección de este capítulo, esencialmente. A nuestro juicio, los trabajos de este autor suponen el inicio de un estudio estratigráfico y paleontológico sistemático, científico y racional de la Depresión de Granada, aún con las restricciones que pueda implicar el análisis exhaustivo de las formaciones miocenas.

Igual que en los casos anteriores -y en este con mayor razón por lo antes dicho- hemos de hacer:

- 1º. Un breve resumen de algunas cuestiones generales del Mioceno y de la depresión de Granada.
- 2º. Reseñar las facies de los terrenos del tercer y cuarto subtramo del Tramo superior miocénico en los sectores W, Central y N.
- 3º. Situación de la Formación de Pinos Genil ("Block formation") en las columnas generales del Mioceno (sectores NE y SE).
- 4º. Sobre la edad y medio de depósito.

Este autor utiliza el término "Formación de Pinos Genil" para referirse a la "Block formation".

1º. Rasgos generales. GONZALEZ DONOSO divide la actual cuenca de Granada en una serie de sectores (N, NE, SE, W y Central) en función de las variaciones del medio de sedimentación, que se reflejan en cambios litológicos, más o menos considerables, según los sectores (figura IV. 14.).

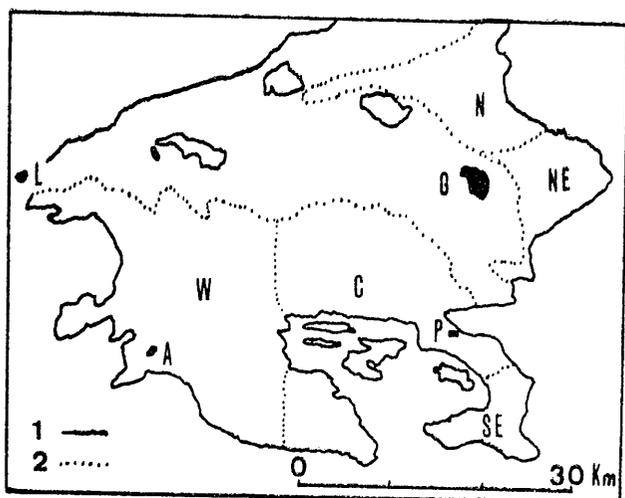


Fig. IV. 14. División de la cuenca miocena en sectores. (Según González Donoso, 1967).

- A. Alhama de Granada
- G. Granada
- L. Loja
- P. Padul
- C. Sector Central
- N. Sector Norte
- NE. Sector NE
- SE. Sector SE
- W. Sector W

1. Límites actuales de la Depresión
2. Límite de los sectores

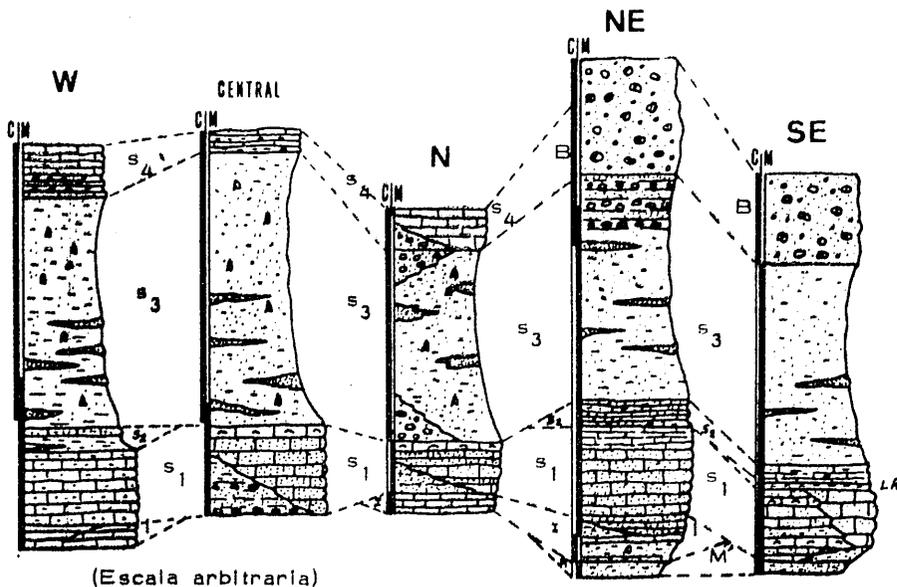
Asimismo, establece una diferenciación vertical en tramos y subtramos, dentro de los terrenos miocenos.

2º. El tercer y cuarto subtramo del Tramo superior miocénico. El tercer subtramo está muy bien representado en todos los sectores, salvo en el central en el que sólo aparece hacia los bordes. Durante su depósi

to, según siempre GONZALEZ DONOSO, tuvo lugar el tránsito marino-con-
 tinenta. Esto no supuso una variación litológica importante, estando cons-
 tituido por limos con yeso.

El cuarto subtramo, concordante con el anterior, está representado en los
 sectores N, W y Central. Lo constituyen una alternancia de limos y cali-
 zas lacustres hacia la base y calizas lacustres masivas hacia la cima. -
 Existen cambios laterales de facies a horizontes con lignito hacia los bor-
 des de la cuenca.

39. La "Formación de Pinos Genil". Situación geológica y descrip-
 ción. (Figura IV. 15.)



(Escala arbitraria)

- | | | | |
|--|------------------|--|-----------|
| | Arcillas y Limos | | Calizas |
| | Arenas | | Maciños |
| | Conglomerados | | Arrecifes |

- | | | | |
|----------------|------------------------|----------------|------------------|
| C | Terrenos continentales | LR | Limos rojos |
| M | Terrenos marinos | s ₂ | Segundo subtramo |
| M' | Tramo de Murchas | s ₃ | Tercer subtramo |
| I | Tramo inferior | s ₄ | Cuarto subtramo |
| S | Tramo superior | B | Blockformation |
| s ₁ | Primer subtramo | | |

(Según GONZALEZ DONOSO, 1968)

Fig. IV. 15. Columnas generales del Mioceno y sus correlaciones. Depresión de Granada.

Hemos de señalar que GONZALEZ DONOSO restringe el término "Formación Pinos Genil" a la formación superior al tercer subtramo del Tramo superior del Mioceno, "del que se separa en función de una discordancia erosiva, casi siempre muy marcada". Dicha formación está representada en los sectores NE y SE. En la figura anterior puede verse su situación geológica dentro de las columnas generales del Mioceno.

Este autor piensa que la Formación de Pinos Genil "podría corresponderse con el cuarto subtramo (no representado en estos dos sectores bajo sus facies características), aunque no puede excluirse tampoco que, al menos su cima, sea más moderna". GONZALEZ DONOSO describe la Formación de Pinos Genil como constituída litológicamente por "una potente masa de conglomerados con una heterometría muy acusada; la naturaleza de los cantos es típicamente Bética (gneises, calizas y dolomías triásicas, micaesquistos,...) pero los materiales del núcleo de Sierra Nevada no parecen estar muy bien representados. Los horizontes de limos y areniscas, no faltan, pero son minoritarios. La estratificación en general está poco marcada y la masa tiene un color predominantemente grisáceo".

49. Sobre la edad y medio de depósito. Inevitablemente hemos de referirnos a los datos de este autor sobre el Tramo superior miocénico (en su conjunto) y sobre la Formación de Pinos Genil.

Las microfaunas de Foraminíferos bentónicos del Tramo superior miocénico son, en general, semejantes a las del Vindoboniense en Mallorca y Alicante (COLOM), Italia (RUSCELLI; CIANNOTTI, DIECI, etc.) y Viena (D'ORBIGNY, MARKS).

Sustituyendo el término Vindoboniense por los de Helveciense y Tortoniense y comparando -este autor- sus faunas con las del Helveciense del río Mazzapiedi-Castellania, con las del Tortoniense de la misma localidad y con las del Tortoniense de Montegibbio-Castelvetto, establece el -

siguiente hecho: "que la proporción de fauna común en ambos pisos (Helveciense y Tortoniense) disminuye progresivamente, aunque mucho más - marcadamente con respecto al Helveciense". GONZALEZ DONOSO continúa que -puesto que la proporción de fauna común al Helveciense es menor a la común al Tortoniense- "parece lógico pensar en una edad Tortoniense para todo el tramo superior, en su parte marina". No obstante, - señala que sin una clasificación completa de la fauna planctónica es difícil afirmar con toda certeza la correspondencia exacta de todos los términos con el Tortoniense.

Respecto a la Formación de Pinos Genil este autor señala que no tiene - argumentos en qué basar la edad dado que su estudio "no comprendía las faunas de vertebrados, moluscos de agua dulce, ostrácodos, etc.". Añade que tanto la microfauna como las formas juveniles de ostras adheridas a algunos cantos presentan señales inequívocas de estar rodadas.

Según sus observaciones "el origen marino de esta formación parece muy improbable". Sin entrar en una discusión -que se hará en su momento- esta afirmación nos parece coherente con los datos de este autor y con los nuestros propios sobre los afloramientos de "Block formation" en los sectores de Dúrcal, Nigüelas, Carretera de Motril y Dílar-Gójar, ya que la existencia de paleosuelos intercalados en la serie estratigráfica descartaría un medio de depósito marino, aunque no puede desecharse la posibilidad de que, eventualmente, quede en medio subaéreo. Esta otra posibilidad, quizá haya de considerarse con mayores reservas toda vez que son cuatro los niveles de paleosuelos encontrados en estos afloramientos.

Conjugando, esencialmente, criterios estratigráficos, GONZALEZ DONOSO atribuye a la Formación de Pinos Genil una edad comprendida entre - Mioceno superior y Plioceno. Ello lo basa en que esta formación "se superpone a los conglomerados superiores del tercer subtramo en el Valle del Genil; estos conglomerados a su vez, parecen ser equivalentes a los que coronan el tramo de los limos con yeso de Alfacar. En consecuen -

cia, la "Block formation" es posterior al tercer subtramo y quizá también al cuarto, si es que los conglomerados de El Fargue son equivalentes a las calizas lacustres".

SANZ DE GALDEANO (1977, en prensa) estudia las etapas de deformación producidas desde el Tortonense al Cuaternario en una zona (situada en la hoja 1026, Padul) que comprende parte de los sectores centro y este de la Depresión de Granada y en la que afloran materiales alpujárrides, neógenos (tramo superior, Tortonense según GONZALEZ DONOSO, 1967) y cuaternarios.

Refiriéndonos aquí, sólo a los aspectos de la "Block formation" resaltaremos:

1. De los datos suministrados por la estratigrafía, este autor deduce que "era el sector de Sierra Nevada el que más se iba levantando y de su erosión se producían los cantos y demás materiales que ahora encontramos formando parte de los depósitos de la depresión de Granada".

La "Block formation" presenta una posición y características que reflejan la inestabilidad tectónica de la Cuenca. Así, SANZ DE GALDEANO escribe: "En primer lugar se ha de señalar el hecho de que se muestra concordante con los materiales más antiguos del Mioceno en algunos puntos; por ejemplo al E. de Cenes de la Vega, en Monachil y aparentemente al W. de la fuente del Hervidero. En otros sectores por el contrario es netamente discordante; así en el que va del cortijo de Bizcandia a Dílar y de aquí hacia Otura, la "Block formation" se superpone a los subtramos 2 y 3 de la parte superior del Mioceno de forma claramente oblicua". En el barranco que sale hacia el sur desde el cruce de las carreteras de Granada a Dílar y Otura a Dílar, "los materiales del subtramo 3, limoarcillosos con abundantes niveles de areniscas y conglomerados buzcan hacia el W unos 15° ó 20° y su dirección aproximada es $N 20^{\circ} W$. Los materiales de la "Block formation" se les superponen y -

su dirección es aproximadamente N 60-70° W y su buzamiento es de unos 20° al W".

La existencia de esta discordancia -tan presente en algunos puntos-, los niveles erosionados y los aumentos y reducciones de potencia muestran "la inestabilidad tectónica de la Cuenca, al menos con movimientos verticales diferenciales de unos bloques con respecto a otros".

En cuanto a la forma de depósito de la "Block formation", para SANZ DE GALDEANO "se muestra relativamente clara". Debe corresponder "a grandes avalanchas de agua que arrastran los materiales antes depositados y erosionan más o menos irregularmente los lugares por donde pasaban". La observación de los diferentes niveles que configuran la "Block formation" "conduce a la idea de un depósito condicionado por transporte fluvial de gran energía". A la vista de la distribución de los afloramientos y el hecho de que se observan frecuentes acuñamientos laterales "se puede deducir que no se formaba a partir de una sola corriente de agua, sino que fueron varias".

Para este autor, el paso de los materiales de la "Block formation" a los superiores es imposible de situar con exactitud, puesto que se trata de un "paso transicional" y así en los afloramientos de Cenes de la Vega, Monachil, Hervidero "a los materiales propiamente considerados como Block formation se les superponen limos y arcillas con niveles de areniscas y conglomerados de iguales características a los del subtramo 3", con lo que, al menos en estos afloramientos, "la Block formation corresponde a un período en el que la inestabilidad tectónica, responsable de la creación de relieves aptos para ser atacados por la erosión, fué muy acusada".

Más adelante, el mismo autor añade: "...que muchos de los cantos de esta formación proceden del núcleo de Sierra Nevada y los carbonatados son pequeña minoría". En nuestra opinión, aún siendo esto totalmente cierto, ha de añadirse que también abundan los cantos pertenecientes a-

las unidades de Caldera y Sabinas (PUGA, 1971) o Manto de Mulhacén (PUGA et al., 1974), como ya trataremos más adelante. Conviene, sin embargo, detenerse en el hecho, señalado en las líneas precedentes, que se refiere a la escasez de cantos carbonatados. La explicación que este autor hace nos parece coherente, cuando dice: "Esto puede llevar a pensar que amplias áreas que ahora presentan materiales dolomíticos alpujárrides, así la Silleta, el Trevenque y el Purche... se encontraban aún sumergidos o aún no daban un relieve que fuera atacado por la erosión. Sólo en el sector de Sierra Nevada era el lugar donde los procesos erosivos se mostraban más activos y donde hacía ya tiempo fueron erosionados los materiales alpujárrides suprayacentes".

2. Sobre la cronología de las deformaciones. Para este autor, en el sector a que hace referencia, "es claro que ya desde el Tortonense se producen movimientos de ascenso diferenciales" que "a juzgar por sus efectos se debieron más bien a distensiones originadas probablemente en procesos de reajuste isostático de la Cordillera". Estos movimientos, si bien se producen "continuamente", hay momentos "en que se muestran particularmente activos" dando lugar a relieves aptos para ser erosionados fuertemente ("así se formó la Blockformation...; el depósito del Conglomerado Alhambra, ya en el Cuaternario, que marca otra etapa de gran velocidad de elevación fundamentalmente en el sector de Sierra Nevada; y formación de los materiales de la Zubia y otros ligados a ella con una elevación de los sectores marginales de Sierra Nevada de no menos de 700 metros").

Esta progresiva elevación "ha hecho que los materiales se fracturen repetidamente en bloque y que a lo largo de las mismas fracturas se hayan producido numerosos movimientos de carácter distensivo". Junto a estos movimientos existen otros claramente compresivos, al menos dos etapas "una de las cuales (y posiblemente las dos) es muy moderna, si no actual".

DABRIO et al. (1977) han comenzado un proyecto de investigación sobre los materiales del Neógeno de la depresión de Granada, habiendo presentado -hasta ahora- un primer avance de sus resultados sobre los conglomerados del borde Noreste de la citada depresión. Este trabajo representa el primer estudio sedimentológico que existe sobre estos materiales de la depresión, proponiéndose -sus autores- hacer una reconstrucción paleogeográfica coherente con los datos sedimentarios.

Veamos, a continuación, un resumen de sus resultados:

1. Estratigrafía. Respecto a las relaciones del material conglomerático con las unidades infrayacentes, los autores establecen que "se trata de una discordancia progresiva muy evidente entre los pueblos de Canales y Güejar Sierra". En otros puntos, la "Block formation" reposa directamente sobre materiales triásicos (El Purche), sobre las lutitas basales de la serie neógena, sobre los "maciños" y sobre las lutitas y margas con Dentalium.

A medida que nos alejamos del borde actual de Sierra Nevada, DABRIO et al. apuntan que no existen criterios para pensar en discordancias a pesar de que en Monachil la base de los conglomerados sea erosiva, "debido simplemente a procesos sedimentarios". Otras veces, añaden, bancos menores preceden al banco conglomerático principal, pudiendo ser o no erosivas las bases de aquellos e intercalándose en las lutitas marinas.

Encima del nivel principal de conglomerados "se sitúan materiales de facies diferentes según los puntos: lutitas y conglomerados (Cenes y Monachil) o lutitas, areniscas y lignitos (Canteras de Jun). El contacto suele ser gradual".

La figura IV.16. muestra las series generales establecidas por estos autores, sus relaciones, sus estructuras sedimentarias y su medio de depósito.

2. Paleontología. En la figura IV.16. están señalados los cuatro puntos en los que dichos autores han encontrado material fósil. La fauna recogida por ellos, son micromamíferos en las "Canteras de Jun" y "Calicasas" e indicios no determinables de grandes mamíferos en las series de Monachil y Cenes.

La edad del primer yacimiento lo consideran Turoliense inferior y la del segundo Turoliense superior terminal. Según estos datos, concluyen que-

"la edad de los materiales estudiados está comprendida dentro de los pisos marinos Tortoniense y Messiniense".

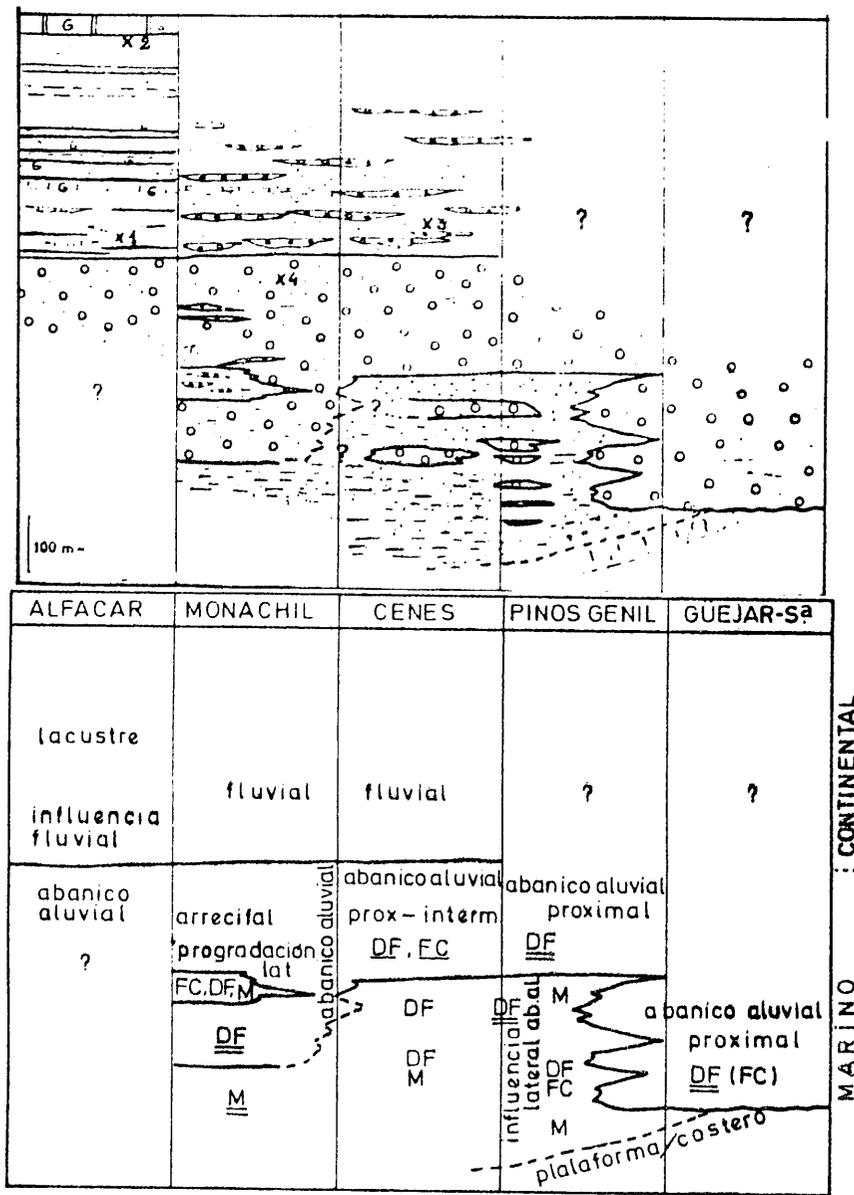


Fig. IV.16. Series, sus relaciones, sus estructuras sedimentarias y su medio de depósito. (Según DABRIO et al. - 1977).

3. Sedimentología. Los autores distinguen "a partir del tipo de sedimento, de sus estructuras sedimentarias y, en su caso, de los organismos presentes" los siguientes ambientes de depósito.

A) Ambiente marino, representado por lutitas micáceas de color grís con lamelibranquios marinos, con arena de grano medio a grueso en las cercanías de los abanicos. Intercalados aparecen niveles de conglomerados que "representan la influencia esporádica de los abanicos sobre áreas del medio marino no colonizadas directamente por ellos". Localmente, niveles arrecifales lenticulares (intercalados en la "Block formation").

B) Ambientes de abanico aluvial, representados por varios tipos de sedimentos, con estructura interna diferente, aunque de composición similar (1).

B.1. Depósitos de debris-flow. Conglomerados de cantos y bloques soportados por matriz de tamaño arena y grava fina. Los cantos están dispuestos con los ejes mayores oblicuos a la superficie de estratificación o incluso verticales. Aparecen, a veces, gradación de tamaños inversa y huellas de erosión, en forma de surcos amplios y poco profundos, en la base de los cantos.

B.2. Depósitos de canal. Conglomerados (con cantos de menor tamaño) con matriz arenosa y niveles lenticulares de arena. El relleno, según sus estudios, "se ha realizado de distintas formas, según se deduce de su estructura interna que puede ser desordenada u ordenada". En este caso aparecen estratificación cruzada ligada a diversas etapas de relleno y estratificación cruzada propia de barras longitudinales, lo que supone mecanismos de depósitos diferentes.

B.3. Depósitos laminares. Integrados por niveles finos de grava y conglomerados "de cantos relativamente redondeados" y "también arenas medias a gruesas".

C) Ambiente fluvial. (Más modernos que la "Block formation" s. str.)

C.1. Depósitos de canales fluviales. "Conglomerados y arenas en cuerpos de base erosiva y techo relativamente plano". El tamaño que presentan los cantos "es menor que el de los depósitos en los canales de los abanicos".

C.2. Depósitos fuera de los canales. "Son lutitas y arenas que suelen presentar una cierta rítmicidad, sucediéndose arcillas verdes, limos y arenas que localmente incluyen restos de lignitos y huesos".

(1) Cuyos depósitos forman la "Block formation" s. str.

D) Ambiente lacustre. "Lutitas con niveles de lignito e intercalaciones de evaporitas y calizas que llegan a ser mayoritarias hacia el -techo", con fauna abundante de gasterópodos lacustres. (Es el equivalente lateral del fluvial).

Al final de este capítulo utilizaremos los datos de DABRIO et al. para la reconstrucción de la evolución paleogeográfica de la "Block formation". Igualmente, en el capítulo de Resultados, emplearemos datos - parciales sobre las series de Monachil y de Pinos Genil.

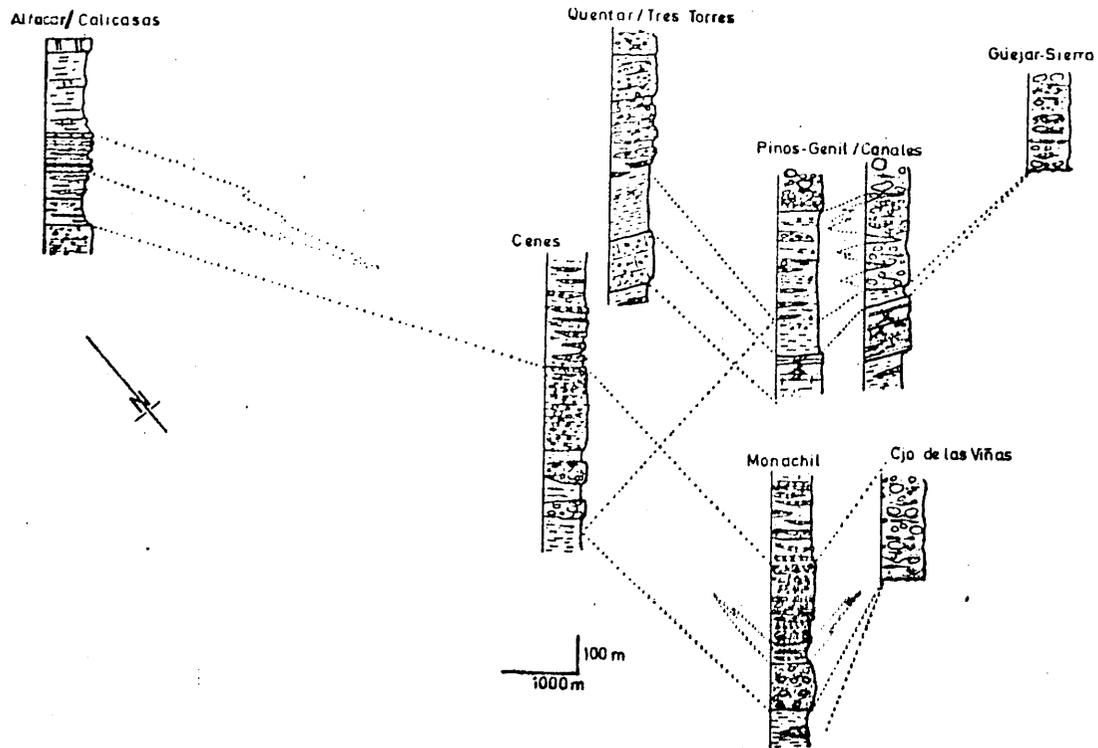


Fig. IV. 17. Correlaciones en el Neógeno del borde noreste de la Depresión de Granada. (Según DABRIO et al., 1977).

Como último trabajo, al menos que conozcamos nosotros, citaremos el de GONZALEZ DONOSO (1978, en prensa) sobre materiales miocénicos de la depresión de Granada. El objeto fundamental del mismo es datar sus diferentes unidades litoestratigráficas; para ello presta especial atención a la fauna de foraminíferos planctónicos.

En esta nota, el autor corrobora cuestiones señaladas anteriormente por él (1967, 1968) a la vez que los estudios de nuevas faunas le permiten - precisar, más detalladamente, sobre los tramos y subtramos de las formaciones en cuestión.

Nos referiremos especialmente a los aspectos del tercer y cuarto subtramo del tramo superior miocénico (como ya hemos hecho anteriormente).

El tercer subtramo (constituído por un "potente paquete de limos, con niveles arcillosos y arenosos") con base marina (aunque no en todos los puntos) evoluciona hacia un "ambiente de mar cerrado o con circulación restringida, con conexiones esporádicas con el mar abierto". En este momento, según el autor, aparecen los potentes depósitos evaporíticos. Hacia el final del subtramo, el régimen es "francamente lacustre, con restos de carofitas y ostrácodos y gasterópodos de agua dulce, apareciendo esporádicamente, niveles de lignito".

En los sectores NE y SE (borde de Sierra Nevada), existe una base marina (limos, fundamentalmente), unos episodios de transición (limos y niveles detríticos groseros) hasta finalizar con una parte continental (arenas y conglomerados).

Respecto a la edad de este subtramo, GONZALEZ DONOSO dice que "hay argumentos para asignar una edad Tortonense superior (no terminal) a los materiales marinos... pero no lo suficientemente decisivos como para negar totalmente la posibilidad de que pertenezcan al Messinense inferior, o a ambos intervalos cronoestratigráficos". Más adelante añade que "si la primera de las posibilidades fuese cierta (lo que parece probable) el comienzo de la sedimentación evaporítica en la Depresión de Granada sería más antiguo de lo que es normal en el dominio mediterráneo".

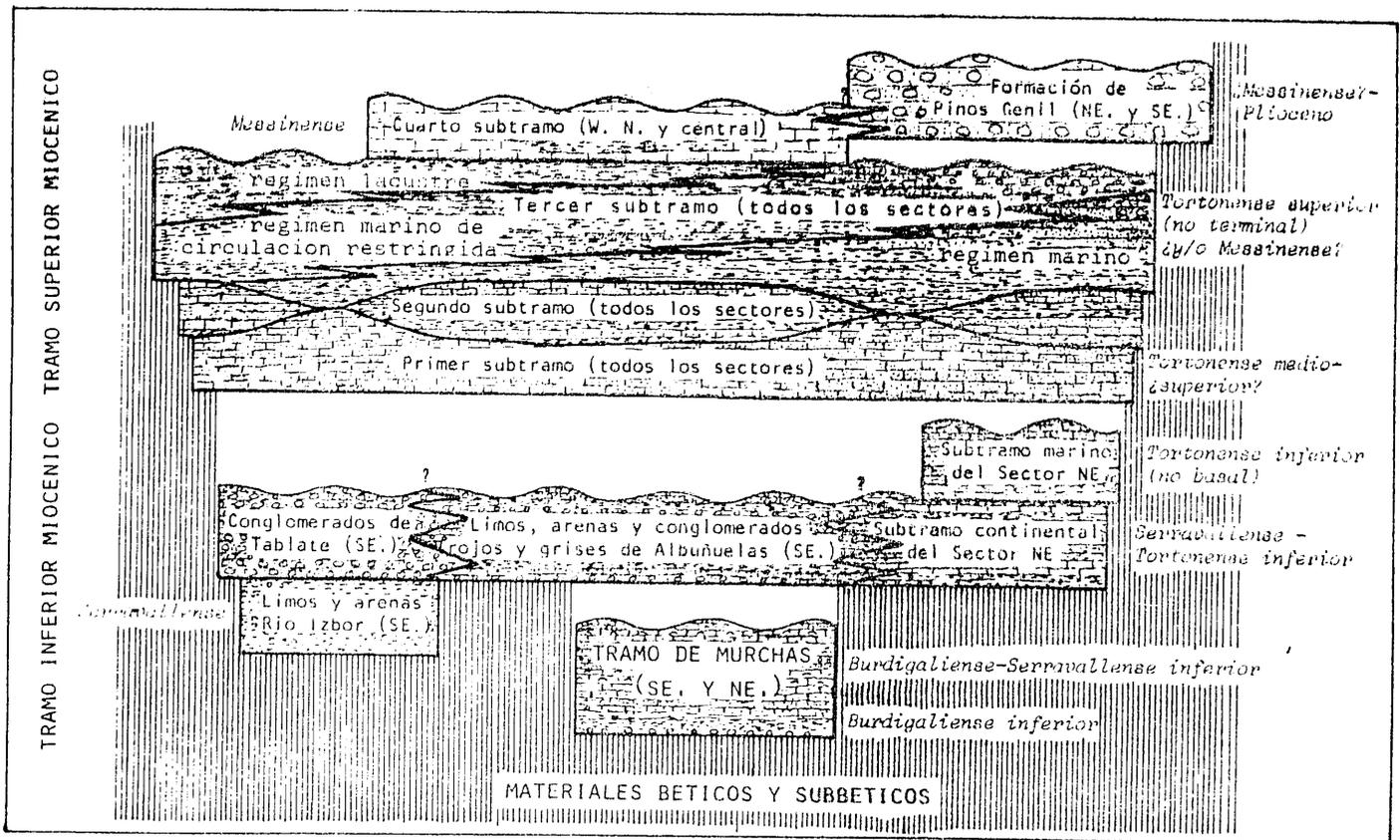
El cuarto subtramo, constituído por los materiales mencionados por este autor (1967, 1968), presenta -sobre su edad- datos contradictorios según los autores. Puede indicarse que corresponde al Messinense según datos de AGUIRRE (1975) corroborados por los estudios palinológicos de SOLE DE PORTA y DE PORTA (1977).

Por último, sobre la formación de Pinos Genil, este autor habla de "un medio altamente energético, probablemente fluvial s.l., condicionado por-

la existencia de grandes diferencias de altura entre el área fuente (Sierra Nevada) y la de depósito". Tales diferencias de relieve serían originadas por un movimiento de surrección de bloques especialmente intenso, cuya localización exacta en el tiempo es, por ahora, indeterminable", aunque piensa que "las arenas y conglomerados de la parte alta del tercer subtramo podrían representar los preliminares de este paroxismo.

La edad de la formación de Pinos Genil "puede ser pliocénica" ya que está situada entre el tercer subtramo y el conglomerado Alhambra, aunque no descarta "la posibilidad de que, al menos en parte, se depositara durante el Messinense".

El cuadro IV.5. -confeccionado por GONZALEZ DONOSO- supone un resumen de importancia para comprender y visualizar las equivalencias entre los diferentes terrenos miocénicos de la depresión de Granada y sus innumerables cambios de facies.



Cuadro IV.5. Correlaciones, según GONZALEZ DONOSO.

IV. 3. OTRAS CONSIDERACIONES GEOLOGICAS SOBRE LOS MATERIALES DE LA "BLOCK FORMATION".

DELGADO MOYA y MARTIN RAMOS (1972) efectuan unas granulometrías - de la "Block formation" -sin tener en cuenta la fracción muy gruesa- en las que ponen de manifiesto un coeficiente de uniformidad muy elevado - (entre 7 y 50) lo que indica que se trata de materiales muy poco uniformes y cuyo transporte -en medio acuoso- requiere velocidades de corriente - muy altas.

PASCUAL MARTINEZ (1975) discute -en su Tesis de Licenciatura- los posibles efectos erosivos, derivados de un descenso generalizado de temperatura, sobre la "Block formation". A escala mundial, BRINKMANN (1966) señala un descenso casi constante de la temperatura durante el Terciario y la aparición de depósitos morrénicos precursores del período glacial - del Cuaternario. Aunque otros autores (DENTON et al., 1971; EWING, - 1971; HAMMEN et al., 1971; CHALINE, 1972; KELLER, 1973, etc.) han insistido en la posibilidad de glaciaciones durante el Mioceno superior - -terminal, para FURON (1972) y BERGGREEN y COUVERING (1974), en el ámbito mediterráneo, debió existir un régimen en el que predominara - una fuerte evaporación. Los restos mamíferos encontrados o que pudieran ser hallados poseen un escaso significado climatológico debido a su homotermia (KOWALSKI, 1971).

Aunque CHALINE (1972) plantea la identificación de la base del Cuaternario con el primer indicio de deterioro del clima, posteriormente BERGGREEN y COUVERING (1974) dicen que el límite entre pisos debe ser fijado en función únicamente de criterios estrictamente bioestratigráficos.

Por consiguiente, no existe prueba concluyente sobre el cambio climático - (hipotético) como podría ser el hallazgo de cantos estriados o rocas aborregadas en la "Block formation".

PASCUAL MARTINEZ, indica que "no se puede postular un origen glacial

para esta formación, ni siquiera afianzar la hipótesis de que sea para-glaciaria".

En cuanto a características hidrogeológicas, este autor señala que aún-siendo los conglomerados muy heterogéneos a escala del afloramiento, en conjunto poseen un comportamiento hidrogeológico más uniforme, que se traduce en la presencia de manantiales, mucho más abundantes, aunque -de escaso caudal (2-3 litros/seg.). Pese a que dichos conglomerados -presentan una matriz de lutitas y arenitas, se comportan como permeables frente a los materiales infrayacentes.

IV.4. EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA.

En este apartado distinguiremos una primera parte en la que se expondrán las ideas de GONZALEZ DONOSO sobre la historia de la cuenca de Gra-nada y una segunda en la que señalaremos lo que DABRIO et al. opinan, en concreto, sobre la evolución paleogeográfica de los materiales conglo-meráticos miocenos ("Block formation") del borde NE de la depresión.

IV.4.1. GONZALEZ DONOSO (1967, 1968) indica que "terminada-la fase tectónica de compresión...existió en la cuenca de Granada un ré-gimen marino (tramo de Murchas)...que afectaba, al menos, al borde ac-tual de Sierra Nevada durante el Oligoceno superior-Burdigaliense". -Tras un período "del que no quedan testigos, pudiendo pensarse en su -correspondencia con una fase erosiva, sucedió un régimen lacustre, lo -calizado también en los bordes de Sierra Nevada".

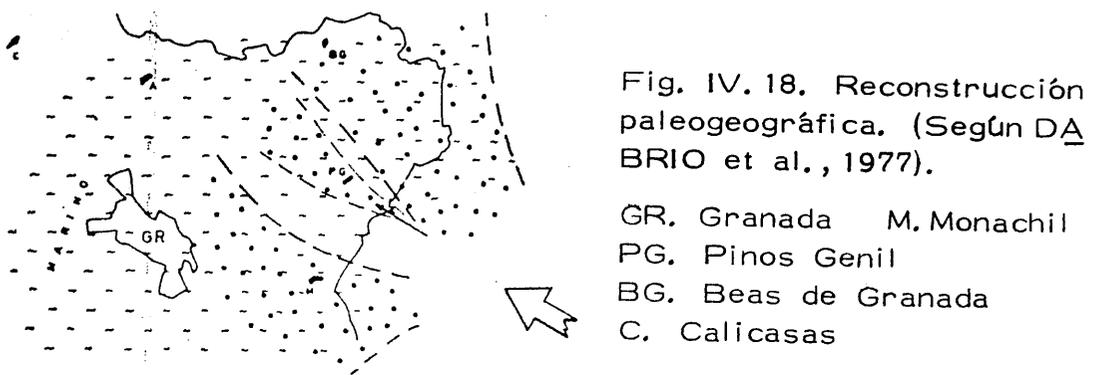
En el Tortonense, la depresión de Granada fue afectada por una prime-ra transgresión, advirtiéndose algunos de los rasgos que marcarían el -estilo de la cuenca: áreas emergidas al E (Sierra Nevada), al SW (Sie-rra Tejeda) y al W. (Sierra Gorda). "La zona central (sectores SE, N -y Central) estaba emergida, no pudiendo establecerse si existían conexio-nes entre las zonas sumergidas a través de la zona emergida".

Durante el tercer subtramo, "se situa la transición del medio marino a continental". Este paso, según GONZALEZ DONOSO, no fue simultáneo en todos los sectores, sino que en unos se instauró el medio continental antes que en otros. Añade, este autor, que "cabe pensar en una regresión marina por ascenso de la cuenca en conjunto, pero aun cuando este ascenso es evidente, creemos que no hubo una verdadera regresión, en el sentido del retroceso del mar, sino que la ascensión de los bloques marginales llegó a aislar a la depresión, pasándose a un estado de mar cerrado, posiblemente con conexiones precarias con el mar abierto (vg., los sectores NE y SE en los que la aparición de facies continentales parecen ser más tardías)". Este mar cerrado evoluciona paulatinamente "hacia un régimen lacustre, representado ya claramente en el tercero (hacia su cima sobre todo) y cuarto subtramo".

IV.4.2. Según DABRIO et al. (1977) "durante el depósito de las lutitas con Dentalium (1), el levantamiento de Sierra Nevada condicionó la existencia de un relieve elevado que se convirtió en el área fuente de un sistema de abanicos aluviales que descendían hacia las partes más deprimidas ocupadas por el mar y situadas al N y NW de los relieves" y que hoy forman parte de la depresión de Granada.

Los autores han reconocido (figura IV, 18.) las áreas proximales de dos abanicos "cuyos ápices apuntan al Sur-Suroeste. Uno de ellos (Pinos Genil) afectó de modo progresivo al ambiente marino situado hacia su margen occidental", reflejando los depósitos de estos flujos esporádicos las variaciones de la hidráulica del flujo en sentido longitudinal, (comparando los caracteres sedimentarios en Pinos Genil y al SW de Dúdar).

(1) Tercer subtramo marino.



Con posterioridad, "se estableció una orla de abanicos aluviales en este borde de la Sierra Nevada ancestral, de modo que sus depósitos cubrieron todo el sector" (figura IV. 19.). Estos autores señalan que a esta fase corresponde el depósito del nivel conglomerático principal, llevándose a cabo de distinta forma (en Pinos Genil y en Monachil) el ensanchamiento superficial de los abanicos.

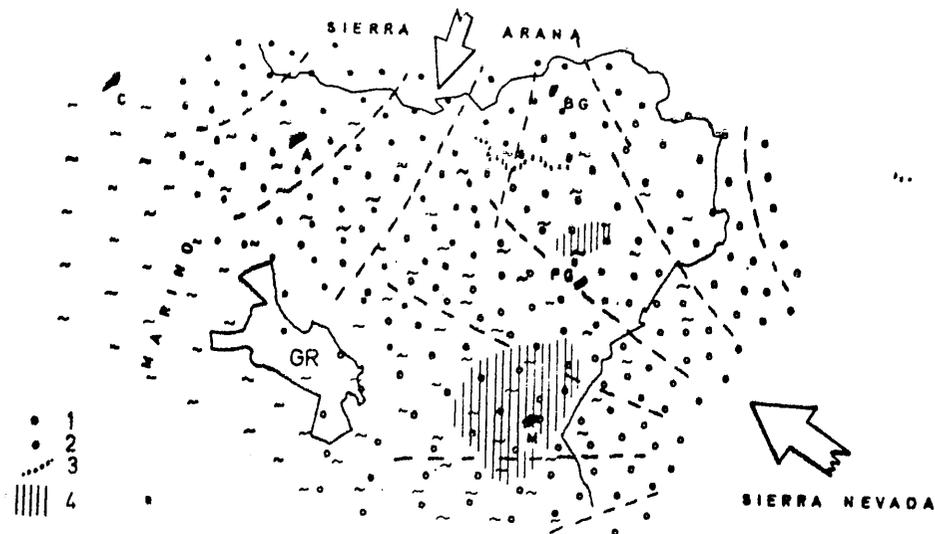


Fig. IV. 19. Reconstrucción paleogeográfica (Según DABRIO et al., 1977).

1. Materiales procedentes de Sierra Nevada
2. Materiales procedentes de Sierra Arana
3. Discordancia interna en el nivel principal de conglomerados.
4. Areas con desarrollo de arrecifes de coral

Para Monachil, en concreto, señalan que se "produce por migración hacia el oeste de los lóbulos deposicionales", teniendo lugar el depósito en

medio submarino "por procesos propios de abanicos aluviales". Por tanto, el desarrollo de los arrecifes (que encuentran en esta serie) tendrá lugar cuando el abanico (o una parte) no esté sometido a la influencia directa de los flujos y su enterramiento ocurrirá cuando la zona esté afectada de nuevo por ellos. "Eventualmente parte de la orla pudo pasar a medio subaéreo por colmatación y ser meteorizada. La ulterior subsidencia restableció las condiciones subacuáticas originales".

Los autores añaden que este esquema es válido para las áreas que "en líneas generales estuvieron sumergidas, pues, evidentemente, las áreas proximales permanecerían en régimen subaéreo de modo continuo". En esta época -y en otros puntos- existen "variaciones sustanciales ya que se dejó sentir intensamente el levantamiento de Sierra Arana" produciendo un efecto doble en la sedimentación: a) introducir material de diversa procedencia en la cuenca (materiales málaguides, subbéticos, además de alpujarridés) y b) la existencia de "discordancias internas dentro del paquete principal de conglomerados (Tres Torres, cerca de Beas de G.)".

Posteriormente, figura IV.20., "el mar abandonó definitivamente la región apareciendo pantanos y lagunas en las partes más deprimidas, hacia los que fluían los canales anastomosados que drenaban los relieves circundantes. Estos lagos fueron asiento de sedimentación evaporítica y culminaron con calizas con Linnea".

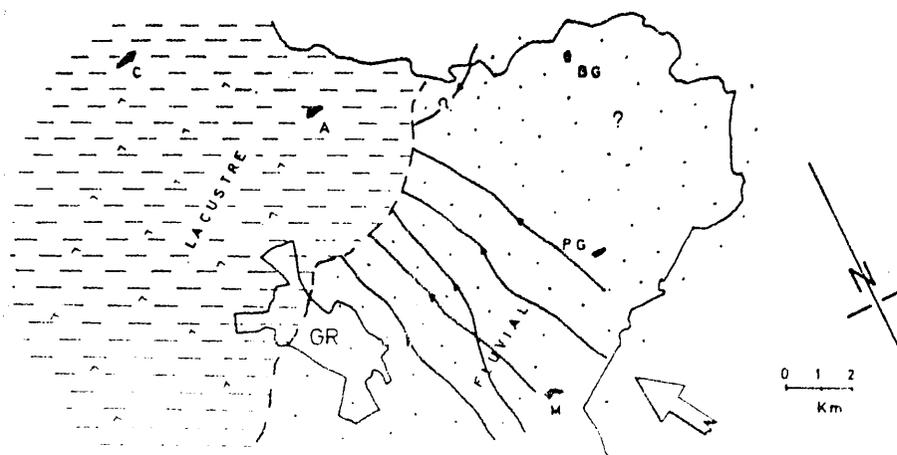


Fig. IV. 20. Reconstrucción paleogeográfica (Según DABRIO et al., 1977).

V. RESULTADOS

V. RESULTADOS.

INTRODUCCION.

La exposición de los resultados se hará atendiendo a la división en sectores de la depresión de Granada, según el esquema de GONZA - LEZ DONOSO (1967) (figura IV. 14., página 39), comenzando por el sector SE, luego el NE y por último el N.

Los signos o abreviaturas empleados, en general, son los siguientes:

C: calcita	D: dolomita	Q: cuarzo
L: Minerales laminares	I: ilita	P: paragonita
Cl: clorita	K: caolinita	M: moscovita
Mont: montmorillonita	A: anfíbol	Fd: feldespato
	t: no cuantizable	n. d. no determinado

Las muestras de los cantos de rocas se numeran de la siguiente forma.

Por ejemplo, RT-2-4-C: significa que pertenece a la serie o afloramiento de Río Torrente, al nivel 2 de la columna litológica, y es la muestra número 4 tomada en el mismo nivel. La C indica canto de roca y figura en todas.

En las series CV y CPL, se indican algunos del siguiente modo: CV-(1-2)-4-C. El paréntesis indica que la muestra está tomada entre los niveles 1 y 2 de la serie. El resto de las anotaciones es común al caso comentado anteriormente.

Se ha utilizado el término ilita para referirse a la mica de las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras, y el de moscovita para la muestra total y los cantos de roca. Como se desprende del estudio de los parámetros cristalográficos y mineralógicos, puede asegurarse que las micas de los niveles detríticos finos es idéntica a la de la roca del área fuente. Por consiguiente, esta doble terminología hace referencia únicamente al tamaño de grano de la fracción donde se ha encontrado este mineral.

SECTOR SE.INTRODUCCION.

En este sector se han levantado -de Norte a Sur- las siguientes series litológicas: Nigüelas (N), Río Torrente (RT), Río Torrente (sector Sur) (RT-S), Chite (CH) y Carretera de Motril (CM).

Los afloramientos de dicho sector ofrecen la posibilidad de efectuar - muestreos detallados aunque, a veces, como los de Río Torrente y Nigüelas son de difícil acceso. El aspecto externo de la "Block formation" responde a las descripciones que de este conglomerado han hecho diversos autores (VON DRASCHE, 1878; LHENAFF, 1965 y GONZALEZ DONOSO, 1967) y que se citan en el capítulo de Antecedentes.

Asímismo, dichas series presentan algunas peculiaridades de observación directa, a escala de afloramiento, que las diferencian claramente - de los otros sectores. Nos referimos, esencialmente, a:

- . presencia de paleosuelos rojos (aunque también existen en la - serie de Dílar-Gójar).
- . la ligera inclinación de la serie hacia el sur ($3-6^{\circ}$)
- . el cambio lateral de tamaño de grano, en algunos puntos.
- . la presencia de rocas con una importante mineralización de - hierro.

En la descripción de las columnas litológicas de este sector, utilizaremos el término "afloramiento" para cada una de las series establecidas. Dicho término podría inducir a error en el caso de Nigüelas y Río Torrente ya que, en realidad, puede tratarse del mismo afloramiento. No obstante, hecha esta salvedad, empleamos dicho término en sentido geográfico con la seguridad de que -de este modo- se visualiza mejor la - serie estudiada y también porque, siendo muy estrictos, existen zonas - donde no se vé claramente la continuidad entre Nigüelas y Río Torrente.

V. 1. AFLORAMIENTO DE NIGUELAS.

V. 1. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO.

Está situado en la hoja topográfica de Dúrcal (1041), escala 1:50.000. En la figura V. 1. puede verse la situación exacta y su entorno geológico.

Se ha considerado muy conveniente el estudio de la "Block formation" en esta zona porque representa el extremo más nororiental del sector SE y está más directamente "en contacto" con el sustrato bético.

La columna litológica se ha levantado a ambas laderas del río Torrente, a la altura del pueblo de Nigüelas, en el lugar conocido por los habitantes de la zona como "las terreras". La serie presenta un buzamiento de 3-5° sur.

La recogida de muestras ha entrañado algunas dificultades por lo escarpado del terreno y sólo ha podido conseguirse en la margen derecha del barranco (aguas arriba). Desde luego, esta ladera presenta caracteres netamente diferentes de la margen izquierda del mismo barranco. Así, mientras que en esta aparecen niveles de paleosuelos y un suelo superficial -que pueden seguirse durante 4 ó 5 kms- en aquella la serie se presenta muy monótona.

Parece lógico pensar que, siguiendo aproximadamente el curso del río Torrente, exista una fractura que origine esta situación. Apoya esta idea el hecho de que a 2 kms. de este punto, en la parte izquierda de la carretera Bailén-Motril (dirección Motril), aparecen los mismos paleosuelos pero a cotas topográficas más bajas.

V. 1. 2. DESCRIPCION DE LA COLUMNA LITOLOGICA. SITUACION DE LAS MUESTRAS.

La figura V. 2. es la representación gráfica de los materiales estudiados en esta zona.

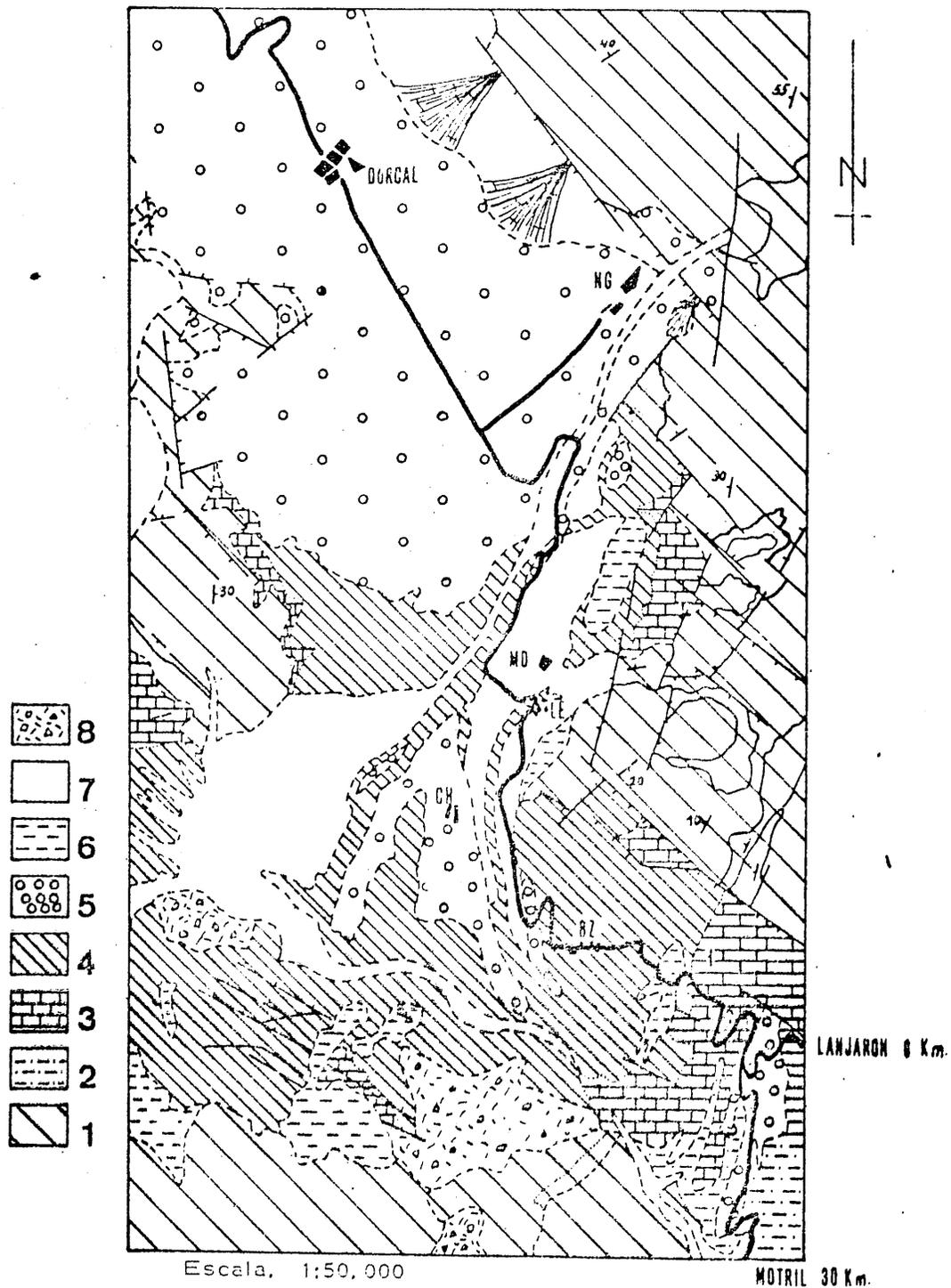


Fig. V. 1. Situación geográfica y geológica.

(Cartografía cedida por Díaz de Federico).

De muro a techo, se han distinguido tres niveles, a los que corresponden las siguientes muestras.

<u>Muestra</u>	<u>Descripción</u>
N-1	Conglomerado muy heterométrico con cantos, que constituyen el 70% del nivel y cuyos tamaños oscilan entre 5 y 90 cms. La matriz, de color gris oscuro, está constituida por limos, fundamentalmente.
N-2	Nivel de conglomerados con poca matriz. Los cantos que más abundan, poseen un tamaño medio de 10 cms. Ello confiere un aspecto general homométrico a este nivel, aunque localmente existen cantos de 60 cms.
N-3	Conglomerado muy heterométrico cuyos cantos oscilan entre 10 cms. y 1 metro, pero con predominio de los de 20 a 45 cms. La matriz, gris oscura, es de tamaño limo y mucho más abundante que en N-1 y N-2. El contenido en cantos ha disminuido notablemente en este nivel.

A estos niveles se les superpone (en la margen izquierda del río Torrente, aguas arriba) los niveles que, en la serie de Río Torrente, denominamos paleosuelo 2, RT-8 y suelo 1 (en superficie) y cuyo estudio se abordará detenidamente en dicho afloramiento.

V. 1. 3. MINERALOGIA DE LA COLUMNA LITOLÓGICA.

V. 1. 3. 1. MATRIZ.

V. 1. 3. 1. 1. Mineralogía global. Por difracción de rayos X, se han identificado las siguientes especies minerales y que, por orden alfabético, son:

- Muestra N-1: calcita, cuarzo, minerales laminares
- Muestra N-2: calcita, cuarzo, minerales laminares
- Muestra N-3: cuarzo, dolomita, minerales laminares

La figura V. 2. representa el contenido de los minerales en cada uno de los niveles y su variación a lo largo de la columna litológica. En dicha figura se observa que los minerales mayoritarios son el cuarzo y los filosilicatos, con porcentajes que oscilan entre 43 y 53 para el primero y entre 35 y 44 para los segundos. Los carbonatos no alcanzan contenidos

tan altos, siendo del 12-13% para la calcita y del 13% para la dolomita.

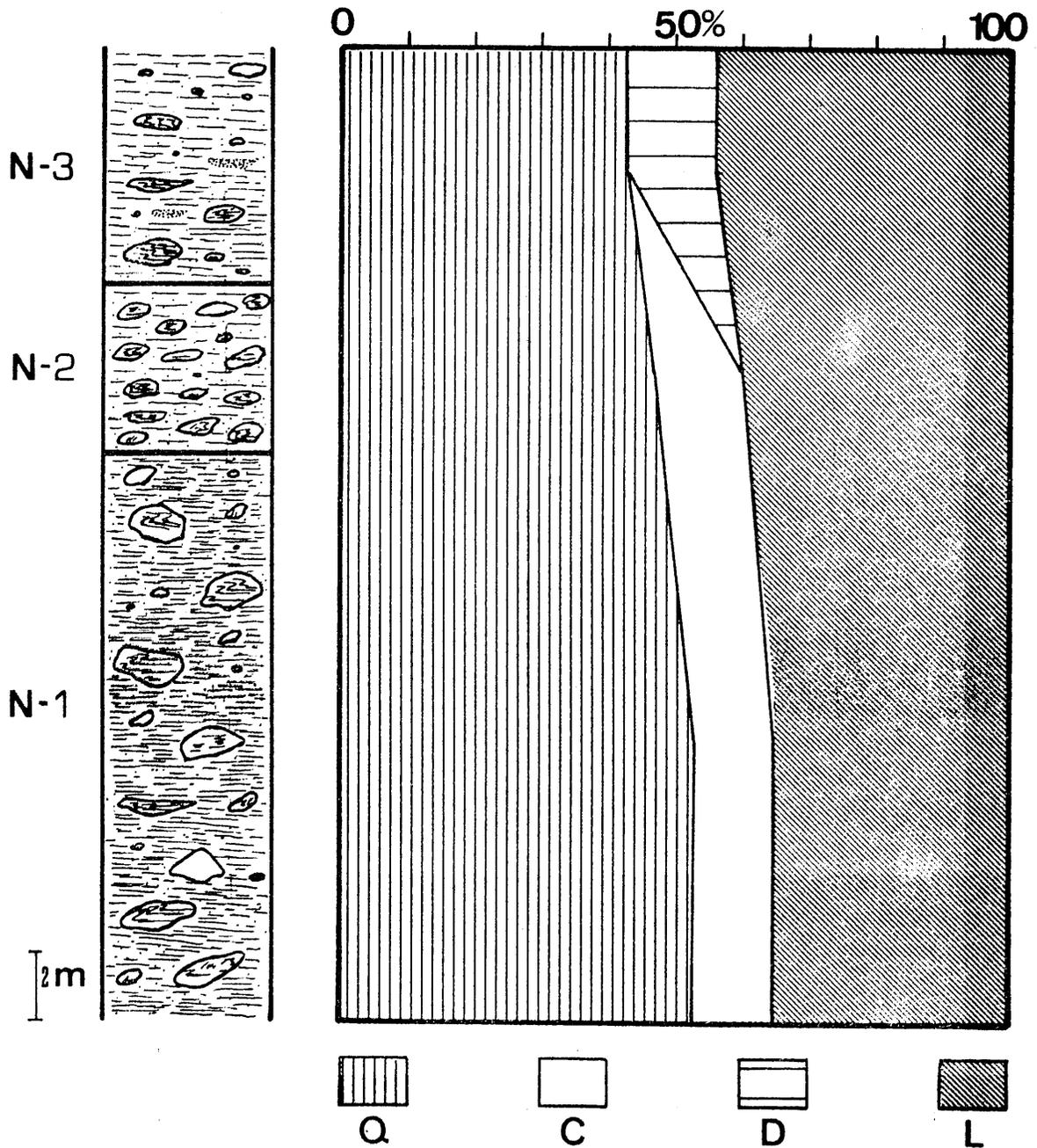


Fig. V.2. Composición mineralógica de la serie de Nigüelas.
(Muestra total).

De esta misma figura se desprende que el cuarzo disminuye hacia niveles altos de la columna mientras que los filosilicatos lo hacen hacia el muro de la misma. Los carbonatos se mantienen constantes, en general, con un ligerísimo aumento en los niveles N-2 y N-3.

La figura V. 3. es un diagrama triangular en el que se representa la composición mineralógica global de los diferentes niveles.

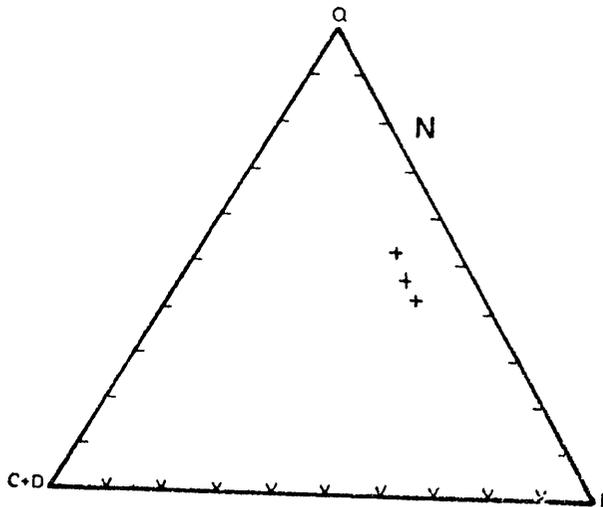


Fig. V. 3. Composición mineralógica global de los niveles de conglomerados (matriz)

El comentario breve que cabe hacer ante este diagrama es que las tres muestras están prácticamente alineadas según una línea recta, que los márgenes de variación de la composición son muy estrechos y que, por tanto, la dispersión es mínima. Todo ello puede indicarnos un área fuente común. Las gráficas de la figura V. 4. representan la variación de las relaciones Cuarzo/Minerales laminares y Carbonatos/Cuarzo + Minerales laminares en esta serie (muestra total).

De ellas se deduce que la relación cuarzo/minerales laminares disminuye hacia el techo de la serie, oscilando los valores entre 1,51 (muro) y 0,98 (techo). La disminución es gradual, siendo de 1,17 en el nivel intermedio. En cuanto a la relación Carbonatos/Cuarzo + Min. laminares, las variaciones casi no existen pues los valores obtenidos son 0,14 (muro) y 0,15 (techo). Aquí, el incremento -aunque muy ligero- es en sentido contrario al caso anterior; es decir, aumenta hacia el techo.

Las relaciones expresadas en las figuras V. 2., V. 3. y V. 4. han sido -

obtenidas del análisis cuantitativo de las muestras totales, cuyos datos -
números (en porcentajes) son:

Tabla V.1. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en las mues-
tras íntegras

Muestra	Cuarzo	M. Laminares	Calcita	Dolomita
N-3	43	44	0	13
N-2	47	40	13	0
N-1	53	35	12	0

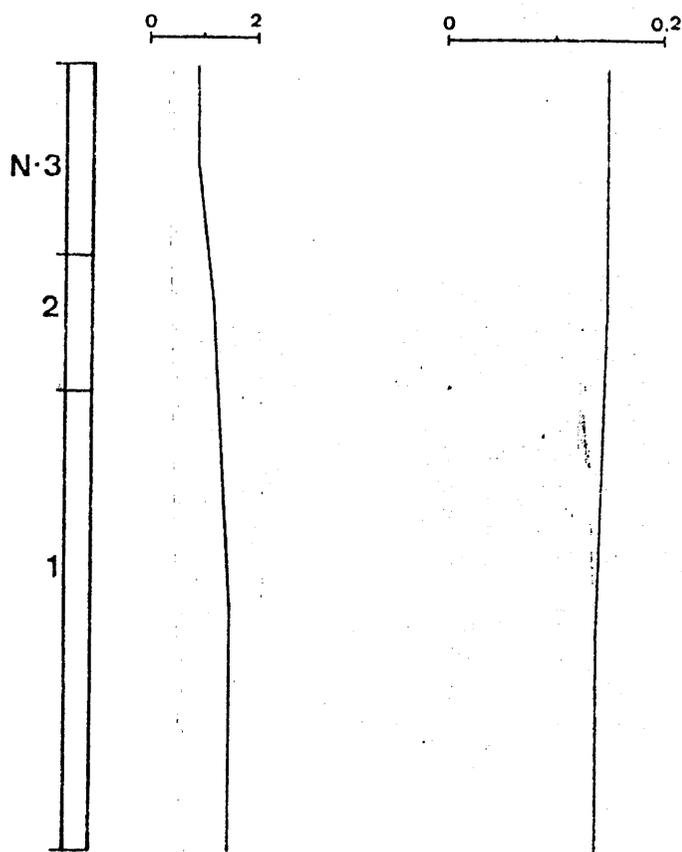


Figura V.4. Variación de las re-
laciones Cuarzo/Min. laminares
(gráfica izquierda) y Carbona-
tos/Cuarzo-Min. laminares (dere-
cha) en la serie de Nigüelas.

V.3.1.2. FRACCIONES 2 y 2-20 micras. Por difracción de rayos X se
han identificado y cuantizado los siguientes minerales de la arcilla.

Tabla V.2. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción
menor de 2 micras

Muestra	Ilita	Clonita	Caolinita	Paragonita	Montmorillonita
N-3	82	6	4	4	4
N-2	71	12	5	6	6
N-1	71	14	3	6	6

Tabla V. 3. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción entre 2 y 20 micras.

Muestra	Cuarzo	M. Laminares (x)	M. Laminares (x)				
			Ilita	Paragonita	Cl	K	Mont.
N-3	13	87	77	6	10	t	t
N-2	13	87	86	4	10	t	t
N-1	13	87	86	4	10	3	t

t: no cuantizable

Con objeto de visualizar mejor los datos referentes a contenidos en minerales laminares, expresados en las tablas V. 2 y V. 3., se han representado gráficamente en la figura V. 5. Ello nos permite apreciar más exactamente la variación tanto a lo largo de la serie estratigráfica como la relativa de unos minerales con respecto a otros. En conjunto, en ambas gráficas, los contenidos de ilita, paragonita y clorita más caolinita son muy similares en las dos fracciones. Unicamente, la montmorillonita, ya de por sí escasa en la menor de 2 micras, disminuye en la de 2 a 20.

Como puede verse en la citada figura, en la fracción menor de 2 micras, el contenido en ilita aumenta hacia el techo de la serie aunque en proporciones pequeñas; la montmorillonita y paragonita disminuyen hacia el techo si bien lo hacen dentro de márgenes estrechos; por último, la clorita y caolinita disminuyen hacia niveles altos pero dentro de márgenes más amplios.

La fracción de 2 a 20 micras presente, en general, variaciones en sentido contrario a la menor de 2 micras. Así, la ilita disminuye hacia arriba de la serie; la paragonita y montmorillonita aumentan en ese mismo sentido y la clorita y caolinita incrementan también hacia el techo. Las diferencias cuantitativas más notables, dentro de cada fracción, las presenta la ilita (de 82 a 71 en menor de 2 micras; de 86 a 77 en 2-20 micras) y la clorita y caolinita (de 17 a 10 en menor de 2 micras; de 16 a 10 en 2 a 20 micras). Los otros minerales mantienen porcentajes aproximadamente iguales en cada fracción.

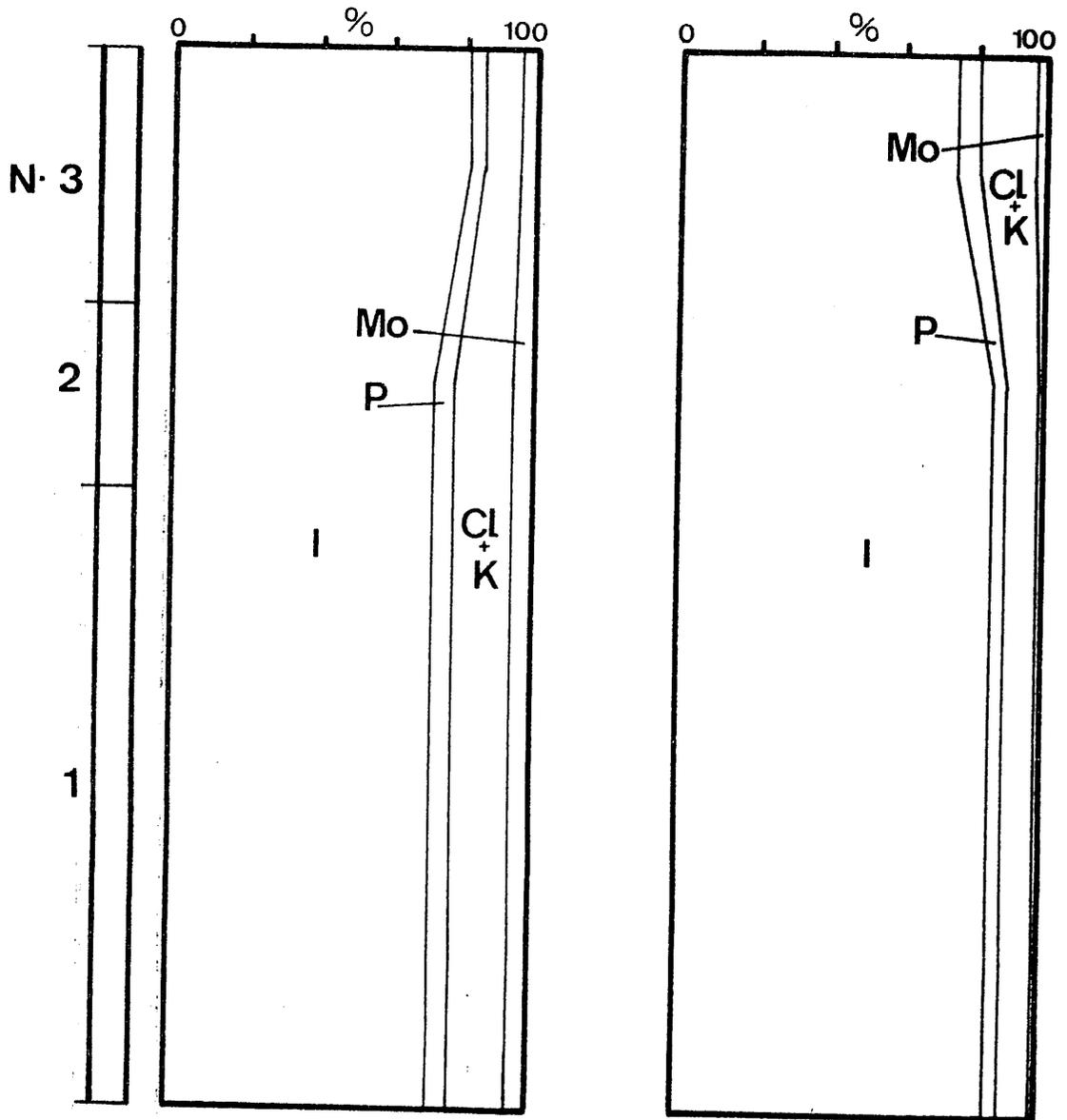


Fig. V. 5. Contenido en filosilicatos de la serie de Nigüelas Fracción menor de 2 micras (izquierda); 2-20 micras (derecha).

La figura V. 6. representa la variación de la relación Minerales de la arcilla heredados/Minerales de la arcilla neoformados. Este cociente es mayor en el nivel N-3 (techo) y aproximadamente igual en los otros dos. Los valores numéricos oscilan entre 24 (techo) y 15,7 (muro). Habida cuenta que los contenidos en montmorillonita y paragonita son aproximadamente similares en todas las muestras, estas variaciones son debidas a las que experimentan la illita, clorita y caolinita.

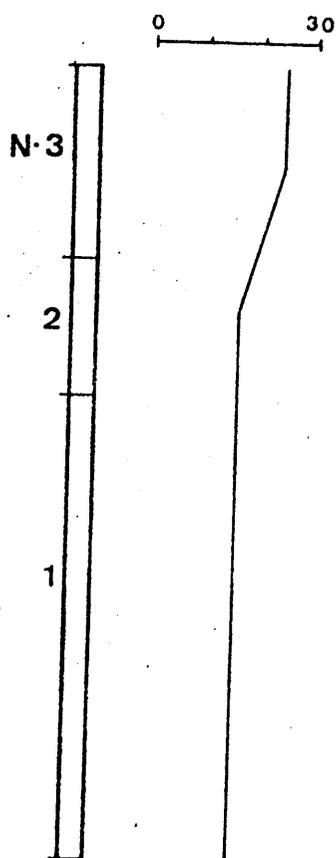


Fig. V. 6. Variación de la relación Minerales laminares heredados/Minerales laminares neoformados.

En la fracción entre 2 y 20 micras se han medido los valores de b_0 de la Illita. Se ha considerado conveniente efectuar la medición en esta fracción por presentar una cristalinidad mayor y por ser más rica en micras. Estos mismos hechos nos han llevado a realizar, en ella, los cálculos de cristalinidad, tamaño de partícula, grado de paragonitización ($Na/Na+K$), contenidos en átomos de Al, Fe, Mg y Si y grado de fengitización.

Los valores medidos del b_0 (A) son: 9,0111 para la muestra N-3 y 9,0174 para la N-1. La reflexión (0010) de la mica de estas muestras presenta un espaciado de 1,9918 A (N-1) y 1,9943 A (N-3).

Pues bien, en función de los valores del parámetro b_0 y del espaciado $d(0010)$, se han obtenido los siguientes datos sobre este mineral, (tabla V. 4.).

Tabla V. 4. Datos sobre la illita de esta serie.

Muestra	Na/Na+K	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
N-3	0	12,76	3,24	6,83	0,62	0,60
N-1	0,13	13,60	2,40	6,56	0,76	0,75

Tambi3n se ha calculado el contenido en 3tomos de hierro seg3n las gr3ficas de MART3N RAMOS (1976) debido a que tanto las muestras estudiadas por este autor como las de esta memoria son rocas similares y los resultados obtenidos (tabla V. 5.) pueden compararse con los anteriores. -

Tabla V. 5. Contenidos en 3tomos de hierro de la illita.

Muestra	I_{004}/I_{002}	% Fe ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃ + 0,42MgO	3tomos de Fe
N-3	0,42	1,40	2,30	0,40
N-1	0,33	2,30	3,20	0,66

Puede observarse que las diferencias son peque1as, resaltando el hecho de que, en los dos casos, la mica de la muestra N-1 contiene mayor n3mero de 3tomos de hierro que la N-3.

A partir de las medidas de cristalinidad (3ndice de Kubler) se ha determinado el tama1o de part3cula y, consecuentemente, su posible grado o zona de metamorfismo. Los resultados se citan en la tabla V. 6.

Tabla V. 6. 3ndice de Kubler, tama1o de part3cula y grado de metamorfismo en la illita.

Muestra	3ndice de Kubler (mm)	Tama1o de part3cula (A)	Grado de metamorfismo
N-3	27	267	L3mite anquizona-epizona
N-1	26	277	Epizona

Del estudio de las cloritas de la matriz se desprenden los siguientes resultados (tabla V. 7.).

Tabla V.7. Datos sobre las cloritas de la matriz detrítica.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ / Fe ²⁺ + Mg
N-3	2,59	1,41	1,30	0,50	0	1,05	0,19
N-1	2,56	1,44	1,34	0,90	0	1,10	0,11

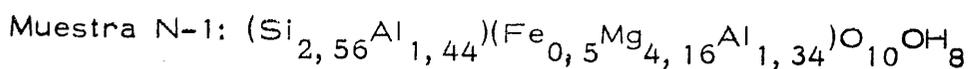
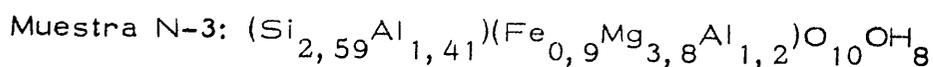
G. A. : grado de asimetría

En función de estos parámetros se han clasificado, hallándose los siguientes términos:

Muestra N-3: Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)

Muestra N-1: Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)

Sus fórmulas estructurales correspondientes son:



Las diferencias de cargas es de -0,11 y -0,10 respectivamente.

Se ha determinado el índice de cristalinidad de Biscaye (V/P) en la montmorillonita. Los resultados obtenidos son los siguientes: muestra N-1 - (0,36 y 0,71 para la fracción menor de 2 y entre 2 y 20 micras, respectivamente), muestra N-3 (0,45 y 0,71 en las mismas fracciones).

V.1.3.2. CANTOS.

Con el análisis mineralógico, en sentido amplio, y petrológico de los cantos de los niveles de conglomerados, se pretende, en último término, poder asignar su procedencia a unidades concretas del complejo de Sierra Nevada, del complejo Alpujarride, del complejo Maláguide o al Subbético (según los afloramientos). Esto no siempre será posible hacerlo con rigor absoluto, aunque sí pueden deducirse diversas conclusiones, no a partir de un método concreto, sino del análisis conjunto de los diversos métodos de estudio.

Estas ideas, ya apuntadas en el capítulo de Metodología, conviene recordarlas aquí, siendo totalmente válidas no sólo para el afloramiento que - tratamos ahora sino para todos.

El estudio óptico, en luz transmitida, de los cantos de rocas que aparecen en este afloramiento ha conducido al establecimiento de la siguiente - mineralogía y tipo de rocas (1).

	Tipos de rocas			
	1	2	3	4
Anfiboles	x			x
Carbonatos.....	x			
Cloritas (2).....	x	x		x
Cuarzo	x	x	x	x
Epidotas				
Pistacita	x			x
Plagioclasas				
Ab. -Olig.	x			
Grafito	x			
Granates	x			
Menas metálicas				
Oxidos de hierro.....	x	x	x	x
Rutilo.....	x	x	x	x
Micas				
Biotita marrón	x	x	x	
Mica Incolora	x	x	x	x
Titanita				x
Turmalina.....	x			
Zircón	x	x		

1. Micasquistos, 2. Cuarzoesquistos, 3. Cuarcitas, 4. Anfibolitas

Más detalladamente, en la figura V.7. se representa la distribución en la - columna litológica, de los diversos tipos de rocas, indicando la clasifica - ción detallada de las mismas.

(1) Se han seguido combinadamente los criterios de PUGA (1971, reedición 1976) y WINKLER (1976)

(2) Su estudio se aborda mediante difracción de rayos X en este apartado.

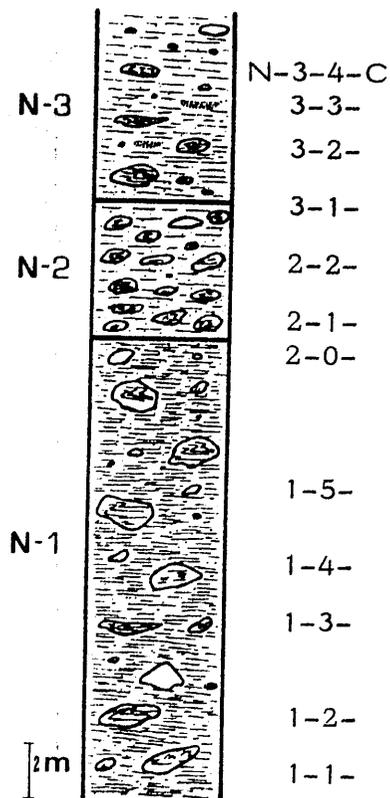


Fig. V.7. Distribución de las muestras de rocas en la columna litológica

A continuación se indica la clasificación detallada de las mismas.

<u>Muestra</u>	<u>Tipo de roca</u>
N-3-4-C	Micasquisto grafitoso con biotita
N-3-3-C	Micasquisto grafitoso con biotita y feldespato
N-3-2-C	Micasquisto grafitoso con biotita y feldespato
N-3-1-C	Micasquisto grafitoso con clorita
N-2-2-C	Cuarzoesquisto
N-2-1-C	Anfibolita epidótica
N-2-0-C	Micasquisto feldespático
N-1-5-C	Micasquisto feldespático
N-1-4-C	Micasquisto grafitoso con biotita
N-1-3-C	Cuarzoesquisto
N-1-2-C	Micasquisto grafitoso con biotita
N-1-1-C	Micasquisto grafitoso con biotita y feldespato

Merece destacarse el elevado contenido de algunos micasquistos en menas opacas (N-1-2-C) y en clorita (N-3-1-C).

El estudio del b_0 de la moscovita y paragonita de los cantos nos proporciona los valores que figuran en la tabla V. 8. y que se representan en -

el histograma de la figura V.8.

Tabla V.8. Valores del parámetro b_o de la moscovita y paragonita

Muestra	b_o (A) moscovita	b_o (A) paragonita
N-3-4-C	9,0018	s. d.
N-3-3-C	9,0096	8,8842
N-3-2-C	9,0072	8,8908
N-3-1-C	9,0042	8,8764
N-2-3-C	9,0162	8,8854
N-2-2-C	9,0030	8,8854
N-1-6-C	9,0042	s. d.
N-1-5-C	9,0030	8,8830
N-1-4-C	8,9928	s. d.
N-1-3-C	9,0084	8,8854

s. d.: sin determinar

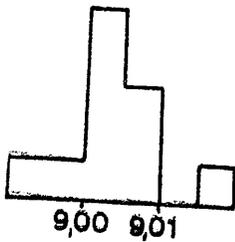


Fig. V.8. Histograma de frecuencia de b_o en moscovitas.

Como puede observarse, el máximo de frecuencia está situado en valores que oscilan entre 9,00 y 9,005 A; le siguen los comprendidos entre 9,005 y 9,010 A; y con muy escasa frecuencia las rocas que dan valores entre 8,9900-9,000 A y entre 9,0150-9,020 A.

Igualmente, por difracción de rayos X se ha determinado la reflexión (0010) de las moscovitas de estas rocas y junto con los valores de b_o se han obtenido los siguientes resultados referentes a su composición (contenido en átomos de Si, Al, Fe y Mg), (ver tabla V.9.).

En muestras de la misma serie se ha determinado el contenido en átomos de hierro en función de la relación de intensidades de las reflexiones (004) y (002) de la moscovita. Los resultados se expresan en la tabla V.10.

Tabla V.9. Contenidos en átomos de Si, Al, Fe y Mg en las moscovitas.

Muestra	(0010)	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
N-3-3-C	1,9918	13,60	2,40	6,89	0,59	0,62
N-3-2-C	1,9935	13,03	2,97	6,99	0,54	0,50
N-3-1-C	1,9926	13,33	2,67	7,12	0,48	0,43
N-2-3-C	1,9926	13,33	2,67	6,62	0,72	0,05
N-2-2-C	1,9959	12,23	3,77	7,17	0,46	0,40
N-1-5-C	1,9926	13,33	2,67	7,17	0,46	0,40
N-1-4-C	1,9943	12,76	3,24	7,59	0,26	0,16
N-1-3-C	1,9877	14,96	1,04	6,94	0,57	0,53

Tabla V.10. Contenido en átomos de hierro de la moscovita.

Muestra	I_{004}/I_{002}	% Fe ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃ +0,42MgO	Átomos de Fe
N-3-3-C	0,54	0,55	1,23	0,16
N-3-2-C	0,39	1,60	2,46	0,46
N-3-1-C	0,41	1,55	2,34	0,44
N-2-3-C	0,39	1,60	2,46	0,46
N-1-6-C	0,38	1,75	2,63	0,50
N-1-5-C	0,42	1,35	2,14	0,38
N-1-1-C	0,43	2,30	2,96	0,66

Comparando ambos resultados se observa que existe estrecha correlación para las muestras N-3-2-C, N-3-1-C y N-1-5-C; no es buena para las N-3-3-C y N-2-3-C.

La tabla V.11. resume los resultados de las medidas de cristalinidad - (Índice de Kubler) y del grado de paragonitización.

Tabla V.11. Índice de Kubler y Na/Na+K en moscovitas de cantos.

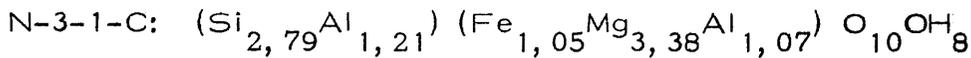
Muestra	I. Kubler	Na/Na+K	Muestra	I. Kubler	Na/Na+K
N-3-3-C	15	0,13	N-1-6-C	13	s. d.
N-3-2-C	13	0,007	N-1-5-C	15	0,07
N-3-1-C	14	0,07	N-1-4-C	14	0
N-2-3-C	13	0,07	N-1-3-C	13	0,42
N-2-2-C	13	0,16	N-1-1-C	15	s. d.

Se han estudiado las cloritas de tres cantos de rocas: micasquisto grafitoso con biotita y feldespato (N-1-1-C), micasquisto grafitoso con biotita (N-2-3-C) y micasquisto grafitoso con clorita (N-3-1-C). Los resultados han sido los siguientes.

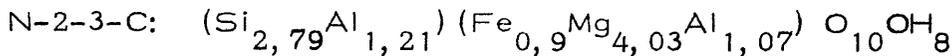
Tabla V. 12. Datos sobre las cloritas de los cantos de rocas.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ / Fe ²⁺ + Mg
N-3-1-C	2,79	1,21	1,07	0,95	0,1	0,85	0,21
N-2-3-C	2,79	1,21	1,07	0,90	0	1,37	0,18
N-1-1-C	2,66	1,34	1,23	0	0	1,35	0

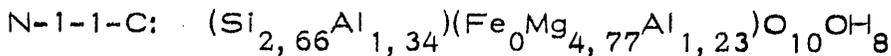
Con estos resultados se han obtenido las fórmulas estructurales y el término de clorita:



Clinocloro (FOSTER), Ripidolita (HEY)



Clinocloro (FOSTER, Sheridanita-Clinocloro (HEY)



Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)

Las diferencias de cargas son, respectivamente, -0,11 (para N-1-1-C) y -0,14 para las otras dos.

Como una contribución decisiva para la asignación de los cantos a posibles unidades de procedencia del complejo de Sierra Nevada, se han estudiado y representado gráficamente dos tipos de diagramas (figuras V. 9. y V. 10.) y cuyos resultados compararemos -en su momento- con los obtenidos por MARTIN RAMOS (1976) sobre rocas del área fuente.

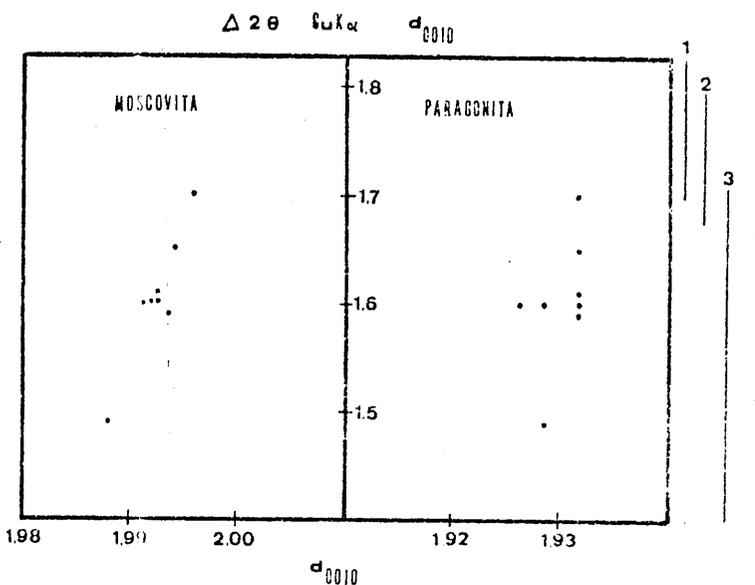


Fig. V. 9. Variación del espaciado basal de moscovita y paragonita en función del incremento angular de las reflexiones (0010).

1. Manto del Veleta
2. Filitas alpujarrides
3. Unidad de Caldera
4. Unidad de Sabinas

En un breve comentario hay necesariamente que reseñar que casi todos los cantos están comprendidos en los límites marcados para las unidades de Caldera y Sabinas. Solamente la muestra N-2-2-C (cuarzoesquisto) presenta valores que también pueden pertenecer al manto del Veleta y/o filitas alpujarrides.

Los datos numéricos, a partir de los que se ha construido el diagrama anterior, son los siguientes:

Tabla V. 13. Valores del $\Delta 2\theta(0010)$ moscovita-paragonita y de la reflexión (0010) de ambos minerales

Muestra	$\Delta 2\theta(0010)$ M-P	d(0010) A moscovita	d(0010) A paragonita
N-3-3-C	1,60	1,9918	1,9286
N-3-2-C	1,59	1,9935	1,9317
N-3-1-C	1,61	1,9926	1,9317
N-2-3-C	1,60	1,9926	1,9262
N-2-2-C	1,70	1,9959	1,9317
N-1-5-C	1,60	1,9926	1,9317
N-1-4-C	1,65	1,9943	1,9317
N-1-3-C	1,49	1,9877	1,9286

Por último, la figura V. 10. es el resultado de representar la relación entre $\Delta 2\theta(0010)M-P$ y los valores de b_0 de la moscovita.

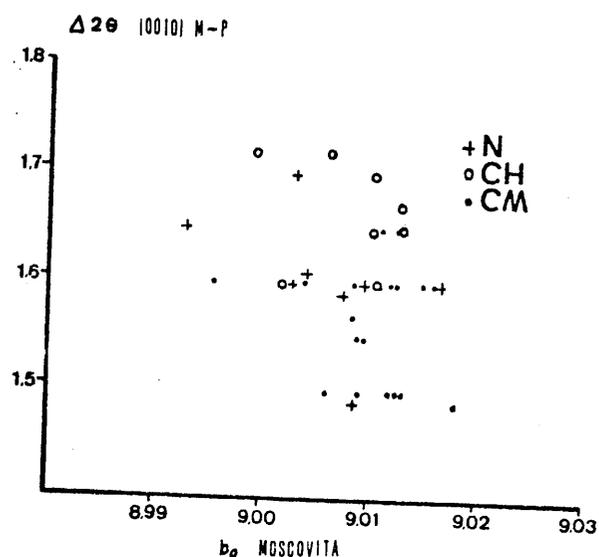


Fig. V. 10. Relación entre $\Delta 2\theta(0010)M-P$ y los valores del parámetro b_0 en moscovita.

V. 2. AFLORAMIENTO DEL RIO TORRENTE.

En este afloramiento se han levantado dos columnas litológicas, una que denominaremos Río Torrente (RT), en materiales de gran tamaño de grano; y otra, Río Torrente (Sector Sur) (RT-S) localizada en los materiales que presentan un tamaño de grano más fino; ambas están distanciadas aproximadamente 0,7 kms. siguiendo el cauce del Torrente en dirección a Motril.

En la figura V. 1. se observa la situación geográfica y geológica de este afloramiento. La diferenciación de ambas columnas litológicas se reflejará en algunos aspectos (litología, contenido en minerales, etc.) aunque, para otras cuestiones, daremos conjuntamente los resultados obtenidos en las muestras de ambos cortes.

V. 2. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO.

Este afloramiento se encuentra situado en la hoja topográfica de Dúrcal (1041), escala 1:50,000. La figura V. 1. visualiza su situación geográfica y entorno geológico.

En realidad la "Block formation" comienza a observarse en las inmedias del km. 459 de la carretera N-323 (Bailén-Motril), en el lugar conocido como "El Puente". Sin embargo, y aunque en la citada figura aparece muy extenso el afloramiento, ha de indicarse que gran parte está recubierta por derrubios con lo que, el conglomerado objeto del presente estudio, sólo aflora en trincheras de carreteras y barrancos. Sin embargo, poco después del desvío a Nigüelas aparece de nuevo este conglomerado, ofreciendo ahora numerosos puntos para muestreo. A partir de aquí se extiende durante varios kilómetros, hasta pasado el desvío de Lanjarón, siendo en general- suficientemente visible y apto para la recogida de muestras.

En esta zona, la "Block formation" contacta hacia el W y SW con el -

sustrato bético y con las lutitas con Dentalium y hacia el E con terrenos aluviales cuaternarios (figura V. 1.).

V. 2. 2. DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS LITOLÓGICAS. SITUACIÓN DE LAS MUESTRAS.

V. 2. 2. 1. SERIE DEL RÍO TORRENTE (RT).

La figura V. 11. esquematiza los diferentes niveles que se han distinguido así como la situación de las muestras. De techo a muro se distinguen:

<u>MUESTRA</u>	<u>DESCRIPCIÓN</u>
S-1	Suelo rojo superficial que presenta los siguientes horizontes y características:

Datos Generales.

Localización: hoja topográfica de Dúrcal (1041)

Posición fisiográfica: pendiente convexa

Pendiente: 15%, orientación oeste

Topografía: meseta sobre el río Torrente

Vegetación: restos de matorral

Pedregoso

Drenaje: bien drenado

Material originario: "Block formation"

<u>Horizontes</u>	<u>Descripción</u>
(Muestras)	
A11 (sin muestra)	0-3 cms. Franco arenoso; estructura migajosa, fuerte; no adherente, no plástico, muy friable, blando; sin cutanes ni cementación; abundantes poros intersticiales; calcáreo; raíces frecuentes; límite inferior neto.
A12 (RT-1-1-)	3-12 cms. Rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo, rojo amarillento (5YR 5/6) en seco; franco; masivo; no adherente, no plástico, muy friable, blando; sin cutanes ni cementación; poros muy abundantes; 5% de fragmentos angulares de micasquistos de tamaño grava fina; calcáreo; raíces frecuentes; límite inferior neto.

<u>Horizontes</u> (Muestras)	<u>Descripción</u>
B21t (RT-1-2-)	12-20 cms. Rojo oscuro (2,5 YR 3/6) en húme <u>do</u> , rojo (2,5 YR 5/6) en seco; franco arcillo-arenoso; estructura en bloques subangulares, - fina, moderada; ligeramente adherente, plást <u>ico</u> , - friable; pocos cutanes discontinuos, finos; po <u>ros</u> frecuentes; 30% de fragmentos de esquistos angulares; calcáreo; frecuentes raíces; lí <u>mite</u> - inferior gradual.
II B22t (RT-1-3)	20-30 cms. Rojo oscuro (2,5 YR 3/6) en húme <u>do</u> , rojo (2,5 YR 4/8) en seco; franco arcillo-arenoso; estructura en bloques subangulares, - moderada con subestructura en bloques suban-gulares de tamaño muy fino, moderada; adhe <u>rente</u> , muy plást <u>ico</u> , friable; muchos cutanes - discontinuos sobre las gravas; poros escasos; - 40% de fragmentos de micasquistos angulosos; - débilmente calcáreo; lí <u>mite</u> inferior difuso.
II B23t (RT-1-4)	31-50 cms. Rojo oscuro (2,5 YR 3/6) en húme <u>do</u> , rojo (2,5 YR 4/8) en seco; franco arcillo-arenoso; estructura en bloques subangulares, - moderada con estructura en bloques subangula <u>res</u> finos, moderada; adhe <u>rente</u> , muy plást <u>ico</u> ; - friable; muchos cutanes discontinuos sobre las gravas; escasos poros intersticiales; 40% de - fragmentos de micasquistos angulares; débilmen <u>te</u> calcáreo; lí <u>mite</u> inferior difuso.
II B31Ca (RT-1-5)	50-95 cms. Rojo oscuro (2,5 YR 3/6) en húme <u>do</u> , rojo (2,5 YR 4/8) en seco; franco arcillo-arenoso; estructura en bloques subangulares, - moderada a débil; adherente, plást <u>ico</u> , ligera <u>mente</u> firme, duro; frecuentes cutanes discon <u>tínuos</u> de tamaño mediano sobre las gravas; po <u>cos</u> poros; frecuentes nódulos de tamaño grue <u>so</u> , irregulares que cementan a las gravas; - 60% de micasquistos angulosos de tamaño gra <u>va</u> ; fuertemente calcáreo; lí <u>mite</u> inferior difuso.
II B32 Ca (RT-1-6)	95-120 cms. Rojo (2,5 YR 4/8) en húmedo, ro <u>jo</u> claro (2,5 YR 6/8) en seco; franco arenoso; estructura en bloques subangulares, débil; li <u>geramente</u> adherente, ligeramente plást <u>ico</u> ; po

<u>Horizontes</u> (Muestras)	<u>Descripción</u>
	cos cutanes discontinuos, muy finos; pocos - poros; 70% de fragmentos de micasquistos angulosos de tamaño grava; fuertemente calcáreo; límite inferior difuso.
II C Ca (RT-1-7)	?. Rojo amarillento (5 YR 4/6) en húmedo, - amarillo rojizo (5 YR 6/6) en seco; franco - arenoso; estructura en bloques subangulares, débil; no adherente; no plástico; muy pocos - poros; 70% de fragmentos angulosos y subangulosos de micasquistos y cuarcitas de tamaño grava; fuertemente calcáreo.

MUESTRADESCRIPCION

RT-8

Nivel de margas de color oliva claro, con gran cantidad de cantos angulosos y subangulosos de muy diversos tamaños. Este nivel contiene, además, unos nódulos que no corresponden a cantos de rocas metamórficas y cuyas siglas son RT-8-C'.

S-2

Paleosuelo rojo que presenta los siguientes horizontes y características.

<u>Horizontes</u> (Muestras)	<u>Descripción</u>
Cb (RT-2-1)	Horizonte perteneciente a otro suelo. 0-30 cms. Pardo fuerte (7,5 YR 5/6) en húmedo, amarillo rojizo (7,5 YR 7/6) en seco; franco arenoso; estructura no masiva; adherente, no - plástico; escasos poros intersticiales; 60% de fragmentos de micasquistos subangulares alterados, de tamaño grava y pedregón; calcáreo; límite inferior ondulado gradual.
B2tb (RT-2-2)	30-60 cms. Pardo rojizo oscuro (2,5 YR 3/4) en húmedo, rojo (2,5 YR 4/6) en seco; franco; estructura en bloques angulares de tamaño medio, de fuerte consistencia; muy adherente, - muy plástico; muchos cutanes de arcilla y de arcilla e hierro; escasos nódulos irregulares y gruesos de carbonato cálcico cementando a

<u>Horizontes</u>	<u>Descripción</u>
B31tb (RT-2-3)	<p>granos de cuarzo; abundantes poros tubulares; 20% de fragmentos angulares y subangulares de micasquistos de tamaño grava y pedregón; pocos carbonatos; límite inferior difuso.</p> <p>60-90 cms. Rojo oscuro (2, 5 YR 3/6) en húmedo, rojo (2, 5 YR 4/8) en seco; franco; estructura en bloques angulares de tamaño medio a grueso de fuerte consistencia; adherente, muy plástico; muchos cutanes de arcilla y sobre todo de arcilla e hierro; algunos nódulos irregulares y gruesos de carbonato cálcico repartidos de forma irregular que cementan a las gravas y otros de óxidos de hierro cementando granos de cuarzo; abundantes poros tubulares; 30% de micasquistos angulares y subangulares de tamaño grava y piedra; muy pocos carbonatos; límite inferior difuso.</p>
B32Cab (RT-2-4)	<p>90-130 cms. Rojo (2, 5 YR 4/6) en húmedo, rojo (2, 5 YR 5/6) en seco; franco arenoso; estructura en bloques angulares de tamaño grueso, moderada a débil; adherente, muy plástico; muchos cutanes de arcilla y sobre todo de arcilla y óxidos de hierro; algunos nódulos irregulares y gruesos de carbonato cálcico repartidos de forma irregular que cementan a las gravas y otros de óxidos de hierro cementando granos de cuarzo; abundantes poros tubulares; 40% de micasquistos y cuarcitas angulosos y subangulosos de tamaño grava y pedregón; calcáreo; límite inferior difuso.</p>
B33b (RT-2-5)	<p>130-160 cms. Rojo oscuro (5YR 3/6) en húmedo, rojo (5 YR 4/6) en seco; franco arenoso; estructura en bloques subangulares, débil; ligeramente adherente, plástico; algunos nódulos; pocos poros; 50% de fragmentos de micasquistos subangulares de tamaño grava y pedregón; muy poco calcáreo; límite inferior difuso.</p>
C (RT2-6)	<p>? Pardo oscuro amarillento (10 YR 4/4) en húmedo, amarillo (10 YR 8/6) en seco; masivo; no adherente, ligeramente plástico.</p>

MUESTRADESCRIPCION

RT-8

Nivel ya descrito con anterioridad.

S-3

Paleosuelo rojo que presenta los siguientes horizontes y características.

Horizontes
(Muestras)Descripción

A1b

0-15 cms. Pardo oscuro rojizo (5YR 3/4) en húmedo, rojo amarillento (5 YR 5/6) en seco; franco arenoso; masivo; no adherente, no plástico; poros muy escasos; 70% de fragmentos angulares y subangulares de micasquistos de tamaño grava-pedregón; sin carbonatos; límite inferior difuso

B21 tb

15-30 cms. Pardo oscuro rojizo (5 YR 3/4) en húmedo, rojo amarillento (5 YR 5/6) en seco; franco arcillo arenoso; estructura en bloques subangulares, débil; pocos poros tubulares muy finos, muy pocos intersticiales; 70% de micasquistos angulares y subangulares de tamaño grava-pedregón; sin carbonatos; límite inferior difuso.

B22tb
(RT-3-3)

?. Rojo (2,5 YR 4/6) en húmedo, rojo (2,5 YR 4/8) en seco; franco arcillo arenoso; estructura en bloques angulares finos, moderada; adherente, muy plástico; muchos cutanes; muy escasos poros tubulares muy finos, muy escasos intersticiales muy finos; 40% de fragmentos de micasquistos angulares y subangulares de tamaño grava y pedregón; sin carbonatos.

RT-7

Conglomerado menos heterométrico que en los niveles basales, en el que predominan los cantos de tamaño medio (25 cms). La matriz es muy abundante y de color grfs.

RT-6

Nivel de conglomerados con heterometría acusada y tamaños desde 2 a 50 cms. Matriz muy abundante, constituida por lutitas sobre todo. Color grfs.

S-4

Paleosuelo rojo que presenta los siguientes horizontes y características:

<u>Horizontes</u> (Muestras)	<u>Descripción</u>
A1b (RT-4-1)	0-15 cms. Pardo rojizo oscuro (5YR 3/4) en húmedo, rojo amarillento (5YR 5/8) en seco; franco arenoso; masivo; no adherente, no plástico, ligeramente duro; sin cutanes; escasos poros tubulares muy finos; 60% de fragmentos subangulosos de micasquistos y cuarcitas; sin carbonatos; límite inferior difuso.
B2tb (RT-4-2)	15-25 cms. Pardo rojizo oscuro (2,5 YR 3/4) en húmedo, rojo oscuro (2,5 YR 3/6) en seco; franco arcillo arenoso; estructura en bloques subangulares, débil; adherente, plástico; cutanes abundantes; escasos poros tubulares muy finos; 60% de fragmentos angulosos de micasquistos; sin carbonatos; límite inferior neto.

MUESTRADESCRIPCION

RT-4	Nivel de conglomerados de acusada heterometría.- Abundan los cantos de mayor tamaño que en RT-1 (desde 6 a 60 cms). Matriz abundante, de color grfs, constituida esencialmente por lutitas y areniscas.
S-5	Paleosuelo rojo que presenta los siguientes horizontes y características.

<u>Horizontes</u> (Muestras)	<u>Descripción</u>
ABb o B2tb	0-20 cms. Rojo oscuro (2,5 YR 3/6) en húmedo, rojo (2,5 YR 5/8) en seco; franco arcillo arenoso; masivo; ligeramente adherente, ligeramente duro, plástico; frecuentes cutanes; escasos poros tubulares muy finos; 5% de fragmentos angulosos de micasquistos, gneises, cuarcitas, ...; sin carbonatos; límite inferior difuso.
B2tb o B3tb	20-50 cms. Rojo (2,5 YR 4/6) en húmedo, rojo (2,5 YR 5/6) en seco; franco arenoso;-

Horizontes
(Muestras)

Descripción

estructura en bloques finos; adherente, muy -
plástico; escasos poros tubulares muy finos e -
intersticiales muy finos; cutanes frecuentes; -
70% de fragmentos angulosos de micasquistos; -
sin carbonatos; límite inferior neto.

MUESTRA

DESCRIPCION

RT-2

Igual al nivel RT-4

RT-1

Globalmente es un conglomerado heterométrico con -
cantos de tamaño pequeño (oscilan entre 6 y 15 cms) -
y matriz lutítica escasa. Color grfs. En la base, -
aparece un nivel de color blanquecino (de unos 40 -
cms. de espesor), que desaparece hacia arriba. A -
él corresponde la muestra RT-1. Este nivel es un -
toso al tacto e incluye pequeños nódulos de igual -
naturaleza.

V. 2. 2. 2. SERIE DEL RIO TORRENTE (SECTOR SUR) (RT-S).

Igual que en el caso anterior, de techo a muro esta serie consta de los -
niveles representados en la figura V. 12. y cuya descripción se detalla a
continuación.

MUESTRA

DESCRIPCION

S-1

Suelo rojo en superficie, descrito en V. 2. 2. 1.

RT-8

Nivel descrito en V. 2. 2. 1.

S-2

Paleosuelo rojo descrito en V. 2. 2. 1.

RT-8

Nivel descrito en V. 2. 2. 1.

S-3

Paleosuelo rojo descrito en V. 2. 2. 1.

RT-11

El nivel RT-10 incluye un nivel grisáceo (RT-11) -
constituído esencialmente por cantos metamórficos y
pequeños nódulos de carbonatos.

RT-10

Alternancia de margas y areniscas, con nódulos cal -
cáreos. Color grfs. Incluye cantos metamórficos de
pequeño tamaño (5-12 cms) y cuya densidad disminu -
ye hacia el techo del nivel. Homometría muy visible.

RT-9

Arcillas de color grfs con lentejones de areniscas. -
Abundan los cantos metamórficos de tamaño pequeño
(5-10 cms). Homometría patente.

V. 2. 3. MINERALOGIA DE LA COLUMNA LITOLÓGICA.

En este apartado se tratarán conjuntamente las muestras de las dos series que se acaban de describir (RT y RT-S) y que no correspondan a horizontes edáficos. El estudio de los suelos se hará en otro apartado con objeto de ofrecer una visión más homogénea y coherente. Sólo en el caso de los cantos de rocas no se distinguirá entre pertenecientes o no a suelos si bien alguna señal en el texto hará referencia a los niveles a que pertenezcan cada uno.

V. 2. 3. 1. MATRIZ.

V. 2. 3. 1. 1. Mineralogía global.

En difracción de rayos X se han identificado los siguientes minerales, citados por orden alfabético.

<u>Muestra</u>	<u>Mineralogía</u>
RT-1 > 0,2 mm	Calcita, cuarzo, dolomita, feldespato, otros minerales laminares, moscovita, paragonita, yeso.
RT-1 < 0,2 mm	Calcita, cuarzo, dolomita, feldespato, otros minerales laminares, moscovita, paragonita, yeso.
RT-2	Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-4	Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
RT-6	Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
RT-7	Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
RT-8 < 1 mm	Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, interestratificados?, montmorillonita, moscovita, paragonita.

<u>Muestra</u>	<u>Mineralogía</u>
RT-8-c'	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
RT-9	Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
RT-10	Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, - dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita, yeso.
RT-11	Calcita, caolinita, cuarzo, dolomita, feldespato, otros minerales laminares, moscovita, paragonita.

El análisis cuantitativo de algunos minerales ha dado los siguientes resultados (tabla V. 14).

Tabla V. 14 Análisis mineralógico cuantitativo de la muestra íntegra.

<u>Muestra</u>	<u>Calcita</u>	<u>Cuarzo</u>	<u>Dolomita</u>	<u>Min. laminares</u>
RT-2	6	46	0	48
RT-4	10	34	0	56
RT-6	2	12	4	82
RT-7	21	23	12	44
RT-8	15	39	0	46
RT-8-c'	45	10	0	45
RT-9	4	36	0	60
RT-10	53	34	5	8
RT-11	45	28	4	23

En la figura V. 11, se representa el contenido y la variación de cada uno de estos minerales a lo largo de los diferentes niveles muestreados en la serie RT (1).

En conjunto, esta serie es muy rica en minerales laminares; sigue, en orden de abundancia, el cuarzo, la calcita y la dolomita. Los márgenes de variabilidad para los minerales de la arcilla son desde 44% (RT-7)- a 82% (RT-6) siendo el valor medio de 55%. El cuarzo presenta valo -

(1) Los contenidos que aparecen en dicha figura para los paleosuelos y para el suelo S-1, son el resultado de la media aritmética de los diversos horizontes.

res extremos desde 12% (RT-6) a 46% (RT-2) con un contenido medio del 31%. Respecto a los carbonatos ha de señalarse que la calcita está presente en todos los niveles con un porcentaje medio del 11% (2% en RT-6 y 21% en RT-7); la dolomita, por el contrario, no siempre aparece y cuando existe está en cantidades pequeñas (4 y 12% en RT-6 y RT-7, respectivamente); su valor medio, es de 3%.

No se aprecia un crecimiento o descenso gradual, en un sentido u otro de la serie, para ningún mineral. Solamente se observa un incremento de los minerales laminares en los niveles RT-2, RT-4, y RT-6; en RT-7 disminuyen para aumentar, de nuevo, ligeramente en RT-8.

La figura V. 12. esquematiza la litología y mineralogía de la columna estratigráfica del sector Sur del río Torrente. En esta serie pueden distinguirse, a grandes rasgos, tres zonas:

- a) la primera corresponde al nivel de siglas RT-9, constituido casi exclusivamente por minerales laminares y cuarzo (60 y 36%, respectivamente).
- b) la segunda, la integran los niveles RT-10 y RT-11 en sucesivas alternancias. Aquí, en ambos, ha disminuido notablemente el contenido en cuarzo y minerales laminares y aumentado, sensiblemente, los carbonatos hasta alcanzar porcentajes que corresponden, casi en su totalidad, a calcita y siendo el de dolomita de 5 y 4%.
- c) El contenido en cuarzo es mayor en RT-10 y lógicamente, los minerales laminares experimentan el proceso contrario. Ello se debe a que en el nivel aludido existen lentejones de areniscas. Por el contrario, en RT-11 abundan pequeños nódulos carbonatados.
- c) por último, desde el paleosuelo S-3 al suelo S-1, los porcentajes de minerales laminares y cuarzo aumentan notablemente (como en la primera zona) y disminuyen los de carbonatos, aunque todavía existen valores del 15% (RT-8).

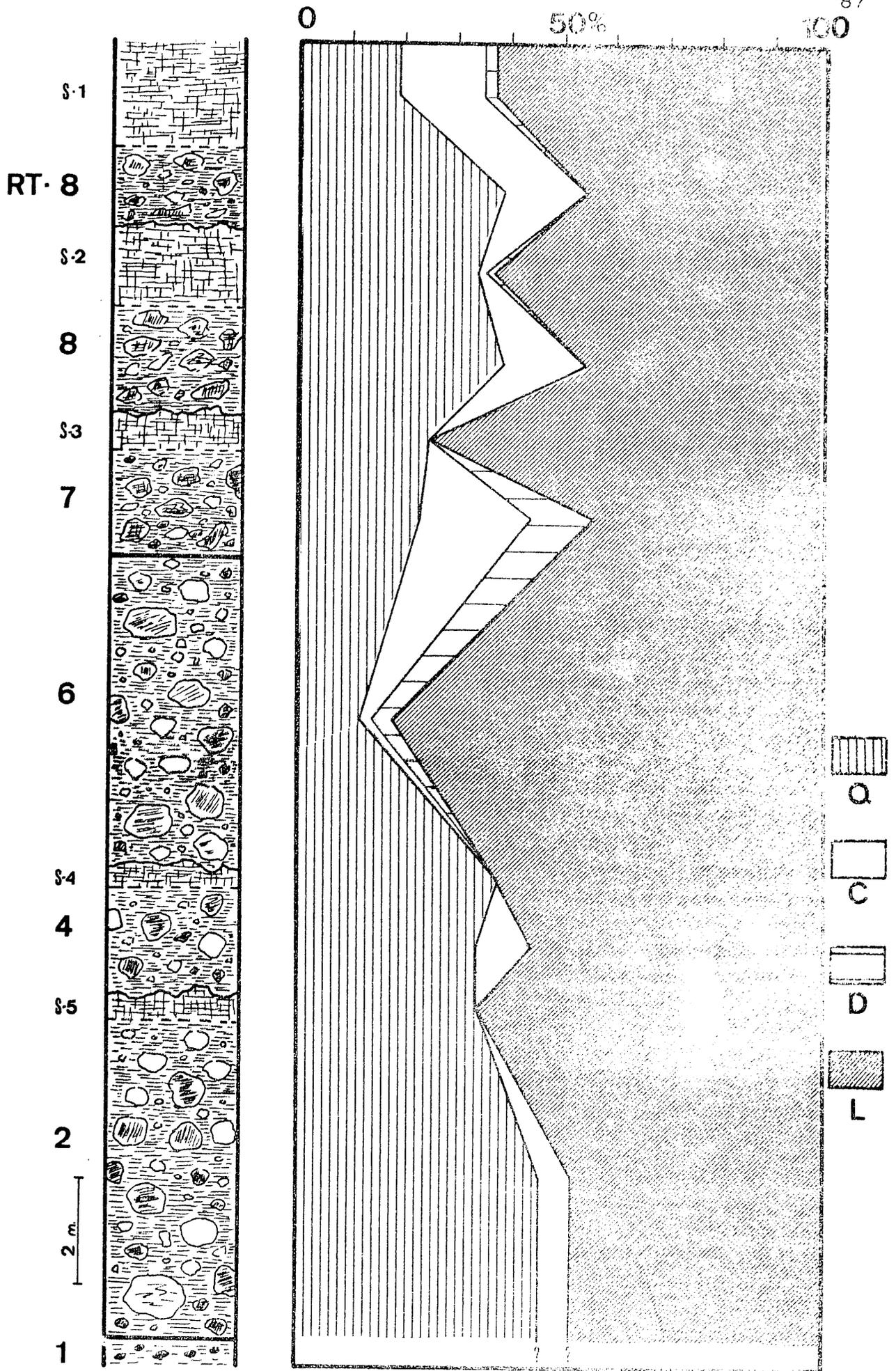


Fig. V. 11. Composición mineralógica de la muestra RT-8 (Muestra total).

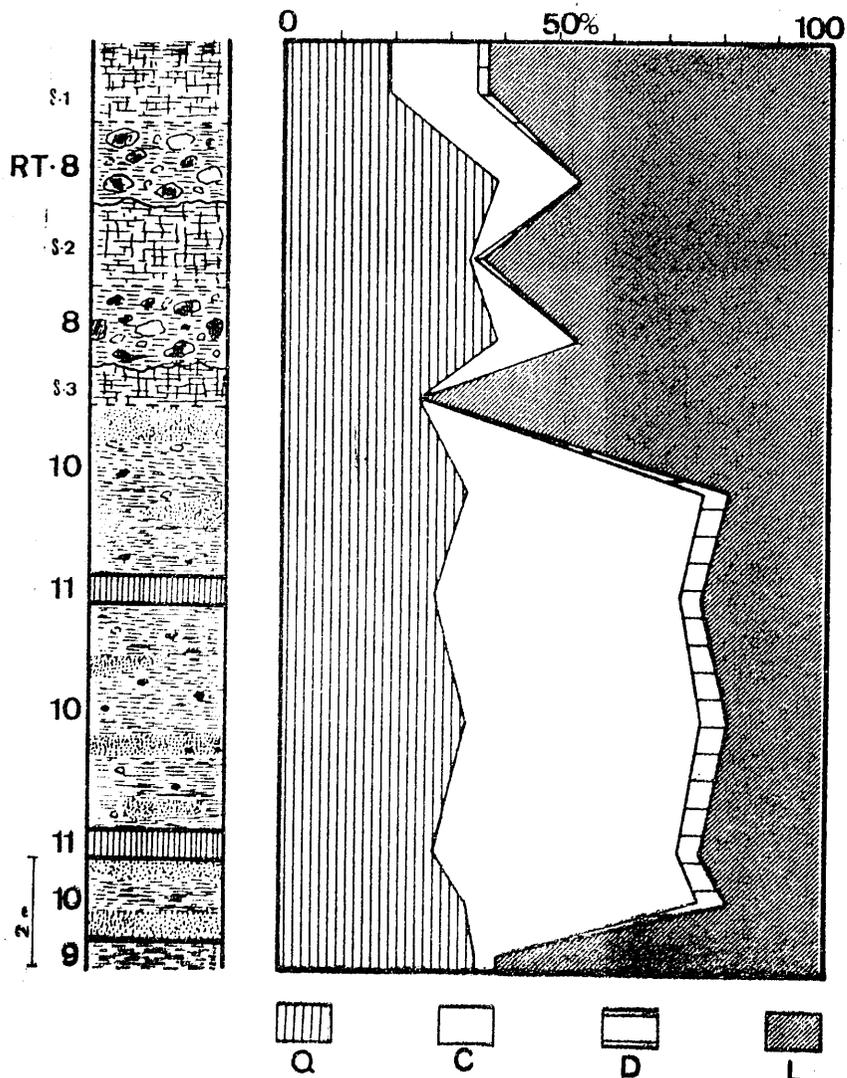


Fig. V. 12. Composición mineralógica de la serie RT-S (Sector Sur). (Muestra total).

La figura V. 13. representa la variación de las relaciones cuarzo/minerales laminares y carbonatos /cuarzo+minerales laminares en esta serie. Respecto al primer cociente ha de señalarse que, en ningún nivel, llega a valer 1, siendo el valor más alto 0,95 (RT-2) y el menor de 0,15 (RT-6). Los valores más frecuentes oscilan entre 0,45 y 0,65.

La segunda relación de esta figura, en general, aumenta o disminuye de igual forma que la comentada anteriormente. Tan sólo en las muestras RT-6 y S-4 existe divergencia respecto a ella. Los cocientes carbonatos/cuarzo + minerales laminares son menores; así, existen algunas muestras en las que ha alcanzado valor 0 (S-5, S-4, S-3) siendo el máximo de 0,5 (RT-7). Los más frecuentes oscilan entre 0,05 y 0,15.

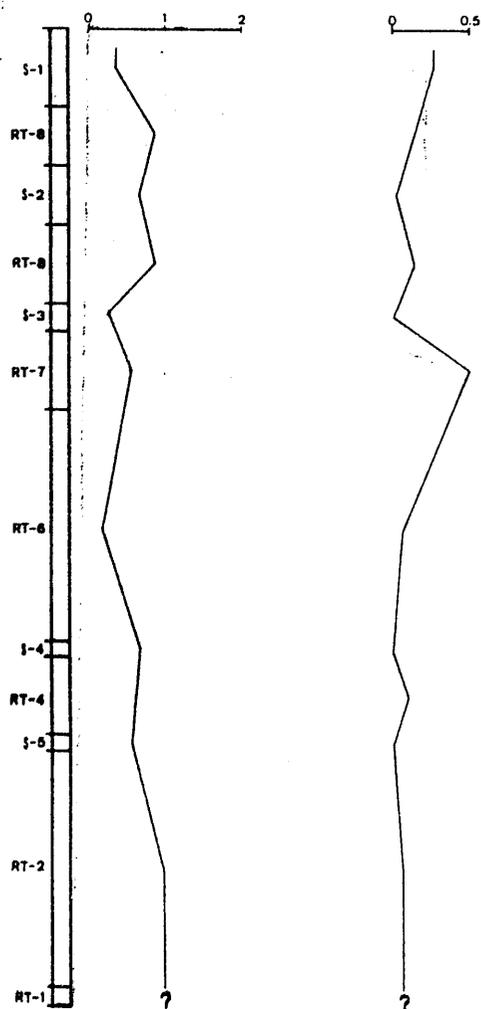


Fig. V.13. Variación de las relaciones Cuarzo/Min. laminares y Carbonatos/cuarzo+Min. laminares (gráficas izquierda y derecha, respectivamente) en la serie de Río-Torrente (RT).

En la figura V.14. se representan las variaciones de las relaciones indicadas en la figura anterior, pero para la serie Río Torrente (Sector sur) (RT-S).

Para su comentario habría que distinguir la zona formada por RT-10 y RT-11 en la que la relación primera es superior a la unidad (4,25 y 1,21 respectivamente) y la zona integrada por el resto de los niveles, paleosuelos y suelo en la que esta misma relación varía entre aproximadamente 0,20 (S-1) y 0,85 (RT-8). Respecto a la expresión carbonatos/Cuarzo + minerales laminares es en términos similares al anterior. Ha de destacarse que esta relación sólo alcanza valores superiores a 1 en el nivel RT-10 siendo de 0,96 para RT-11 y entre 0 y 0,4 para RT-8, S-3, S-2 y S-1.

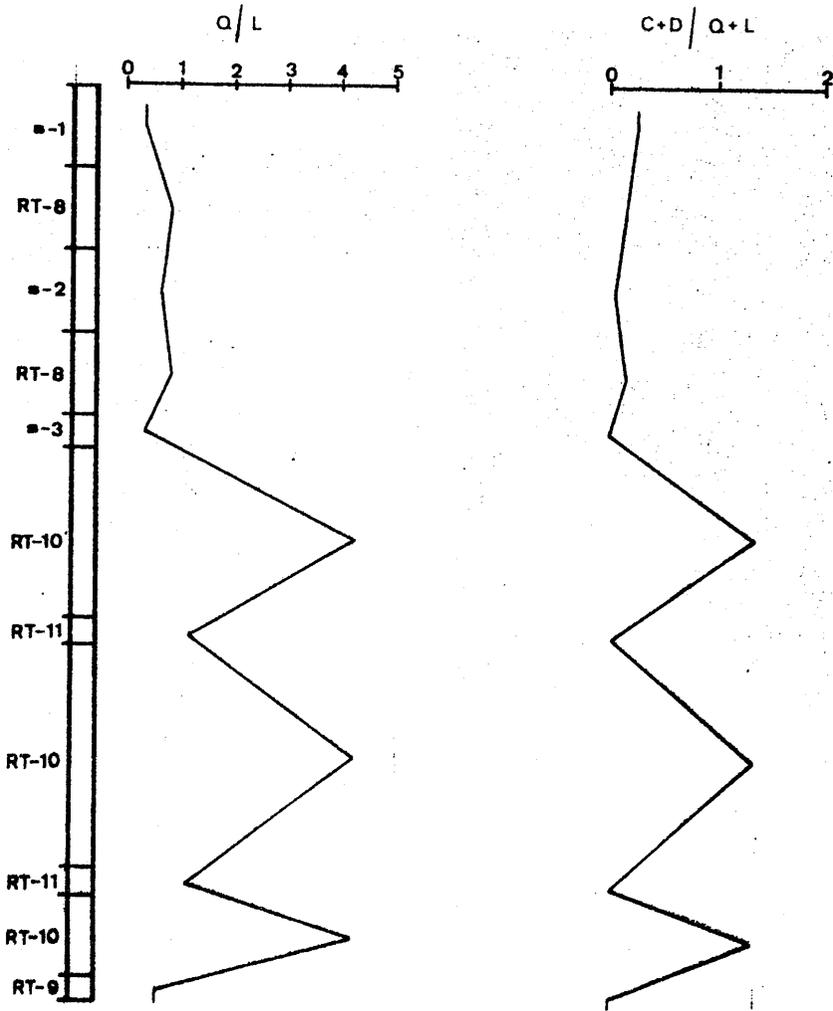


Fig. V.14. Variación de las relaciones cuarzo/minerales laminares (gráfica izquierda) y carbonatos/cuarzo-minerales laminares (gráfica derecha) en la serie Río Torrente (Sector Sur).

La figura V.15. esquematiza la composición mineralógica global de las muestras estudiadas.

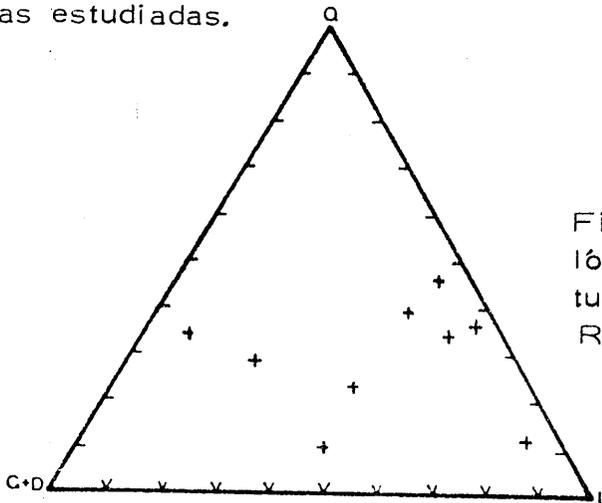


Fig.V.15. Composición mineralógica global de los niveles estudiados en el afloramiento del Río Torrente.

En este caso, se observa una gran dispersión. La mayor parte de las muestras quedan en una banda paralela al lado derecho del triángulo (muestras de escaso contenido en carbonatos); una zona, que agrupa a las muestras con menor contenido en cuarzo y minerales laminares y un tercer grupo de muestras que se caracteriza por un alto contenido en carbonatos.

Se ha hallado el coeficiente de correlación lineal y la recta de regresión para la pareja de minerales Cuarzo-Minerales laminares en los niveles de esta serie. Su representación aparece en la figura V. 16.

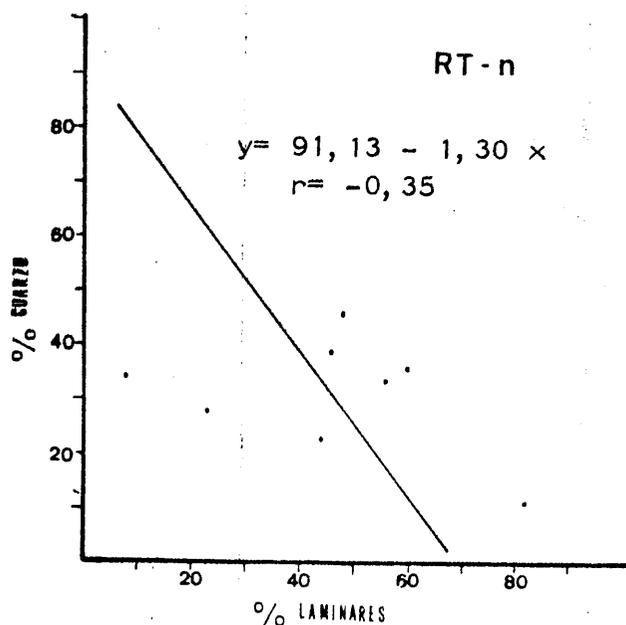


Fig. V. 16. Correlación entre los contenidos en cuarzo y minerales laminares (muestra total).

V. 2. 3. 1. 2. Fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras.

Por difracción de rayos X se han identificado y cuantizado los siguientes minerales (tabla V. 15.) y V. 16. para la fracción menor de 2 y entre 2 y 20 micras, respectivamente).

Tabla V. 15. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción menor de 2 micras.

Muestra	Ilita	Cl	K	Cl+K	Mont.	Paragonita	Otros
RT-10	28	--	--	10	63	4	Q, Fd.
RT-9	34	--	--	18	44	5	Q
RT-8	58	8	t	8	31	3	--
RT-7	55	15	5	20	20	5	--
RT-6	43	16	4	20	30	7	Q
RT-4	48	12	9	21	25	6	Q
RT-2	38	15	8	23	35	4	--

Tabla V. 16. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción entre 2 y 20 micras.

Muestra	Cuarzo	M. Lam. (x)	M. Lam. (x)					P	Otros
			Ilita	Cl	K	Cl+K	Mont.		
RT-10	40	60	50	--	--	10	33	7	Fd
RT-9	41	59	58	--	--	20	15	7	--
RT-8	36	64	52	20	4	24	9	15	Fd, A
RT-7	50	50	70	13	t	13	9	8	Fd
RT-6	39	61	62	12	t	12	15	7	A
RT-4	30	70	56	13	5	18	19	7	A
RT-2	46	54	56	18	t	18	19	7	Fd

En la figura V. 17. se representa triangularmente la composición mineralógica de las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras de las series de Río Torrente.

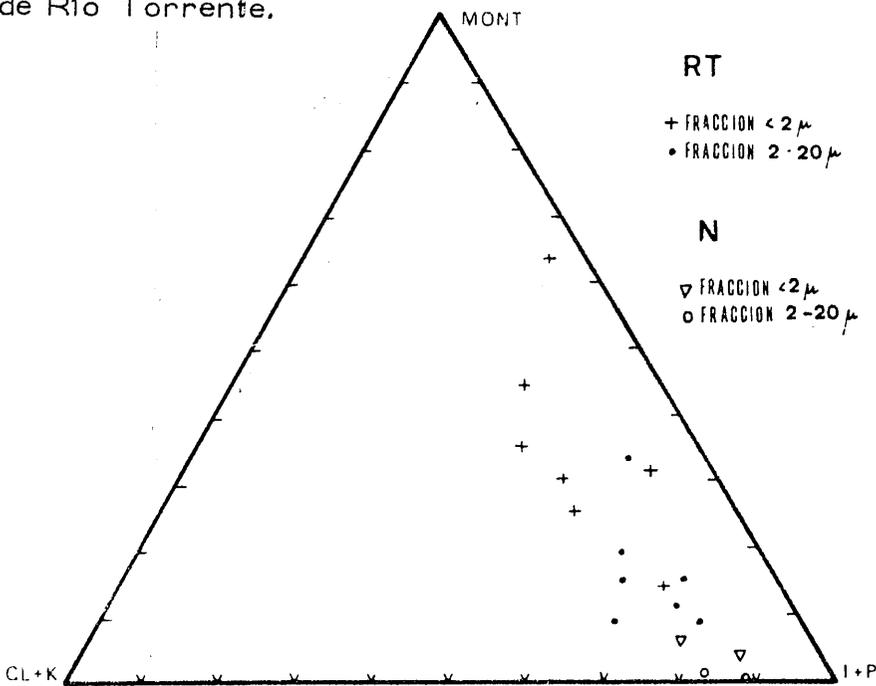


Fig. V. 17. Composición mineralógica de las fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras.

En ella se observa que -excepto la muestra RT-7- todas las fracciones menores de 2 micras están más enriquecidas en montmorillonita que las correspondientes entre 2 y 20 micras. Estas, por el contrario, poseen contenidos más elevados en illita. Respecto a clorita y caolinita existen netas diferencias; así, las fracciones entre 2 y 20 micras de las muestras números 10, 9 y 8 son más ricas que sus correspondientes menores de 2 micras, sucediendo lo contrario en el resto de los niveles. En resumen, las muestras están alineadas a lo largo de la línea que une los porcentajes en montmorillonita, con una disposición que oscila entre 63% y 20% para las fracciones menor de dos micras y entre 33% y 9% para las de 2 a 20 micras.

Se ha creído interesante considerar la variación de los minerales de la arcilla, a lo largo de la columna litológica, tanto en la fracción menor de 2 micras como en la de 2 a 20 micras. El resultado se representa gráficamente en las figuras V. 18. y V. 19. para las series Rfo Torrente (RT) y Rfo Torrente (sector sur) (RT-S), respectivamente.

Por otro lado, la figura V. 20. esquematiza la variación de la relación -Minerales de la arcilla heredados/minerales de la arcilla neoformados en las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras, de los niveles de la serie RT. Esa relación oscila entre 1,86 y 4 para la fracción de menor tamaño; en la de 2-20 micras este cociente es más elevado y varía entre 4,26 y 10,11.

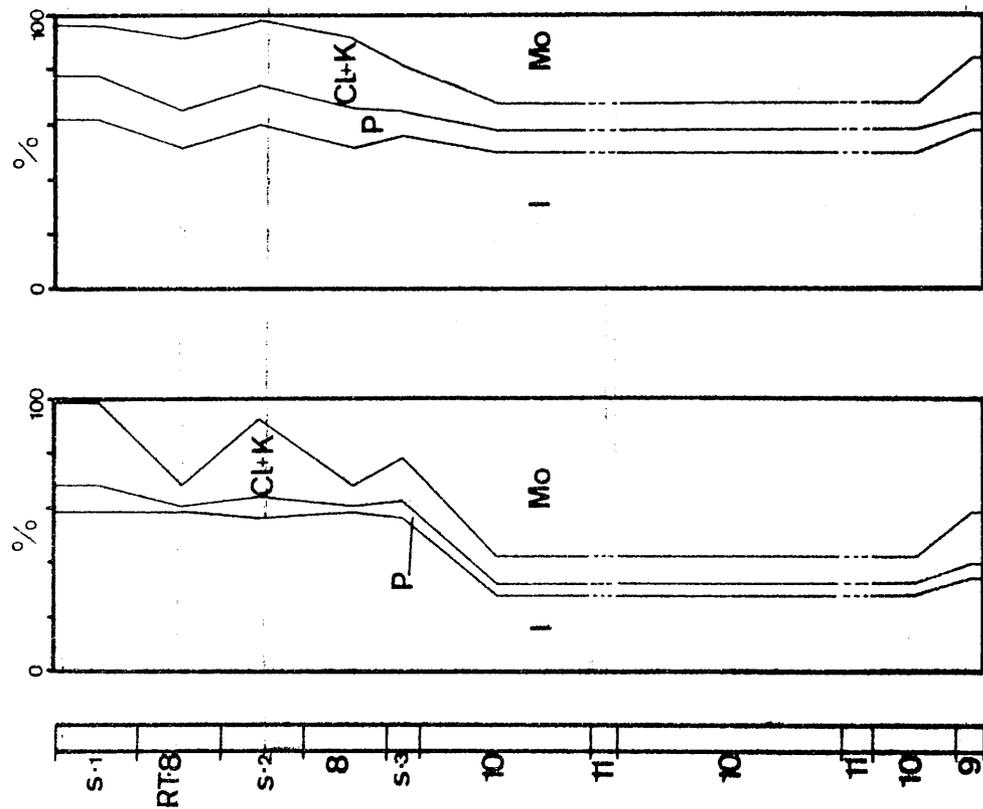


Fig. V. 19. Variación de los minerales de la arcilla en la serie Río Torrente (Sector Sur) (RT-S).

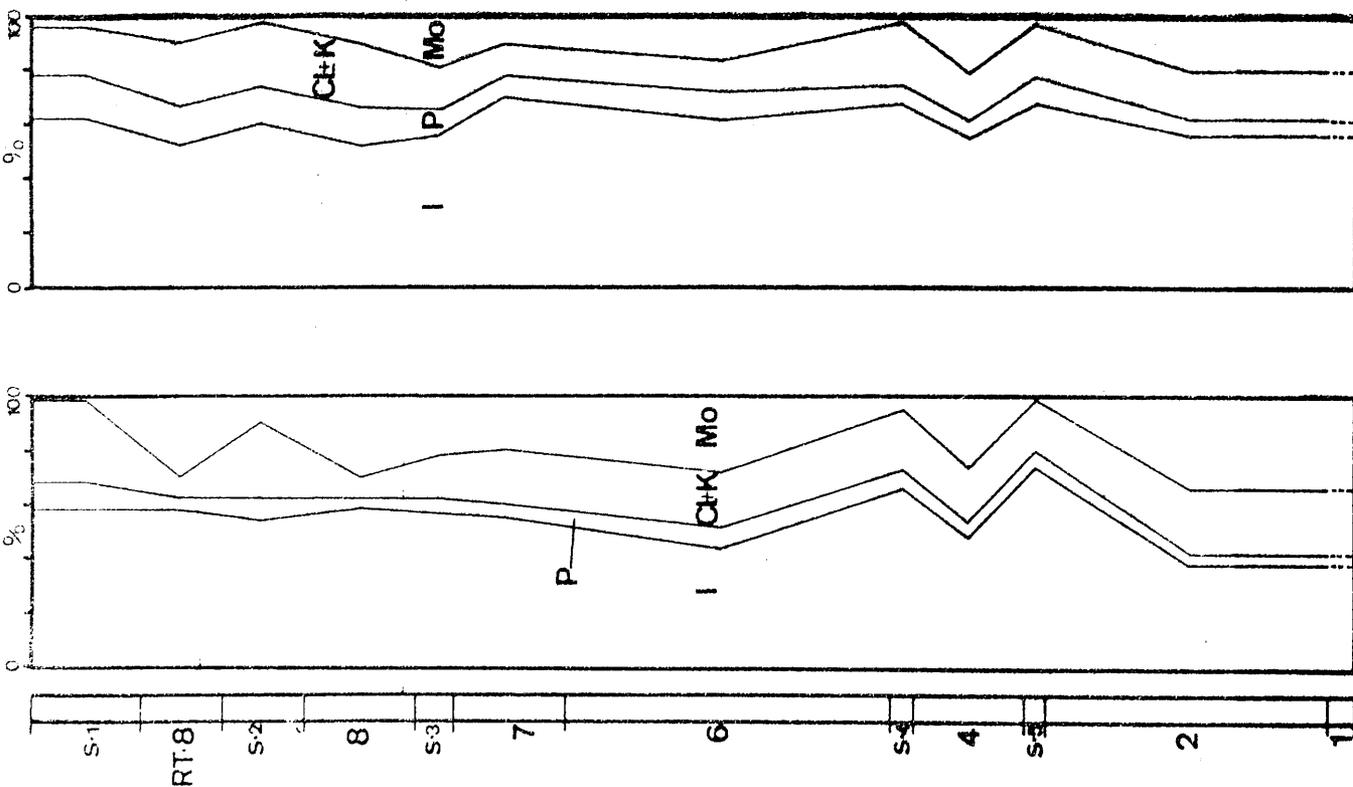


Fig. V. 18. Variación de los minerales de la arcilla en la serie Río Torrente (RT).

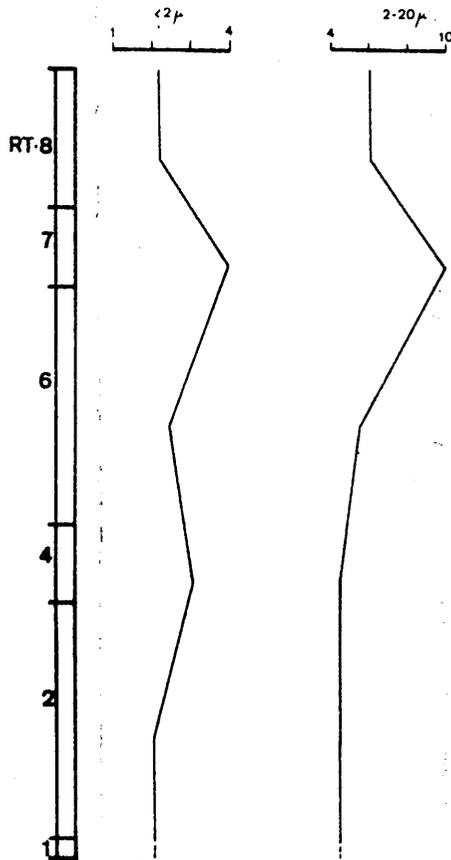


Fig. V.20. Variación de la relación minerales de la arcilla heredados/minerales de la arcilla neoformados en la serie Río Torrente (RT).

Las figuras V.21. a V.28. recogen gráficamente las correlaciones entre parejas de minerales de la arcilla en las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras. Estas correlaciones son positivas en los siguientes casos: $I_{<2\mu} - I_{2-20\mu}$; $Mo_{<2\mu} - Mo_{2-20\mu}$; $I_{2-20\mu} - P_{2-20\mu}$; y negativas en: $I_{2-20\mu} - Mo_{2-20\mu}$; $I_{<2\mu} - Mo_{<2\mu}$; $P_{<2\mu} - P_{2-20\mu}$; $Cl-K_{<2\mu} - Cl-K_{2-20\mu}$; $I_{<2\mu} - P_{<2\mu}$.

Las que presentan mejores coeficientes de correlación son: Illita-Montmorillonita (menor de 2 micras) (-0,84); Montmorillonita (menor de 2 y entre 2 y 20 micras) (0,81); Illita-Montmorillonita (2-20 micras) (-0,59) y la Illita (menor de 2 y entre 2 y 20 micras) (0,40). El resto lo tiene por debajo de 0,30 siendo de -0,05 (no significativo) el de la pareja Illita-Paragonita (fracción menor de 2 micras).

CORRELACIONES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

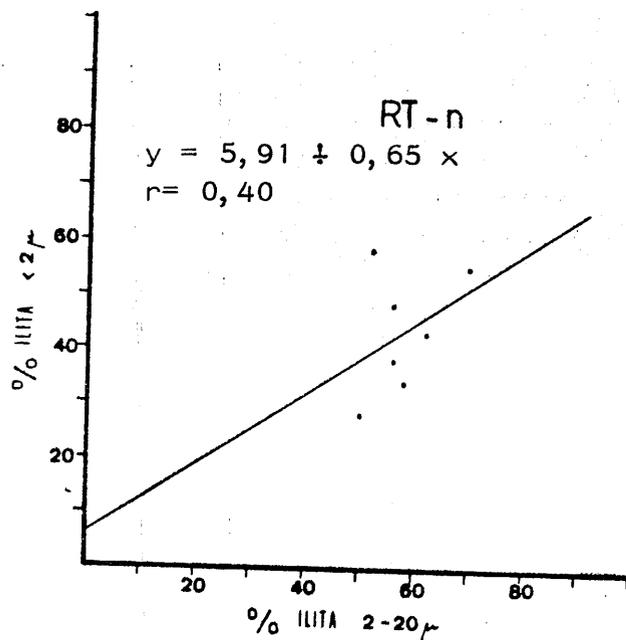


Fig. V. 21.

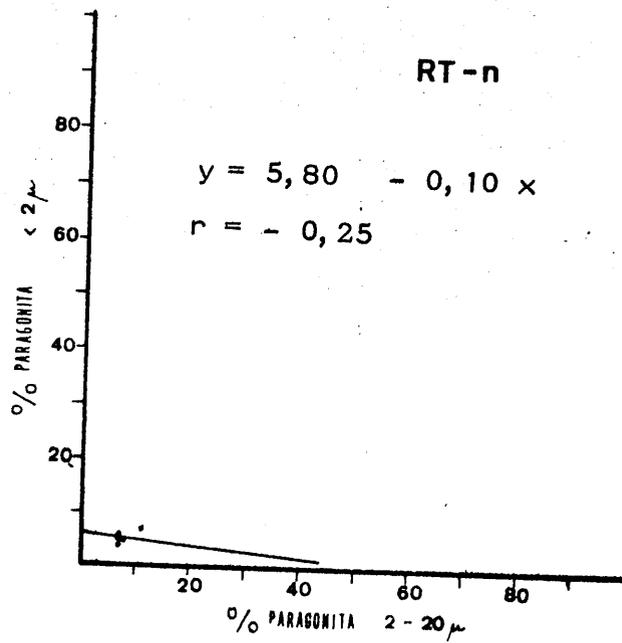


Fig. V. 22.

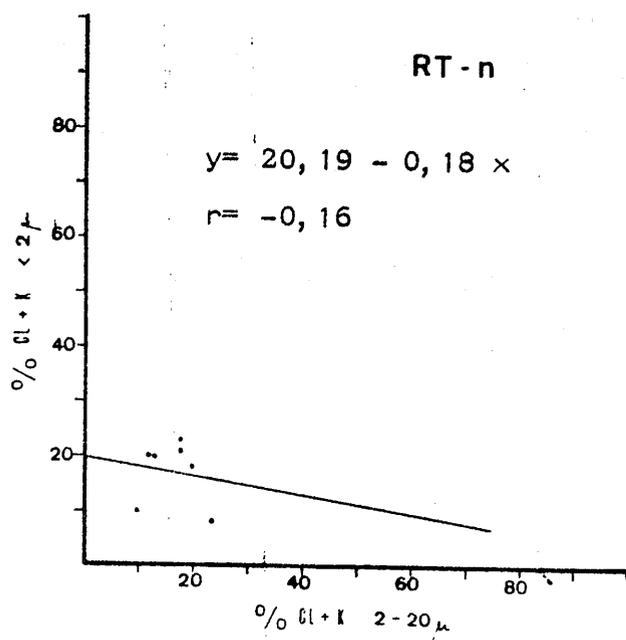


Fig. V. 23.

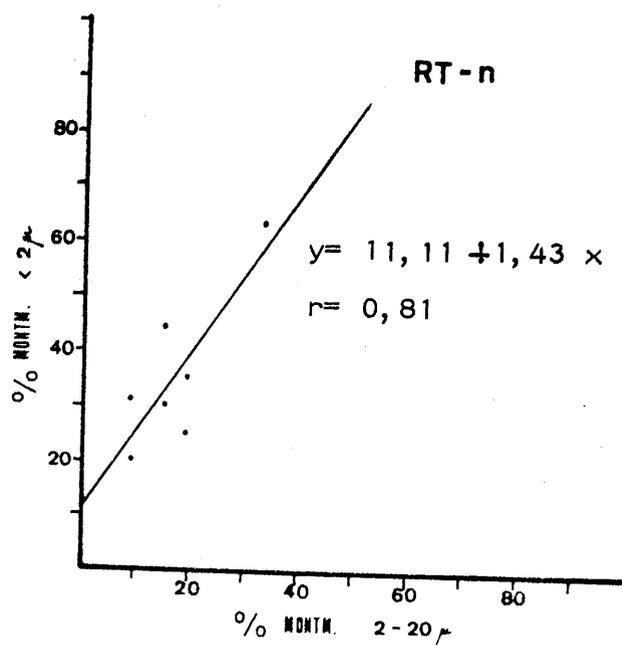


Fig. V. 24.

CORRELACIONES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

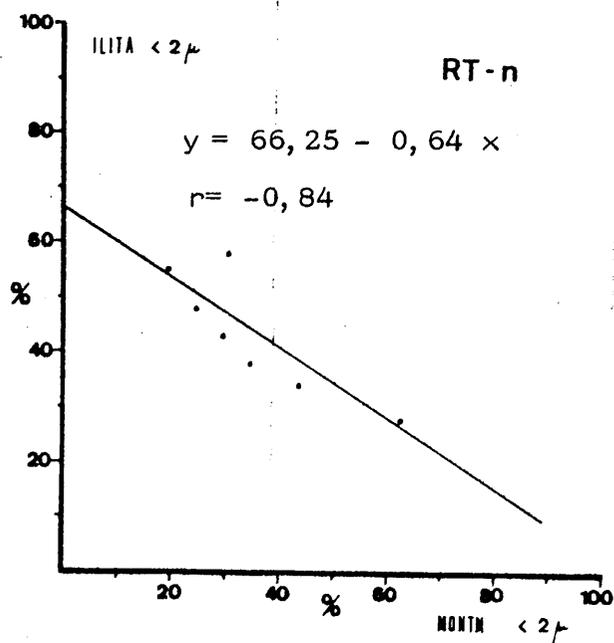


Fig. V. 25.

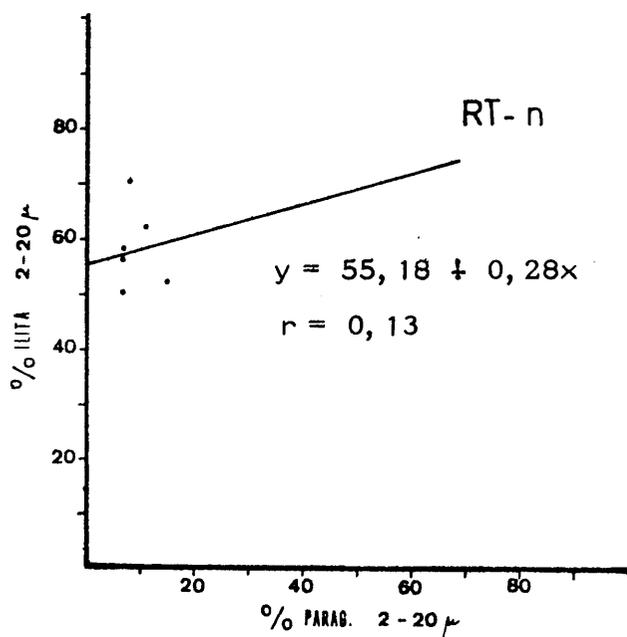


Fig. V. 26.

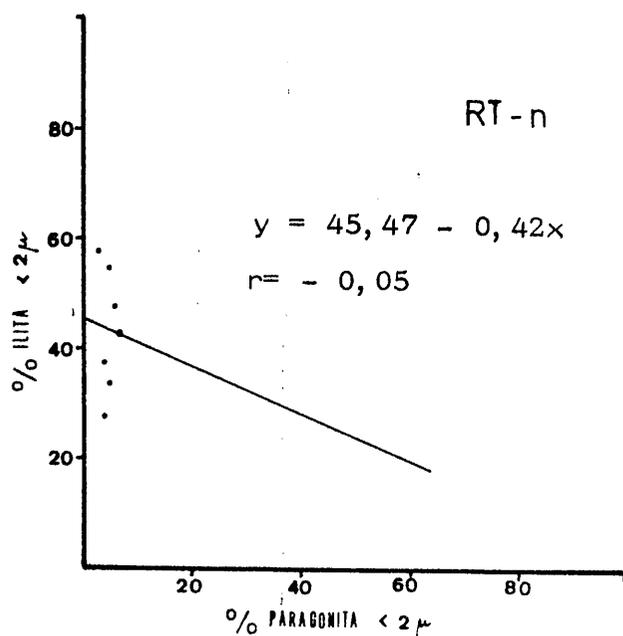


Fig. V. 27.

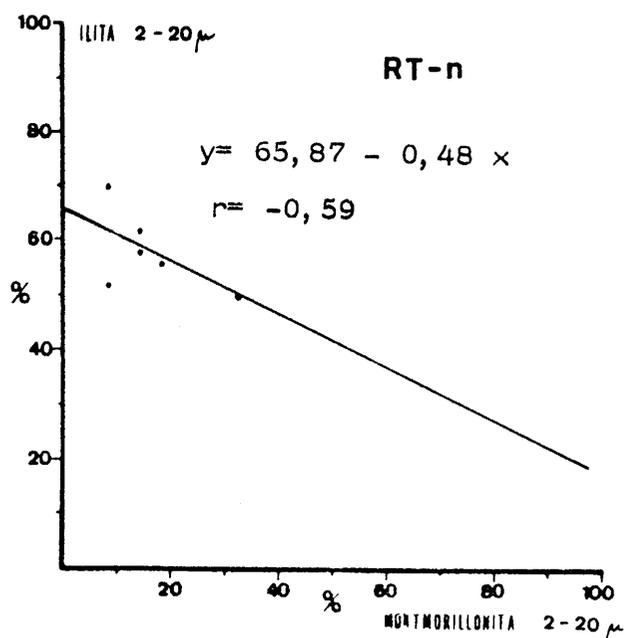


Fig. V. 28.

De las medidas de b_o y (0010) se han obtenido los siguientes datos sobre la ilita.

Tabla V. 17. Datos sobre las ilitas.

Muestra	b_o (Å)	Na/Na-K	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
RT-11	9,0228	s. d.	s. d.	s. d.	6,34	0,86	0,88
RT-10	8,9952	0,54	15,53	0,47	7,49	0,30	0,22
RT-9	9,0126	0,42	14,96	1,04	6,77	0,65	0,63
RT-8	9,0018	0,18	13,86	2,14	7,22	0,44	0,38
RT-7	9,0030	0,25	14,16	1,84	7,17	0,46	0,40
RT-6	9,0126	0,25	14,16	1,84	6,76	0,65	0,63
RT-4	9,0030	0,54	15,53	0,47	7,17	0,46	0,40
RT-2	9,0060	0,25	14,16	1,84	7,04	0,52	0,48

Según el método utilizado por MARTIN RAMOS (1976), los contenidos en átomos de hierro de estas muestras son los siguientes:

Tabla V. 18. Átomos de hierro en las ilitas.

Muestra	I_{004}/I_{002}	% Fe ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃ + 0,42 MgO	Átomos de Fe
RT-10	0,41	1,50	2,34	0,43
RT-9	0,33	2,30	2,96	0,66
RT-8	0,50	0,80	1,48	0,23
RT-7	0,42	1,45	2,30	0,41
RT-6	0,49	0,90	1,60	0,26
RT-4	0,44	1,25	2,01	0,36
RT-2	0,44	1,25	2,01	0,36

Tabla V. 19. Cristalinidad y tamaño de partícula de las ilitas.

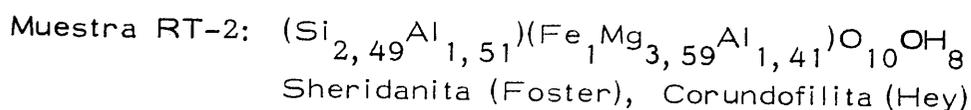
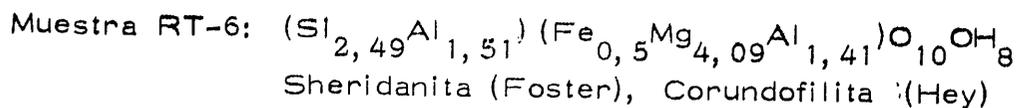
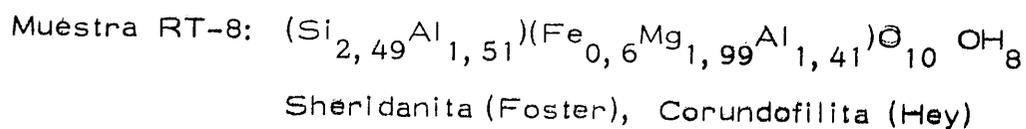
Muestra	L. Kubler(mm)	Tamaño partícula(Å)	Grado metamorfismo
RT-10	17	535	Epizona
RT-9	18	471	"
RT-8	10	infinito	"
RT-7	12	1003	"
RT-6	13	802	"
RT-4	13	892	"
RT-2	10	1605	"

Se han estudiado, asimismo, las cloritas de la matriz del conglomerado y de los niveles arcillosos con cantos. En todos los casos podemos suministrar datos sobre contenidos en Si y Al. Tan sólo en las muestras RT-2, -6 y -8 se ha podido llegar a la clasificación de dicho mineral. - Estos resultados se resumen en la tabla V.20.

Tabla V.20. Datos sobre las cloritas de la matriz.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg
RT-10	2,35	1,65	1,77	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
RT-9	2,35	1,65	1,77	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
RT-8	2,49	1,51	1,41	0	0	0,84	0,13
RT-7	2,42	1,58	1,49	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
RT-6	2,49	1,51	1,41	0	0,87	0,87	0,10
RT-4	2,35	1,65	1,77	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
RT-2	2,49	1,51	1,41	0,22	0,55	0,55	0,21

Siguiendo las clasificaciones de FOSTER y HEY, han resultado los siguientes tipos de cloritas:



La montmorillonita es un mineral abundante en estas series. Presenta una cristalinidad acusada. La tabla V.21. resume los valores del índice de Biscaye (V/P) y del grado de hinchamiento (en A).

Tabla V.21. Índice de Biscaye y grado de hinchamiento de la montmorillonita

Muestra	Fracción < 2 μ		Fracción 2-20 μ	
	V/P	G. H. (A)	V/P	G. H. (A)
RT-10	0,95	16,66	0,93	16,66
RT-9	0,96	16,66	0,90	16,35
RT-8	0,72	16,35	0,59	16,98
RT-7	0,50	n. d.	0,68	16,98
RT-6	0,94	16,66	0,87	16,35
RT-4	0,73	16,35	0,57	16,98
RT-2	0,83	16,98	0,64	16,98

V. 2. 3. 2. CANTOS.

Mediante el estudio óptico -en luz transmitida y reflejada- se ha determinado la mineralogía de los cantos de las rocas de esta serie y la clasificación de los mismos.

	Tipos de rocas				
	1	2	3	4	5
Anfiboles (1)	x				x
Carbonatos	x	x	x		
Cloritas (2)	x	x			x
Cloritoide	x				
Cuarzo	x	x	x	x	x
Epidotas					
Pistacita	x	x			x
FdNa-K					
Microclina			x		
Ortosa			x		
Peritita			x		
Plagioclasa (Ab-Olig)	x			x	
Grafito	x				
Granate	x		x		x
Menas metálicas					
Hematites	x	x			x
Ilmenita	x				
Magnetita	x				
Rutilo	x			x	x
Micas					
Biotita marrón	x	x		x	
Mica incolora	x	x	x	x	x
Piroxenos (3)					x
Titanita	x				x
Turmalina	x	x	x		
Zircón	x			x	

1, Micasquistos; 2, Mármoles; 3, Gneises; 4, Cuarcitas; 5, Anfibolitas

(1) y (3) Se estudian en la página siguiente.

(2) Se estudian, por rayos X, en este mismo apartado.

Se ha determinado el tipo de anfíbol y la epidota en las siguientes muestras: RT-7-2-C (anfíbolita epidótica), RT-3-4-C (anfíbolita epidótica con granate) y RT-4-1-C (anfíbolita epidótica). Los resultados son los siguientes:

Muestra RT-7-2-C. Anfíbol zonado.

a) Núcleo.

$$Z^c = 14^\circ$$

$$2V_x = 58^\circ (-)$$

Pleocroísmo:

x: amarillento casi incoloro

y: verdoso muy pálido

z: verdoso azulado muy pálido

birrefringencia: 0,0165

b) Borde.

$$Z^c = 16^\circ$$

$$2V_x = 68^\circ (-)$$

Pleocroísmo:

x: amarillo claro

y: verde (oliva)

z: verde azulado

birrefringencia: 0,016

En el núcleo se obtiene un término Cumingtonita-Tschermakita pobre en calcio. En el borde corresponde a Tschermakita.

Muestra RT-3-4-C. Anfíbol zonado

a) Núcleo

$$Z^c = 20^\circ$$

$$2V_x = 56^\circ (-)$$

x: incoloro (algo verdoso)

y: verde claro

z: verde azulado

birrefringencia: 0,013

b) Borde.

$$Z^c = 20^\circ$$

$$2V_x = 52^\circ (-)$$

x: incoloro

y: verde

z: verde azulado

birrefringencia: 0,015

Los resultados obtenidos son idénticos a la muestra anterior.

Muestra RT-4-1-C:

$$Z^{\wedge}c = 20^{\circ}$$

$$2V_x = 70^{\circ} (-)$$

Pleocroísmo:

x: amarillo pálido (casi incoloro)

y: verde

z: verde azulado

Tschermakita.

La epidota corresponde a Pistacita, con $2V_x = 86^{\circ}$,
x e y amarillento, casi incoloro.

En este afloramiento existen cantos con mineralizaciones de hierro. Unas veces puede reconocerse la roca originaria (micasquisto, mármol); en otras ocasiones no es posible. A continuación describimos un ejemplo de cada una de las mineralizaciones.

Muestra RT-8-2-C. Se trata de un micasquisto con epidota y turmalina.

La ganga la constituyen los siguientes minerales: cuarzo, epidota, granates, mica blanca, turmalina.

La mena está formada por hematites con cuerpos de exsolución de ilmenita paralelos a (0001). Existen también pequeños cristales de rutilo.

Muestra RT-2-2-C. Puede tratarse de un mármol cipolínico muy impuro.

La ganga está formada por: calcita, cuarzo, clorita (muy escasa), epidota y mica blanca.

La mena la integran: hematites, goethita que sustituyen xenomórficamente al carbonato. Se trata de una mineralización de sustitución o reemplazamiento.

Existe una segunda generación de carbonatos, posterior al reemplazamiento, que rellena fracturas. También aparecen cristales de rutilo. La roca -en conjunto- está muy brechificada.

La figura V.29. tiene por objeto reseñar la distribución de los cantos estudiados a lo largo de la columna litológica, con asignación expresa a cada nivel y clasificación detallada del tipo de roca.

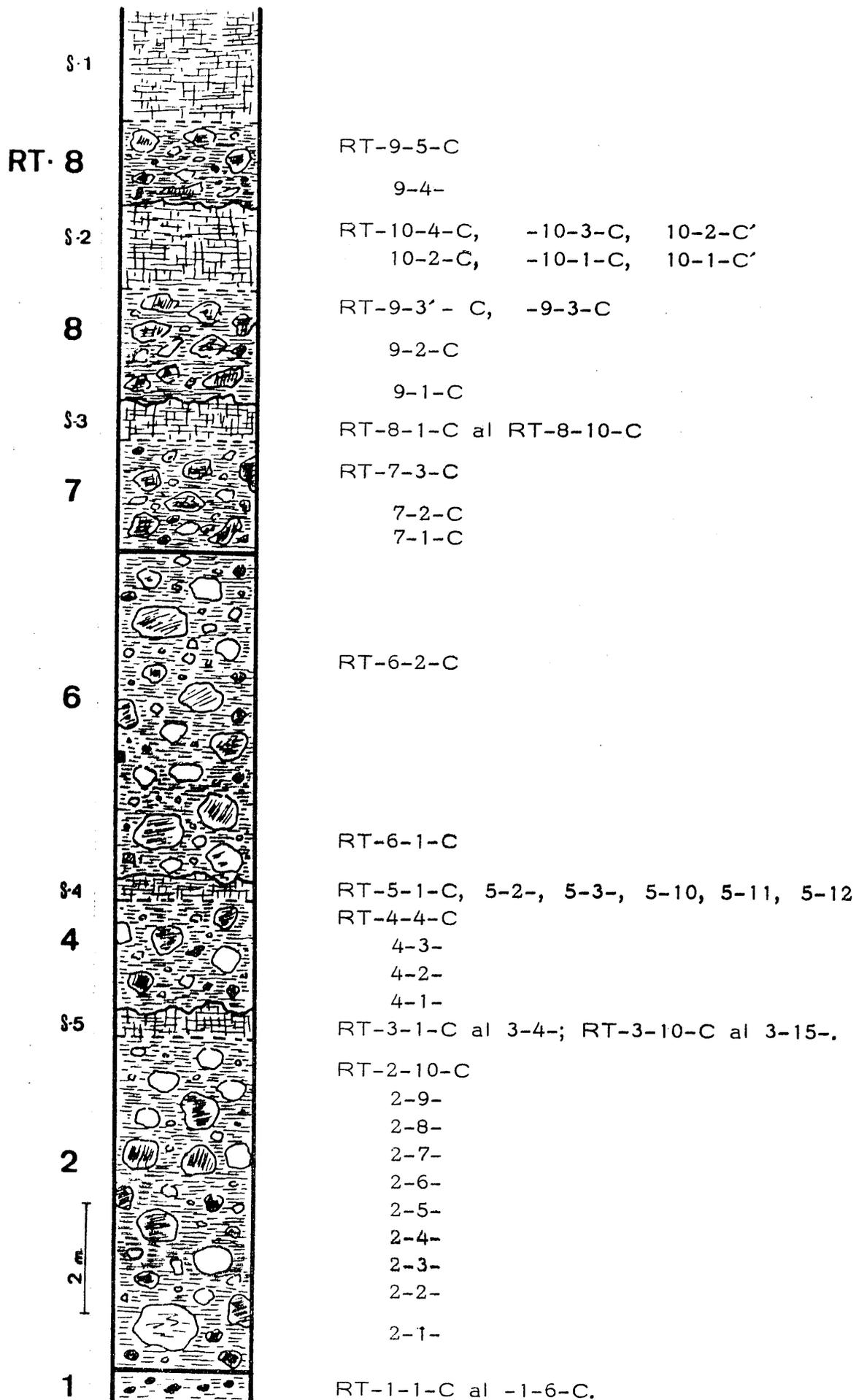


Fig. V.29. Distribución de los cantos de rocas a lo largo de la columna litológica.

Las rocas cuyas siglas aparecen en la figura anterior, se han clasificado como sigue:

<u>Muestra</u>	<u>Tipo de roca</u>
RT-9-5-C	Anfibolita
9-4-	Micasquisto grafitoso con biotita
9-3-	Mármol cipolínico
9-2-	Mármol cipolínico
9-1-	Micasquisto feldespático con biotita
RT-10-4-C	Anfibolita epidótica
10-3-	Mármol
10-2-C'	Micasquisto con granate
10-2-	Micasquisto feldespático
10-1-C'	Gneis con turmalina
10-1-	Cuarcita
RT-8-10-C	Micasquisto grafitoso con biotita
8-9-	Micasquisto con granate y grafito
8-8-	Anfibolita
8-7-	Micasquisto con grafito y granate
8-6-	Micasquisto grafitoso con biotita y feldespato
8-5-	Micasquisto grafitoso con granate (y turmalina)
8-4-	Micasquisto grafitoso con granate (y turmalina)
8-3-	Micasquisto feldespático
8-2-	Micasquisto epidótico con turmalina
8-1-	Micasquisto feldespático
RT-7-3-C	Anfibolita epidótica
7-2-	Anfibolita epidótica
7-1-	Micasquisto anfibólico con granate
RT-6-2-C	Micasquisto grafitoso con biotita
6-1-	Anfibolita con granate
RT-5-12-C	Micasquisto feldespático con granate
5-11-C'	Micasquisto granatífero
5-11-	Micasquisto feldespático con granate
5-10-	Micasquisto con granate
5-3-	Micasquisto grafitoso con biotita y granate
5-2-	Micasquisto feldespático con granate
5-1-	Micasquisto grafitoso con granate y cloritoide
RT-4-4-C	Micasquisto granatífero
4-3-	Cuarcita micácea
4-2-	Anfibolita epidótica
4-1-	Anfibolita epidótica

<u>Muestra</u>	<u>Tipo de roca</u>
RT-3-15-C	Micasquisto con granate y turmalina
3-14-	Micasquisto grafitoso con granate y biotita
3-13-	Micasquisto granatífero
3-12-	Micasquisto con clorita y turmalina
3-11-	Micasquisto grafitoso con biotita y granate
3-10-	Micasquisto con grafito y granate
3-4-	Anfibolita epidótica con granate
3-3-	Micasquisto feldespático con clorita
3-2-	Micasquisto con biotita y cloritoide
3-1-	Cuarcita
RT-2-10-C	Mármol cipolínico
2-9-	Micasquisto con granate y clorita
2-8-	Micasquisto con granate y cloritoide
2-7-	Micasquisto con granate y cloritoide
2-6-	Cuarcita micácea
2-5-	Cuarcita muy pura
2-4-	Cuarcita feldespática
2-3-	Micasquisto granatífero
2-2-	Cuarcita
2-1-	Micasquisto con epidota y clorita
RT-1-6-C	Micasquisto con granate y cloritoide
1-5-	Micasquisto con granate
1-4-	Micasquisto biotítico
1-3-	Micasquisto granatífero
1-2-	Micasquisto con epidota y granate
1-1-	Gneis

El estudio del parámetro b_0 de la moscovita y paragonita de los cantos de rocas proporciona los valores que se resumen en la tabla V.22. y se representan en la figura V.30.

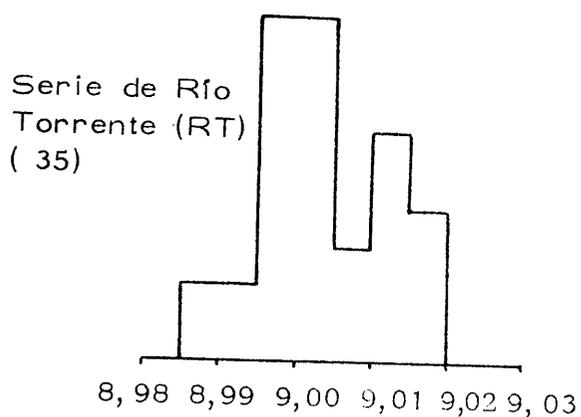


Fig.V.30. Histograma de frecuencia de los valores de b_0 en las moscovitas.

Tabla V. 22. Valores del parámetro b_0 en la moscovita y paragonita de los cantos de rocas.

Muestra	b_0 mosc.	b_0 parag.	Muestra	b_0 mosc.	b_0 parag.
RT-10-2-C	8,9940	8,8740	RT-5-12-C	9,0138	8,8842
10-1-	9,0174	s. d.	5-11-C'	9,0126	8,8830
9-1-	9,0150	s. d.	5-11-	9,0084	8,8890
8-10-	9,0018	8,8842	5-10-	9,0111	8,8830
8-9-	9,0084	8,8842	5-1-	8,9982	8,8788
8-8-	9,0162	8,9112	5-0-	9,0018	8,8866
8-7-	9,0138	8,8854	3-15-	8,9982	8,8920
8-6-	8,9952	8,8842	3-14-	9,0006	8,8818
8-5-	9,0162	8,8854	3-13-	9,0006	8,8920
8-4-	8,9982	8,8806	3-11-	9,0030	8,8806
8-3-	8,9952	8,8818	3-10-	9,0018	8,8830
8-2-	9,0138	8,8866	3-2-	8,9982	8,8776
7-1-	9,0072	8,8932	2-7-	8,9862	8,8854
6-2-	8,9982	8,8776	2-6-	9,0126	s. d.
2-3-	8,9862	8,7788	1-5-	8,9940	8,8776
2-1-	9,0084	8,8854	1-4-	8,9994	8,8788
1-6-	9,0042	8,8854	1-2-	9,0018	s. d.

Por difracción de rayos X, se han determinado los valores (en A) de la reflexión (0010) de las moscovitas. Con ellos y con los de b_0 hemos obtenido datos sobre la composición de este mineral (tabla V. 23).

Tabla V. 23. Datos sobre las moscovitas de los cantos de rocas.

Muestra	(0010) A	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
RT-10-2-C	1,9877	14,96	1,04	7,54	0,28	0,19
10-1-	1,9918	13,60	2,40	6,57	0,78	0,75
9-1-	1,9918	13,60	2,40	6,67	0,70	0,69
9-8-	1,9926	13,33	2,67	7,22	0,44	0,38
8-9-	1,9918	13,60	2,40	6,94	0,57	0,53
8-8-	1,9877	14,96	1,04	6,62	0,62	0,72
8-7-	1,9918	13,60	2,40	6,72	0,68	0,66
8-6-	1,9918	13,60	2,40	7,49	0,30	0,22
8-5-	1,9918	13,60	2,40	6,62	0,72	0,72
8-4-	1,9918	13,60	2,40	7,37	0,36	0,29
8-3-	1,9918	13,60	2,40	7,49	0,30	0,22
8-2-	1,9877	14,96	1,04	6,72	0,68	0,66
7-1-	1,9852	15,80	0,20	6,99	0,54	0,50
6-2-	1,9877	14,96	1,04	7,37	0,36	0,29
5-12-	1,9918	13,60	2,40	6,72	0,68	0,63
5-11-C'	1,9901	14,16	1,84	6,77	0,65	0,63
5-11-	1,9918	13,60	2,40	6,94	0,57	0,53
5-10-	1,9901	14,16	1,84	6,83	0,62	0,60
5-3-	1,9918	13,60	2,40	7,37	0,36	0,29
5-1-	1,9918	13,60	2,40	7,37	0,36	0,29
5-0-	1,9918	13,60	2,40	7,22	0,44	0,38
3-15-	1,9918	13,60	2,40	7,37	0,36	0,29
3-14-	1,9918	13,60	2,40	7,27	0,41	0,35
3-11-	1,9959	12,23	3,77	7,17	0,46	0,40
3-10-	1,9918	13,60	2,40	7,22	0,44	0,38
2-7-	1,9918	13,60	2,40	7,87	0,12	0,05
2-3-	1,9901	14,16	1,84	7,87	0,12	0,05
2-1-	1,9901	14,16	1,84	6,94	0,57	0,53
1-6-	1,9877	14,96	1,04	7,42	0,48	0,43
1-5-	1,9901	14,16	1,84	7,54	0,28	0,19
1-4-	1,9918	13,60	2,40	7,32	0,39	0,32

En algunas muestras de esta serie hemos hallado el contenido en átomos de hierro, en función de la relación de intensidades entre las reflexiones (004) y (002) (ver tabla V.24.)

Tabla V.24. Contenido en átomos de hierro de algunas moscovitas de los cantos de rocas.

Muestra	I_{004}/I_{002}	% Fe_2O_3	% $Fe_2O_3 + 0,42MgO$	Átomos de Fe
RT-10-2-C	0,41	1,55	2,34	0,44
8-7-	0,45	1,25	2,05	0,36
8-3-	0,34	2,20	3,08	0,63
6-2-	0,33	2,30	2,96	0,66
5-12-	0,43	1,30	2,20	0,40
5-10-	0,28	2,85	3,82	0,81
5-3-	0,43	1,30	2,20	0,40
5-1-	0,48	0,90	1,60	0,26
3-14-	0,33	2,30	2,96	0,66
3-11-	0,35	2,20	3,08	0,63
3-10-	0,35	2,20	3,08	0,63
2-3-	0,38	1,75	2,63	0,50
2-1-	0,34	2,20	3,08	0,63
1-6-	0,45	1,25	2,05	0,36
1-5-	0,22	3,70	4,73	1,05
1-4-	0,40	1,60	2,47	0,46

En general, la diferencia por uno y otro método puede aceptarse como válida excepto en la muestra RT-1-5-C.

La tabla V.25. resume las medidas de cristalinidad y grado de paragonitización de las moscovitas de los cantos de rocas.

Tabla V.25. Cristalinidad y grado de paragonitización en las moscovitas de los cantos de rocas

Muestra	I. Kubler (mm)	Na/Na+K	Muestra	I. Kubler (mm)	Na/Na+K
RT-10-2-C	17	0,42	RT-5-11-C'	19	0,25
10-1-	16	0,13	5-11-C	20	0,13
9-1-	13	0,13	5-10-	19	0,25
8-10-	13	0,07	5-3-	23	0,13
8-9-	16	0,13	5-1-	20	0,13
8-8-	20	0,42	5-0-	20	0,43
8-7-	15	0,13	3-15-	20	0,13
8-6-	14	0,13	3-14-	21	0,13
8-5-	14	0,13	3-11-	22	0,16
8-4-	13	0,13	3-10-	20	0,13
8-3-	19	0,13	2-7-	18	0,13
8-2-	15	0,41	2-3-	16	0,25
7-1-	17	0,60	2-1-	16	0,25
6-2-	21	0,42	1-6-	13	0,42
5-12-	18	0,13	1-5-	13	0,25
5-11-c'	13	0,25	1-4-	14	0,13

Se han estudiado y clasificado las cloritas de los siguientes cantos de rocas: RT-8-3-C, micasquisto grafitoso con feldespato; RT-5-12-C, micasquisto feldespático con granate; RT-2-1-C, micasquisto con epidota y clorita; RT-1-4-C, micasquisto biotítico. Los resultados obtenidos se resumen en la tabla V. 26.

Tabla V. 26. Contenidos, en diversos cationes, de las cloritas.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ /Fe ²⁺ + Mg
RT-8-3-C	2,90	1,10	0,97	0,30	0	1,15	0,06
RT-5-12-C	2,93	1,07	0,93	0,70	0	1,15	0,13
RT-2-1-C	2,79	1,21	1,07	0,80	0,10	0,75	0,18
RT-1-4-C	2,79	1,21	1,07	1,40	1,10	0,25	0,50

Mediante estos parámetros se han llegado a los siguientes resultados:

Muestra RT-8-3-C: $(\text{Si}_{2,9}\text{Al}_{1,1})(\text{Fe}_{0,30}\text{Mg}_{4,73}\text{Al}_{0,97})\text{O}_{10}\text{OH}_8$
Clinocloro (FOSTER), Clinocloro (HEY)

Muestra RT-5-12-C: $(\text{Si}_{2,93}\text{Al}_{1,07})(\text{Fe}_{0,7}\text{Mg}_{4,37}\text{Al}_{0,93})\text{O}_{10}\text{OH}_8$
Clinocloro (FOSTER), Clinocloro (HEY)

Muestra RT-2-1-C: $(\text{Si}_{2,79}\text{Al}_{1,21})(\text{Fe}_{0,9}\text{Mg}_{4,03}\text{Al}_{1,07})\text{O}_{10}\text{OH}_8$
Sheridanita-Clinocloro (FOSTER), Sheridanita(HEY)

Muestra RT-1-4-C: $(\text{Si}_{2,79}\text{Al}_{1,21})(\text{Fe}_{2,5}\text{Mg}_{2,43}\text{Al}_{1,07})\text{O}_{10}\text{OH}_8$
Ripidolita-Brunsvigita (FOSTER), Ripidolita(HEY)

La diferencia de cargas es de -0,13 para RT-8-3-C y -0,14 para el resto de las muestras.

La tabla V. 27. resume los datos a partir de los que se ha construído el diagrama de la figura V. 31.

Tabla V. 27. Valores del $\Delta 2\theta(0010)_{M-P}$ y de la reflexión (0010) de ambos minerales.

Muestra	$\Delta 2\theta(0010)_{M-P}$	$d(0010)_M$	$d(0010)_P$
RT-10-2-C	1,45	1,9877	1,9317
10-1-	1,50	1,9918	1,9278
9-1-	1,70	1,9918	1,9239
8-10-	1,70	1,9926	1,9239
8-9-	1,60	1,9918	1,9262
8-8-	1,50	1,9877	1,9317
8-7-	1,60	1,9918	1,9270
8-6-	1,70	1,9918	1,9239
8-5-	1,60	1,9918	1,9247
8-4-	1,55	1,9918	1,9317
8-3-	1,60	1,9918	1,9286
8-2-	1,50	1,9877	1,9239
7-1-	1,40	1,9852	1,9278
6-2-	1,60	1,9877	1,9247
5-12-	1,60	1,9918	1,9262
5-11-C'	1,55	1,9901	1,9239
5-11-	1,40	1,9918	1,9278
5-10-	1,60	1,9901	1,9239
5-3-	1,70	1,9918	1,9202
5-1-	1,65	1,9918	1,9278
5-0-	1,55	1,9918	1,9317
3-15-	1,45	1,9918	1,9355
3-14-	1,65	1,9918	1,9247
3-11-	1,70	1,9959	1,9239
3-10-	1,58	1,9918	1,9278
2-6-	1,45	1,9835	1,9239
2-3-	1,60	1,9901	1,9247
2-1-	1,55	1,9901	1,9247
1-6-	1,60	1,9877	1,9262
1-5-	1,60	1,9901	1,9262
1-4-	1,65	1,9918	1,9262
1-2-	1,65	1,9877	1,9201

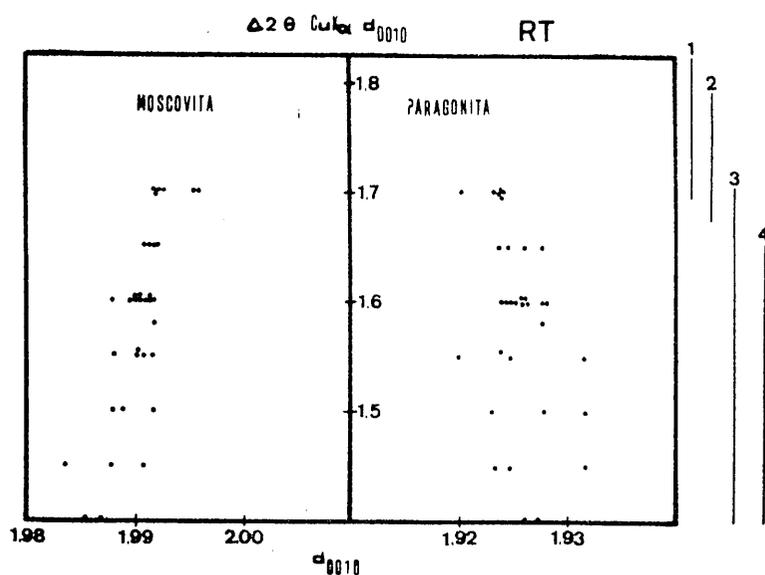


Fig.V. 31. Variación del espaciado basal de M y P en función del incremento angular de sus reflexiones (0010).

1. Manto del Veleta
2. Filitas alpujárrides
3. Unidad de la Caldera
4. Unidad de las Sabinas

Se desprende de este diagrama que casi todas las muestras presentan un $\Delta 2\theta(0010)$, por debajo de 1,65. Tan sólo, seis muestras aparecen con valores de 1,70 lo que implica que pueden pertenecer, además de a Caldera, al manto del Veleta o a las filitas alpujarrides. La mayor densidad de puntos se encuentra entre valores de $\Delta 2\theta(0010)$ de 0,55 y 0,65 con un máximo en 0,60. Respecto a los valores del espaciado basal (0010) ha de advertirse que la dispersión es pequeña en el caso de la moscovita y mayor en el de la paragonita; dispersión que, en ambos casos, aumenta hacia valores bajos del incremento angular de dicha reflexión.

En la figura V. 32, se representa la relación entre el valor de b_0 de la moscovita y el del $\Delta 2\theta(0010)_{M-P}$.

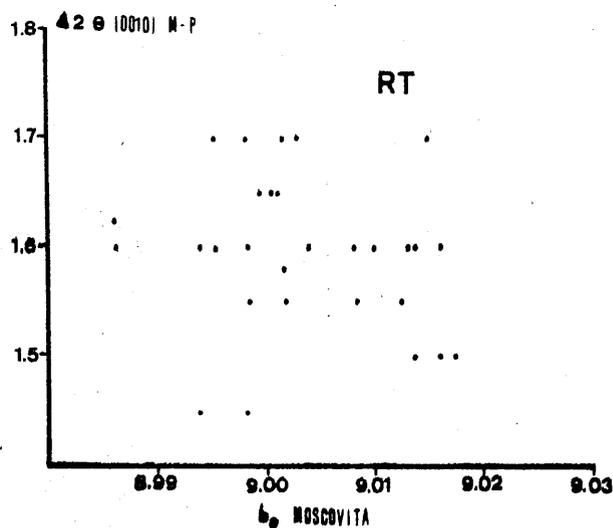


Fig. V. 32. Relación entre b_0 de moscovitas y el incremento angular de la reflexión (0010) M-P.

V. 2. 3. 3. ESTUDIO EDAFOLOGICO.

Ya hemos aludido con anterioridad a la existencia de paleosuelos rojos, dentro de los niveles de la "Block formation", en las series de Río - Torrente y en la de Dílar-Gójar. Pues bien, en este apartado abordamos el estudio de estos paleosuelos (de siglas S-5, S-4, S-3, S-2) así como del suelo rojo en superficie (S-1). Esta numeración hace referencia a la profundidad en la columna litológica, de modo que el más enterrado es el paleosuelo S-5.

Insistiremos, una vez más, que el estudio de los aspectos edafológicos se hace en función de los objetivos que nos marcamos en este trabajo.- Así, conoceremos la mineralogía de los diferentes horizontes, análisis-mecánicos, etc. Por otro lado, pensamos que la micromorfología es un elemento de indudable valor e indispensable en el establecimiento de la génesis y evolución de los paleosuelos y -consecuentemente- de la "Block formation", a la vez que nos aportarán datos sobre el medio de depósito.

La descripción de los resultados la hacemos siguiendo el orden expuesto en el capítulo de Metodología.

V. 2. 3. 3. 1. Análisis mecánicos.

Los resultados figuran resumidos en las tablas V. 28. y V. 29.

Tabla V. 28. Resultados de los análisis mecánicos en el suelo S-1 (en superficie).

Muestra	Horizonte	% ^o		
		Arena total	Limo	Arcilla
RT-1-1	A12	47	42	11
RT-1-2	B21t	53	24	23
RT-1-3	II B22t	54	18	28
RT-1-4	II B23t	57	16	27
RT-1-5	II B31Ca	57	16	27
RT-1-6	II B32Ca	57	24	19

Tabla V. 29. Resultados de los análisis mecánicos en los paleosuelos S-2, S-3, S-4 y S-5.

Muestra	Horizonte	% _o		
		Arena total	Limo	Arcilla
RT-2-1	Cb	70	25	5
RT-2-2	B2tb	43	36	21
RT-2-3	B31tb	49	34	17
RT-2-4	B32Cab	53	30	17
RT-2-5	B33b	76	8	16
RT-3-1	A1b	58	27	15
RT-3-2	B21tb	60	19	21
RT-3-3	B22tb	50	24	26
RT-4-1	A1b	66	22	12
RT-4-2	B2tb	55	18	27
RT-5-1	ABb-B2tb	55	20	25
RT-5-2	B2tb-B3tb	70	14	16

Para detectar mejor las variaciones de cada fracción en los diferentes - perfiles se han representado gráficamente los contenidos en función de la profundidad (figuras V. 33., V. 34. y V. 35.).

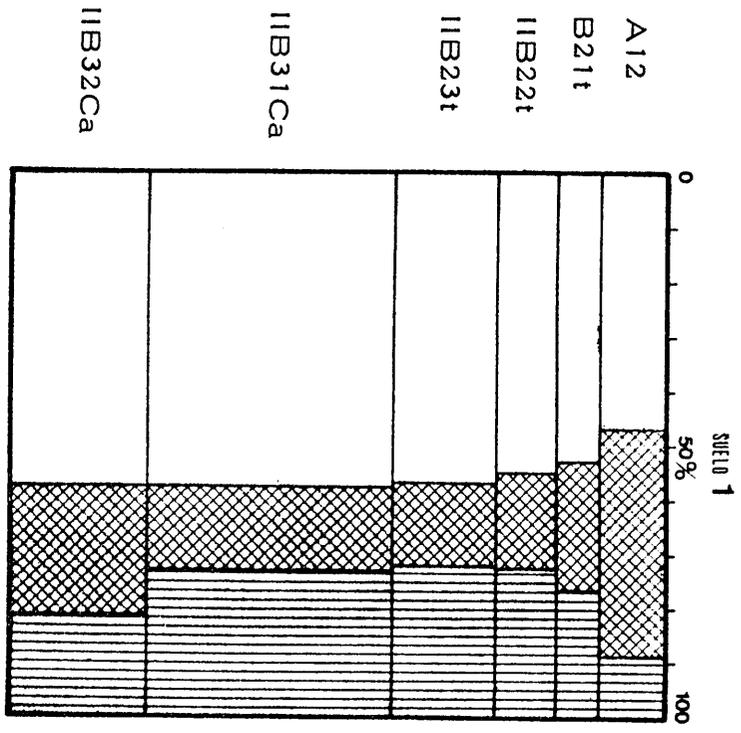


Fig. V. 33.

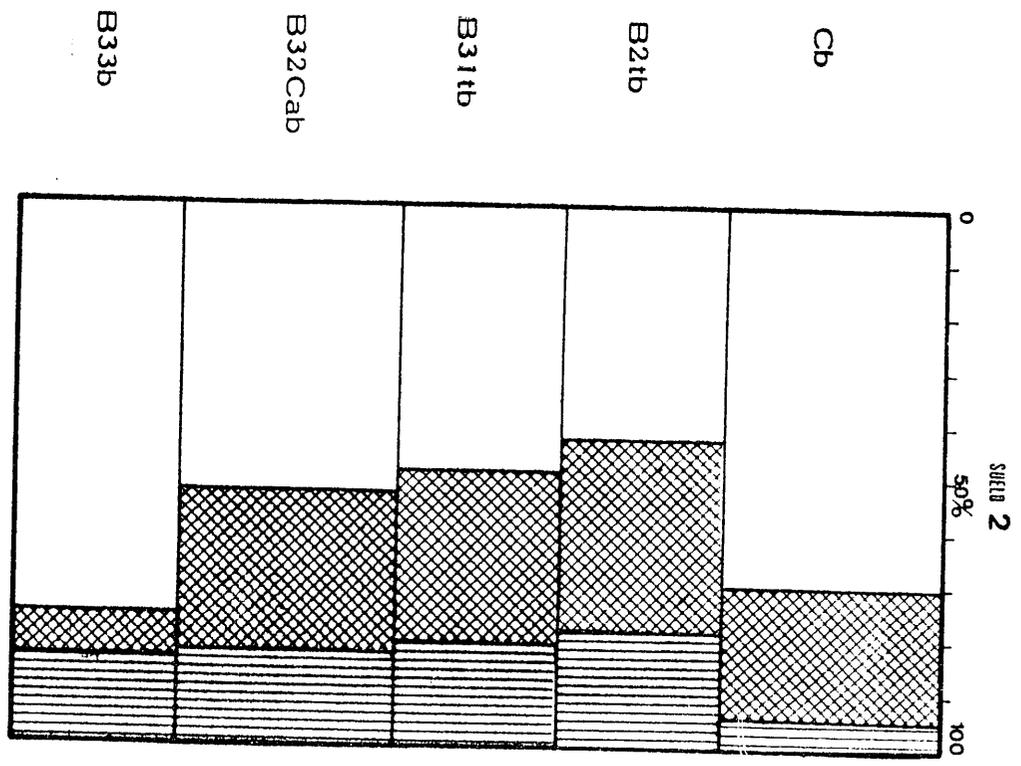


Fig. V. 34.

RESULTADOS DE LOS ANALISIS MECANICOS: Suelo S-1 y Paleosuelo S-2

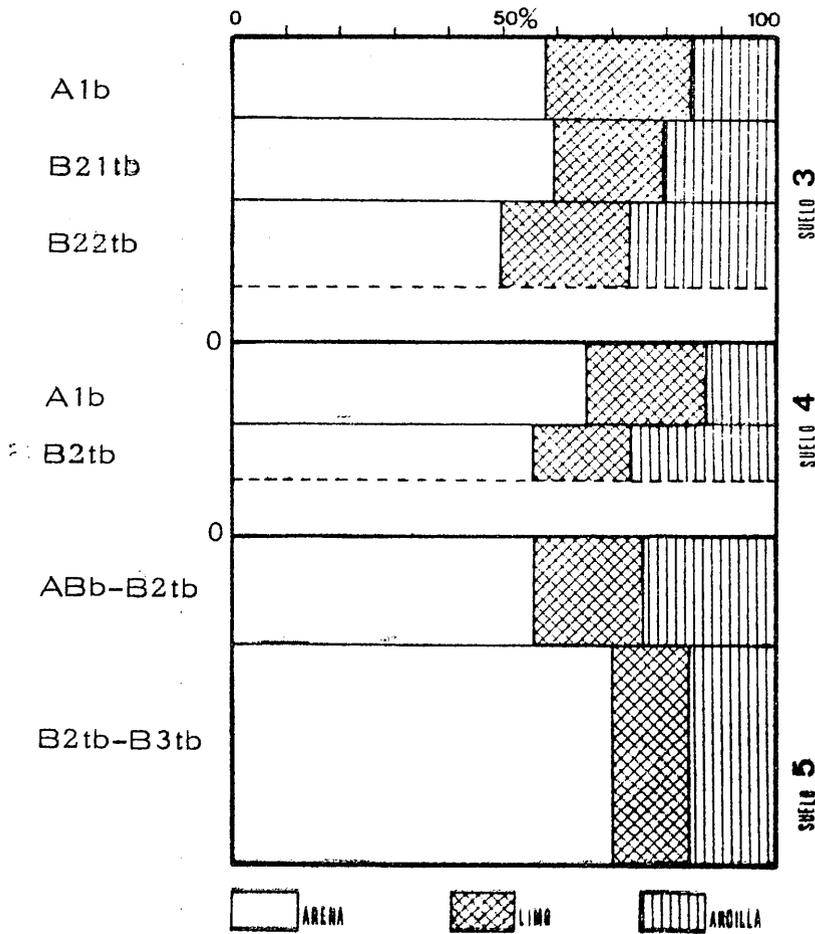


Fig. V.35. Resultados del análisis mecánico en los paleosuelos S-3, S-4 y S-5.

Las variaciones son simples. Así, en el suelo S-1 pueden resumirse como sigue:

- el porcentaje de arena total aumenta con la profundidad desde un 47 a 57%.
- el máximo de arcilla se encuentra en los horizontes IIB22t, IIB23t y IIB31Ca, cuyos contenidos están muy igualados, siendo sus diferencias del 1%. A partir del horizonte IIB22t (hacia la superficie) y del IIB23t (hacia horizontes más profundos) el contenido disminuye.
- en cuanto a los limos puede decirse que disminuyen con la profundidad excepto en la muestra RT-1-6. La disminución del contenido es muy acusada en el tránsito A12 a B21t; a partir de aquí es gradual.

En el paleosuelo S-2, sin tener en cuenta el horizonte Cb, el comportamiento de las fracciones se puede resumir así:

- la arena aumenta con la profundidad, de manera gradual en B2tb, B31tb y B32Cab, y bruscamente en B33b.

- el contenido en arcilla disminuye muy gradualmente hacia horizontes más profundos. Esto extraña un poco, teniendo en cuenta que se trata de suelos con horizonte argílico. Hemos de pensar, sin embargo, que son suelos truncados, que han perdido los horizontes A y lo que queda es todo horizonte B. Dentro de estos horizontes B es lógico que la arcilla disminuya puesto que se trata principalmente de arcilla iluvial, que puede disminuir perfectamente con la profundidad.
- en cuanto a los limos, puede decirse que sigue la misma tónica que la arena: gradual en B2tb, B31tb y B32Cab, y brusca en B33b.

Por último, en los paleosuelos S-3, S-4 y S-5:

- la fracción arena sigue (en S-5) la tónica anterior. Por el contrario, en S-4, su contenido disminuye hacia horizontes más profundos. En S-3, el máximo de arena se sitúa en el horizonte intermedio (B21tb).
- el contenido en arcilla aumenta hacia horizontes más profundos en S-3 y S-4. Por el contrario, en S-5, disminuye hacia B2tb ó B3tb.
- los limos varían notablemente en S-3. En S-4 y S-5, su porcentaje decrece hacia horizontes más enterrados.

V. 2. 3. 3. 2. Análisis físicos.

Los resultados obtenidos mediante estos métodos son los siguientes (ver tablas V. 30. y V. 31.).

Tabla V. 30. Valores de pH y conductividad eléctrica en los horizontes del suelo S-1.

Muestra	Horizonte	pH	conductividad eléctrica milimhos/cm.
RT-1-1	A12	8, 20	0, 26
RT-1-2	B21t	8, 05	0, 27
RT-1-3	II B22t	8, 00	0, 34
RT-1-4	II B23t	8, 10	0, 34
RT-1-5	II B31Ca	7, 90	0, 35
RT-1-6	II B32Ca	7, 90	0, 30

Tabla V. 31. Valores de pH y conductividad eléctrica en los horizontes de los paleosuelos S-2, S-3, S-4 y S-5.

Muestra	Horizonte	pH	conductividad eléctrica	
			milimhos/cm.	
RT-2-1	Cb	7,85	0,39	
RT-2-2	B2tb	7,50	2,22	
RT-2-3	B31tb	7,45	2,34	
RT-2-4	B32Cab	7,85	0,93	
RT-2-5	B33b	8,30	0,20	
RT-3-1	A1b	8,10	0,19	
RT-3-2	B21tb	8,05	0,28	
RT-3-3	B22tb	7,40	1,98	
RT-4-1	A1b	8,25	0,22	
RT-4-2	B2tb	8,30	0,15	
RT-5-1	ABb-B2tb	7,80	0,74	
RT-5-2	B2tb-B3tb	8,30	0,13	

Los valores, en general, de pH son ligeramente alcalinos. Los paleosuelos aumentan su basicidad a medida que están más profundos en la columna litológica (desde 7,79 en S-2 a 8,85 en S-5; no obstante, S-4 presenta un valor medio de 8,27).

V. 2. 3. 3. 3. Análisis químicos.

Los resultados de los contenidos en materia orgánica (%) y de hierro libre (%) están resumidos en las tablas V. 32. y V. 33.

Tabla V. 32. Contenido en materia orgánica e hierro libre en el suelo S-1.

Muestra	Horizonte	Materia orgánica	Fe libre	
			Fe	Fe ₂ O ₃
RT-1-1	A12	3,21	s. d.	s. d.
RT-1-2	B21t	1,93	2,42	3,47
RT-1-3	IIB22t	2,03	2,80	4,00
RT-1-4	IIB23t	1,90	2,93	4,19
RT-1-5	IIB31 Ca	1,37	2,89	4,15
RT-1-6	IIB32Ca	1,65	2,41	3,44
RT-1-7	IICCa	1,12	2,01	2,87

Tabla V. 33. Contenido en materia orgánica e hierro libre en los paleo - suelos S-2, S-3, S-4 y S-5.

Muestra	Horizonte	Materia orgánica	Fe libre	
			Fe	Fe ₂ O ₃
RT-2-1	Cb	0,59	s. d.	s. d.
RT-2-2	B2tb	0,50	3,80	5,43
RT-2-3	B31tb	0,28	3,54	5,07
RT-2-4	B32Cab	0,47	3,01	4,30
RT-2-5	B33b	0,60	2,58	3,69
RT-3-1	A1b	0,44	s. d.	s. d.
RT-3-2	B21tb	0,76	2,06	2,95
RT-3-3	B22tb	0,49	3,34	4,77
RT-4-1	A1b	1,97	1,04	2,78
RT-4-2	B2tb	2,21	2,74	3,91
RT-5-1	ABb-B2tb	2,21	2,72	3,89
RT-5-2	B2tb-B3tb	1,97	2,83	4,05

Se ha estudiado y determinado la capacidad y los cationes de cambio, en diferentes horizontes de todos los suelos (1). En las tablas V. 34. y V. 35. se resumen los resultados.

Tabla V. 34. Capacidad y bases de cambio (meq./100 gr.) en el suelo S-1 (en superficie).

Muestra	Cap. cambio (T)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
RT-1-2	16,97	sat.	2,73	0,67	0,19
RT-1-3	28,19	sat.	3,51	0,86	0,26
RT-1-4	20,35	sat.	2,59	0,49	0,24

sat. : saturado

(1) Sólo se han determinado en los horizontes en que así lo ha aconsejado el estudio micromorfológico.

Tabla V. 35. Capacidad y bases de cambio (meq./100 gr.) en los paleosuelos S-2, S-3, S-4 y S-5.

Muestra	Cap. cambio (T)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	S	V
RT-2-2	22,93	sat.	sat.	0,80	0,35	s. d.	100
RT-2-3	15,25	sat.	sat.	1,06	0,27	s. d.	100
RT-2-4	10,20	sat.	sat.	0,74	0,22	s. d.	100
RT-3-2	15,01	4,30	7,56	1,07	0,34	13,27	88
RT-3-3	17,28	3,43	8,58	2,71	0,29	15,01	87
RT-4-1	11,14	4,66	7,07	0,52	1,67	13,92	100
RT-4-2	10,24	5,04	4,41	1,04	0,26	10,75	100
RT-5-1	14,70	5,79	5,15	0,77	0,31	1,93	81
RT-5-2	9,42	3,00	1,83	0,50	0,23	5,56	59

sat.: saturado

s. d.: sin determinar

Con los datos obtenidos de los análisis químicos y físicos hemos creído conveniente establecer algunas correlaciones de interés ya que, mediante ellas, se analiza la interdependencia existente entre dos parámetros. Así, se han establecido las siguientes:

- . pH-conductividad eléctrica
- . capacidad de cambio-% de materia orgánica
- . capacidad de cambio-% de arcilla
- . capacidad de cambio-% de hierro libre

y cuyas representaciones gráficas aparecen en las figuras V. 36., V. 37., V. 38. y V. 39.

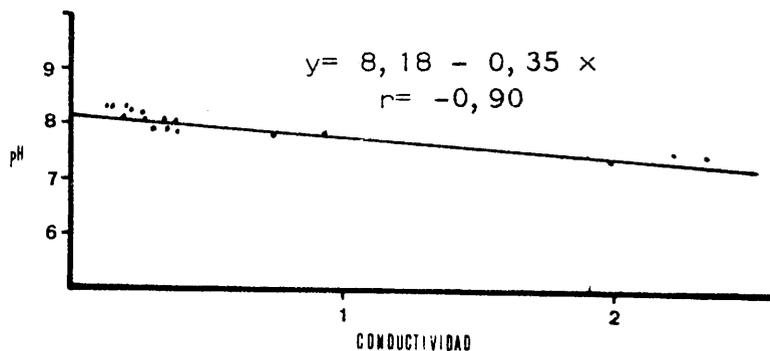


Fig. V. 36. Correlación entre el pH y la conductividad eléctrica.

Parece lógico pensar que esta correlación fuese positiva. Sin embargo, el resultado obtenido señala un coeficiente de correlación de $-0,90$. Estudiando detenidamente esta gráfica, ha de destacarse que, dada la distribución de los puntos y la escasa pendiente de la recta, una variación mínima de los valores hubiese implicado una recta de pendiente positiva. Por consiguiente, estos resultados no pueden tomarse en sentido estricto sino teniendo en cuenta estas y otras posibles observaciones.

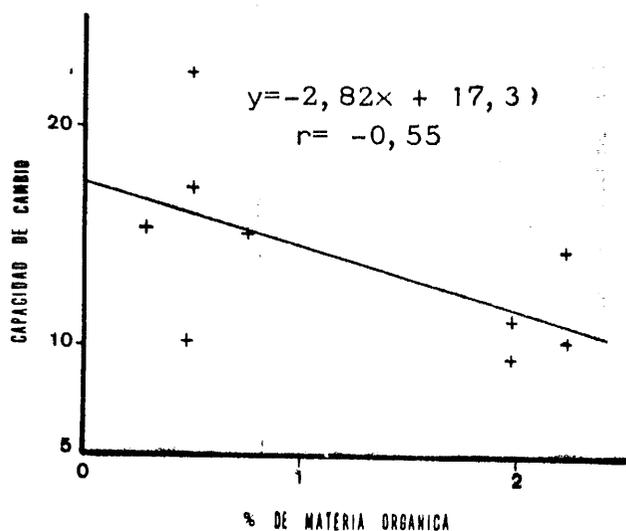


Fig. V. 37. Correlación entre la capacidad de cambio y el % de materia orgánica

De ella, deducimos que la materia orgánica no ha influido en la capacidad de cambio, dada la correlación negativa. Se apunta como factor condicionante de este hecho el que la materia orgánica de estos suelos no está muy humificada sino carbonizada o muy mineralizada.

Se representan, a continuación, las correlaciones entre la capacidad de cambio y el % en arcilla (fig. V. 38.) y entre la capacidad de cambio y el % en hierro libre (fig. V. 39.).

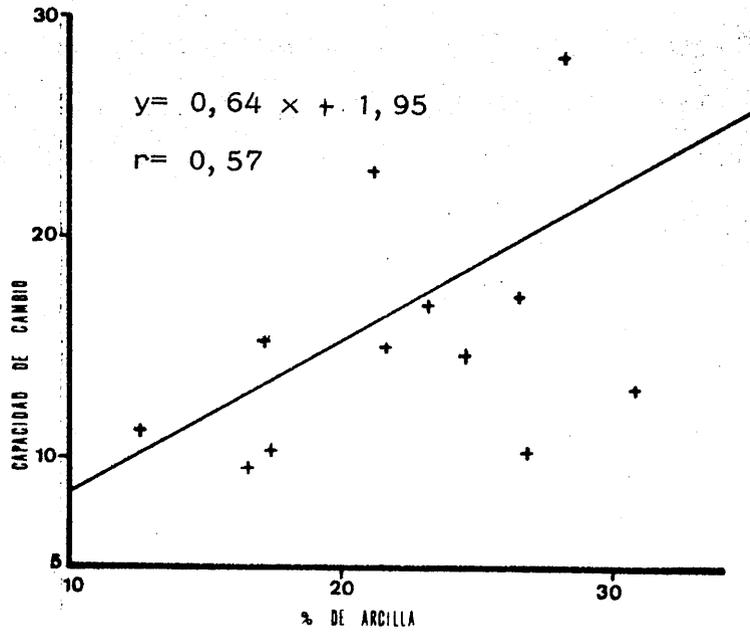


Fig. V. 38. Correlación entre la capacidad de cambio y el % en arcilla

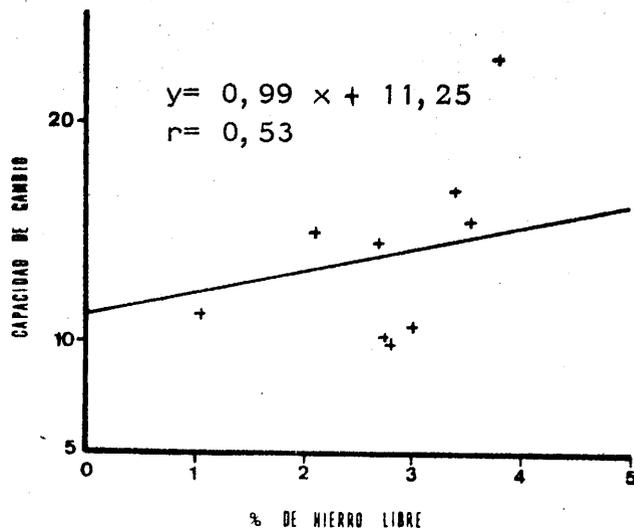


Fig. V. 39. Correlación entre la capacidad de cambio y el % en hierro libre.

V. 2. 3. 4. MINERALOGIA.

Ya en el apartado V. 2. 3. 1. 1. se han apuntado algunos datos sobre la mineralogía global de los diferentes suelos, así como de las relaciones entre algunos minerales. Por consiguiente, habrá de recurrirse a ese apartado para tener una completa visión de la mineralogía.

V. 2. 3. 4. 1. Mineralogía global.

Los minerales que presentan los diferentes horizontes, y que han sido identificados por difracción de rayos X, se recogen a continuación.

Muestra	Horizonte	Mineralogía
RT-1-1	A12	Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, interestratificados, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-1-2	B21t	Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, interestratificados, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-1-3	IIB22t	Caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-1-4	IIB23t	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-1-5	IIB31Ca	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-1-6	IIB32Ca	Caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-1-7	IICCa	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, moscovita, montmorillonita, paragonita.
.....		
RT-2-1	Cb	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, moscovita, montmorillonita, paragonita.
.....		
RT-2-2	B2tb	Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-2-3	B31tb	Caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, moscovita, montmorillonita, paragonita.

Muestra	Horizonte	Mineralogía
RT-2-4	B32Cab	Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-2-5	B33b	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-2-6	C	Caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, interestratificados (?), moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-3-1	A1b	Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-3-2	B21tb	Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-3-3	B22tb	Caolinita, clorita, cuarzo, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-4-1	A1b	Caolinita, clorita, cuarzo, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-4-2	B2tb	Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-5-1	ABb-B2tb	Caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, moscovita, montmorillonita, paragonita.
RT-5-2	B2tb-B3tb	Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, moscovita, montmorillonita, paragonita.

Los resultados de los análisis mineralógicos cuantitativos se resumen en las tablas V. 36. y V. 37.

Tabla V. 36. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en el suelo S-1.

Muestra	Calcita	Cuarzo	Dolomita	Minerales laminares
RT-1-1	21	34	14	31
RT-1-2	24	21	0	55
RT-1-3	0	15	0	85
RT-1-4	2	20	0	78
RT-1-5	15	17	0	68
RT-1-6	14	13	0	73
RT-1-7	40	10	0	50

Tabla V. 37. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en los paleosuelos S-2, S-3, S-4 y S-5

Muestra	Calcita	Cuarzo	Dolomita	Minerales laminares
RT-2-1	6	55	0	39
RT-2-2	0	23	0	77
RT-2-3	0	26	0	74
RT-2-4	0	41	0	59
RT-2-5	2	34	0	64
RT-2-6	0	23	2	75
RT-3-1	0	32	0	68
RT-3-2	0	28	0	72
RT-3-3	0	16	0	84
RT-4-1	0	48	0	52
RT-4-2	0	28	0	72
RT-5-1	0	32	0	68
RT-5-2	0	37	0	63

En la figura V. 40. se representa, en un diagrama triangular, los diversos horizontes, de acuerdo con su composición mineralógica global.

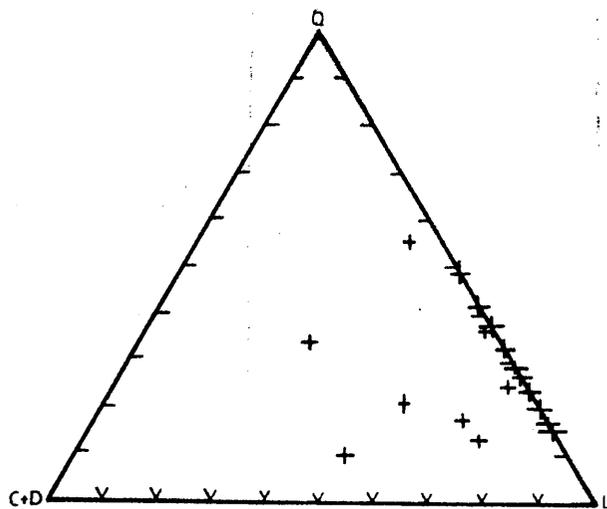


Fig. V. 40. Composición mineralógica global de los diferentes horizontes.

Las muestras se agrupan en dos zonas:

- . una, en la que los carbonatos o no existen o alcanzan un porcentaje por debajo de 8.
- . otra, más dispersa, en la que el contenido en carbonatos varía desde 14 a 40%. Está formada exclusivamente por muestras del suelo en superficie (S-1).

En todos los casos, el cuarzo oscila entre 10 y 55%, siendo su valor medio, en paleosuelos, del 32% y en el suelo S-1 de 18%. Los minerales laminares tienen un margen de variación entre 31 y 84%. Los valores medios, en paleosuelos y en el suelo en superficie, no son muy diferentes: 66% (en los primeros) y 63% (en el segundo).

A continuación se representa la correlación que existe entre el contenido en cuarzo y minerales laminares en las muestras totales de los diferentes horizontes.

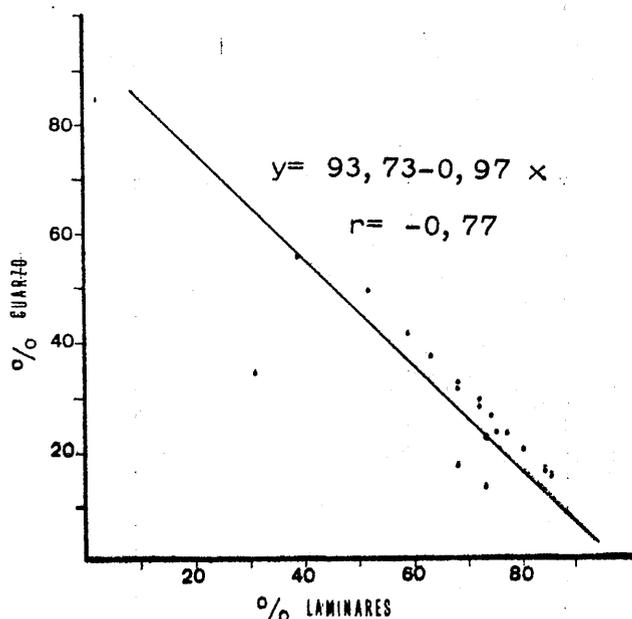


Fig. V.41. Correlación entre el porcentaje en cuarzo y minerales laminares.

V. 2. 3. 4. 2. Fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras.

Se han determinado y cuantizado los minerales de la arcilla que integran ambas fracciones. Como viene siendo norma en este apartado, exponemos en las tablas V. 38. y V. 39. los datos referentes al suelo S-1, y en las V. 40. y V. 41. los correspondientes a los paleosuelos S-2, S-3, S-4 y S-5.

Tabla V. 38. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción menor de 2 micras del suelo S-1.

Muestra	Ilita	Cl	K	Cl-K	Mont.	Paragonita	Otros
RT-1-1	66	17	8	25	t	9	--
RT-1-2	53	33	6	39	t	8	--
RT-1-3	64	31	7	38	t	8	--
RT-1-4	56	--	-	34	t	10	--
RT-1-5	54	27	6	33	t	13	--
RT-1-6	49	30	8	38	t	13	Q
RT-1-7	63	--	-	26	t	11	--

t: no cuantizable

Tabla V. 39. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción entre 2 y 20 micras del suelo S-1

Muestra	Q	L(x)	(x)				Mont.	Parag.	Otros
			Ilita	Cl	K	Mont.			
RT-1-1	17	83	78	7	4	t	11	A, Fd, Int.	
RT-1-2	9	91	64	6	6	7	17	A, Int.	
RT-1-3	11	89	63	5	14	t	18	Int.	
RT-1-4	10	90	62	10	5	t	13	Int.	
RT-1-5	6	94	50	15	9	5	18	Int.	
RT-1-6	10	90	54	16	10	t	20	Int.	
RT-1-7	24	76	61	13	8	t	18	Int.	

Int.: interestratificados.

Tabla V. 40. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción menor de 2 micras de los diferentes paleosuelos.

Muestra	Ilita	Clorita	Caolinita	Mont.	Parag.	Otros
RT-2-1	47	13	3	31	6	Q
RT-2-2	47	39	6	t	8	-
RT-2-3	53	39	t	t	8	-
RT-2-4	64	13	11	5	12	-
RT-2-5	64	21	t	8	7	Q, Int.?
.....
RT-3-1	40	11	t	45	4	-
RT-3-2	57	12	4	22	5	-
RT-3-3	72	15	4	t	9	-
.....
RT-4-1	65	9	7	12	7	-
RT-4-2	67	23	3	t	7	-
.....
RT-5-1	71	15	6	t	8	-
RT-5-2	76	15	4	t	5	-

Tabla V.41. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción entre 2 y 20 micras de los diferentes paleosuelos.

Muestra	Q	L(x)	(x)					Otros
			Ilita	Cl	K	Mont.	Parag.	
RT-2-1	27	73	65	6	14	t	15	Int.
RT-2-2	9	91	58	12	16	t	14	Int.
RT-2-3	9	91	55	4	25	t	16	Int.
RT-2-4	15	85	61	11	12	t	16	Int.
RT-2-5	22	78	60	10	8	6	16	Int.
RT-3-1	33	67	45	17	t	33	5	Int.
RT-3-2	16	84	57	16	t	22	5	Int.
RT-3-3	9	91	72	17	2	t	9	Int.
RT-4-1	10	90	67	19	7	t	7	Int.
RT-4-2	22	78	71	17	5	t	7	Int.
RT-5-1	9	91	68	11	9	t	12	Int.
RT-5-2	7	93	70	9	11	t	10	Int.

t: no cuantizable

Int.: interestratificados

En base, por un lado a los datos de los análisis mecánicos y, por otro, a los del cuantitativo de las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras, se ha podido establecer la cantidad (en %) absoluta de los minerales de la arcilla en cada una de las fracciones. Sus resultados aparecen en las tablas V.42. y V.43.

Tabla V.42. Porcentajes absolutos de minerales de la arcilla en las fracciones menor de 2 y 2-20 micras del suelo S-1

Muestra	<2 micras				2-20 micras			
	Ilita	Cl+K	Mont.	P	Ilita	Cl+K	Mont.	P
RT-1-1	7	3	t	1	32	5	t	4
RT-1-2	12	9	t	2	15	4	2	3
RT-1-3	18	10	t	2	11	3	t	3
RT-1-4	15	9	t	3	10	4	t	2
RT-1-5	15	9	t	3	8	4	1	3
RT-1-6	9	7	t	3	13	6	t	5

Tabla V. 43. Porcentajes absolutos de minerales de la arcilla en las fracciones de los paleosuelos S-2, S-3, S-4 y S-5.

Muestra	2 micras				2-20 micras			
	Ilita	Cl+K	Mont.	P	Ilita	Cl+K	Mont.	P
RT-2-1	2	1	1	1	16	5	t	4
RT-2-2	10	9	t	1	21	9	t	5
RT-2-3	9	7	t	1	18	10	t	5
RT-2-4	11	4	t	2	18	7	t	5
RT-2-5	10	4	1	1	5	2	t	1
.....								
RT-3-1	6	2	7	1	12	4	9	1
RT-3-2	12	3	5	1	11	3	4	1
RT-3-3	19	5	t	2	16	4	t	3
.....								
RT-4-1	8	2	1	1	14	6	t	1
RT-4-2	18	7	t	2	13	4	t	1
.....								
RT-5-1	17	5	t	2	13	5	t	2
RT-5-2	13	3	t	1	10	3	t	1

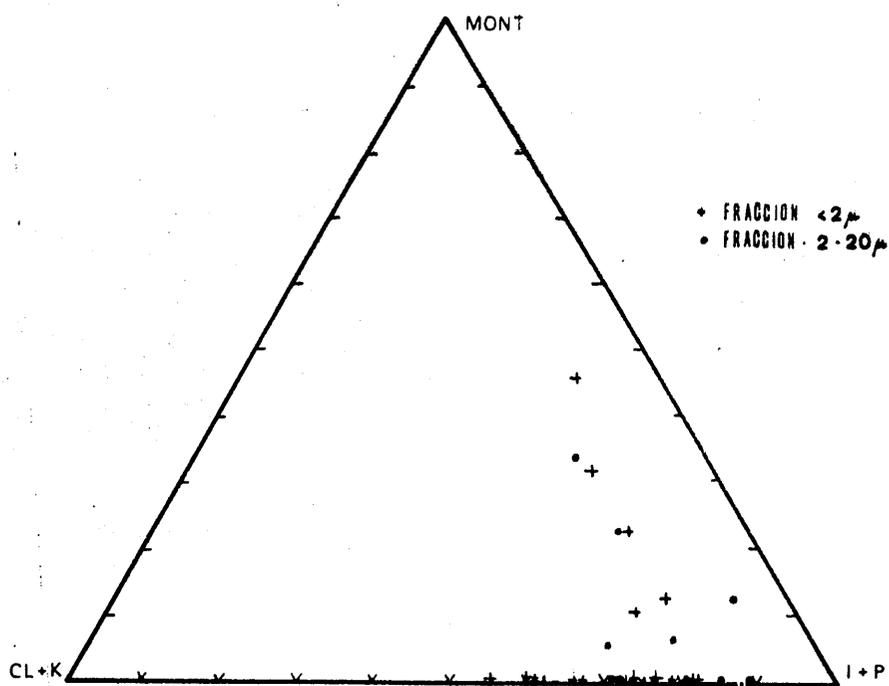


Fig. V. 42. Composición mineralógica de las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras en los suelos.

Las muestras configuran dos zonas:

- . la primera que agrupa a las fracciones en las que la montmorillonita está en muy poca cantidad (muestras que aparecen con t en las tablas anteriores.
- . en la segunda, están representadas las fracciones con mayor contenido en montmorillonita.

Hemos de advertir que cada una de estas zonas puede estar formada por fracciones de muestras diferentes, aunque, por lo general, ambas fracciones de una misma muestra están dentro de una misma zona. Igualmente, es necesario señalar que algunos puntos de esta figura correspondan a varias muestras.

A la vista del análisis cuantitativo ha de descartarse una variación ordenada del contenido en cualquier mineral conforme se asciende o no en la columna litológica. En este sentido, representaremos más adelante las variaciones medias de cada mineral de la arcilla en los diferentes suelos.

Consideramos interesantes las figuras V.43. a V.46. que representan las variaciones de cada mineral a lo largo de los diversos perfiles. Las comentaremos, brevemente.

SUELO 1. Fracción <2 μ : . la illita y Cl+K varían al azar.
 . la montmorillonita permanece constante
 . la paragonita experimenta un ligero aumento hacia IIB32Ca

Fracción 2-20 μ : . las variaciones que experimentan los distintos minerales no tienen una tendencia definida.

PALEOSUELO S-2.(1) Fracción <2 μ : . la illita aumenta con la profundidad, aunque, en B32Cab y B33b, el contenido es el mismo.
 . la Cl+K presenta un máximo en B2tb, a partir del cual disminuye con la profundidad.

(1) Se ha incluido el horizonte Cb con objeto de apreciar las diferencias respecto al resto de los horizontes.

- . la montmorillonita sólo es cuantizable en los horizontes Cb y B33b, - donde presenta dos máximos.
- . la paragonita experimenta ligeras - variaciones dentro de una gran - uniformidad.

Fracción 2-20 μ :

- . la illita ostenta un mínimo en B31tb el que incrementa en ambos sentidos.
- . la Cl+K presenta una curva inversa a la de la illita.
- . la montmorillonita no varía prácticamente; sólo en B33b aumenta.
- . la paragonita se mantiene casi - constante, a lo largo del perfil.

PALEOSUELO S-3.

Fracción <2 μ :

- . aumentan con la profundidad la illita (muy bruscamente); la montmorillonita y la paragonita de forma gradual.
- . la curva de la Cl+K es inversa a las variaciones de la illita.

Fracción 2-20 μ :

- . el contenido en illita y paragonita - incrementa con la profundidad.
- . la Cl+K se mantiene casi constante, con una ligera disminución hacia - horizontes más profundos.
- . la montmorillonita presenta una variación inversa a la illita.

PALEOSUELO S-4.

Fracción <2 μ :

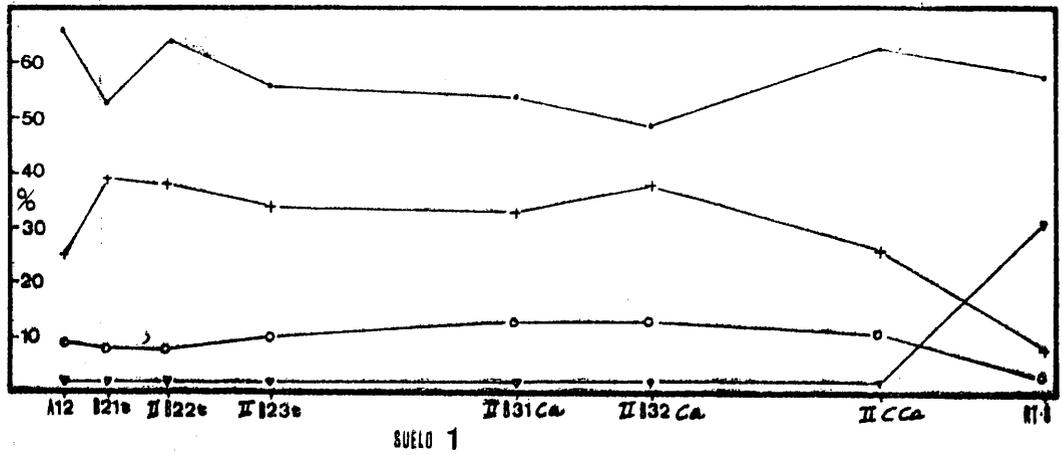
- . aumenta, desde el horizonte A1b al B2tb, el contenido en illita y Cl+K.
- . la montmorillonita disminuye en ese mismo sentido.
- . la paragonita se mantiene constante.

Fracción 2-20 μ :

- . la illita experimenta el mismo fenómeno que en la fracción menor de 2 micras.
- . la Cl+K disminuye.
- . la montmorillonita y paragonita se - mantienen constantes.

PALEOSUELO S-5.

- . las variaciones que se aprecian, en ambas fracciones, son idénticas, al menos en lo que se refiere al sentido de las mismas.
- . la illita aumenta hacia el horizonte B2tb-B3tb.
- . se mantiene constante la montmorillonita.
- . disminuyen, ligeramente la clorita y caolinita.



- ILLITA
- + CLORITA + CAOLINITA
- PARAGONITA
- ▼ MONTMORILLONITA

20 cm

SUELO 2

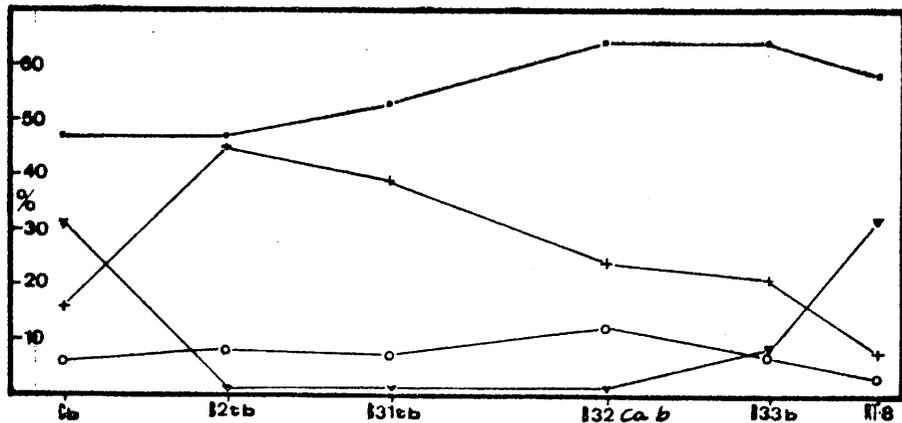


Fig. V.43. Contenido en minerales de la arcilla de la fracción menor de 2 micras.

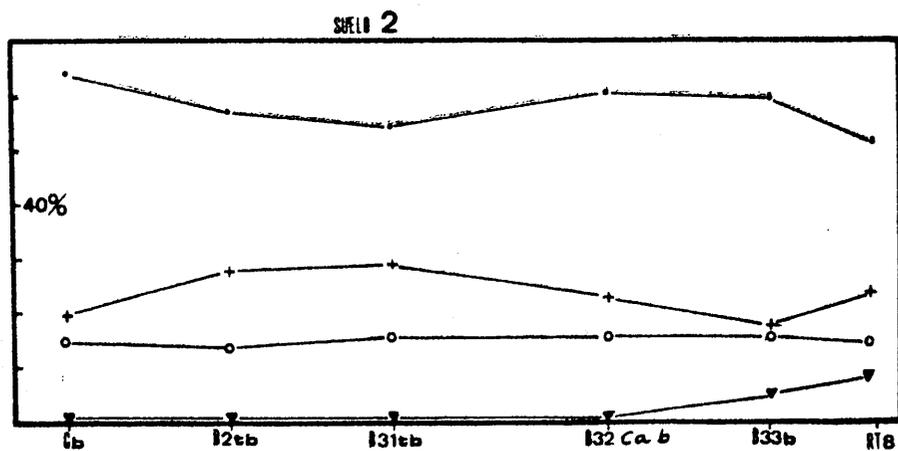
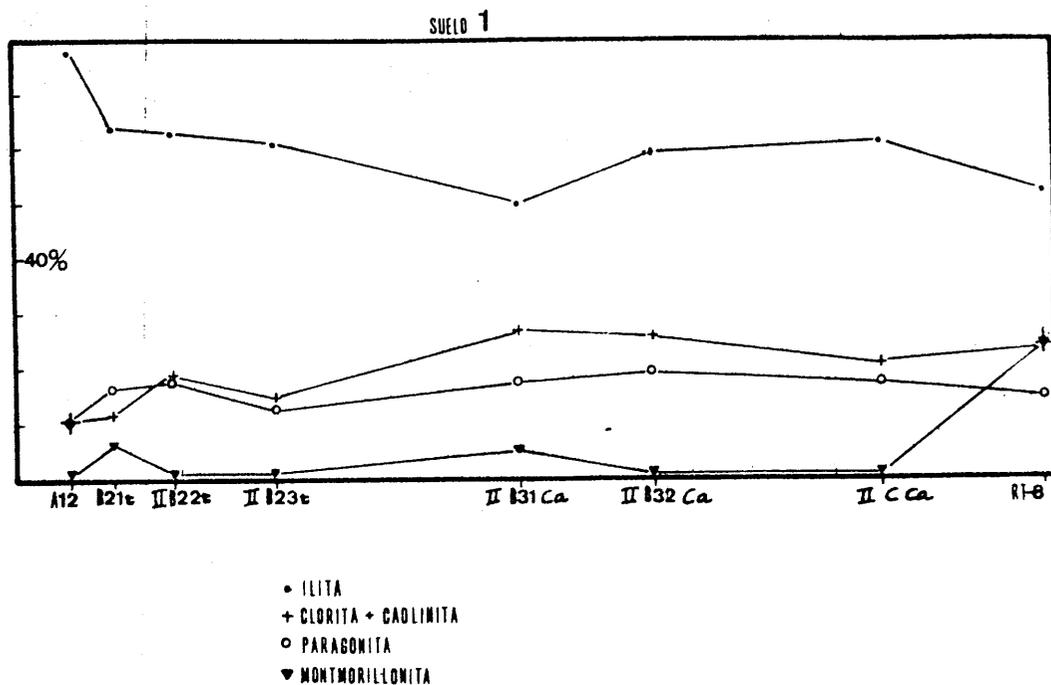
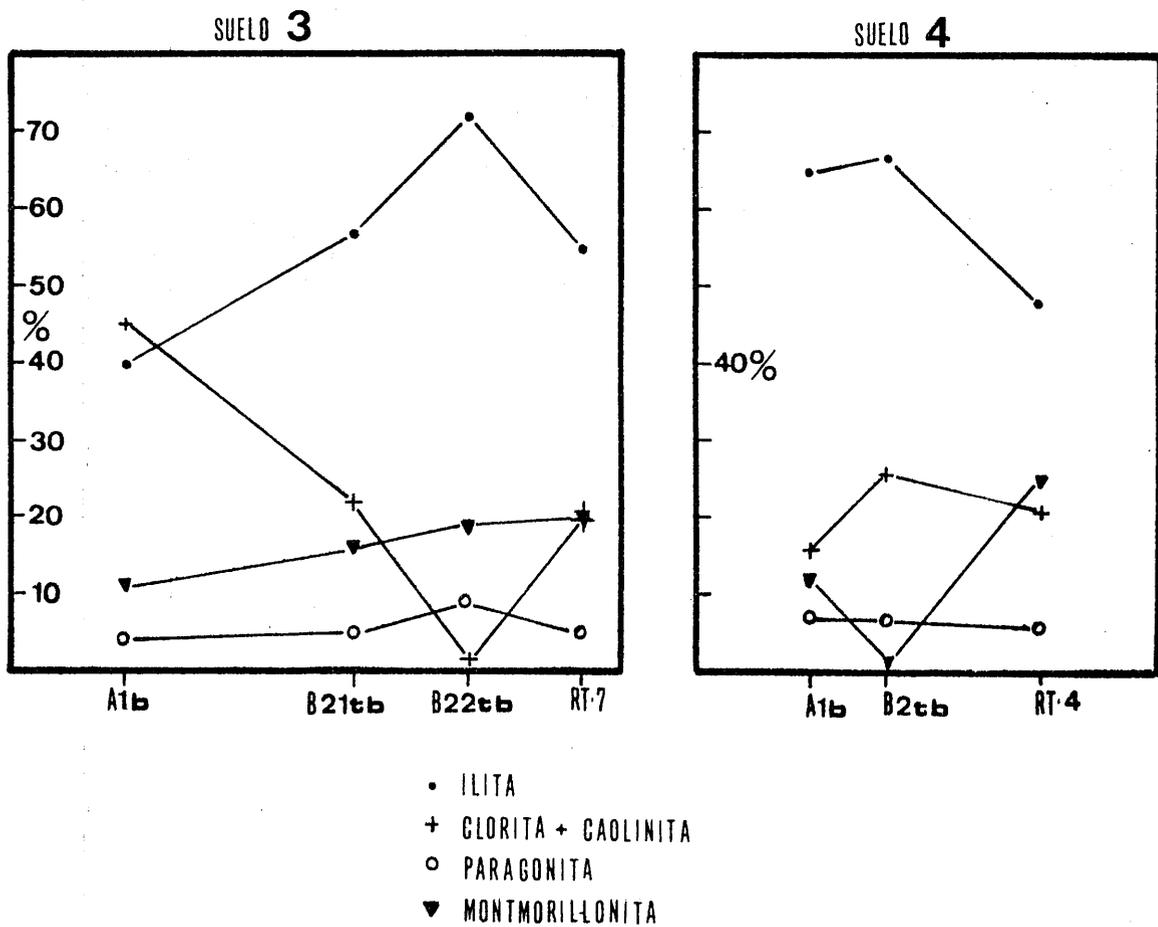


Fig. V.44. Contenido en minerales de la arcilla de la fracción entre 2 y 20 micras.



20 cm

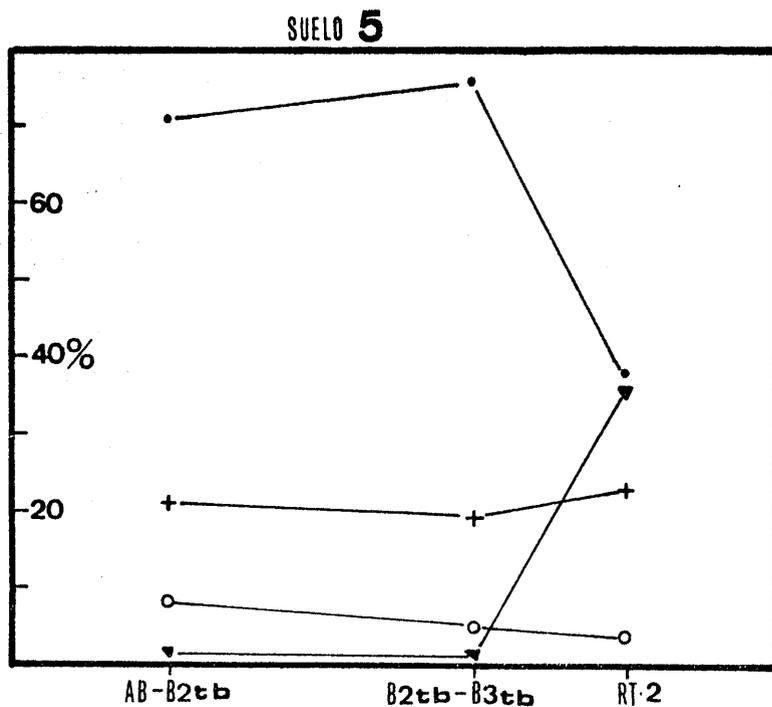


Fig. V. 45. Contenido en minerales de la arcilla en la fracción menor de 2 micras.

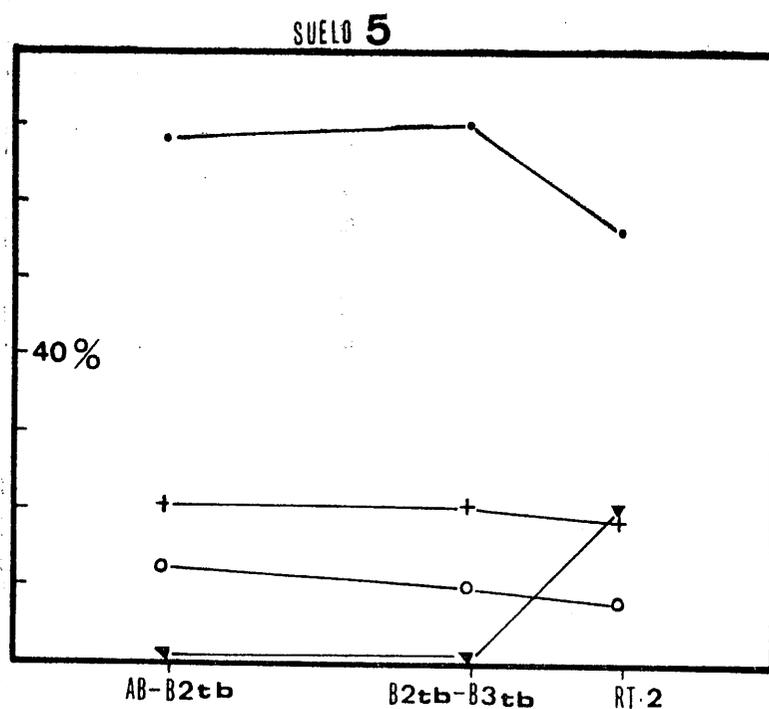
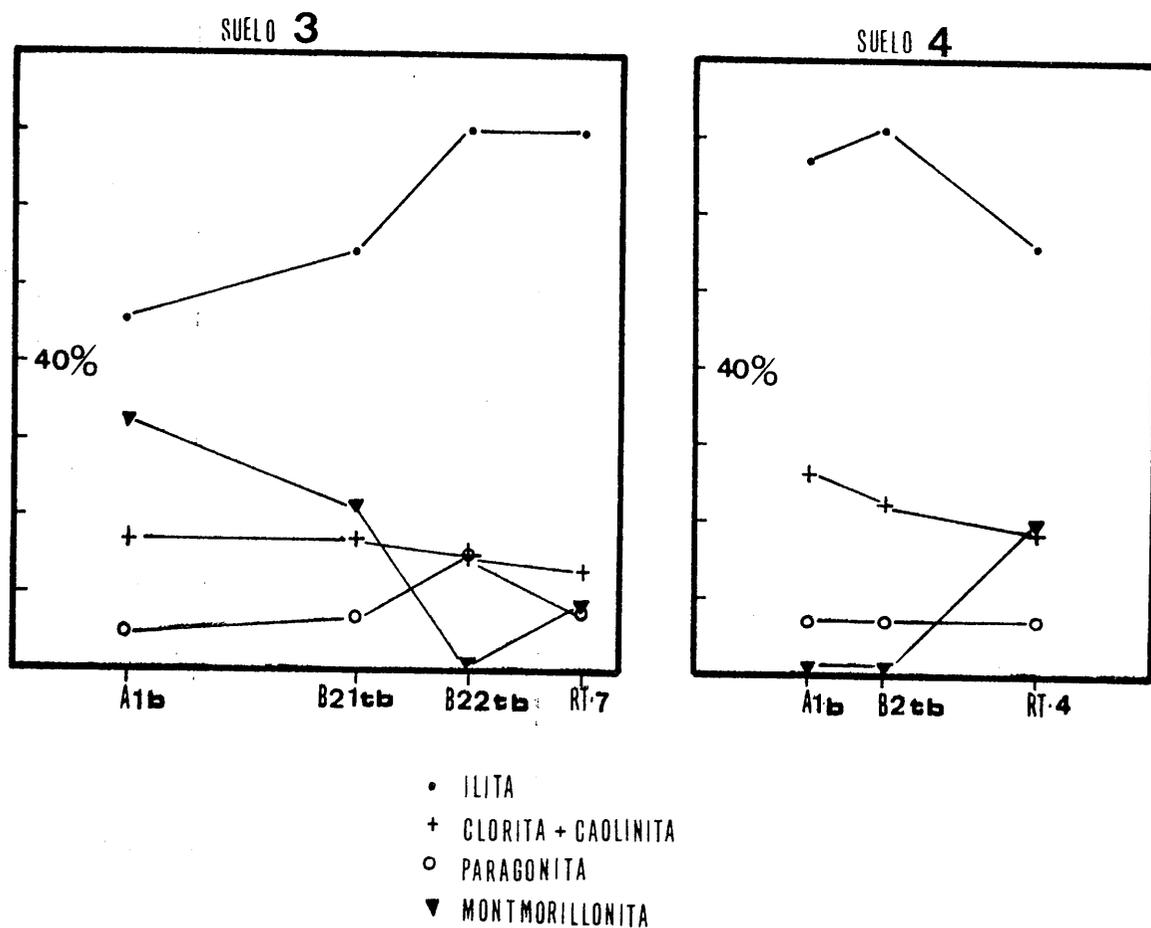


Fig. V. 46. Contenido en minerales de la arcilla en la fracción entre 2 y 20 micras.

Las figuras V. 47. y V. 48. suponen una visión globalizada sobre las variaciones de los diferentes minerales de la arcilla, ya que representan cómo oscila el contenido de cada mineral a lo largo de todos los perfiles.

Ha de señalarse que los porcentajes representados son la media aritmética de los diferentes horizontes. En dichas figuras aparece también el contenido del nivel que está inmediatamente debajo del paleosuelo o suelo y que se da como roca originaria o material originario.

Las figuras V. 49. a V. 56. representan las distintas correlaciones establecidas entre diferentes parejas de minerales (de la misma o distinta fracción).

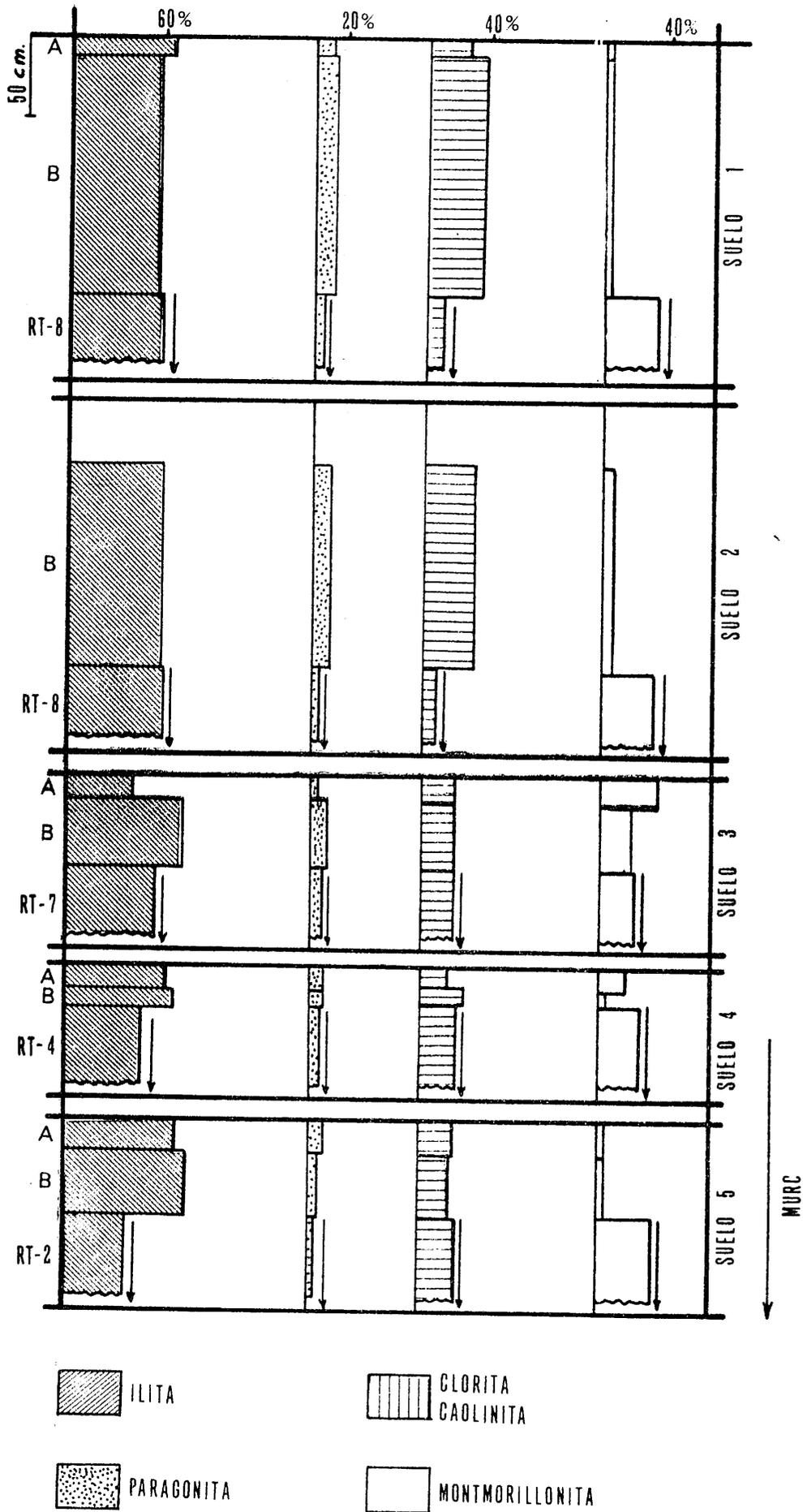


Fig. V.47. Variación del contenido en minerales de la arcilla. Fracción menor de 2 micras.

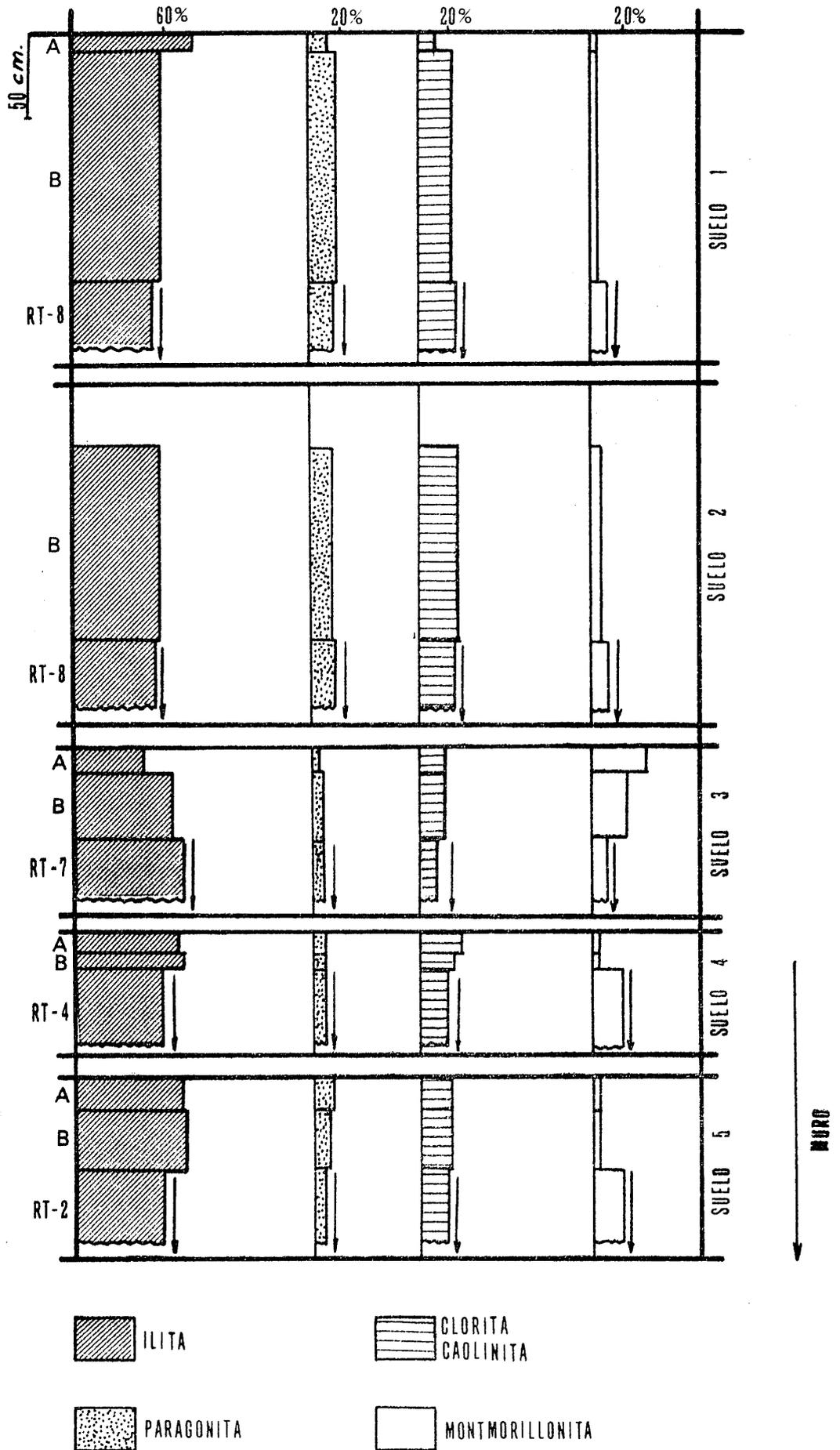


Fig. V. 48. Variación del contenido en minerales de la arcilla. Fracción 2-20 micras.

CORRELACIONES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

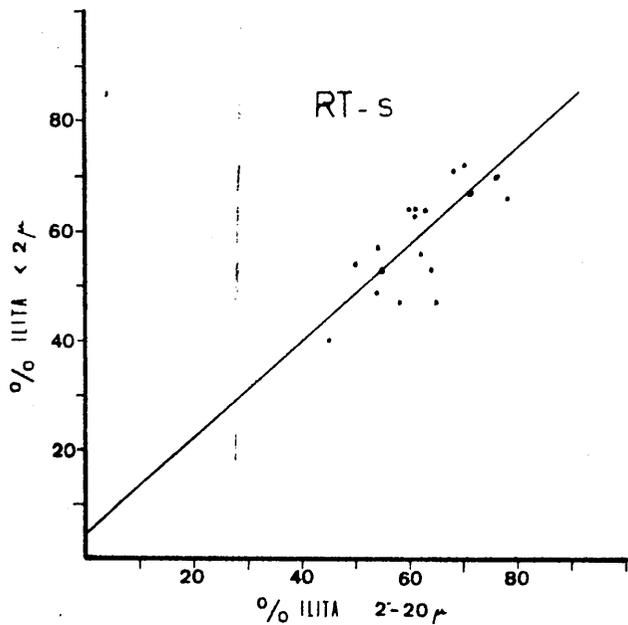


Fig. V. 49.

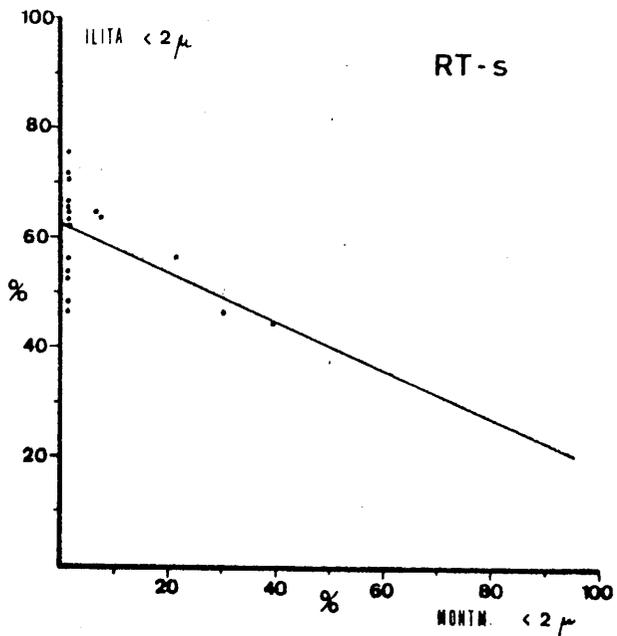


Fig. V. 50.

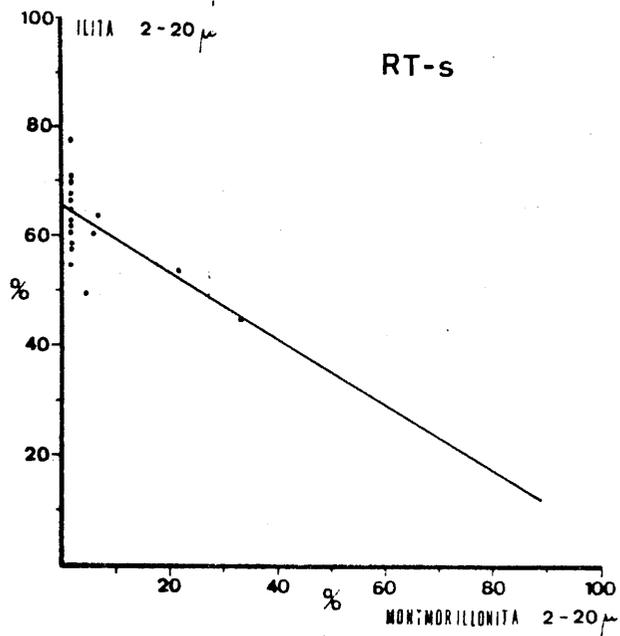


Fig. V. 51.

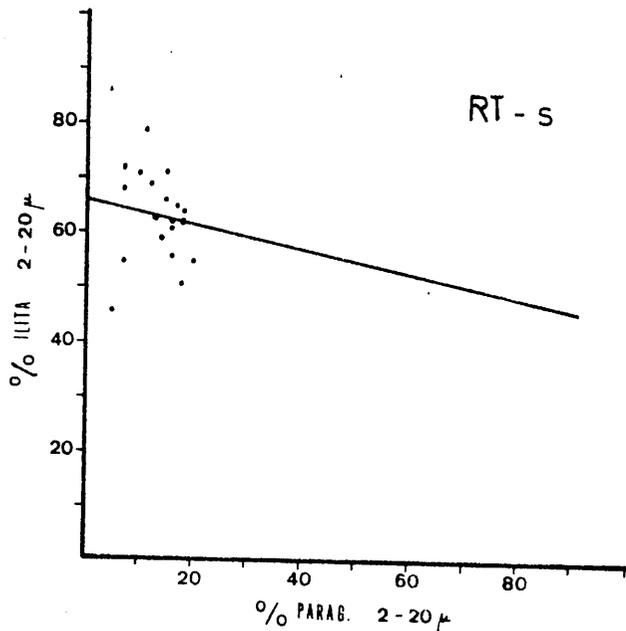


Fig. V. 52.

CORRELACIONES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

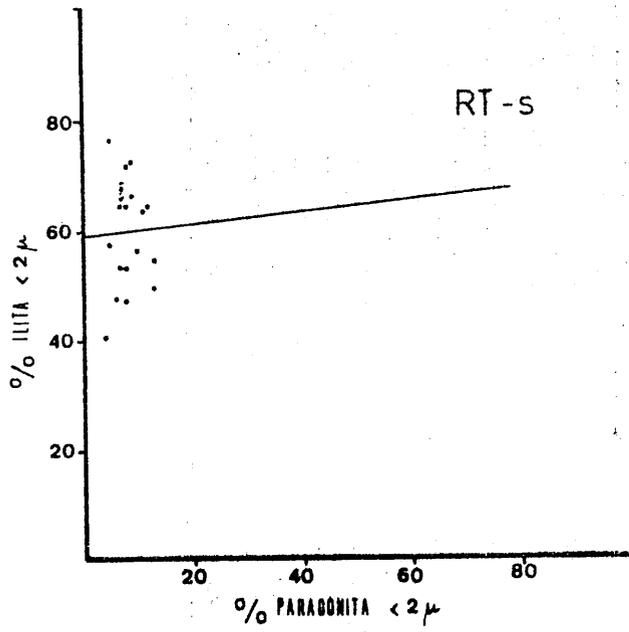


Fig. V. 53.

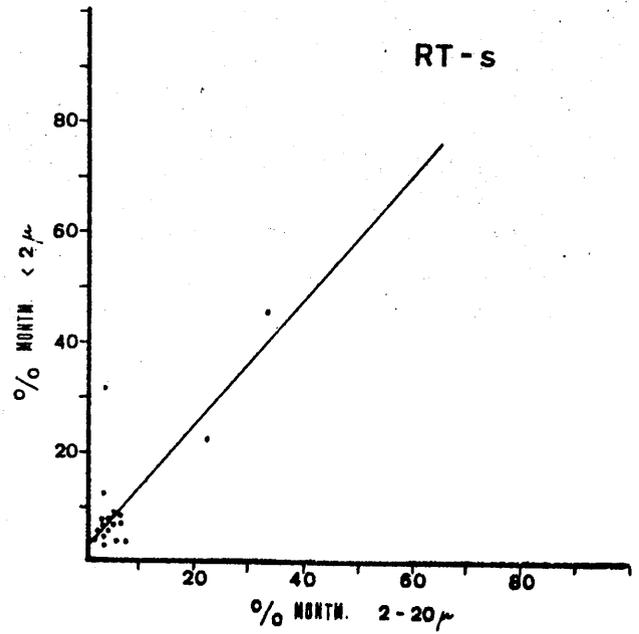


Fig. V. 54.

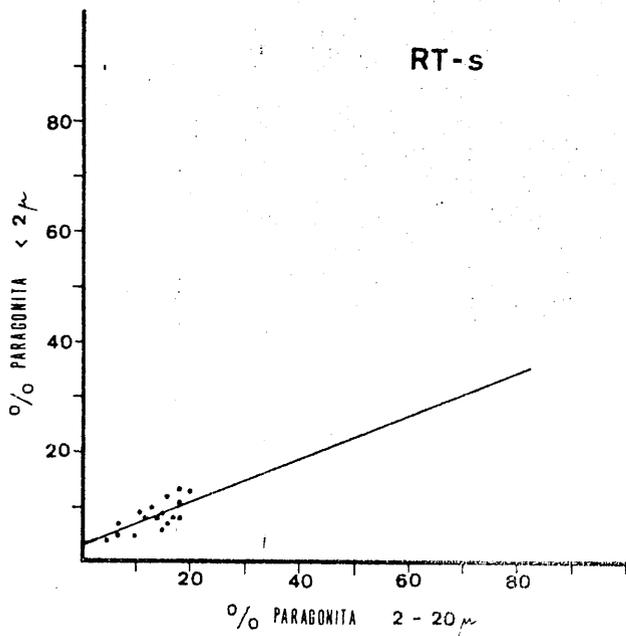


Fig. V. 55.

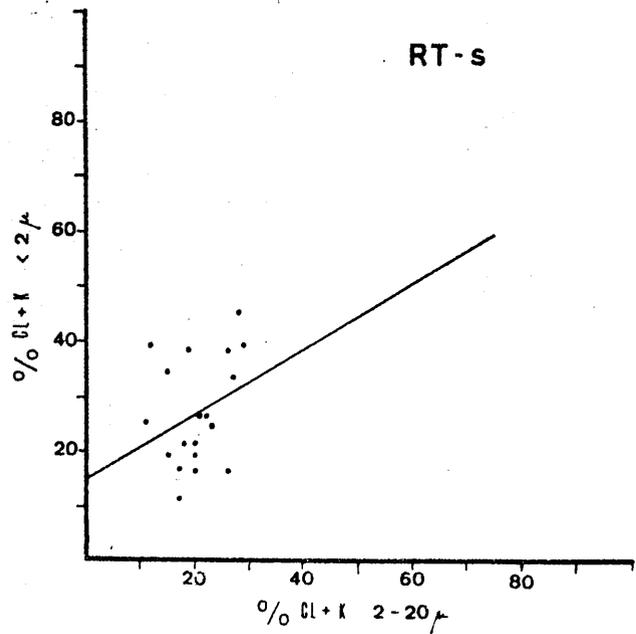


Fig. V. 56.

Se han medido los b_o de las illitas, así como los valores de la reflexión (0010) de las mismas, cuyos resultados son:

Tabla V.44. Valores de b_o y (0010) de las illitas de los suelos

Muestra	b_o	(0010)	Muestra	b_o	(0010)
RT-1-1	9,0096	s. d.	RT-3-1	9,0060	1,9918
RT-1-2	9,0042	1,9901	RT-3-2	9,0060	1,9918
RT-1-3	9,0060	1,9877	RT-3-3	8,9964	1,9918
RT-1-4	8,9962	1,9910			
RT-1-5	8,9952	1,8910	RT-4-1	8,9952	1,9910
RT-1-6	9,0084	1,9901	RT-4-2	9,0060	1,9877
RT-1-7	8,9952	1,9887			
RT-2-1	9,0006	1,9918	RT-5-1	9,0006	1,9877
RT-2-2	9,0060	1,9910	RT-5-2	9,0042	1,9868
RT-2-3	8,9952	1,9918			
RT-2-4	9,0060	1,9910			
RT-2-5	9,0060	1,9910			

A partir de estos datos, se han hallado los siguientes contenidos en átomos de Si, Al, Fe y Mg de la illita.

Tabla V.45. Contenidos en Si, Al, Fe y Mg de las illitas de los suelos

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
RT-1-1	s. d.	s. d.	6,89	0,59	0,56
RT-1-2	14,16	1,84	7,12	0,48	0,43
RT-1-3	14,96	1,04	7,04	0,52	0,48
RT-1-4	13,86	2,14	7,44	0,33	0,25
RT-1-5	13,86	2,14	7,45	0,30	0,22
RT-1-6	14,16	1,84	6,94	0,57	0,53
RT-1-7	14,70	1,30	7,49	0,30	0,22
RT-2-1	13,60	2,40	7,27	0,41	0,35
RT-2-2	13,86	2,14	7,04	0,52	0,48
RT-2-3	13,60	2,40	7,49	0,30	0,22
RT-2-4	13,86	2,14	7,04	0,52	0,48
RT-2-5	13,86	2,14	7,04	0,52	0,48
RT-3-1	13,60	2,40	7,04	0,52	0,48
RT-3-2	13,60	2,40	7,04	0,52	0,48
RT-3-3	13,60	2,40	7,04	0,52	0,48
RT-4-1	14,16	1,84	7,49	0,30	0,22
RT-4-2	14,96	1,04	7,04	0,52	0,48
RT-5-1	14,96	1,04	7,27	0,41	0,35
RT-5-2	15,40	0,60	7,12	0,48	0,43

Mediante la relación I_{004}/I_{002} se ha llegado a los siguientes resultados, respecto a contenido en átomos de hierro.

Tabla V. 46. Contenido en átomos de hierro en las illitas de los suelos.

Muestra	% Fe_2O_3	% $Fe_2O_3 + 0,42 MgO$	Átomos de hierro
RT-1-1	1,60	2,47	0,46
RT-1-3	0,45	0,94	0,13
RT-1-7	0,55	1,11	0,16
RT-2-1	0,55	1,23	0,16
RT-3-1	1,75	2,63	0,50
RT-3-2	1,90	2,75	0,54
RT-3-3	1,55	2,34	0,44
RT-4-1	2,75	3,66	0,78
RT-4-2	1,80	2,63	0,51
RT-5-1	2,00	2,84	0,57
RT-5-2	2,00	2,84	0,57

En este caso, los resultados obtenidos por ambos métodos presentan un amplio margen de divergencia.

Tabla V. 47. Diversos datos sobre las illitas de los suelos

Muestra	I. Kubler	Tamaño partíc.(A)	Grado metamorf.	Na/Na+K
RT-1-1	18	472	Epizona	s. d.
RT-1-2	20	403	Epizona	0,25
RT-1-3	20	403	Epizona	0,42
RT-1-4	23	321	Epizona	0,18
RT-1-5	20	403	Epizona	0,18
RT-1-6	20	403	Epizona	0,25
RT-1-7	27	268	Lfm. An.-Epi.	0,36
RT-2-1	26	277	Epizona	0,13
RT-2-2	23	321	Epizona	0,18
RT-2-3	20	403	Epizona	0,13
RT-2-4	20	403	Epizona	0,18
RT-2-5	21	382	Epizona	0,18
RT-3-1	17	535	Epizona	0,13
RT-3-2	19	446	Epizona	0,13
RT-3-3	21	365	Epizona	0,13
RT-4-1	20	403	Epizona	0,25
RT-4-2	14	730	Epizona	0,42
RT-5-1	18	472	Epizona	0,42
RT-5-2	17	535	Epizona	0,48

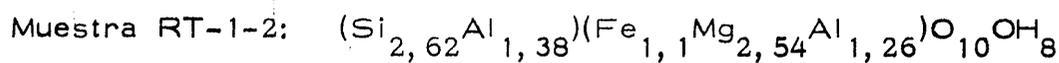
Se han estudiado las cloritas de todos los horizontes. Solamente, en tres de ellos ha podido datarse el tipo de clorita. En el resto, se han obtenido únicamente datos parciales (tabla V.49).

Tabla V.48. Contenido en diversos cationes de las cloritas de los suelos.

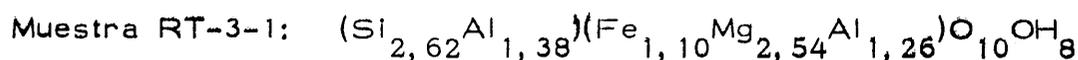
Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ /Fe ²⁺ + Mg
RT-1-2	2,62	1,38	1,26	1,10	1,10	0	0,46
RT-3-1	2,62	1,38	1,26	1,10	1,10	0	0,46
RT-4-2	2,42	1,51	1,41	0,60	0	0,84	0,13

G. A. : grado de asimetría

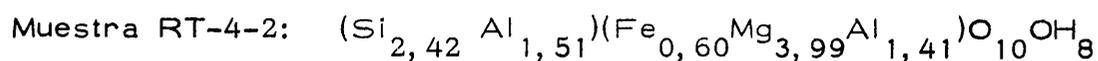
Las fórmulas y los tipos de cloritas han resultado ser:



Ripidolita (FOSTER), Ripidolita (HEY)



Ripidolita (FOSTER), Ripidolita (HEY)



Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Tabla V.49. Contenido en Si, Al^{IV} y Al^{VI} de las cloritas de los suelos.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}
RT-1-3	2,38	1,62	1,48	RT-3-1	2,62	1,38	1,26
RT-1-4	2,66	1,34	1,23	RT-3-2	2,66	1,34	1,23
RT-1-5	2,38	1,62	1,48	RT-3-3	2,80	1,20	1,08
RT-1-6	2,52	1,48	1,37				
RT-1-7	2,80	1,20	1,08				
RT-2-1	2,66	1,34	1,23	RT-4-1	2,62	1,38	1,26
RT-2-2	2,94	1,06	0,94	RT-4-2	2,42	1,51	1,41
RT-2-3	2,52	1,48	1,37				
RT-2-4	2,66	1,34	1,23	RT-5-1	2,56	1,44	1,34
RT-2-5	2,80	1,20	1,08	RT-5-2	2,66	1,34	1,23

Sobre la montmorillonita, dentro de la dificultad que plantean las medidas de cualquiera de sus parámetros en estas muestras, disponemos, en algunos casos, del grado de hinchamiento y del índice de cristalinidad de Biscaye (Tabla V. 50.).

Tabla V. 50. Índice de cristalinidad de Biscaye y grado de hinchamiento en la montmorillonita de los suelos.

Muestra	<2 micras		2-20 micras	
	V/P	G. H. (A)	V/P	G. H. (A)
RT-1-2	n. d.	n. d.	0, 50	17, 31
RT-1-5	n. d.	n. d.	0, 40	16, 98
RT-2-1	0, 64	17, 31	0, 25	17, 31
RT-2-2	0, 25	16, 25	n. d.	n. d.
RT-2-5	n. d.	n. d.	0, 50	17, 65
RT-3-1	0, 61	16, 98	0, 55	16, 98
RT-3-2	0, 38	17, 31	0, 34	16, 85
RT-4-1	0, 27	16, 50	n. d.	n. d.

n. d. : no determinable

El comentario que cabe hacer a esta tabla, es el siguiente:

1. En ambas fracciones, la cristalinidad disminuye hacia horizontes más profundos.
2. Para una misma muestra, la cristalinidad es mayor - en la fracción menor de 2 micras.
3. No parece existir relación alguna entre la cristalinidad y el grado de hinchamiento.

Estudio de los interestratificados.

Al describir la mineralogía global y la correspondiente a las fracciones entre 2 y 20 micras, se apuntaba la presencia de interestratificados en los horizontes del suelo S-1 y en los del paleosuelo S-2. En todos los casos, los interestratificados se concentran en las fracciones entre 2 y 20 micras, insinuándose, a veces, en el diagrama de la muestra íntegra, excepto en la RT-2-5 en la que también aparecen indicios en la fracción de tamaño menor de 2 micras.

Un primer intento de estudio se realizó en las fracciones de 2 a 20 micras sin eliminar hierro libre. Debido a las interferencias producidas por estos geles, se procedió a la extracción de los mismos y posterior tratamiento y estudio de las muestras. De su análisis se desprende:

1. Se trata de interestratificados al azar, con un primer orden que oscila entre 21,32 A y 22,07 A (en A. O.), y de 23,15 A a 26,70 A (en E. G.).
2. El segundo orden presenta espaciados entre 10,39 y 10,98 A (en A. O.) y 11,18 a 11,71 A (en E. G.).
3. No siempre aparece el primer orden y cuando lo hace no da picos netos sino bandas -más o menos anchas- que, a veces, presentan un máximo.
4. Por los diversos tratamientos realizados (E. G., D. M. S. O. y 550° C) se deduce que estos interestratificados se encuentran en muy pequeña cantidad y que se trata de los siguientes tipos:
 - . Illita-Clorita, como más abundante y existente en todas las muestras, aunque en RT-1-6 y RT-1-7 no puede asegurarse su presencia.
 - . Illita-Montmorillonita, en menor cantidad y siempre como indicios.
 - . En un sólo caso (muestra RT-2-5) se ha detectado el tipo Clorita-Montmorillonita.
 - . No se descarta la existencia del tipo Illita-Vermiculita-Montmorillonita.
5. Los mayores hinchamientos con E. G. corresponden a los tipos Illita-Montmorillonita.
6. La clorita disminuye en aquellas muestras donde parece ser mayor la cantidad del interestratificado Clorita-Montmorillonita.
7. El grado de transformaciones de los minerales de la arcilla es distinto en cada muestra, de manera que se observan unas, en las que abunda la clorita (sólo indicios de interestratificados); otras, en las que la clorita disminuye y, por consiguiente, mayor cantidad de interestratificados; por último, una en la que existe clorita, illita-clorita e illita-montmorillonita.

V. 2. 3. 4. 3. Micromorfología.

Muestra RT-1-1. Horizonte A12.

Suelo con gran cantidad de esqueleto constituido, principalmente, por cuarzo (algunos granos en mosaico) junto con esquistos, algunos restos carbonatados, feldespatos y micas.

El plasma es bastante escaso y de color pardo. Presenta una contextura básica granular; en algún dominio, aglomeroplásmica pero estos dominios son escasos y la contextura plásmica es límasépica. La materia orgánica es relativamente abundante y del tipo humicol-humísquel. Domina aquella que está perfectamente transformada y que usualmente se encuentra situada como una película alrededor de los granos minerales pero también existen restos vegetales con la estructura aún reconocible y, en algunos de los cuales, excretas fecales redondeadas, agrupadas irregularmente dentro del resto vegetal.

Los poros son muy abundantes y están constituidos principalmente por huecos de empaquetamiento tanto simples como compuestos junto con algunas (escasas) cavidades preferentemente de tipo ortocavidad.

Como cutanes sólo existen organanes delgados, rodeando granos de esqueleto, lo que habla de un antecedente coloidal marcado juntamente con un proceso de humificación abiológica o casi abiológica.

Glébulas: sólo existen nódulos calcíticos de tamaño variable e irregulares, nódulos calizos, redondeados, de tamaño más pequeño y nódulos ferruginosos angulosos de tamaño aún más pequeño y abundantes litorelictos de forma y tamaño variables.

No se observan pedotúbulos, cristalaría ni ningún otro rasgo edáfico.

Micromorfología (visión directa).

Porosidad: 46%	Plasma: Inferior al 5%	Esqueleto: 46%
Cutanes: 0,1 %	Nódulos: 1-2%	

Muestra RT-1-2. Horizonte B21t.

Esqueleto abundante aunque desde luego en mucha menor cantidad que el horizonte anterior. Está constituido principalmente por carbonatos, junto con cuarzo (algunos en mosaico) y micasquistos así como cantidades muy inferiores de feldespatos y micas.

El plasma es de color rojizo. Mucho menos abundante que en el horizonte anterior y es de tamaño más fino. Presenta una contextura básica porfir-esquelética y una contextura plásmica insépica con dominios de crística.

La materia orgánica es muy escasa y la existente procede claramente de caída libre.

Los poros son abundantes aunque en menor cantidad que en el horizonte anterior. Son principalmente huecos de empaquetamiento pero también - existen frecuentes cavidades (orto y meta) y algunos canales.

Como cutanes tenemos fundamentalmente arcilanes, delgadas y discontinuos, con orientación continua, rodeando granos de esqueleto, preferentemente granos de cuarzo y micasquistos. Su origen es presión y difusión. Es de destacar que estos arcilanes no se presentan en todo el horizonte sino - en algunos dominios en los que no existen restos carbonatados.

Como glébulas existen nódulos calcáreos, abundantes litorelictos y algunos pequeños nódulos irregulares de sesquióxidos de hierro y más escasos nódulos de manganeso.

No se observan cristalarias, pedotúbulos ni ningún otro rasgo edáfico.

Micromorfología (visión directa).

Porosidad: 29%	Plasma: 20%	Esqueleto: 32%
Cutanes: 1,2 %	Nódulos: 17%	

Muestra RT-1-3. Horizonte IIB22t.

Horizonte típicamente pedal con agregados de tamaño grande paralelepípedicos.

Esqueleto en cantidad media, con muchos menos granos minerales que los horizontes de superficie, cuya constitución es casi exclusivamente - cuarzo y esquistos con gran predominio del primero. También se observan algunas micas aciculares de pequeño tamaño. También una pequeña - zona de carbonatos que deben provenir de arrastre mecánico del horizonte superior.

Plasma abundante de color rojizo o amarillo-rojizo según dominios. Presenta una contextura básica porfiroesquelética y una contextura plásmica esquelmosépica.

La materia orgánica es prácticamente inexistente y la escasa que hay está muy bien humificada y totalmente incorporada a la parte mineral.

La porosidad es escasa y está constituida principalmente por huecos de empaquetamiento compuesto y cavidades (orto y meta). También observamos algunos canales, la mayoría interconectados.

Los cutanes son abundantes y entre ellos son de destacar por su canti -

dad los ferriarcilanes que se encuentran rodeando granos de esqueleto y cuyo origen es iluviación-presión. También observamos, aunque en mucha menor cantidad, algunos matranes y algunos esqueletanes.

Como glébulas tenemos litorelictos en cantidad media y algunos nódulos calcáreos de tamaño medio, así como pequeños nodulitos de óxidos de hierro.

No se observan cristalarias, pedotúbulos ni ningún otro rasgo edáfico.

Micromorfología (visión directa).

Poros: 25%	Plasma: 46%	Esqueleto: 22%
Cutanes: 3,5 %	Nódulos: 3%	

Muestra RT-1-4. Horizonte II B23t.

Horizonte con varios dominios de características muy diferentes: muy esqueléticos algunos, con dominios carbonáticos y dominios silíceos y otros en el que la cantidad de plasma es abundante.

El esqueleto es, en general, muy abundante y está constituido principalmente por cuarzo al que siguen en abundancia micasquistos y carbonatos, y, en mucha menor cantidad, plagioclasas y micas.

El plasma se presenta en cantidad media y es de color rojizo. Presenta una contextura básica intertextica en algunos dominios y porfiroesquelética en otros. La contextura plásmica es esquelmoséptica.

La materia orgánica es casi inexistente; sólo se ha observado un resto vegetal situado en un hueco, producto de caída libre.

La porosidad es ligeramente superior a la del horizonte anterior y está constituida principalmente por huecos de empaquetamiento compuesto y cavidades junto con muy escasos canales.

Los cutanes son abundantes pero se presentan en menor cantidad que en el horizonte anterior. Al igual que en dicho horizonte predominan los ferriarcilanes que se encuentran rodeando granos de esqueleto y cuyo origen es iluviación-presión; junto a estos también se observa una cierta proporción de "min" arcilanes y algunos matranes.

Como glébulas existen abundantes litorelictos, algunos nódulos calcáreos, redondeados, de tamaño medio y frecuentes nodulitos irregulares de naturaleza sesquioxídica. También se observan escasas pápulas con orientación continua.

No se observan cristalarias, pedotúbulos ni ningún otro rasgo edáfico.

Micromorfología (visión directa).

Poros: 28%	Plasma: 28%	Esqueleto: 38%
Cutanes: 2%	Nódulos: 4%	

Muestra RT-1-5. Horizonte IIB31Ca.

Horizonte con varios dominios muy diferentes ya que algunos son completamente esqueléticos, otros son casi exclusivamente plásmicos y otros, - mezcla de ambos.

El esqueleto es muy abundante (mucho más que en el horizonte anterior) - y está constituido principalmente por cuarzo y carbonatos (aproximadamente a la par) junto con cantidades muchísimo menores de micas, micasquitos y plagioclasas, por este orden.

El plasma se encuentra en cantidad de pequeña a media y es de color rojizo. Presenta una contextura básica de intertéctica a porfiroesquelética - según dominios y su contextura plásmica es esquelmosépica con dominios de crística.

La materia orgánica es inexistente o al menos no se reconoce ningún - resto vegetal.

La porosidad es mayor que en el horizonte anterior y está constituida - por huecos de empaquetamiento compuesto, cavidades, algunos canales y huecos planares; estos en cantidad importante.

Los cutanes son abundantes y variados. Reconocemos ferriarcilanes, matranes, calcitanes y calcanes. Los más abundantes son los ferriarcilanes. Los matranes también los encontramos rodeando granos de esqueleto, - mientras que calcitanes y calcanes se encuentran rodeando pedos.

En cuanto a glébulas existen abundantes litorelictos de tamaño grande; - abundantes nódulos calcáreos redondeados de tamaño medio y abundantes - nódulos ferríferos y mangánferos irregulares de pequeño tamaño.

Es de destacar en este horizonte una abundante cristalaria de calcita - constituida por cristales grandes cuya orientación es paralela a los bordes de los poros y cuya magnitud hace que sea indudablemente de interés genético.

No se observan otros rasgos edáficos.

Micromorfología (visión directa).

Poros: 34%	Plasma: 18%	Esqueleto: 45%
Cutanes: 1,5 %	Nódulos: 2%	

Muestra RT-1-6. Horizonte IIB32Ca.

Horizonte constituido por una gran cantidad de esqueleto carbonatado, junto con pequeñas masas plásmicas semejantes a las del horizonte anterior.

El esqueleto es extraordinariamente abundante y está constituido principalmente por cristales de calcita formando grandes masas calcáreas, cuarzo metamórfico con abundantes inclusiones de micas y cantidades minoritarias de micas, micasquistos y plagioclasas.

El plasma es de color rojizo y se encuentra en pequeña cantidad. Presenta una contextura básica aglomeroplásmica y una contextura plásmica esquelmosépica en los dominios plásmicos y crística en los restantes.

La materia orgánica es inexistente.

La porosidad es semejante a la del horizonte anterior y está constituida por huecos de empaquetamiento simples y compuestos, cavidades y canales.

Los cutanes son muy escasos y están representados por ferriarcilanes, matranes y calcanes.

Los ferriarcilanes se encuentran rodeando granos de esqueleto y proceden de iluviación-presión. Los matranes y calcanes también se encuentran rodeando granos de esqueleto. El origen de los primeros es difusión y el de los segundos recristalización.

Como glébulas sólo existen litorellitos en cantidad media y escasos y pequeños nódulos ferríferos.

Presenta una cristalaría de calcita extraordinariamente abundante y variada ya que existe una formación de cristales grandes en poros tanto con orientación paralela como perpendicular o irregular. También se presentan cristales aciculares de calcita en poros y por último una cristalaría intercalar.

Micromorfología (visión directa).

Esqueleto: 59%	Plasma: 6%	Poros: 32%
Cutanes: 4%	Nódulos: 2%	

Muestra RT-1-7. Horizonte IICCa.

Horizonte constituido por masas de carbonato cálcico ya sea en forma caliza o calcítica, junto con grandes masas de cuarzo con abundantes inclusiones de micas. También se encuentran pequeñas cantidades de micasquistos y escasa masa de suelo (menos del 2%).

Muestra RT-2-1. Horizonte Cb.

Horizonte enterrado que presenta muchos aportes y mucha mezcla. El esqueleto es abundante y está constituido fundamentalmente por carbonato cálcico, junto con abundantes restos de cuarzo, algunos con inclusiones gráficas y en menor cantidad micasquitos. Todos estos granos se vé que han estado sometidos a grandes tensiones. El esqueleto constituye más del 80% por lo que es, pues, la fracción más importante.

El plasma está constituido fundamentalmente por carbonato cálcico más o menos finamente dividido; en algún caso con cierta recristalización secundaria pero en algunos dominios, existen arcillas birrefringentes. Presenta contextura básica, intertéctica y su contextura plásmica dominante es la crística; en otros dominios limasépica y en otros (más escasos) mosépica. Este tipo de contexturas nos indica la gran perturbación a que ha estado sometido este horizonte.

La porosidad es escasa y está constituida por cavidades de disolución de forma irregular.

Como glébulas sólo existen litorelictos y algunos nódulos de hierro de contextura indiferenciada y heredados del material original.

Rasgos cutánicos sólo se presentan dentro de micasquitos y fragmentos de cuarzo como "min" ferriarcilanes, (en el sentido de BIRDON, 1967).

En cuanto a otros rasgos edáficos, sólo una abundante cristalaría de calcita perpendicular a las paredes de los poros.

Muestra RT-2-2. Horizonte B2tb.

Esqueleto: cantidad pequeña-media. Domina el cuarzo sobre los micasquitos.

El plasma es abundante, de color rojo fuerte constituido por arcilla y óxidos de hierro finamente divididos e impregnados. Presenta contextura básica porfiroesquelética y una contextura plásmica vo-esquelmosépica que, en algún dominio, llega a omnisépica.

Cutanes: existen ferriarcilanes rodeando granos de esqueleto y poros, pero fundamentalmente se aprecia un claro fenómeno de disrupción de los mismos y concentración en la masa plásmica que da origen a los tipos de contextura presente (FEDOROFF, 1974).

El índice de iluviación de este horizonte ha debido ser altísimo, pues aún ahora, con los claros fenómenos de disrupción habidos, supera el 1%.

Porosidad: pequeña, constituida por grietas de retracción, cavidades (la mayor parte interconectadas) y, en menor cantidad, cámaras y canales.

Glébulas: abundantes litorelictos y escasos nódulos ferruginosos con inclusiones; escasos nódulos difusos carbonatados procedentes claramente de calda libre, pues sólo se encuentran en una grieta.

No se observan otros rasgos edáficos.

Muestra RT-2-3. Horizonte B31tb.

Esqueleto más abundante que en la anterior, de igual naturaleza y con mayor cantidad de anfíboles y de micas.

Plasma: en cantidad media, de color amarillo rojizo constituido por arcillas e hierro, aunque con menor cantidad de este último.

Presenta contextura básica porfiroesquelética y plásmica esquel-vo-mo-sépica.

Cutanes: muy abundantes; arcillanes con algún ferriarcillan, generalmente rodeando poros y también algún grano del esqueleto. Su origen es claramente de iluviación y -en algún caso- se observa iluviación seguida de difusión por la clara disrupción a que ha estado sometida la masa plásmica. Fuerte índice de alteración e iluviación. Junto a estos, se observan algunos "min" arcillanes y "min" ferranes.

Porosidad: escasa. Constituida por grietas, cavidades y canales.

Glébulas: abundantes litorelictos de diferente origen y algunas pápulas arcillosas (que proceden de la disrupción de los cutanes).

Muestra RT-2-4. Horizonte B32Cab.

En general, la descripción es similar a la del horizonte anterior. Destaca que el índice de iluviación y alteración es muy grande. Los cutanes son muy abundantes y la peculiaridad de que existen carbonatos de tipo micrítico -en algunos casos como nódulos- en los que se puede observar la iluviación sobre los mismos (WIEDER y YAALON, 1978).

Muestra RT-2-5. Horizonte B33b.

El esqueleto es más abundante y más variado (cuarzo, feldespatos, anfíboles, micas). Índice de alteración elevado; índice de iluviación menor - del 1%.

Plásma de color pardo rojizo constituido por hierro y arcilla; contextura básica intertética y plásmica según dominios. Domina el limasépico. A continuación el insépico y por último el crístico.

Porosidad: escasa, constituida por cavidades y grietas.

Cutanes: arcilanes y ferriarcilanes. Muchísimo más escasos que en los horizontes anteriores, rodeando nódulos, granos de esqueleto, algunos restos calcáreos.

Glébulas: nódulos ferruginosos heredados y algunos de carbonato microcristico.

Muestra RT-3-1. Horizonte A1b.

Esqueleto abundante de tamaño muy desigual, de manera que junto a restos de aproximadamente 50 micras de tamaño (medio) existen otros superiores a 2 mms. La naturaleza del esqueleto es idéntica a los ya descritos anteriormente: cuarzo, micasquistos, feldspatos, anfíboles, turmalina, micas, etc.

La materia orgánica está en una proporción aproximada del 1%, muy bien humificada e íntimamente mezclada a la parte mineral.

El plasma, en cantidad media, está constituido por arcilla, limo, materia orgánica y óxidos de hierro de color pardo. Presenta contextura básica-intertética y plásmica limasépica. Escasísimos cutanes arcillosos producto de alteración/difusión.

Porosidad escasa. Los poros están constituidos por huecos de empaquetamiento compuesto y cavidades, si bien esta porosidad ha debido ser mayor aunque debido al peso de los estratos se ha reducido.

Glébulas: abundantes litorelictos y frecuentes nódulos ferruginosos redondeados de contextura indiferenciada y límite neto que proceden claramente de herencia.

No se observan otros rasgos edáficos.

Muestra RT-3-3. Horizonte B21tb.

Esqueleto mucho menos abundante que en la anterior, habiendo disminuido los fragmentos más pequeños. La naturaleza es igual, aunque con menos feldspatos y más cuarzo y micasquistos.

Materia orgánica: escasísima.

Plasma abundante, constituido principalmente por arcilla y óxidos de hierro. Color rojizo y contextura básica porfiroesquelética y plásmica esquelmosépica.

Cutanes: muy abundantes sobre todo ferriarcilanes, y, en menor cantidad, arcilanes. Su origen es de iluviación con un índice alto (1,6-1,7%) observándose también una cierta disrupción de los mismos con abundantes formaciones de pápulas. Es de señalar que la mayoría de ellos rodean granos de esqueleto y no poros, lo que implica que este horizonte ha estado sometido a fuertes presiones.

Porosidad: muy escasa, constituida por grietas de retracción junto con alguna ortocavidad de tipo irregular y algún (escaso) canal.

Glébulas: abundantes litorelictos y frecuentes nódulos ferruginosos iguales que los anteriores pero mucho más pequeños. Algunos presentan englobados granos de otros materiales lo que podría indicar un posible movimiento de este suelo.

Muestra RT-4-1. Horizonte A1b.

Descripción micromorfológica similar a la del horizonte RT-3-1. Destacamos únicamente que abundan más los óxidos de hierro, que el índice de alteración es mayor en RT-4-1 y que abundan más los pedorelictos.

Muestra RT-4-2. Horizonte B2tb.

Descripción similar a la de RT-3-3. Menor iluviación y mucha más alteración, lo que origina que junto a cutanes de iluviación existan también "min" arcilanes y "min" ferriarcilanes.

Muestra RT-5-1. Horizonte ABb-B2tb.

Esqueleto abundante y de heterometría acusada. Naturaleza idéntica a los casos anteriores. Minerales bastante deformados, igual que los fragmentos de rocas, debido a fuertes presiones.

Materia orgánica: cantidad media, extraordinariamente elevada para la profundidad a que se encuentra este perfil e íntimamente incorporada a la materia mineral. Da la impresión de ser un AB que ha subsistido después de la erosión del horizonte A o bien un horizonte B edafizado que se conservó.

Plasma: cantidad pequeña a media constituido por arcillas, óxidos de hierro; contextura básica porfiroesquelética de bajo plasma y contextura plásmica que, en conjunto, se puede considerar como esquelinsépica pero con multitud de dominios donde prácticamente están presentes todos los tipos de contexturas sépicas.

Cutanes: arcilanes y ferriarcilanes, usualmente rodeando granos de esqueleto con índice de iluviación inferior al 1%; no obstante, en la matriz se observan claramente síntomas de una gran disrupción por lo que imaginamos que originariamente fuera mucho más elevado.

Porosidad: escasa a media, constituida por grietas de resquebrajamiento sobre todo; con algún canal y cavidad.

Glébulas: abundantes litorelictos, frecuentes nódulos de hierro con materiales englobados en su matriz, algunos aislados y algunas pápulas que implican el efecto de disrupción sufrido.

No se observan otros rasgos edáficos.

Muestra RT-5-2. Horizonte B2t-B3t.

Respecto al anterior, destacamos: mayor índice de iluviación y de alteración; mayor grado de disrupción lo que supone un mayor número de pápulas; contextura básica porfiroesquelética; contextura plásmica esquelinsépica. Materia orgánica escasa.

Respecto a los cutanes, indicar sólo que existen mayor cantidades de arcilanes y ferriarcilanes.

V. 3. AFLORAMIENTO DE CHITE.

V. 3. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO.

Para este apartado utilizaremos el mapa geológico de la figura V.1., página 60. El corte se ha establecido en el barranco de Chite, a la altura del pueblo del mismo nombre, entre los kilómetros 467 y 468 de la CN-323, Bailén-Motril. El muestreo se ha realizado aprovechando una vereda que, al subir hacia la carretera citada, corta los diferentes niveles de la "Block formation" en esta zona. Los materiales están prácticamente horizontales; su buzamiento es de 6° S.

La serie es muy monótona. En realidad, se trata de un potente paquete de conglomerados con mayor o menor cantidad de matriz. No obstante, se han distinguido cuatro niveles, basándonos, para ello, en características de observación directa, como son: homometría o heterometría del conglomerado, abundancia de matriz, color de la misma, etc., presencia de determinados tipos de rocas (metamórficas y/o carbonatadas).

V. 3. 2. DESCRIPCION DE LA COLUMNA LITOLOGICA. SITUACION DE LAS MUESTRAS.

En la figura V. 57. se representa gráficamente los materiales que constituyen la columna litológica en este afloramiento. De muro a techo se distinguen los siguientes niveles:

<u>Muestra</u>	<u>Descripción</u>
CH-1	Conglomerado con escasa matriz. Heterometría muy patente. El 80% de los cantos son de tamaño pequeño y mediano (máximo de 25 cms). Existen algunos de gran tamaño y volumen.
CH-2	Nivel de conglomerados, de muy escasa matriz. Los cantos que abundan son de tamaño medio. El carácter de este nivel es homométrico.

<u>Muestra</u>	<u>Descripción</u>
CH-3	Nivel de conglomerados caracterizado por una gran - abundancia de matriz, de color gris y de tamaño limo- y arcilla. Los cantos que abundan son los de tamaño - medio y fino, de modo que imprimen carácter homomé- trico al nivel.
CH-4	Puede considerarse como la parte alta del nivel ante- rior. Se caracteriza, fundamentalmente, por la presen- cia de rocas carbonatadas y la disminución de las me- tamórficas. El tamaño de los cantos es mediano (máxi- mo de 25 cms.).

V. 3. 3. MINERALOGIA DE LA COLUMNA LITOLÓGICA.

V. 3. 3. 1. MATRIZ.

V. 3. 3. 1. 1. Mineralogía global.

Por difracción de rayos X se han identificado los siguientes minerales:

CH-1:	calcita, cuarzo, dolomita, minerales laminares
CH-2:	calcita, cuarzo, dolomita, minerales laminares
CH-3:	anfíbol, caolinita, clorita, cuarzo, montmorillonita, moscovita, paragonita.
CH-4:	calcita, cuarzo, dolomita, minerales laminares

En la tabla V. 51. se resumen los resultados del análisis mineralógico - cuantitativo.

Tabla V. 51. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo. Muestra total.

<u>Muestra</u>	<u>Calcita</u>	<u>Cuarzo</u>	<u>Dolomita</u>	<u>Min. laminares</u>
CH-1	1	55	15	29
CH-2	2	54	15	29
CH-3	4	48	32	16
CH-4	7	40	35	18

La figura V. 57. representa la variación de cada uno de estos minerales - a lo largo de la columna litológica.

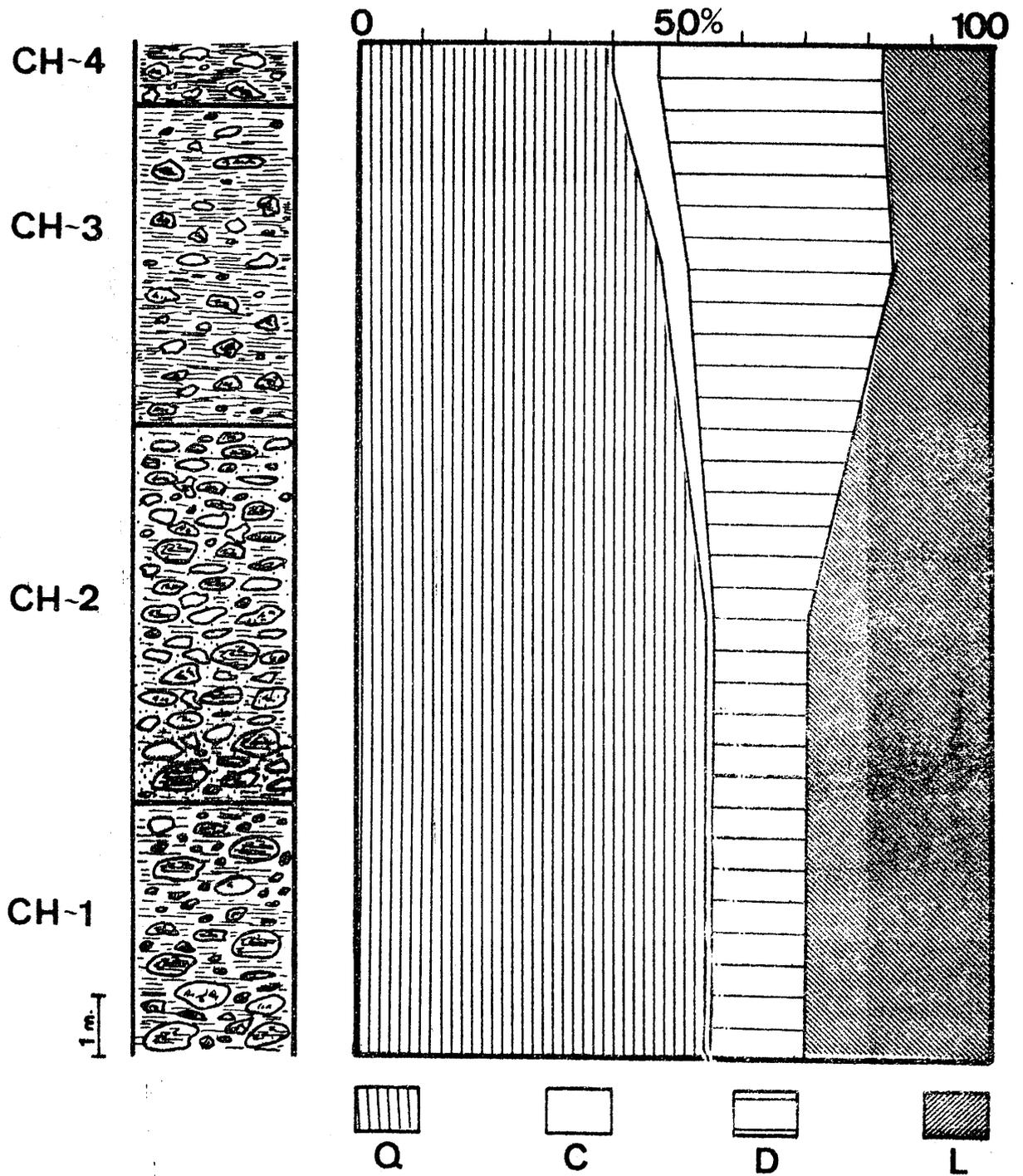


Fig. V. 57. Composición mineralógica de la serie de Chite.

Del análisis de la misma, pueden desprenderse las siguientes ideas:

- a) el cuarzo disminuye netamente hacia el techo de la serie,
- b) el contenido en minerales laminares, igualmente, es menor hacia niveles altos,
- c) los carbonatos aumentan visiblemente hacia el techo.

Un estudio más detallado pone de relieve lo siguiente:

1. El porcentaje de cuarzo varía entre 40 y 55% con un contenido medio de 49%.
2. Los minerales laminares presentan un valor medio de 23 %, - siendo los extremos del 16 y 29%.
3. La calcita es un mineral poco abundante en esta serie, con - porcentajes que oscilan entre 1 y 7%, y con un valor medio del 3%.
4. Por el contrario, la dolomita presenta contenidos desde el 15 al 35%. Su valor medio es de 24%.

Los datos expuestos, con anterioridad, están en perfecta consonancia con lo que ya se observa en el campo (a escala de afloramiento) y que se ha detallado en la descripción de la columna litológica: "la presencia de rocas carbonatadas en los niveles CH-3 y CH-4". Este hecho explica la mayor abundancia de carbonatos en la matriz de ambos niveles y el incremento brusco que experimentan estos minerales al pasar del nivel CH-2 a los más superiores. Igualmente, pone de relieve el carácter heredado de los carbonatos de la matriz.

La figura V. 58. representa, en un diagrama triangular, la composición mineralógica de esta serie.

Los resultados que se desprenden de esta figura concuerdan con los apuntados anteriormente. Se observa una agrupación de las muestras CH-1 y CH-2, por un lado; por otro, las de siglas CH-3 y CH-4. Esto en función del contenido en carbonatos. Respecto a las diferencias en el porcentaje de cuarzo y minerales laminares, se constata que son mucho menores.

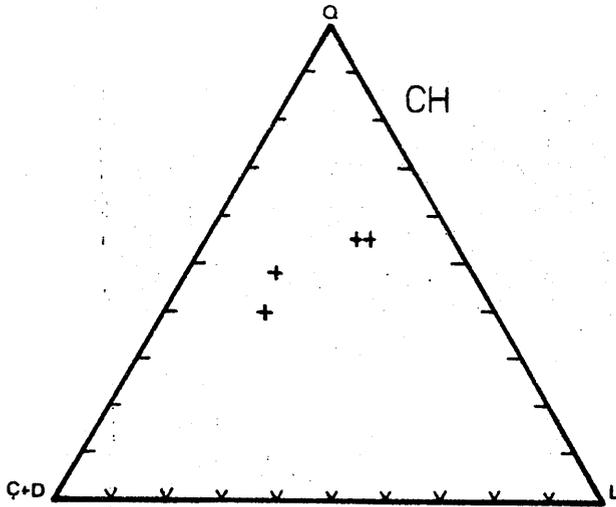


Fig. V. 58. Composición mineralógica de la serie de Chite.

La figura V. 59. presenta la variación de dos relaciones entre diversos minerales a lo largo de la serie.

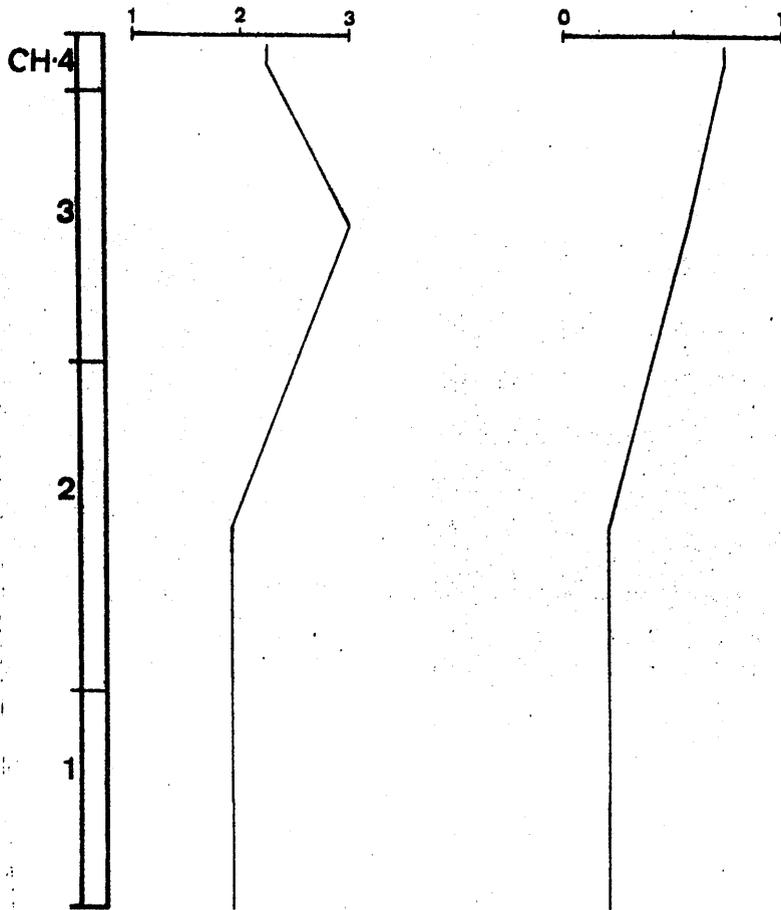


Fig. V. 59. Variación de las relaciones Q/Laminares (gráfica izquierda) y Carbonatos/Q+L (gráfica derecha).

La relación Cuarzo/minerales Laminares alcanza el valor máximo en el nivel CH-3 (3) y el mínimo en CH-2 (1,86). Los otros dos, son de 2,22 y 1,89 en CH-4 y CH-1, respectivamente.

La relación Carbonatos /Cuarzo \pm Laminares experimenta un aumento claro hacia el techo en la serie, desde 0,19 en CH-1 a 0,72 en CH-4. Esta variación es más gradual que la anterior y no presenta saltos bruscos.

V. 3. 3. 1. 2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras.

Como ya se ha indicado, los diferentes niveles muestreados están constituidos casi exclusivamente por cantos de rocas, siendo la cantidad de matriz muy escasa. Esto condicionó la recogida de muestras. Por otro lado, el nivel más representativo de esta serie es el CH-3. Por ello, es el único que se ha estudiado, desde este punto de vista. Sus resultados se resumen en la tabla V.52.

Tabla V. 52. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en el nivel CH-3.

fracción < 2 micras					fracción entre 2 y 20 μ					
Ilita	Cl	K	Mont.	P	Ilita	Cl	K	Mont.	P	Otros
46	6	5	39	4	50	6	7	33	4	A, Q

En la fracción entre 2 y 20 micras, el cuarzo representa un 19%. Los minerales laminares, el resto. La representación triangular de estos resultados aparece junto con los datos correspondientes a la serie de la Carretera de Motril (V. 4.).

Se ha estudiado la ilita de la muestra CH-3. Sus valores de b_0 y de la reflexión (0010) son: 9,0060 y 1,9877. A partir de ellos se ha determina

do su contenido en diversos cationes, resultando ser:

Si: 14,96	Al ^{IV} : 1,04	Al ^{VI} : 7,04
Fe: 0,52	Mg: 0,48	

Los resultados obtenidos según la relación de intensidades de las reflexiones (004) y (002) son los siguientes:

% Fe ₂ O ₃ : 1,40	% Fe ₂ O ₃ - 0,42	MgO : 2,30
Átomos de Fe: 0,40		

Los valores de crystalinidad (Índice de Kubler, en mm), tamaño de partícula y grado de paragonitización son los siguientes:

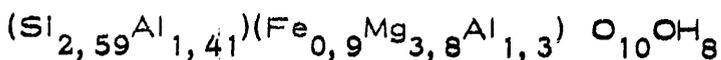
Índice de Kubler: 28
Tamaño de partícula (A): 251
Grado de paragonitización: 0,42

Esta mica correspondería, según WEBER y DUNOYER (1976), a un grado de metamorfismo de anquizona.

El estudio de la clorita del nivel CH-3, nos ha permitido llegar a los siguientes datos:

Si: 2,59	Al ^{IV} : 1,41	Al ^{VI} : 1,30
Fe ^{VI} : 0,90	Fe ^{Br.} : 0	Fe ²⁺ /Fe ²⁺ + Mg: 0,19

A partir de ellos establecemos la siguiente fórmula estructural:



y la clasificamos como Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY).

V. 3.3.2. CANTOS.

El estudio, en luz transmitida, de los cantos de las rocas de esta serie nos ha llevado a distinguir los siguientes tipos de rocas y establecer su mineralogía.

	TIPOS DE ROCAS						
	7	6	5	4	3	2	1
Anfíboles	x					x	
Carbonatos.....	x		x	x			
Clorita (8)	x	x				x	
Epidota							
Pístacita	x					x	
FdNa-K							
Microclina				x			
Ortosa				x			
Pertita				x			
Plagioclasa (Ab-Olig).....	x				x		x
Grafito	x	x					
Granate	x	x					
Menas metálicas							
Hematites.....	x	x				x	
Rutilo	x				x	x	
Micas							
Biotita marrón.....	x	x					
Micas incoloras.....	x	x	x	x	x	x	x
Titanita.....	x					x	
Turmalina.....	x	x		x			
Zircón.....	x				x		

1, Albititas; 2, Anfibolitas; 3, Cuarcitas; 4, Gneises; 5, Mármoles
6, Micacitas; 7, Micasquistos

(8) La clorita se estudia, en este mismo apartado, por difracción de rayos X.

La figura V. 60. representa la distribución de las rocas en la columna litológica.

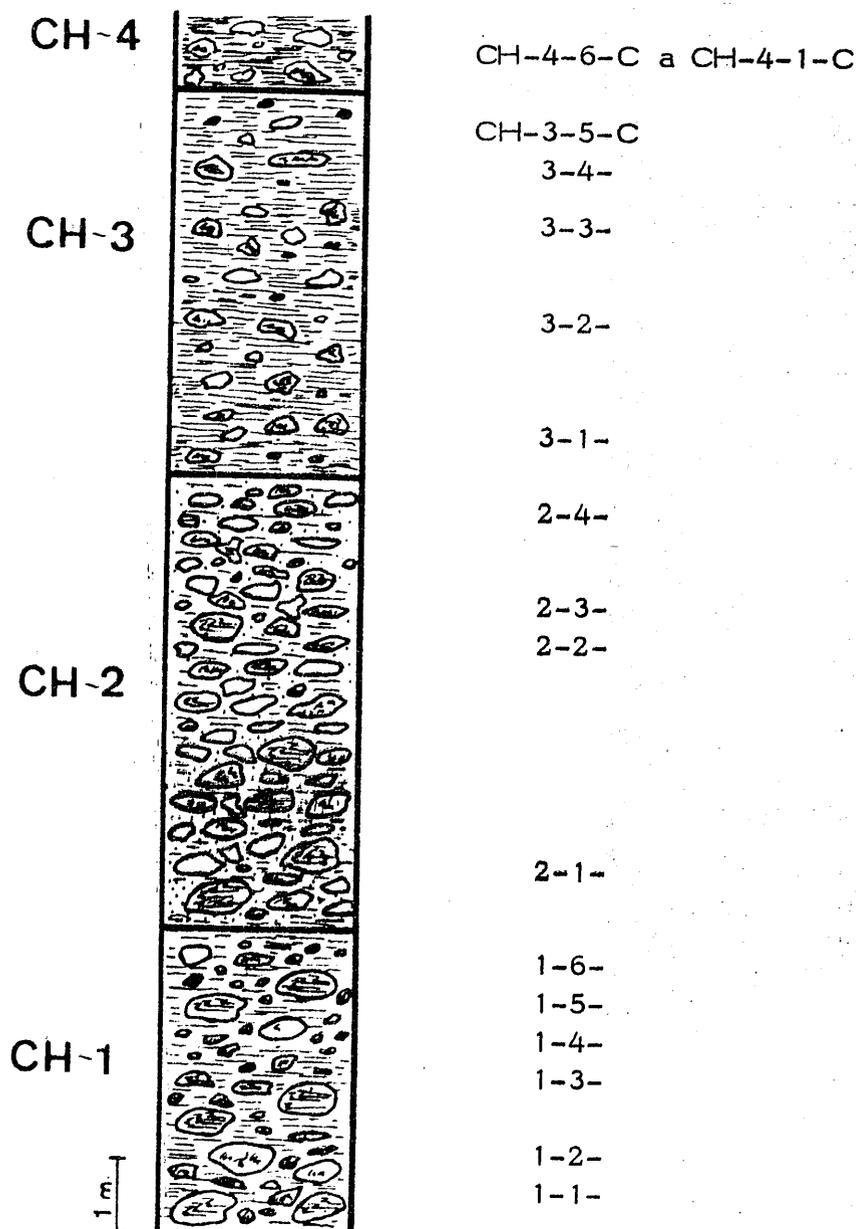


Fig. V. 60. Distribución de las muestras de cantos de rocas en la columna litológica.

La clasificación de cada una de ellas es la siguiente.

<u>Muestra</u>	<u>Tipo de roca</u>
CH-4-6-C	Micasquisto grafitoso con biotita
CH-4-5-C	Mármol cipolínico

<u>Muestra</u>	<u>Tipo de roca</u>
CH-4-4-C	Micasquisto feldespático
CH-4-3-C	Mármol muy puro
CH-4-2-C	Mármol cipolínico
CH-4-1-C	Mármol cipolínico
CH-3-5-C	Anfibolita epidótica
CH-3-4-C	Micasquisto con feldespato y granate
CH-3-3-C	Micasquisto grafitoso con granate
CH-3-2-C	Micasquisto grafitoso con granate
CH-3-1-C	Micasquisto grafitoso con granate
CH-2-4-C	Micasquisto grafitoso con biotita
CH-2-3-C	Micasquisto grafitoso con biotita
CH-2-2-C	Micasquisto biotítico
CH-2-1-C	Micacita con grafito
CH-1-6-C	Albita
CH-1-5-C	Gneis con turmalina
CH-1-4-C	Micasquisto granatífero
CH-1-3-C	Micasquisto grafitoso con clorita y turmalina
CH-1-2-C	Micasquisto feldespático
CH-1-1-C	Micasquisto feldespático

Los valores del parámetro b_o de la moscovita y paragonita de los cantos de rocas se resumen en la tabla V. 53.

Tabla V. 53. Valores de b_o en moscovitas y paragonitas.

<u>Muestra</u>	<u>b_o moscovitas</u>	<u>b_o paragonitas</u>
CH-3-4-C	9, 0060	8, 8830
CH-3-3-C	8, 9994	8, 8830
CH-3-2-C	9, 0126	8, 8908
CH-3-1-C	9, 0111	8, 8866
CH-2-4-C	9, 0018	8, 8830
CH-2-3-C	9, 0111	8, 8830
CH-2-2-C	9, 0111	8, 8932
CH-2-1-C	9, 0126	8, 8956
CH-1-4-C	9, 0084	s. d.
CH-1-2-C	9, 0030	s. d.
CH-1-1-C	9, 0150	s. d.

El máximo de valores se situa entre 9,0100 y 9,0150. Con frecuencia de-

creciente se sitúan los valores de 9,000 y entre 8,9950 y 9,000.

A partir del b_0 y del valor de la reflexión (0010) se han estudiado las moscovitas de algunos cantos de rocas y se han obtenido los datos que figuran en la tabla V.54.

Tabla V.54. Contenidos en Si, Al, Fe y Mg.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
CH-3-4-C	13,03	2,97	7,04	0,52	0,48
CH-3-3-C	12,23	3,77	7,32	0,39	0,32
CH-3-2-C	12,23	3,77	6,77	0,65	0,63
CH-3-1-C	13,03	2,97	6,83	0,62	0,60
CH-2-4-C	13,33	2,67	7,22	0,44	0,38
CH-2-3-C	13,60	2,40	6,83	0,62	0,60
CH-2-2-C	13,60	2,40	6,83	0,62	0,60
CH-2-1-C	13,33	2,67	6,77	0,52	0,63

Basándonos en la relación I_{004}/I_{002} se han obtenido los siguientes valores para el contenido en átomos de hierro de las moscovitas.

Tabla V.55. Contenido en átomos de hierro de las moscovitas de los cantos de rocas.

Muestra	%Fe ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃ +0,42 MgO	Átomos de hierro
CH-3-4-C	1,25	2,05	0,39
CH-3-3-C	2,10	3,00	0,50
CH-3-2-C	2,20	3,08	0,63
CH-2-3-C	1,60	2,47	0,46
CH-2-2-C	1,30	2,20	0,40
CH-2-1-C	1,60	2,46	0,46
CH-1-4-C	1,60	2,46	0,46
CH-1-3-C	1,30	2,20	0,40
CH-1-2-C	1,20	2,10	0,39

Los resultados encontrados por ambos métodos expresan valores diferentes, en algunos casos, y muy concordantes en otros como en CH-3-2-C y en CH-2-1-C.

Asimismo, se han determinado los índices de cristalinidad (Índice de Kubler) y el grado de paragonitización de las moscovitas, resultando los valores que se resumen en la tabla V.56.

Tabla V. 56. Valores de cristalinidad y grado de paragonitización de las moscovitas de los cantos de rocas.

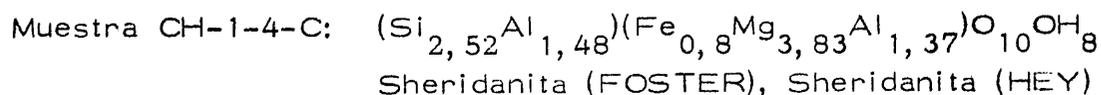
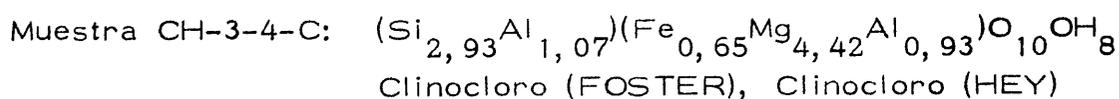
Muestra	I. Kubler	Na/Na+K	Muestra	I. Kubler	Na/Na+K
CH-3-4-C	12	0,007	CH-2-2-C	13	0,13
CH-3-3-C	14	0	CH-2-1-C	20	0,13
CH-3-2-C	17	0	CH-1-4-C	14	0,07
CH-3-1-C	s. d.	0,007	CH-1-3-C	16	s. d.
CH-2-4-C	s. d.	0,07	CH-1-2-C	13	s. d.
CH-2-3-C	11	0,13			

Se han estudiado las cloritas de los siguientes cantos de rocas: CH-1-4-C (micasquisto granatífero) y CH-3-4-C (micasquisto con feldespatos y granate). Sus contenidos, en diversos cationes, se resumen en la tabla V. 57. (1).

Tabla V. 57. Contenido en Si, Al, Fe y Mg de las cloritas.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ / Fe ²⁺ + Mg
CH-3-4-C	2,93	1,07	2,00	0,65	0	1,10	0,13
CH-1-4-C	2,52	1,48	2,85	0,80	0	1,30	0,17

A partir de ellos se ha establecido su fórmula estructural y el tipo de clorita:



Por último, en nuestro intento de conocer la procedencia de los cantos de las rocas (asignación a unidades concretas), hemos establecido dos representaciones gráficas (figuras V. 61. y V. 62.) construídas en base a los valores de b_0 y a los que figuran en la tabla V. 58.

(1) Estas son las únicas muestras de cantos en las que se ha podido llevar a cabo la determinación de las cloritas.

Tabla V. 58. Valores del $\Delta 2\theta(0010)$ M-P y de la reflexión (0010) de la moscovita y paragonita.

Muestra	$\Delta 2\theta(0010)$ M-P	d(0010) M	d(0010) P
CH-3-4-C	1, 72	1, 9935	1, 9278
CH-3-3-C	1, 72	1, 9959	1, 9286
CH-3-2-C	1, 67	1, 9959	1, 9278
CH-3-1-C	1, 60	1, 9935	1, 9317
CH-2-4-C	1, 60	1, 9926	1, 9278
CH-2-3-C	1, 65	1, 9918	1, 9239
CH-2-2-C	1, 70	1, 9918	1, 9239
CH-2-1-C	1, 65	1, 9926	1, 9278

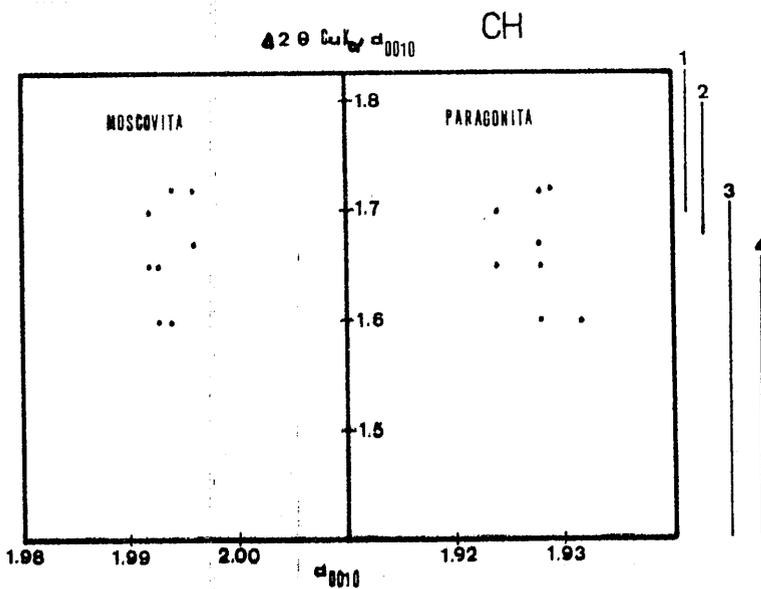


Fig. V. 61. Variación del espaciado basal de M y P en función del incremento angular de 2θ de las reflexiones (0010).

1. M. del Veleta
2. Filitas alpujarrides
3. Unidad de la Caldera
4. Unidad de las Sabinas

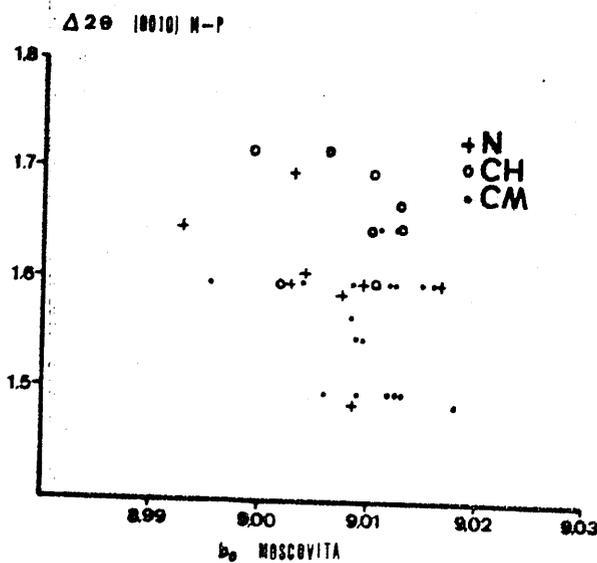


Fig. V. 62. Relación entre el incremento angular de la reflexión (0010) M-P y los valores de b_0 en moscovitas.

V. 4. AFLORAMIENTO DE LA CARRETERA DE MOTRIL.

V. 4. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO.

El afloramiento denominado "Carretera de Motril" se extiende a lo largo de la carretera del mismo nombre, desde el puente de Tablate hasta, aproximadamente, el Km. 475, con un ensanchamiento hacia Lanjarón. Está situado en la hoja topográfica de Dúrcal, nº 1041, a escala 1:50.000 (ver figura - V. 1., página 60 de esta Memoria).

Los materiales de la "Block formation" se encuentran, en este afloramiento, en contacto con areniscas calcáreas y conglomerados del Tortoniense y con los limos basales del post-Burdigaliense (1). Hacia el Norte, este afloramiento aparece extremadamente estrecho debido a la acción de una falla normal, de dirección NW-SE, que contacta entre sí los limos post-burdigalienses, las areniscas calcáreas y la "Block formation".

En algunos puntos, como la "Venta de las Angustias" y en una curva muy pronunciada entre los Kms. 471 y 472, se observa claramente la discordancia angular y erosiva entre la "Block formation" y los limos basales.

Los materiales de la "Block formation" buzan aproximadamente 6° hacia el S.

V. 4. 2. DESCRIPCION DE LA COLUMNA LITOLÓGICA, SITUACION DE LAS MUESTRAS.

En la figura V. 63, se representan los materiales que constituyen la "Block formation" en este afloramiento. De muro a techo se han distinguido:

(1) Esquema cartográfico y nomenclatura del Plan Magna.

<u>Muestra</u>	<u>Descripción</u>
CM-1	Conglomerado con matriz de tamaño limo y arena, de color rojizo. Los cantos son de tamaño pequeño y medio (máximo de 15 cms.). Presenta muy poca continuidad lateral.
CM-2	Nivel de conglomerados con abundante matriz, de color grís. La característica predominante es la heterometría de los cantos (desde 5 a 60 cms.). Hacia el techo de este nivel, disminuye el tamaño de los cantos y su abundancia. Este nivel ha sido muestreado en la "Venta de las Angustias".
CM-3	Nivel de limos y arenas que presenta gran abundancia de cantos de pequeño tamaño (máximo de 10 cms.).
CM-4	Muestra tomada en el Km. 473 y que corresponde a un nivel de conglomerados con matriz de tamaño limo, de color grís. Los cantos más abundantes son de 70 cms. de tamaño, aunque también existen los de pequeño y mediano. El nivel es heterométrico. Intercalado en el mismo aparecen lentejones de areniscas.
CM-5	Corresponde a otro nivel de conglomerados con cantos de gran tamaño (70 cms.), mezclados con los de tamaño pequeño y medio. El conjunto es heterométrico. La matriz es muy abundante y de color grís.
CM-6	Nivel de margas de color grís. Los cantos son escasos y de pequeñas dimensiones.
CM-7	Conglomerado con una matriz de características idénticas a las muestras CM-2, -4 y -5. Los cantos son de tamaños pequeño y medio, en general; algunos, de hasta 70 cms. Heterometría acusada. Se ha muestreado entre los Kms. 474 y 475.

V. 4. 3. MINERALOGIA.

V. 4. 3. 1. MATRIZ.

V. 4. 3. 1. 1. Mineralogía global.

Por difracción de rayos X se han identificado los siguientes minerales.

CM-7: Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldspato, moscovita, montmorillonita, paragonita.

CM-6:	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita, interes <u>tr</u> atificado ?.
CM-5:	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
CM-4:	Calcita, cuarzo, minerales laminares.
CM-3:	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
CM-2:	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
CM-1:	Calcita, cuarzo, dolomita, minerales laminares.

La tabla V. 59. resume los resultados del análisis mineralógico cuantitativo.

Tabla V. 59. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo, Muestra total.

Muestra	Calcita	Cuarzo	Dolomita	Min. Laminares
CM-7	13	49	indicios	38
CM-6	10	38	11	41
CM-5	13	49	indicios	38
CM-4	0	29	22	49
CM-3	3	27	23	47
CM-2	14	38	11	37
CM-1	indicios	53	indicios	47

En la figura V. 63. se esquematiza la variación de cada uno de estos minerales a lo largo de los diferentes niveles de la columna litológica. De su examen se desprenden los siguientes hechos:

1. No existe una variación ordenada (en sentido ascendente o descendente en la columna) de ninguno de los minerales cuantizados.
2. Existe una correlación inversa entre el contenido de cuarzo y minerales laminares, modificada, en algún caso, por el porcentaje de carbonatos.
3. El cuarzo presenta un valor medio del 40% con un máximo de 53% y un mínimo del 27%.
4. Los minerales laminares oscilan entre 37 y 49%, siendo el valor medio del 42%, superior al del cuarzo.

5. El carbonato mejor representado en la serie es la calcita, - aunque cuando existe dolomita, su porcentaje es más elevado. - La calcita presenta valores extremos desde "indicios" al 14%, con un contenido medio del 7%. La dolomita, cuyos mínimo y - máximo también oscilan entre "indicios" y 23%, es del 9%.

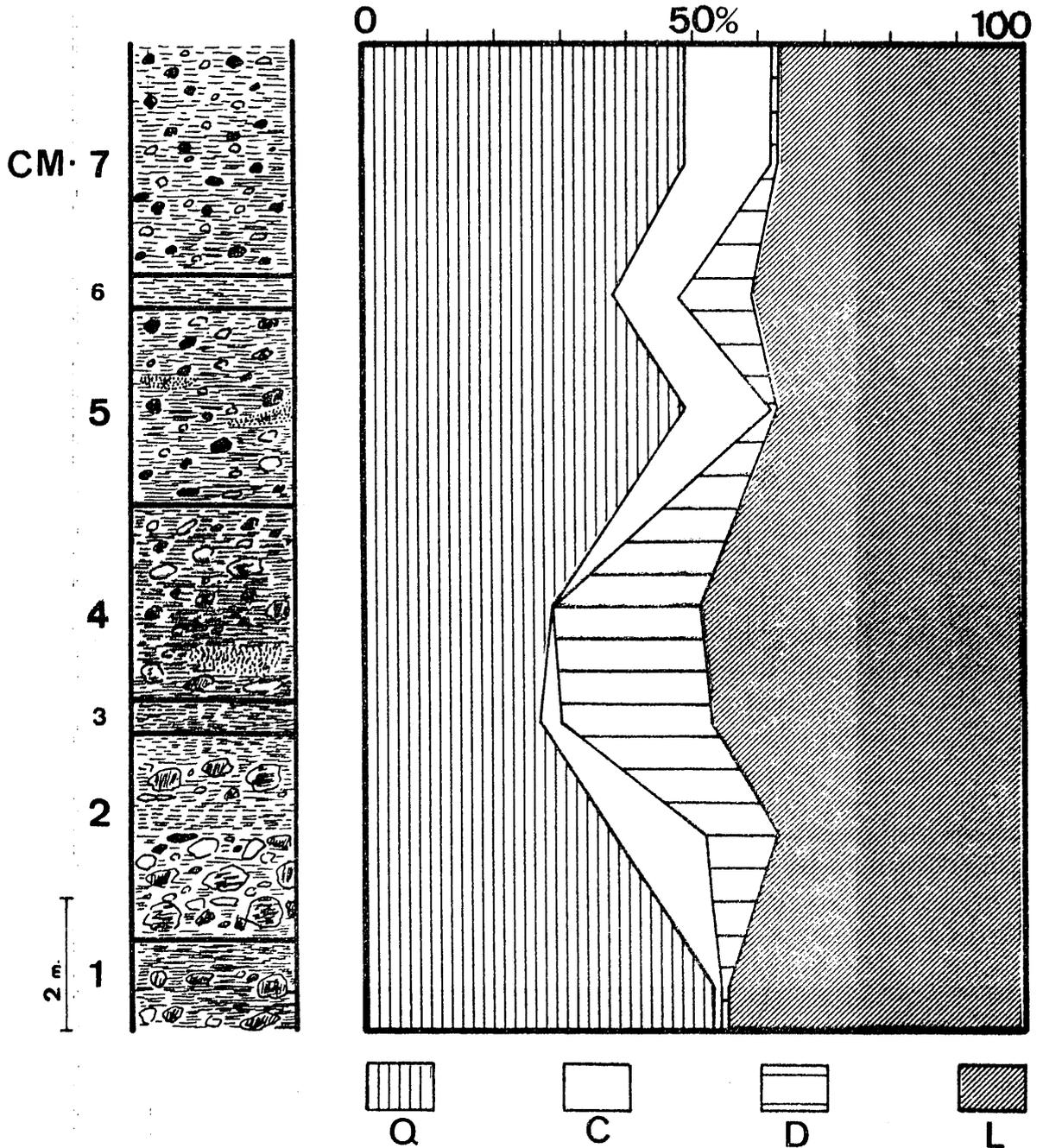


Fig. V. 63. Composición mineralógica de la serie de la "Carretera de Motril".

La figura V.64. supone la representación triangular de la composición mineralógica global de las muestras estudiadas.

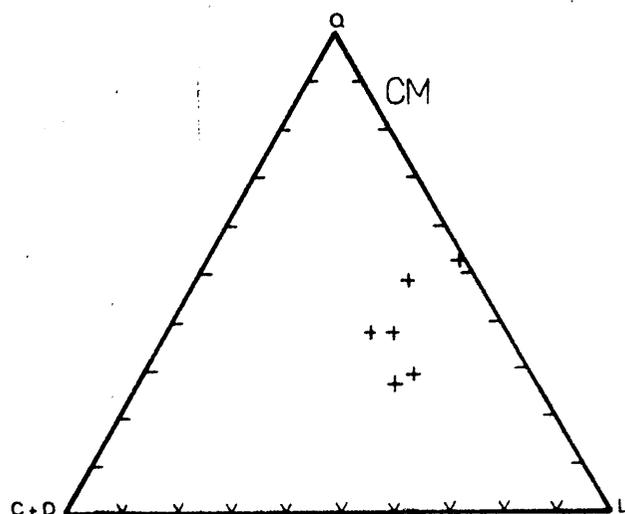


Fig.V. 64. Composición mineralógica global de las muestras estudiadas.

Excepto la muestra CM-1 (con escasísimo contenido en carbonatos y algo más del 50% de cuarzo), el resto se agrupa en una zona, relativamente amplia, en la que las variaciones de los minerales son estrechas. En este sentido, la figura V. 65. representa algunas variaciones de parejas de minerales.

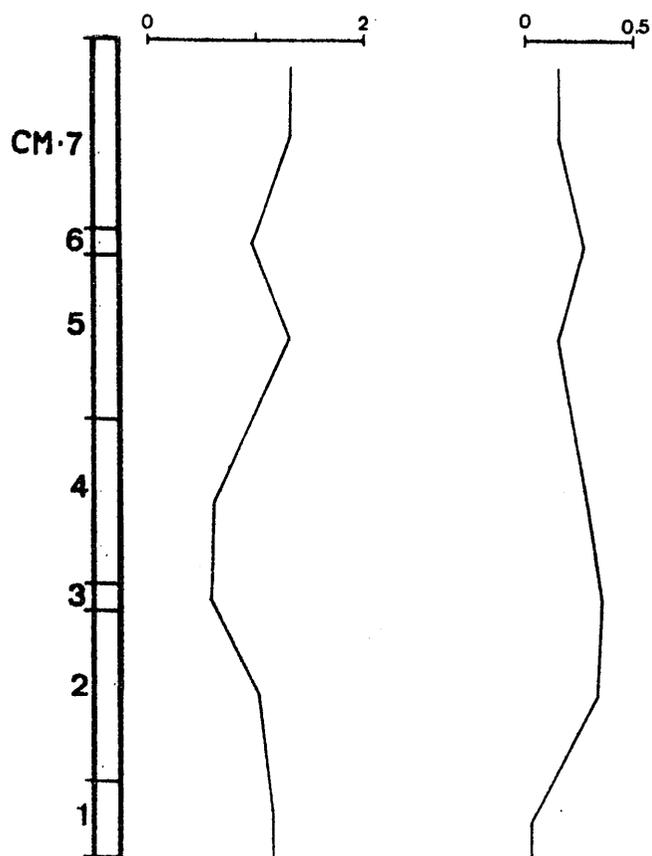


Fig.V. 65. Variación de las relaciones Q/L (gráfica izquierda) y Carbonatos / (Q+L) (gráfica derecha).

La relación Q/L alcanza su máximo en los niveles CM-5 y CM-7, con un valor de 1,29; el mínimo es de 0,57 en CM-3. En general, hacia niveles más altos la relación es más elevada.

Respecto al cociente Carbonatos /Q+L ha de señalarse que su margen de variabilidad es mucho menor. Esta relación alcanza el máximo valor (0,35) en CM-3 y el mínimo (0,15) en CM-5 y CM-7. Su evolución cuantitativa es contraria a la relación analizada anteriormente.

Se ha estudiado también la relación existente entre el porcentaje de cuarzo y de minerales laminares en la muestra total, resultando una recta de pendiente negativa y un coeficiente de correlación de -0,42. Su representación gráfica corresponde a la figura V.66.

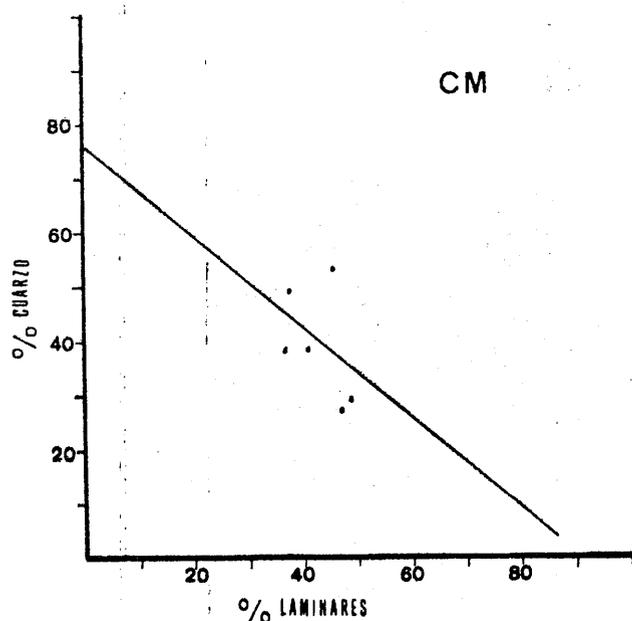


Fig. V.66. Correlación entre los contenidos en cuarzo y minerales laminares.

$$y = 75,85 - 0,85 x$$

$$r = -0,42$$

V.4.3.1.2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras.

Por difracción de rayos X se han determinado y cuantizado los siguientes minerales de la arcilla, en las fracciones que se indican en el epígrafe. Sus resultados se recogen en las tablas V.60. y V.61. y se representan gráficamente en la figura V.67.

Tabla V. 60. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción menor de 2 micras.

Muestra	Ilita	Cl	K	Cl+K	Mont.	Paragonita	Otros
CM-7	75	3	t	3	16	6	Q
CM-6	39	-	-	34'	24	3	Q
CM-5	75	3	t	3	16	6	-
CM-4	s. e.	-					
CM-3	54	7	6	13	30	3	-
CM-2	55	11	t	11	29	5	-

s. e. : sin estudiar

Tabla V. 61. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción entre 2 y 20 micras.

Muestra	(x)								Otros
	Ilita	Cl	K	Cl+K	Mont.	P	Q	M. Lam. (x)	
CM-7	75	4	3	7	12	6	23	77	Fd.
CM-6	71	-	-	17	8	4	36	64	Int. ?
CM-5	75	4	3	7	12	6	24	76	Fd.
CM-3	72	6	4	10	13	5	24	76	Fd.
CM-2	73	4	3	7	13	7	31	69	-

Int. : interestratificado

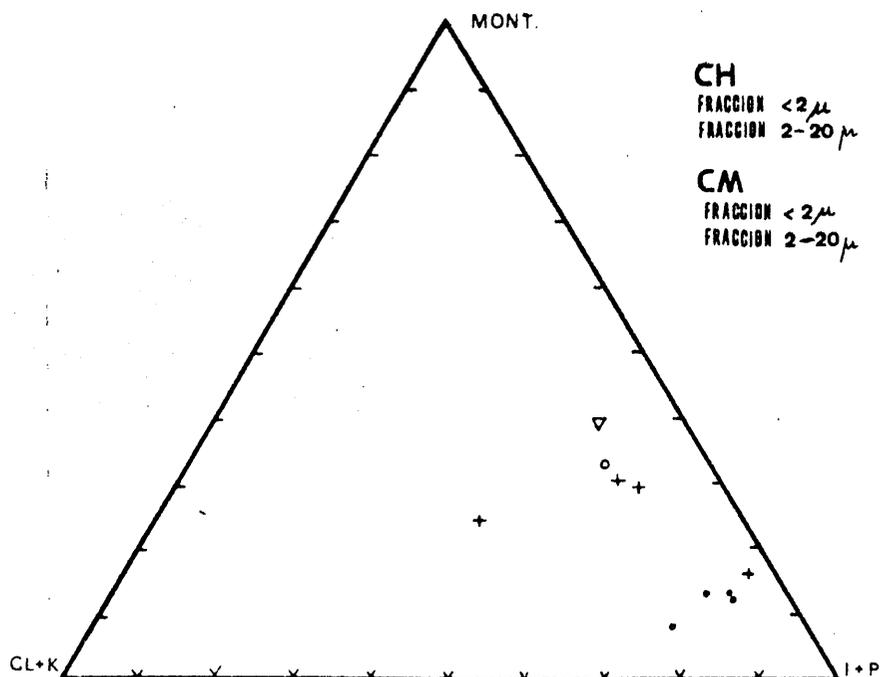


Fig. V. 67. Minerales de la arcilla en las fracciones menor de 2 y 2-20 micras.

De su examen se desprende:

1. Existe una amplia dispersión en las fracciones menor de 2 micras, disponiéndose conjuntamente las muestras CM-2 y CM-3.
2. Las fracciones entre 2 y 20 micras presentan menores variaciones en la composición mineralógica de modo que todas caen dentro de una pequeña zona del diagrama.
3. La separación entre ambas fracciones la marca, en general, el porcentaje de montmorillonita. La distinción es clara, excepto en las fracciones menores de 2 micras de las muestras CM-7 y CM-5 (ambas coinciden) cuya representación cae junto a las de 2 a 20 micras.

La variación de cada uno de estos minerales a lo largo de la columna litológica se esquematiza en la figura V.68.

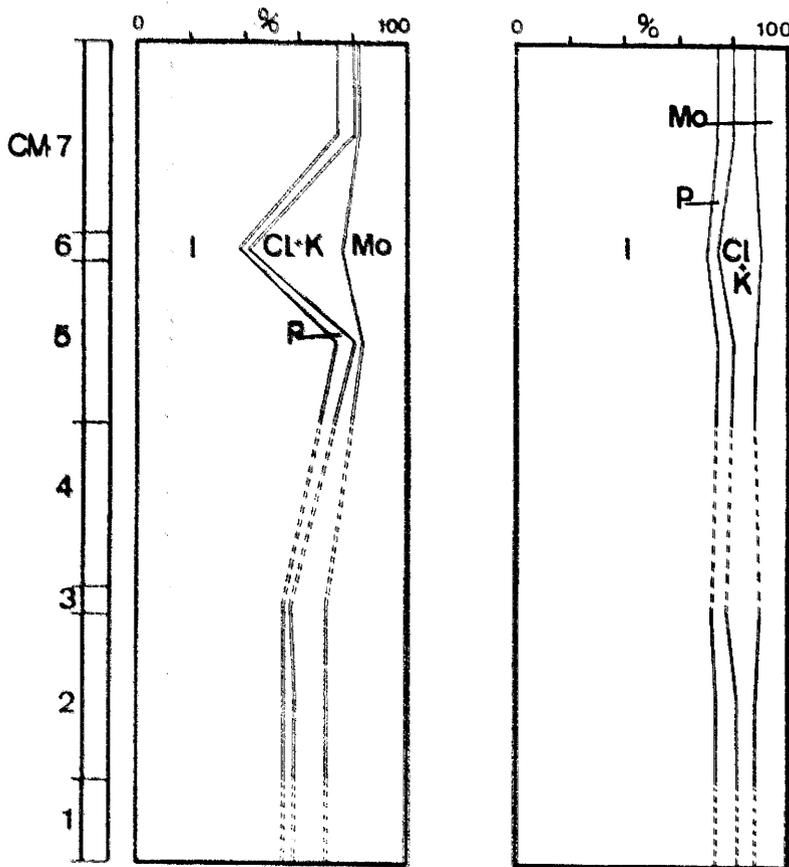


Fig. V. 68. Variación de los minerales de la arcilla a lo largo de la columna litológica.

Un examen de la misma nos indica:

1. Tanto en una fracción como en otra, las oscilaciones de los contenidos se producen en el mismo sentido.
2. Dichas variaciones son más intensas, en la fracción menor de 2 micras y más amortiguadas entre 2 y 20 micras.

3. Así, la illita varía entre 39 y 75% (en la fracción menor de 2 micras) mientras que en la fracción de mayor tamaño, las diferencias máximas son de 4% (desde 71 a 75%).
4. La paragonita casi no experimenta variaciones en ningún caso.- Sus valores oscilan entre 3 y 6% para la fracción menor de 2 micras y entre 4 y 7% para la de 2 a 20 micras.
5. La montmorillonita, con una variación en el mismo sentido en ambas fracciones, se comporta de dos formas:
 - a) diferencias de porcentaje de hasta un 14% en la fracción menor de 2 micras, con un contenido medio del 23%.
 - b) en la fracción entre 2 y 20 micras, estas variaciones aparecen muy disminuídas (máximas de un 5%). El contenido medio, en este caso, es del 12%.
6. De igual manera que la montmorillonita, se comporta la pareja-clorita-caolinita:
 - a) en la fracción menor de 2 micras, existen diferencias de un 31% entre algún nivel. El contenido medio es de 13%.
 - b) en la fracción entre 2 y 20 micras la diferencia máxima es del 10%, siendo la normal de un 3%. El porcentaje medio de esta fracción, en clorita y caolinita, es aproximadamente del 10%.

En la figura V. 69. se representan las variaciones de la relación mineral de la arcilla heredados/minerales de la arcilla neoformados. Las observaciones que cabe hacer son:

1. Esta relación es mayor en la fracción entre 2 y 20 micras.
2. En ella, los valores oscilan entre 6,69 (CM-2 y -3) y 11,50 (CM-6); en la fracción menor de 2 micras, el mínimo es a 2,33 (CM-3) y el máximo a 5,25 (CM-5 y -7).
3. La forma de las curvas indican una variación inversa de esta relación en una y otra fracción.

Una vez que se han cuantizado los diferentes minerales de la arcilla y se han analizado sus variaciones a lo largo de la columna litológica, creemos interesante estudiar las correlaciones existentes entre parejas de estos minerales, pertenecientes o no a la misma fracción. Sus representaciones gráficas aparecen en las figuras V. 70. a V. 77.

En todos los casos, excepto en la pareja Illita (menor de 2 micras---Montmorillonita (2-20 micras), la correlación es positiva de modo que aumentan o disminuyen conjuntamente. Los coeficientes de correlación son elevados, menos en el caso de la Montmorillonita (menor de 2 con 2-20 micras), que es de 0,27 y, por consiguiente, no significativo. Los demás están por encima de 0,53 y 0,97.

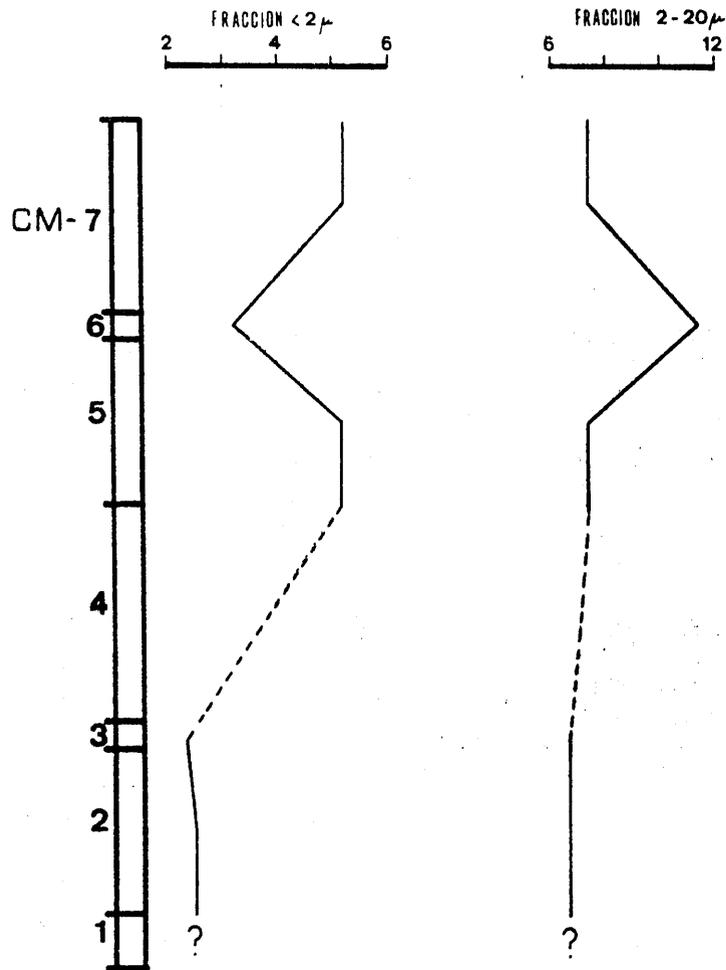


Fig. V. 69. Variación de la relación minerales de la arcilla heredados/minerales de la arcilla neoforados.

CORRELACIONES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA

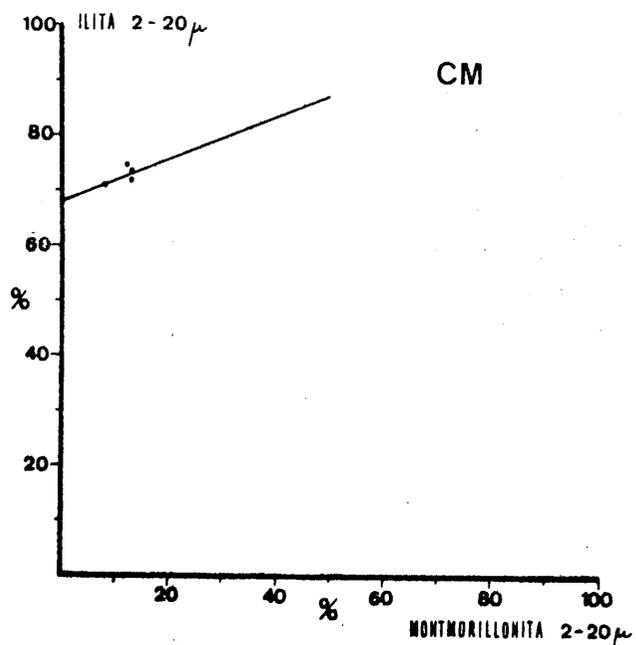


Fig. V. 70.

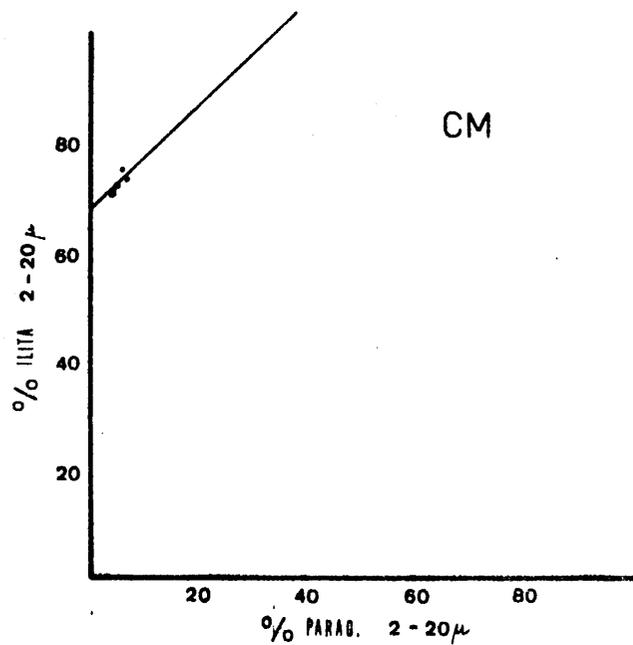


Fig. V. 71.

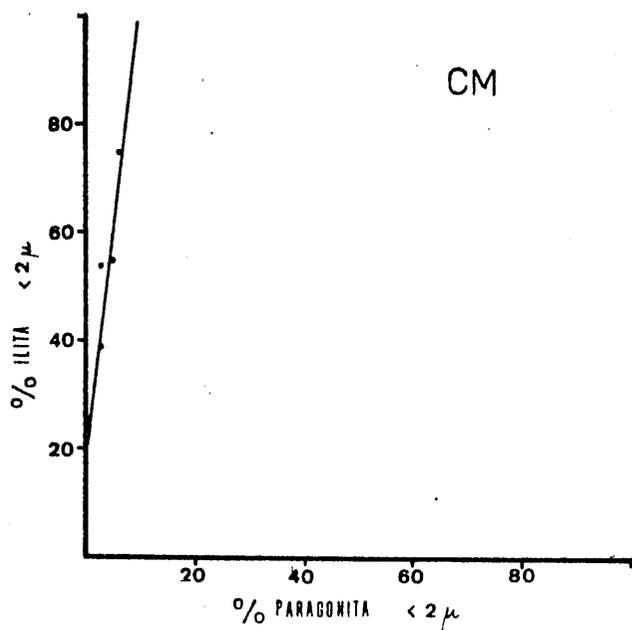


Fig. V. 72.

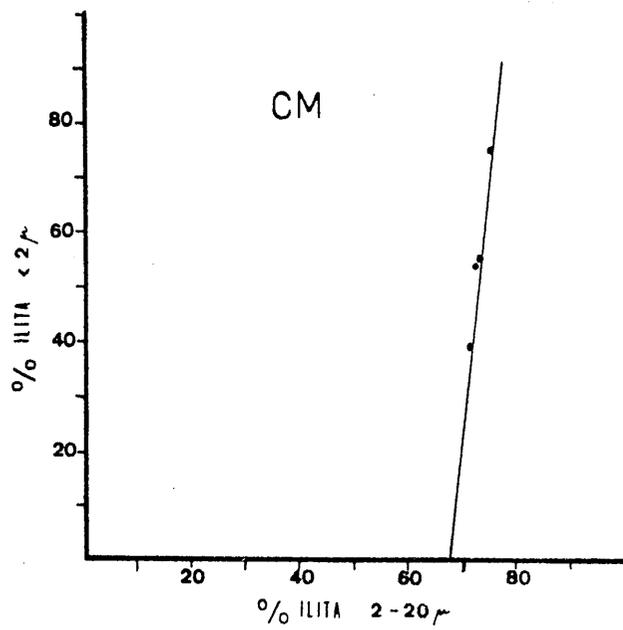


Fig. V. 73.

CORRELACIONES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA

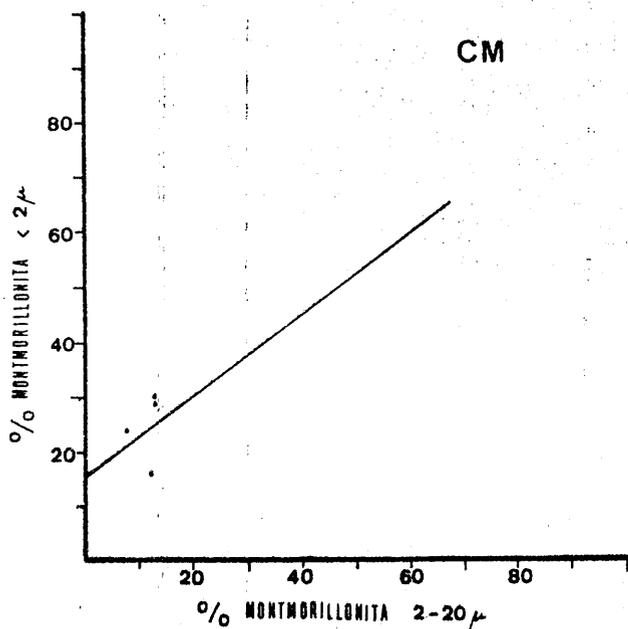


Fig. V. 74.

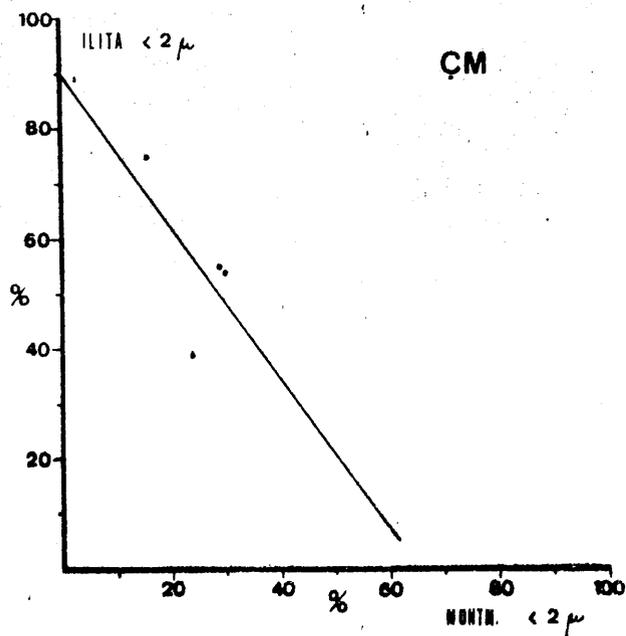


Fig. V. 75.

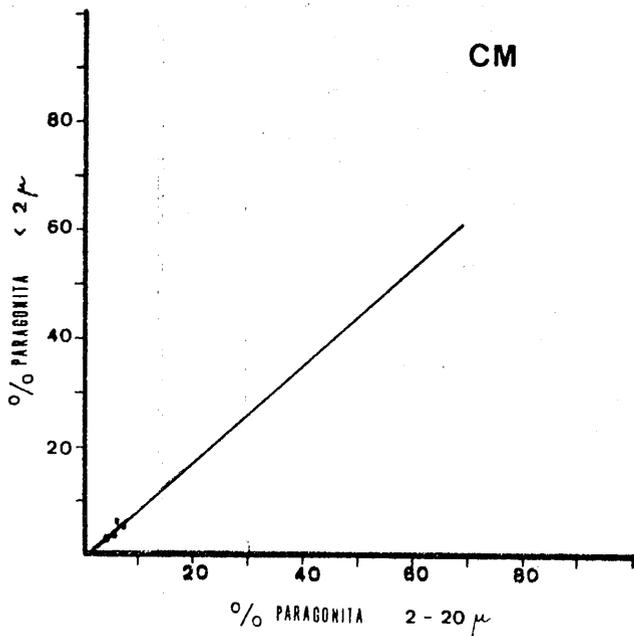


Fig. V. 76.

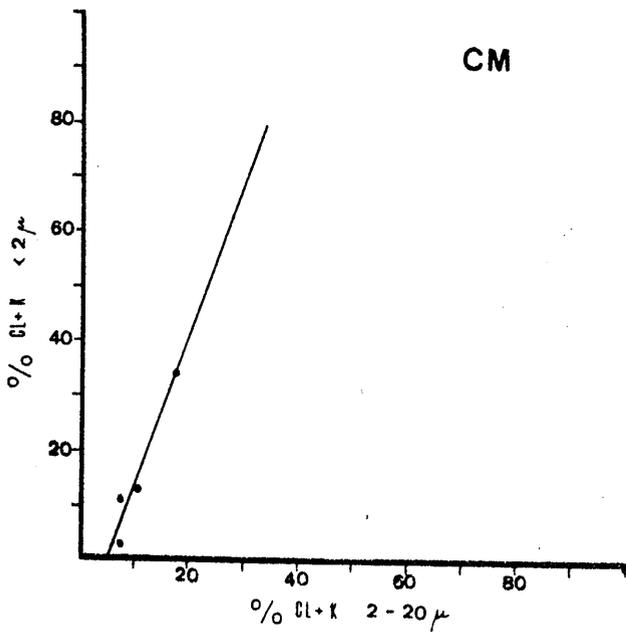


Fig. V. 77.

Se han estudiado algunas características de las ilitas de los niveles muestreados. Mediante los valores del parámetro b_0 y de la reflexión (0010), se han obtenido los resultados que figuran en la tabla V. 62.

Tabla V. 62. Contenidos en Si, Al, Fe y Mg de las ilitas

Muestra	b_0	(0010)A	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
CM-7	9,0174	1,9885	14,70	1,30	6,57	0,75	0,75
CM-6	9,0042	1,9893	14,43	1,57	7,12	0,48	0,43
CM-3	9,0042	1,9893	14,43	1,57	7,12	0,48	0,43
CM-2	9,0030	1,9877	14,46	1,04	7,17	0,46	0,40

En función de la relación I_{004}/I_{002} se ha llegado a los siguientes resultados, para el contenido en átomos de hierro.

Tabla V. 63. Contenidos en átomos de hierro de las ilitas.

Muestra	I_{004}/I_{002}	% Fe ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃ +0,42MgO	Átomos de Fe
CM-7	0,30	2,65	3,58	0,76
CM-6	0,35	2,10	2,96	0,60
CM-3	0,39	1,75	2,55	0,50
CM-2	0,39	1,75	2,55	0,50

Los resultados obtenidos por ambos métodos son coincidentes. No existen grandes diferencias entre unos y otros, y se mantienen constantes los contenidos relativos. Destaquemos, no obstante, la similitud para la muestra CM-7.

La tabla V. 64. resume los valores de cristalinidad (Índice de Kubler), tamaño de partícula, grado de metamorfismo y grado de paragonitización de las ilitas.

Tabla V. 64. Algunos datos sobre las ilitas.

Muestra	I. Kubler(mm)	Tamaño de partícula(A)	Grado de metamorfismo	Na/Na+K
CM-7	21	382	Epizona	0,36
CM-6	20	403	Epizona	0,31
CM-3	27	267	Límite Anq. -Epizona	0,31
CM-2	27	267	Idem.	0,42

Se han estudiado las cloritas de los niveles. Sus resultados aparecen resumidos en la tabla V.65.

Tabla V.65. Contenidos en Si, Al, Fe de las cloritas.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁻ / Fe ²⁻ - Mg
CM-7	2,49	1,51	1,41	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
CM-6	2,62	1,38	1,26	0,75	0,15	0,65	0,19
CM-3	2,45	1,55	1,45	0	0	1	0
CM-2	2,45	1,55	1,45	0,20	0	1,05	0,04

De esta forma, se ha llegado a establecer la fórmula estructural y la clasificación del término, resultando los siguientes:

Muestra CM-6: $(\text{Si}_{2,62}\text{Al}_{1,38})(\text{Fe}_{0,9}\text{Mg}_{3,84}\text{Al}_{1,20})\text{O}_{10}\text{OH}_8$
 Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)

Muestra CM-3: $(\text{Si}_{2,45}\text{Al}_{1,55})(\text{Fe}_0\text{Mg}_{4,55}\text{Al}_{1,45})\text{O}_{10}\text{OH}_8$
 Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Muestra CM-2: $(\text{Si}_{2,45}\text{Al}_{1,55})(\text{Fe}_{0,2}\text{Mg}_{4,35}\text{Al}_{1,45})\text{O}_{10}\text{OH}_8$
 Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

En los tres casos, la diferencia de cargas es de -0,10.

En la montmorillonita se han medido dos parámetros: el índice de cristalinidad (índice de Biscaye) y el grado de hinchamiento (G.H.). La tabla V.66. los resume.

Tabla V.66. Datos de cristalinidad e hinchamiento de la montmorillonita

Muestra	2 micras		2-20 micras	
	V/P	G. H. (A)	V/P	G. H. (A)
CM-7	0,80	16,98	0,67	16,98
CM-6	0,78	16,85	0,80	16,34
CM-5	0,80	16,98	0,67	16,98
CM-3	0,79	16,98	0,80	16,35
CM-2	0,90	16,75	0,82	16,98

Del análisis de esta tabla se desprende:

1. El índice de Biscaye es más elevado en la fracción menor de 2 micras que en la de mayor tamaño de grano, excepto en las muestras CM-3 y -6 en las que alcanza valores muy similares.

2. No existe relación, al menos, visible, entre el grado de cristalinidad y el de hinchamiento.
3. En la fracción menor de 2 micras, se observa:
 - . la cristalinidad es mayor en el muro de la serie. En el resto de los niveles, los valores son aproximadamente constantes.
 - . la montmorillonita del nivel CM-2 (la de mayor índice de cristalinidad) presenta el menor valor de hinchamiento.
4. En la fracción entre 2 y 20 micras, también aparece en CM-2 el índice de cristalinidad más elevado, existiendo diferencias notables entre el resto de las muestras. Respecto al grado de hinchamiento no puede establecerse ningún criterio-norma.

V. 4. 3. 2. CANTOS.

Del estudio, en luz transmitida y reflejada, podemos deducir los siguientes tipos de rocas y los minerales que la integran (página siguiente).

TIPOS DE ROCAS

	6	5	4	3	2	1
Anfíboles		x				x
Carbonatos.....		x		x		
Cloritas (7)	x	x	x			x
Cloritoide		x				
Cuarzo		x	x	x	x	x
Epidotas						
Pistacita.....		x				x
Plagioclasa (Ab-Olig.)		x				x
Grafito		x	x			
Granate.....		x	x			
Menas metálicas	x					
Goethita.....				x		
Hematites.....		x	x	x		x
Rutilo		x			x	
Micas						
Biotita marrón		x	x			
Mica incolora		x	x	x	x	x
Piroxenos (Augita)						x
Serpentina (Antigorita) (8).....	x					
Titanita		x		x		x
Turmalina		x	x			
Zincón		x			x	

1, Anfibolitas; 2, Cuarcitas; 3, Mármoles; 4, Micacitas; 5, Micasquistos; 6, Serpentinatas

(7) Las estudiamos, mediante difracción de rayos X, con detalle.

(8) Por difracción de rayos X se ha comprobado la existencia de Antigorita.

En la figura V.78. se esquematiza la distribución de los tipos de rocas en los diferentes niveles de la columna litológica.

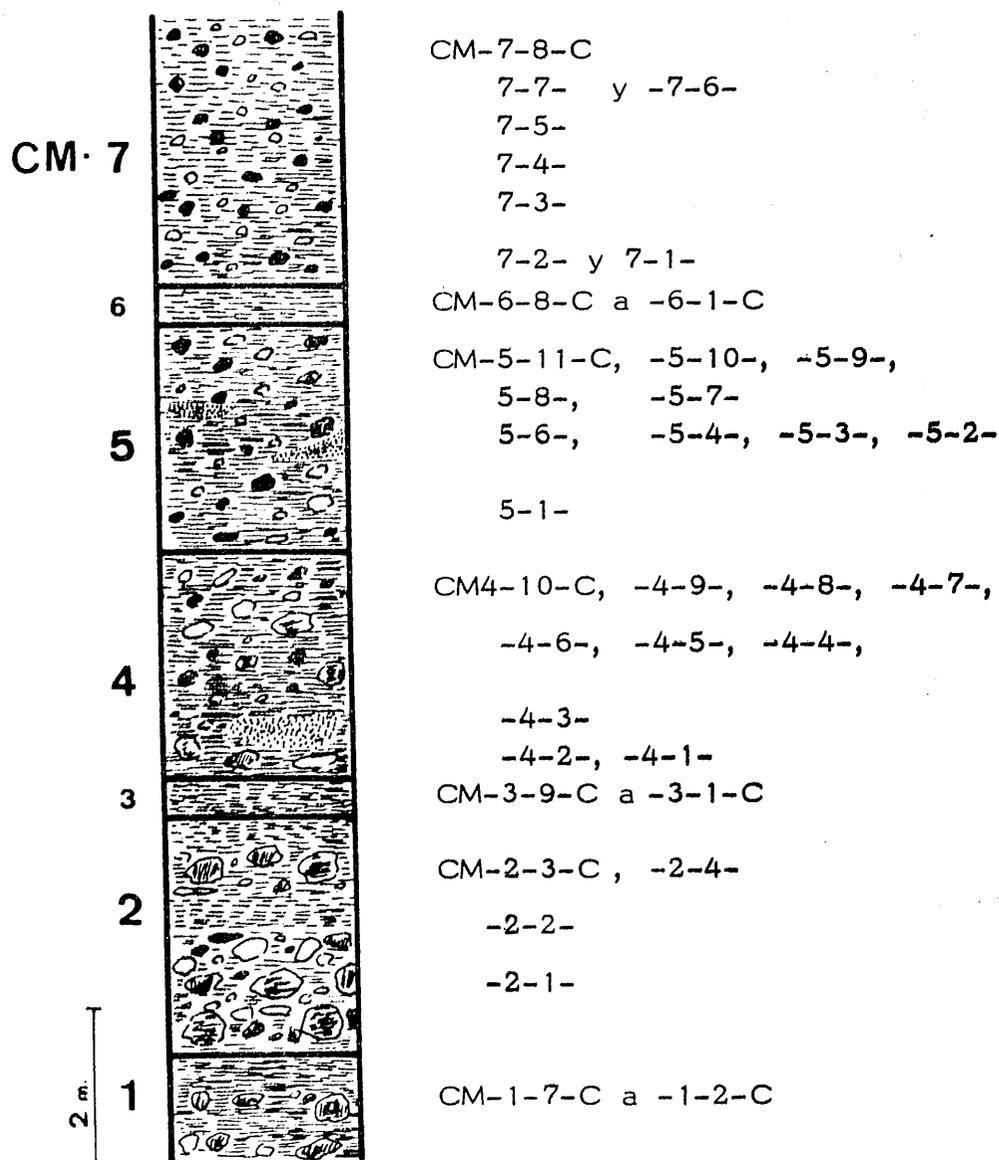


Fig. V.78. Distribución de los cantos de rocas en la columna litológica.

La clasificación detallada de estas rocas es la siguiente.

<u>Muestra</u>	<u>Tipo de roca.</u>
CM-7-8-C	Micasquisto granatífero
CM-7-7-C	Micasquisto feldespático
CM-7-6-C	Anfibolita epidótica
CM-7-5-C	Micasquisto grafitoso con granate y biotita
CM-7-4-C	Micasquisto feldespático con granate
CM-7-3-C	Micasquisto con feldespato y granate
CM-7-2-C	Micasquisto granatífero
CM-7-1-C	Micasquisto con feldespato y granate
CM-6-8-C	Micasquisto grafitoso con granate
CM-6-7-C	Micasquisto con granate y cloritoide
CM-6-6-C	Micacita
CM-6-5-C	Micacita
CM-6-2-C	Mármol
CM-6-1-C	Micasquisto epidótico
CM-5-11-C	Micasquisto granatífero
CM-5-10-C	Anfibolita epidótica
CM-5-9-C	Micasquisto granatífero
CM-5-8-C	Micasquisto granatífero
CM-5-7-C	Anfibolita epidótica
CM-5-6-C	Micasquisto con granate y biotita
CM-5-5-C	Micasquisto con feldespato y granate
CM-5-4-C	Anfibolita epidótica
CM-5-3-C	Micasquisto con feldespato y granate
CM-5-2-C	Micasquisto granatífero
CM-5-1-C	Micasquisto granatífero

Como ya se ha indicado, en este afloramiento -igual que en el de Río Torrente- existen cantos mineralizados, que corresponden a mármoles y micasquistos. Este tipo de rocas se encuentra en todos los niveles. Su estudio, lo resumimos del siguiente modo.

A) Mármoles mineralizados.

La ganga está constituida por: carbonatos (calcita y dolomita), cuarzo, mica blanca (moscovita) y plagioclasas (albita-oligoclasa).

Los carbonatos presentan textura granoblástica y están orientados. - Existe también una segunda generación de estos minerales que rellenan fracturas y huecos. En algunos casos, esta segunda generación está atravesada por óxidos e hidróxidos de hierro.

La mena la constituyen, por orden de abundancia, la hematites, goethita y siderita.

Se presentan en manchas dispersas, en secciones idiomorfas de contornos exagonales, rellenas de fracturas (anteriores y posteriores a la segunda - generación de carbonatos), y disponiéndose según los planos de esquistosidad. En algún caso se puede asegurar la existencia de fenómenos de sustitución. Se observa la hematites pseudomorfizando a cristales de siderita; en estos casos, una parte -al menos- de la hematites proviene de alteración de esta siderita.

B) Micasquistos.

La ganga la constituyen los minerales propios de este tipo de rocas: cuarzo, mica blanca, plagioclasas, feldespato K, rutilo, etc.

La mena, igual que en el caso anterior, está formada por hematites y goethita. En estos casos, los minerales de hierro aparecen rellenas de fracturas e impregnando a través de los planos de esquistosidad.

C) En algunas ocasiones, lo que se observa corresponde a una masa de hematites y goethita que incluye numerosos trozos de mármoles y micasquistos así como granos sueltos de carbonatos, cuarzo, feldespatos, anfíboles, etc. El conjunto aparece muy fracturado. Dichas fracturas están rellenas de siderita, atravesada -a su vez- por una segunda generación - de óxidos y/o hidróxidos de hierro.

TORRES RUIZ (1975) encuentra rocas de similares características en el ámbito del conjunto Nevadofilábride, al N. de la Sierra Nevada y - S. de Sierra de Baza, siendo -en ambos casos- estas menas posteriores a las esquistosidades visibles en las muestras.

Los valores de b_0 de la moscovita y paragonita de los cantos de rocas - así como los de la reflexión (0010) y el valor de su incremento angular, - se resumen en la tabla V.67. y en la figura V.79. (sólo para la moscovita).

Tabla V.67. Datos sobre la moscovita y paragonita.

Muestra	b_o moscovita	b_o paragonita	(0010)M	(0010)P	$\Delta 2\theta(0010)$ M-P
CM-1-2-C	9,0084	8,8854	1,9918	1,9278	1,57
1-4-	8,9952	8,9808	1,9901	1,9262	1,59
1-6-	9,0126	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
3-3-	9,0138	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
3-4-	9,0111	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
3-6-	9,0072	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
3-7-	9,0126	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
3-8-	9,0240	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
4-2-	9,0126	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
4-4-	9,0042	s. d.	1,9918	1,9270	1,60
4-5-	9,0240	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
4-6-	9,0204	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
4-7-	9,0126	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
4-8-	9,0126	8,8866	1,9918	1,9286	1,50
4-9-	9,0096	8,8830	1,9901	1,9255	1,55
5-1-	9,0162	8,9046	1,9918	1,9247	1,60
5-3-	9,0240	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
5-5-	9,0150	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
5-6-	s. d.	s. d.	1,9910	1,9232	1,62
5-8-	9,0126	s. d.	1,9918	1,9262	1,60
5-9-	9,0111	8,8944	1,9918	1,9255	1,65
5-11-	9,0126	8,8168	1,9901	1,9286	1,50
6-1-	9,0174	8,8956	1,9877	1,9270	1,49
6-3-	9,0084	8,8890	1,9918	1,9286	1,60
6-8-	9,0096	8,8932	1,9918	1,9262	1,55
7-1-	9,0216	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
7-2-	9,0060	8,8932	1,9901	1,9262	1,50
7-3-	9,0240	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
7-4-	9,0126	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
7-5-	9,0126	8,8854	1,9926	1,9255	1,65
7-7-	9,0126	s. d.	1,9918	1,9278	1,50
7-8-	9,0084	8,8866	1,9901	1,9278	1,50

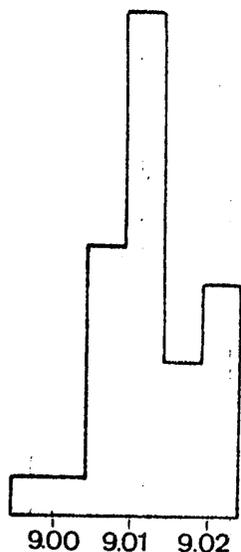


Fig. V. 79. Histograma de frecuencia de las medidas de b en las moscovitas de los cantos de rocas.

A la vista del histograma se deduce:

1. Existe un máximo muy neto para valores entre 9,0100 y 9,0150.
2. Con menor frecuencia (en orden decreciente) aparecen los siguientes valores: 9,0050-9,0100; 9,0150-9,0200 y 8,9900 a 9,0050.

A partir de estos datos, hemos estudiado las moscovitas, obteniendo los siguientes resultados.

Tabla V. 68. Contenidos en átomos de Si, Al, Fe y Mg en moscovitas.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
CM-1-2-C	13,60	2,40	6,94	0,57	0,57
CM-1-4-C	14,16	1,84	7,49	0,30	0,22
CM-4-2-C	13,60	2,40	6,77	0,65	0,63
CM-4-4-C	13,60	2,40	7,12	0,48	0,43
CM-4-8-C	13,60	2,40	6,77	0,65	0,63
CM-4-9-C	14,16	1,84	6,89	0,59	0,56
CM-5-1-C	13,60	2,40	6,62	0,65	0,72
CM-5-2-C	13,60	2,40	6,67	0,70	0,69
CM-5-6-C	13,86	2,14	s. d.	s. d.	s. d.
CM-5-8-C	13,60	2,40	6,77	0,65	0,63
CM-5-9-C	13,60	2,40	6,83	0,62	0,60
CM-5-11-C	14,16	1,84	6,77	0,65	0,63
CM-6-1-C	14,96	1,04	6,57	0,75	0,75
CM-6-3-C	13,60	2,40	6,94	0,57	0,53
CM-6-8-C	13,60	2,40	6,89	0,59	0,56
CM-7-2-C	14,16	1,84	7,04	0,52	0,48
CM-7-5-C	13,33	2,67	6,77	0,65	0,63
CM-7-7-C	13,60	2,40	6,77	0,65	0,63
CM-7-8-C	14,16	1,85	6,94	0,57	0,53

En función de la relación I_{004}/I_{002} se han determinado los siguientes contenidos en átomos de hierro.

Tabla V. 69. Contenidos en átomos de hierro en las moscovitas.

Muestra	% Fe ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃ +0,42 MgO	Átomos de hierro
CM-1-6-C	1,75	2,63	0,50
CM-2-4-C	2,10	3	0,50
CM-3-7-C	2,10	3	0,50
CM-4-2-C	2,85	3,82	0,81
CM-4-5-C	1,25	2,05	0,36
CM-4-8-C	1,75	2,63	0,50
CM-4-9-C	1,30	2,20	0,40
CM-5-6-C	1,75	2,63	0,50
CM-6-1-C	2,30	2,96	0,66
CM-6-8-C	1,75	2,63	0,50
CM-7-2-C	2,10	3	0,50
CM-7-3-C	1,60	2,47	0,46

La tabla V. 70. esquematiza los resultados obtenidos sobre cristalinidad y grado de paragonitización.

Tabla V. 70. Valores del Índice de Kubler y grado de paragonitización de la moscovita de los cantos de rocas.

Muestra	I. Kubler	Na/Na+K	Muestra	I. Kubler	Na/Na+K
CM-1-2-C	13	0,13	CM-5-8-C	13	0,13
CM-1-4-C	12	0,25	CM-5-9-C	12	0,13
CM-4-2-C	14	0,13	CM-5-11-C	14	0,25
CM-4-4-C	14	0,13	CM-6-1-C	14	0,42
CM-4-8-C	13	0,13	CM-6-3-C	14	0,25
CM-4-9-C	13	0,25	CM-6-8-C	14	0,13
CM-5-1-C	13	0,12	CM-7-2-C	12	0,25
CM-5-2-C	14	0,13	CM-7-5-C	12	0,07
CM-5-6-C	14	0,18	CM-7-7-C	13	0,13
CM-5-8-C	13	0,13	CM-7-8-C	12	0,25

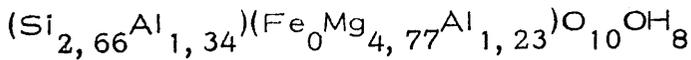
Tanto los valores de cristalinidad como los del grado de paragonitización son similares a los obtenidos para el resto de las series del sector SE.

Se han estudiado las cloritas de los siguientes cantos de rocas: CM-4-8-C (micasquisto grafitoso con granate); CM-4-9-C (micasquisto grafitoso con granate y clorita); CM-5-6-C (micasquisto con granate y biotita). Las características deducidas se resumen en la tabla V. 71.

Tabla V. 71. Contenidos en átomos de Si, Al, Fe de las cloritas

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ / Fe ²⁺ + Mg
CM-5-6-C	2,66	1,34	1,23	0	0	1,10	0
CM-4-9-C	2,66	1,34	1,23	0	0	1,10	0
CM-4-8-C	2,66	1,34	1,23	0	0	1,10	0

Las fórmulas son idénticas para los tres casos:



La diferencia de cargas es -0,11. Se ha clasificado, pues, como Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY).

Con los valores resumidos en la tabla V. 67. se ha construido la figura - V. 80.

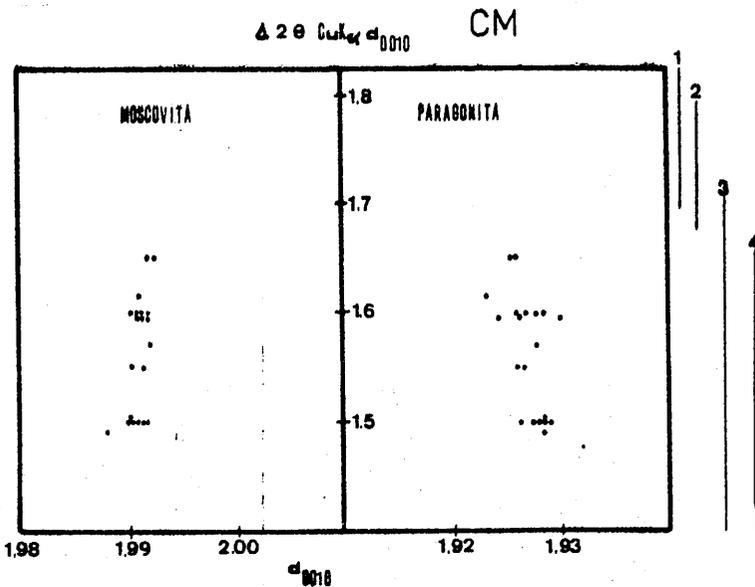
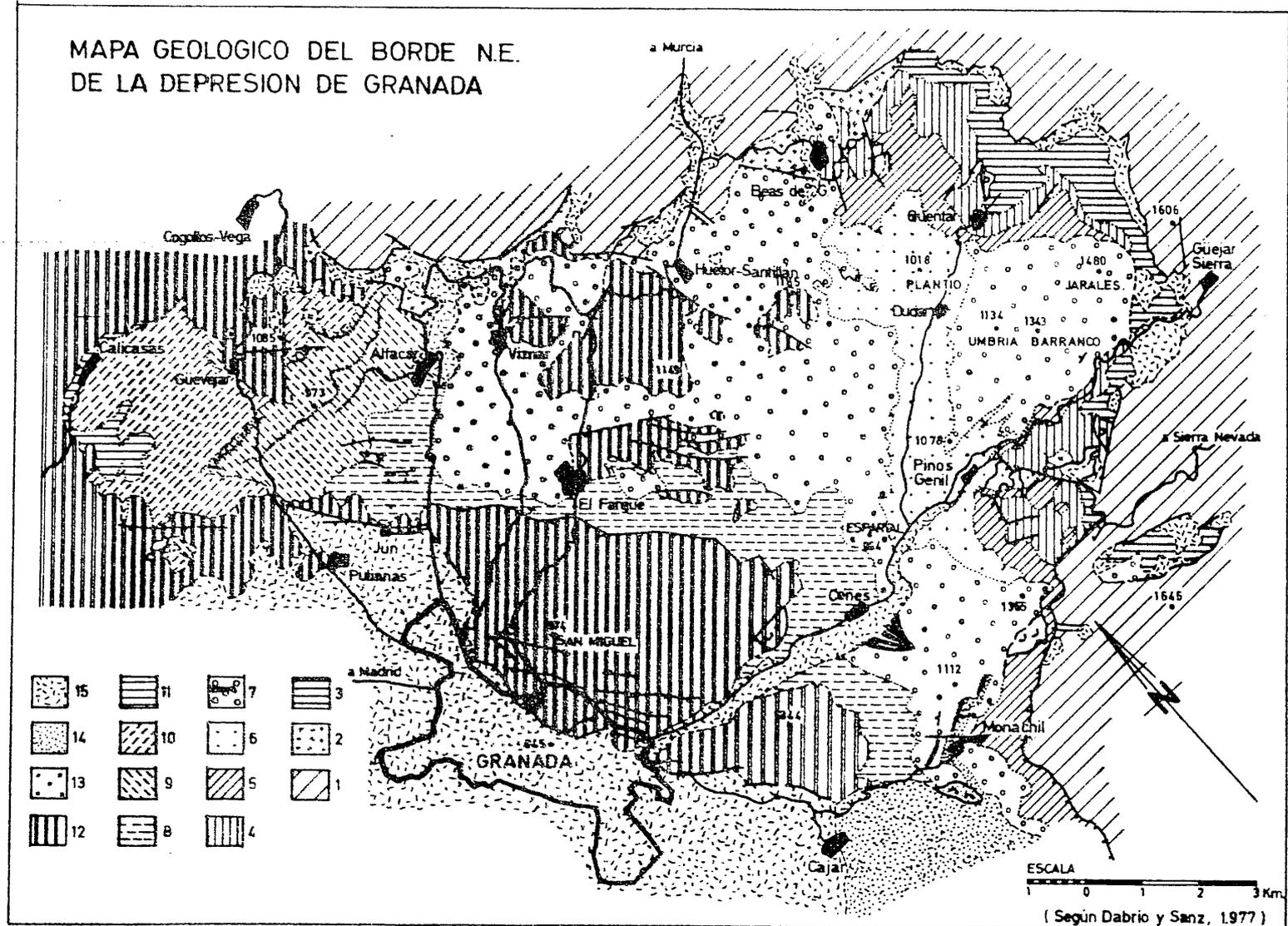


Fig. V. 80. Variación del espaciado basal de moscovitas y paragonitas en función del incremento angular de la reflexión (0010).

1. Manto del Veleta
2. Filitas alpujárrides
3. Unidad de la Caldera
4. Unidad de las Sabinas



1. Sustrato Bético en sentido amplio; 2. Materiales paleógenos. NEOGENO. 3. Limos basales; 4. Areniscas calcáreas y conglomerados; 5. Lutitas con *Dentalium*; 6. Lutitas y arenas con bancos de conglomerados, transición a ... 7. Conglomerados. Localmente (xxx) bancos arrecifales de *Tarbellastrea*. 8. Lutitas micáceas grisáceas con niveles de conglomerados o areniscas y lignitos, según los sectores; 9. Lutitas con yeso y lignito. Se indican con trazas algunos bancos rojizos muy llamativos; 10. Lutitas y areniscas amarillentas; 11. Calizas con gasterópodos ("Calizas de Calicasas"); 12. Conglomerados de la Alhambra; 13. Travertinos; 14. Conglomerados de la Zubia; 15. Aluviales y pie de monte recientes, indiferenciados.

SECTOR NE.

Igual que para el Sector SE., ya descrito, seguiremos utilizando la división en sectores de la Depresión de Granada propuesto por GONZALEZ-DONOSO (1967).

En este caso se han establecido, de Norte a Sur, las series de los siguientes afloramientos:

- afloramiento de Güejar Sierra
 - . Serie de Güejar Sierra (GS)
 - . Serie de Güejar Sierra Este (GSE)
- afloramiento de Monachil (M)
- afloramiento de Balzaín (B)
- afloramiento de Dílar-Gójar (DG)

Cada uno de ellos presenta caracteres diversos y peculiaridades específicas como se verá en su descripción.

V. 5. AFLORAMIENTO DE GUEJAR SIERRA.

Se han levantado dos series: una denominada GS y otra GSE y cuya descripción se hará, en gran parte, conjuntamente.

V. 5. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO.

Este afloramiento, de considerable extensión, se encuentra situado en el extremo NW de la hoja topográfica de Güejar Sierra (1027) y en el SW de La Peza (1010), ambas a escala 1:50.000.

La figura V. 81. recoge su situación geográfica y geológica.

El afloramiento puede seguirse -en parte- a lo largo de la carretera a Sierra Nevada, siendo (no obstante) la zona más representativa la que se observa en la carretera de Pinos Genil a Güejar Sierra. Igualmente, la carretera que va a Dúdar y Quentar es otra vía aprovechable para estudiar la parte más NW de dicho afloramiento.

El afloramiento, en su conjunto, contacta concordantemente, en el extremo sur, con unas lutitas y arenas que incluyen cantos de conglomerados;-

hacia el este lo hace, de forma discordante, con las lutitas con Dentalium y los limos-burdigalienses; en el extremo W., está en contacto bien con unas lutitas de edad Tortoniense-Messiniense, bien con el conglomerado - Alhambra.

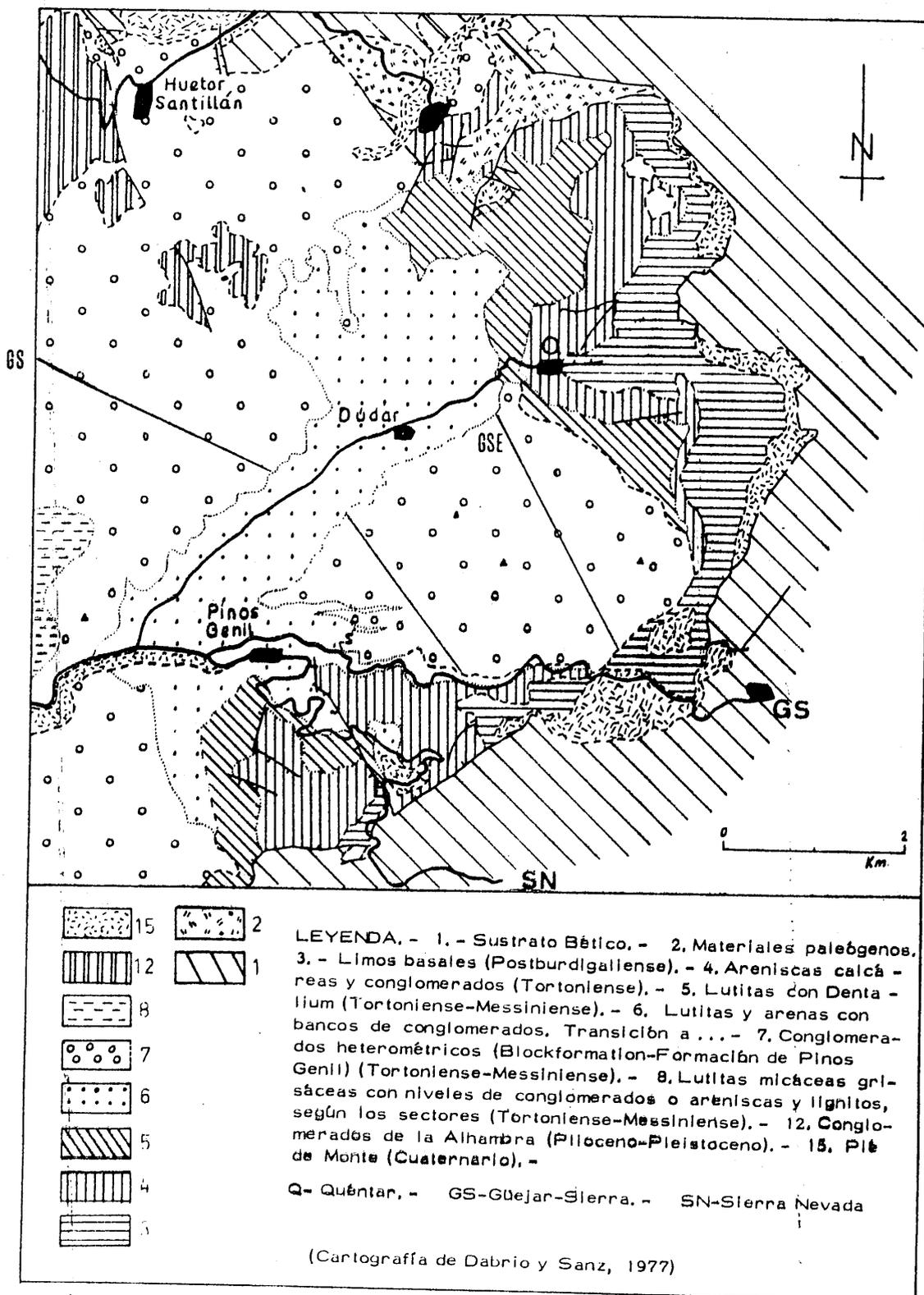


Fig. V. 81. Situación geográfica y geológica del afloramiento de Güejar Sierra.

V. 5. 2. CARACTERISTICAS DE LA "BLOCK FORMATION" EN ESTE AFLORAMIENTO.

En primer lugar recordemos que ya en el capítulo de Antecedentes se reñaba el término de Formación de Pinos Genil asignado por GONZALEZ DONOSO (1967) a estos materiales. Indudablemente, el afloramiento en cuestión es uno de los más característicos de este conglomerado, sobre todo en la zona más próxima a Güejar Sierra.

En un recorrido detallado del mismo se observa un cambio de facies, en contrándose cantos de gran tamaño en la parte este y de menor, e incluso niveles detríticos finos, hacia el oeste. Este hecho es apuntado por DABRIO et al. (1977) cuando dicen "al norte del pueblo (Pinos Genil) se encuentra un espectacular cambio de facies, pues, de este a oeste la sucesión pasa de estar constituida exclusivamente por conglomerados a ser lutítica y arenosa (a excepción de la parte superior que permanece invariable) y, enseguida, a contener niveles conglomeráticos que forman en conjunto una secuencia negativa... en lo que a espesor de estratos se refiere".

Ello nos condujo al establecimiento de dos columnas litológicas. Una, la denominada serie de Güejar Sierra (GS), representa la parte oeste en la que abunda la matriz detrítica fina; la señalada como Güejar Sierra Este (GSE) se ha levantado siguiendo el barranco situado entre los vértices topográficos de Jarales (1480 metros) y Barranco (1343 metros), y corresponde a la zona en la que los cantos son de gran tamaño. Ambos cortes, así como su dirección aproximada y longitud se señalan en la figura V, 81.

En el apartado V. 5. 3, se pueden estudiar detalladamente ambas columnas. Aquí, baste decir que la de siglas GSE es un museo de las rocas de Sierra Nevada y una de las que más ilustración aportan respecto a la "Block formation". Los materiales, en esta zona, presentan un buzamiento de 30° N, buzamiento que disminuye progresivamente hacia el te-

cho de la serie. El corte de siglas GS es de mayor longitud que el anterior y más rico en cuanto a litología se refiere. La parte más suroriental del afloramiento está representada por las muestras GS-1 a GS-13; desde aquí hasta la GS-23 corresponden a los niveles que aparecen desde la carretera de Dúdar hacia el NW.

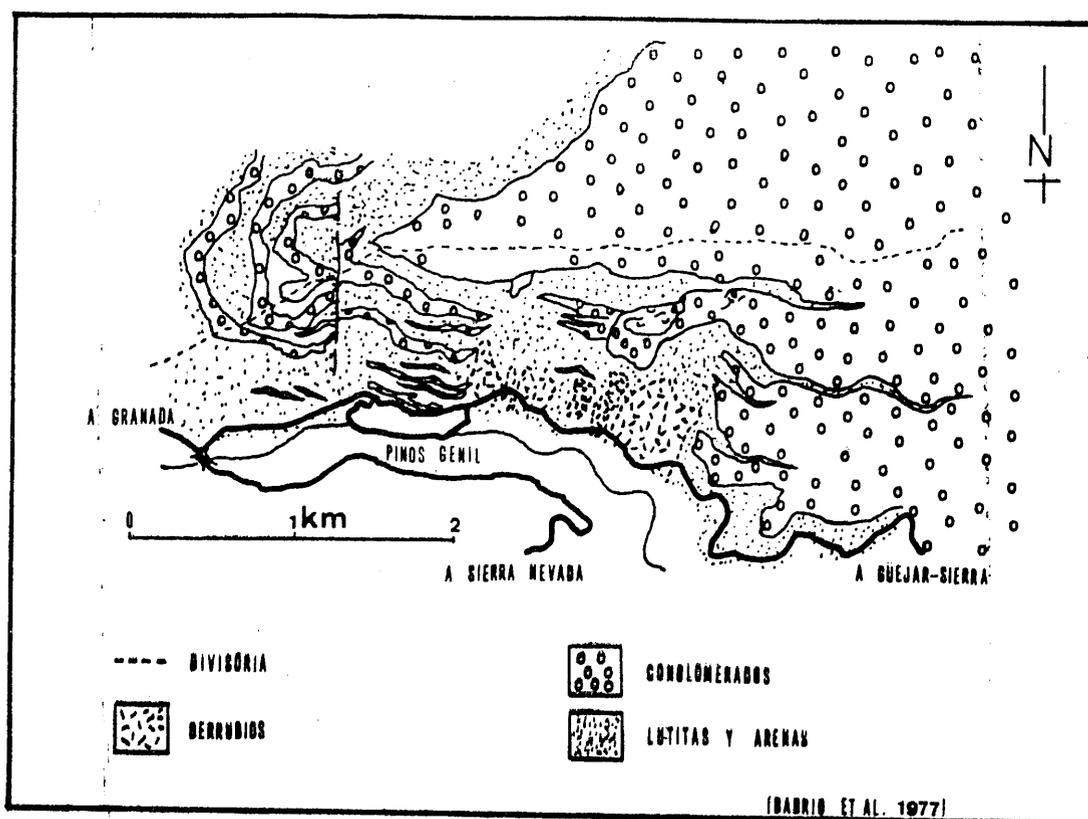


Fig. V. 82. Detalle del afloramiento de Gúejar Sierra.
(Según DABRIO et al., 1977).

La figura V. 82. es un esquema en el que se detalla gran parte del afloramiento de Gúejar Sierra y en el que puede observarse la secuencia negativa de los niveles conglomeráticos aludida con anterioridad. Estos autores (DABRIO et al.) indican que en estos "conglomerados predominan los depósitos de debris flow; mucho menos abundantes son los de canal". Igualmente añaden que "las direcciones de flujo apuntan hacia el norte, aunque muestran gran dispersión".

V. 5. 3. DESCRIPCION DE LAS COLUMNAS LITOLÓGICAS. SITUACION DE LAS MUESTRAS.

Comenzaremos con la serie GS y a continuación señalaremos las características de la GSE. Las columnas litológicas se esquematizan en las figuras V.83. y V.86. , respectivamente.

A) Serie de Güejar Sierra (GS). De muro a techo se han distinguido:

<u>Muestra</u>	<u>Descripción</u>
GS-1	Conglomerado con abundante matriz, de color grfs. Heterometría en los cantos con abundancia de los de 30 - cms. de tamaño; algunos de hasta 1 metro.
GS-2	Nivel de arcillas y margas de color beig. Contiene cantos (muy escasos) de tamaño pequeño.
GS-3	Nivel de areniscas de grano fino y limos con abundantes cantos de todos los tamaños, lo que confiere heterometría acusada.
GS-4	Puede corresponder a la parte superior del nivel anterior, constituido por limos. No existen cantos de rocas.
GS-5	Conglomerado de caracteres muy similares al descrito en GS-1.
GS-6	Nivel endurecido de arcillas y margas de color beig. Los cantos son escasos y de pequeño tamaño.
GS-7	Conglomerado muy heterométrico; la matriz es muy escasa. Abundan los cantos de tamaño pequeño (5 cms.) y medianos (20 cms.).
GS-8	Corresponde a una muestra de color blanco, terrosa, deleznable y untuosa al tacto. En realidad no constituye un nivel sino que aparece impregnando a GS-6 y GS-7.
GS-9	Areniscas de grano fino y limos; localmente, niveles endurecidos. Los cantos, poco abundantes, son de tamaño pequeño.
GS-10	Nivel de conglomerado con abundante matriz. La heterometría es la característica fundamental, con predominio de los tamaños medios.

- GS-11 Margas de color beig con cantos de tamaño pequeño.
- GS-12 Nivel de conglomerado de caracteres similares a GS-10.
- GS-13 Limos y areniscas, de color grfs. Los cantos son de tamaño medio y aumentan hacia el techo del nivel.
- GS-14 Nivel de arcillas y margas que aparece intercalado en GS-13. No contiene cantos de rocas.
- GS-15 Corresponde a un nivel de conglomerado con matriz, de color grfs, abundante. Los cantos son homométricos y de tamaño medio.
- GS-16 Areniscas de grano medio y color marrón. Cantos de tamaño pequeño.
- GS-17 Limos y areniscas de grano fino. Los cantos son escasos y de pequeñas dimensiones.
- GS-18 Nivel de limos y arcillas. Color beig. Ausencia de cantos de rocas.
- GS-19 Conglomerado con matriz escasa y de color grfs. Los cantos son de tamaños pequeño y medio.
- GS-20 Arcillas y margas de color grfs.
- GS-21 Conglomerado, poco potente, con matriz escasa. Homometría acusada en cantos pequeños.
- GS-22 Areniscas de grano medio, de color marrón y escasos cantos de rocas de tamaño pequeño.
- GS-23 Nivel de arcillas y margas de colores beig y grfs.

B) Serie de Güejar Sierra Este (GSE). Esta columna litológica está constituida por conglomerados, muy fundamentalmente, de color grfs y beig, con algunos niveles intercalados de limos, areniscas y arenas de colores beig, grfs y marrón.

La potencia de los niveles es imposible de evaluar por cuanto esta división es muy artificial. La situación y la asignación de las muestras que aparecen en la figura V.86. se ha hecho en función de la existencia de zonas con más detríticos finos, mayor abundancia de cantos de rocas, color, etc.

Como criterios válidos para este sector y que se refieren al conglomerado, apuntamos los siguientes:

- . matriz muy escasa, de color gris y beige.
- . cantos de rocas: en el muro predominan los tamaños medio y grande (30 cms. de lado y 1-10 metros cúbicos de volumen - respectivamente). La heterometría está muy patente. Hacia el techo, se observa mayor homometría con predominio de los tamaños medios; no obstante, se han encontrado algunos de 10 y hasta de 30 metros cúbicos. En cuanto a su abundancia, se puede afirmar que disminuyen (aunque poco) hacia niveles altos de la serie.

Las muestras, de material detrítico fino estudiadas, son -de muro a techo- las siguientes (Ver figura V.86.).

<u>Muestra</u>	<u>Descripción</u>
GSE-1	Corresponde a los limos y areniscas de la base de la "Block formation". (No se incluye en la columna litológica).
GSE-2	Matriz del conglomerado, constituida por limos y areniscas.-
GSE-6	Matriz del conglomerado: areniscas y limos.
GSE-7,	Matriz del conglomerado: limos y areniscas
GSE-9	Matriz del conglomerado: limos y areniscas de color marrón.
GSE-11	Matriz del conglomerado: limos y areniscas de color beige. -
GSE-13	Matriz del conglomerado: limos, arenas y areniscas de color gris
GSE-15	Matriz del conglomerado: limos y arcilla de colores marrón y pardo rojizo.

Las muestras cuyas siglas no aparecen en la descripción anterior corresponden a niveles de cantos de rocas, cuya descripción se hará más adelante.

V. 5. 4. MINERALOGIA DE LAS COLUMNAS LITOLÓGICAS.

V. 5. 4. 1. MATRIZ.

V. 5. 4. 1. 1. Mineralogía global. Por difracción de rayos X se han determinado los siguientes minerales.

A) Serie de Güejar Sierra (GS).

- Muestra GS-1: Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita, yeso.
- GS-2: Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-3: Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-4: Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-5: Anfíbol, calcita, caolinita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-6: Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita, yeso?
- GS-7: Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-8: Anfíbol, calcita, cuarzo, dolomita, feldespato, moscovita, otros minerales laminares, paragonita, yeso.
- GS-9: Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-10: Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-11: Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-12: Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-13: Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-14: Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-15: Anfíbol, calcita, cuarzo, dolomita, feldespato, moscovita, otros minerales laminares, paragonita.

- GS-16: Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-17: Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-18: Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-19: Anfibol, calcita, cuarzo, dolomita, feldespato, moscovita, otros minerales laminares, paragonita.
- GS-20: Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- GS-21: Anfibol, calcita, cuarzo, dolomita, feldespato, moscovita, otros minerales laminares, paragonita.
- GS-22: Calcita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, - moscovita, paragonita.
- GS-23: Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, - feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.

Del análisis cuantitativo se han obtenido los siguientes resultados.

Tabla V. 73, Resultados del análisis mineralógico cuantitativo.

Muestra	1	2	3	4	Muestra	1	2	3	4
GS-1	9	42	4	45	GS-13	7	54	8	31
GS-2	24	16	4	56	GS-14	10	19	10	61
GS-3	8	28	15	49	GS-15	2	59	7	32
GS-4	6	14	3	77	GS-16	12	47	16	25
GS-5	9	42	4	45	GS-17	12	28	5	55
GS-6	14	10	6	70	GS-18	16	31	8	45
GS-7	9	39	4	48	GS-19	12	38	t	50
GS-8	4	12	9	75	GS-20	36	21	18	25
GS-9	3	49	8	40	GS-21	12	38	t	50
GS-10	12	38	t	50	GS-22	4	42	36	18
GS-11	10	10	6	70	GS-23	36	21	18	25
GS-12	12	38	t	50					

1, Calcita ; 2, Cuarzo; 3, Dolomita; 4, Minerales laminares

La figura V. 83. ,construída con los datos que se reseñan en la tabla anterior, representa la variación de los diversos minerales a lo largo de la columna litológica.

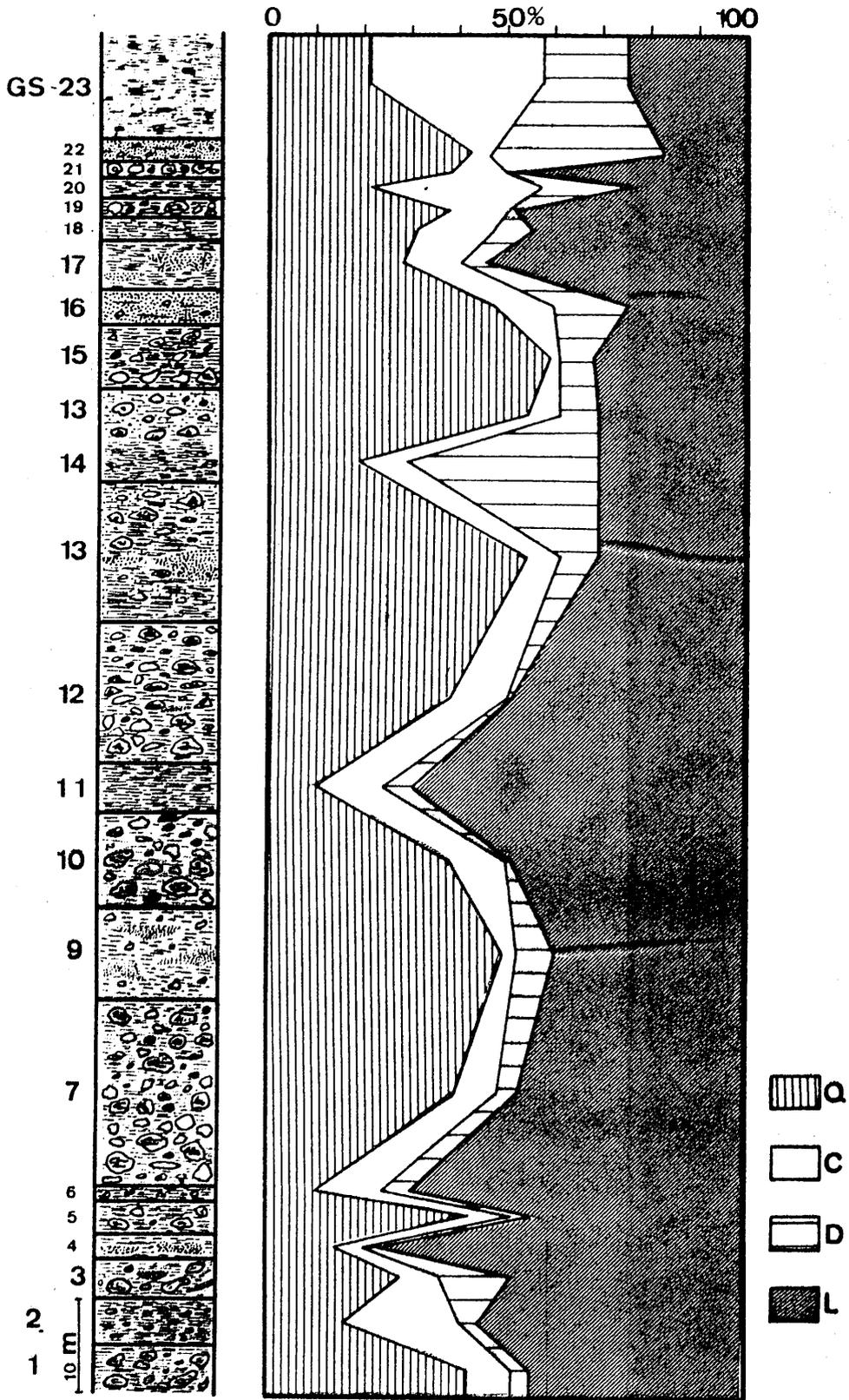


Fig. V. 83. Composición mineralógica de la serie de Guejar Sierra (GS).

Dada la diversidad litológica de los niveles de esta serie, las variaciones observadas en el contenido de los minerales son amplias. El comentario de dicha figura se hará por separado para cada mineral.

Cuarzo. Los niveles que presentan un contenido menor son los de siglas GS-6 y GS-11, que corresponden a margas y arcillas, y a margas respectivamente. Le sigue los niveles GS-4 (limos), GS-2 (arcillas y margas) y GS-14 (arcillas y margas). Los porcentajes máximos aparecen en niveles de conglomerados (GS-15) o de areniscas y limos (GS-9- y GS-13).

Estas pueden considerarse como directrices generales. Nótese que, en detalle, la gama de posibilidades es más amplia y complicada en función del predominio de unos materiales sobre otros. Los porcentajes extremos, para este mineral son 10 y 59. El valor medio es del 32%.

Carbonatos. En todas las muestras están presentes la calcita y dolomita.

La calcita presenta su máximo en los niveles GS-20 y GS-23 (arcillas y margas) y el mínimo porcentaje en GS-15 (conglomerados), GS-9- (areniscas) y GS-22 (areniscas).

La dolomita, no sigue una norma respecto a la calcita. Únicamente la muestra GS-22 (una de las más pobres en calcita) presenta el máximo contenido en dolomita (36%). Igual que en el caso anterior del cuarzo, las variaciones de los carbonatos, en el detalle, son complejas.

El contenido medio de la serie en estos minerales es del 21%.

Minerales laminares. Su variación, a grandes rasgos, es inversa a la que experimenta el cuarzo, siendo más elevados los porcentajes en minerales laminares allí donde la cantidad de cuarzo es menor. El contenido medio de estos minerales es del 47%.

En la figura V. 84. aparece la correlación entre cuarzo y minerales laminares en esta serie. Como se observa, el coeficiente de correlación es elevado (significativo) y de carácter negativo.

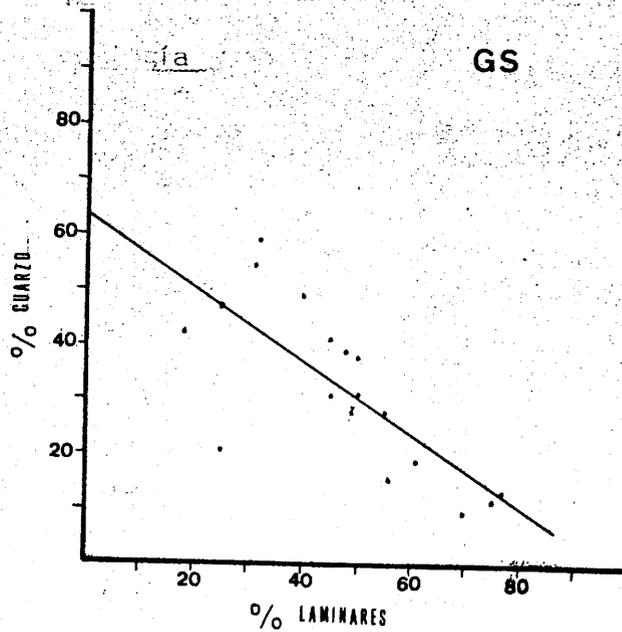


Fig. V. 84. Correlación entre los contenidos de cuarzo y minerales laminares

En la figura V. 85, se han representado las variaciones de las relaciones Cuarzo/Minerales laminares y Carbonatos/Q+L, en la columna litológica. Dichas variaciones están en consonancia con las ya comentadas en la figura V. 83.

Respecto a la relación Cuarzo/Minerales laminares, el valor máximo es de 2,30 en GS-22 y el mínimo de 0,15 en GS-6 y GS-11.

La relación Carbonatos /Q+L, presenta valores menores que la anterior y las variaciones de un nivel a otro son también menos acusadas. Su máximo es de 1,20 en GS-23 y el mínimo, de 0,10, en GS-4 y GS-15.

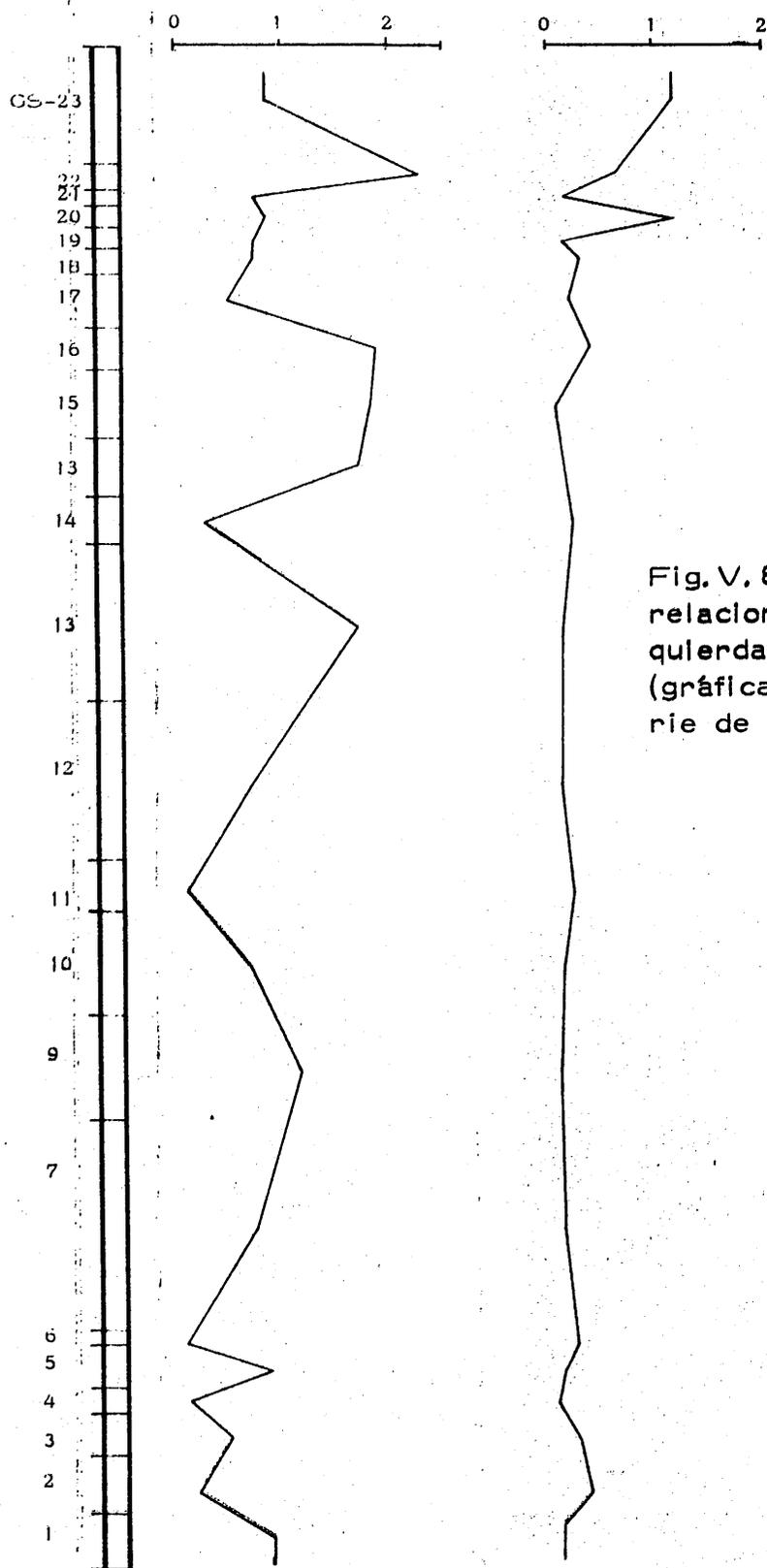


Fig.V. 85. Variación de las relaciones Q/L (gráfica izquierda) y $\text{Carbonatos}/(Q+L)$ (gráfica derecha) en la serie de Guejar Sierra (GS).

B) Serie de Güejar Sierra Este (GSE). La mineralogía, identificada por difracción de rayos X, es la siguiente:

Muestra GSE-2:	Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, montmorillonita, moscovita, paragonita.
GSE-6:	Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
GSE-7:	Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
GSE-9:	Anfíbol, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
GSE-11:	Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
GSE-13:	Anfíbol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.

La tabla V. 74. resume los resultados obtenidos en el análisis cuantitativo.

Tabla V. 74. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo.

Muestra	Calcita	Cuarzo	Dolomita	Min. Laminares
GSE-2	31	30	15	21
GSE-6	24	46	0	30
GSE-7	40	34	5	21
GSE-9	0	33	8	59
GSE-11	t	43	6	51
GSE-13	t	49	t	51
GSE-15	t	19	t	81

Igual que en el caso anterior, se ha creído necesario representar los datos cuantitativos a lo largo de la columna litológica y analizar sus variaciones. (Figura V. 86). Analizando, en conjunto, dicha figura se pueden generalizar las siguientes ideas, si bien en el detalle no siempre son válidas:

- el cuarzo aumenta ligeramente hacia el techo de la serie.
- los minerales laminares incrementan su contenido hacia niveles más altos.
- los carbonatos disminuyen claramente hacia el techo de la serie.

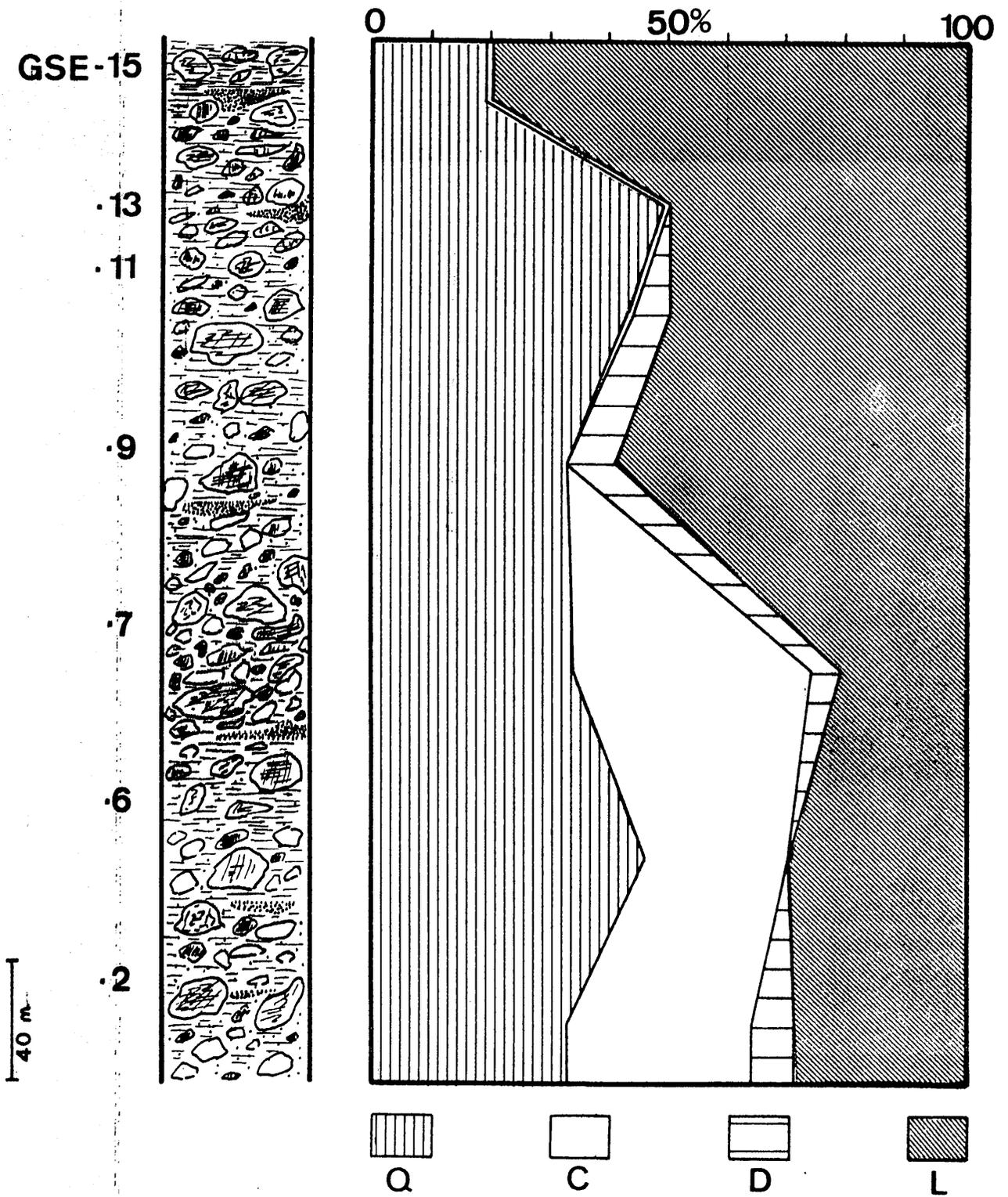


Fig. V. 86. Composición mineralógica de la serie de Guejar Sierra Este (GSE).

Cuarzo. Las variaciones que sufre este mineral, a lo largo de la columna, no son grandes, a excepción de la brusca disminución que experimenta en GSE-15. Los valores máximos los alcanza, en el nivel GSE-13 (49%), que corresponde a limos, arenas y areniscas, y en el GSE-6 (46%) constituido por areniscas y limos. El menor contenido es el de GSE-15 (19%), nivel en el que abundan las arcillas y los limos con muy escasa cantidad de areniscas.

Carbonatos. No siempre están presentes la calcita y dolomita. El más abundante, desde luego, es la calcita con valores de hasta 40%. La dolomita está en menor cantidad con un valor máximo de 15% en GSE-2.- Su distribución, a lo largo de la columna, presenta dos fases:

- desde el nivel GSE-2 a GSE-9, en los que los carbonatos son muy abundantes, siendo la asociación mineralógica calcita-dolomita, excepto en GSE-6. El predominio es de calcita (32%, valor medio) sobre dolomita (7%, valor medio).
- desde GSE-9 a GSE-15. Aquí, la calcita o no existe (GSE-9) o está en cantidades muy pequeñas (no cuantizables) como es el caso de los niveles GSE-11, -13, y -15. La dolomita, sólo está presente en los niveles GSE-9 y -11 en cantidades similares al resto de la serie.

La transición -indudablemente brusca- se puede situar en el nivel GSE-9.

Minerales laminares. Como se ha indicado con anterioridad, aumentan hacia el techo. Sus valores extremos se alcanzan en los niveles GSE-7 (21%) y GSE-15 (81%), constituido por arcillas, limos y areniscas. El contenido medio de la serie es del 43%.

La correlación encontrada entre los contenidos en cuarzo y minerales laminares es de -0,31 pero la pendiente de la recta de regresión es muy suave (figura V.87).

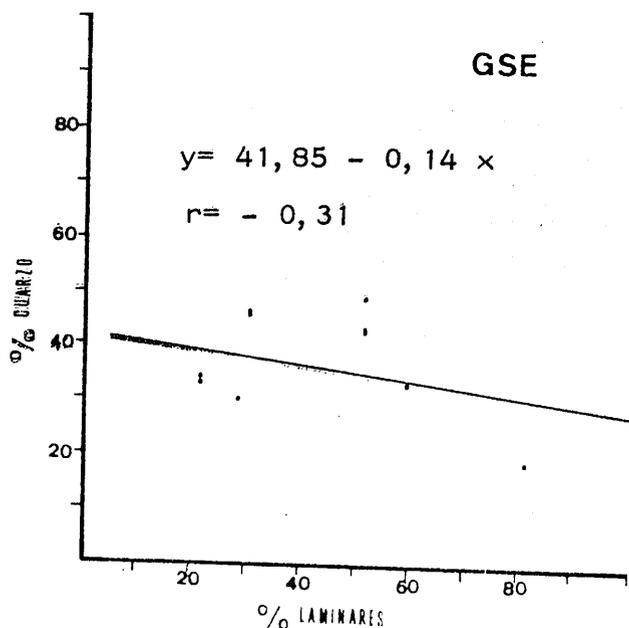


Fig. V.87. Correlación entre los contenidos de cuarzo y minerales laminares.

En la figura V. 88, se representan las relaciones Cuarzo/Minerales laminares y Carbonatos /Q+L, y su variación según los diversos niveles de la columna litológica.

Estas variaciones responden a los datos cuantitativos comentados anteriormente. Así, hasta el nivel GSE-9, la relación Q/L mantiene un valor constante (1,55 a 1,60). Esto, en nuestra opinión, se debe a la acción amortiguadora ejercida por los carbonatos, siendo estos los niveles en los que más abundan. Desde aquí, hasta el techo de la serie las oscilaciones son bruscas.

Por el contrario, la relación Carbonatos/Q+L, ofrece un perfil inverso. Las variaciones bruscas aparecen, lógicamente, en los niveles inferiores y suaves en los superiores. Los valores extremos son 0,85 y 0,10

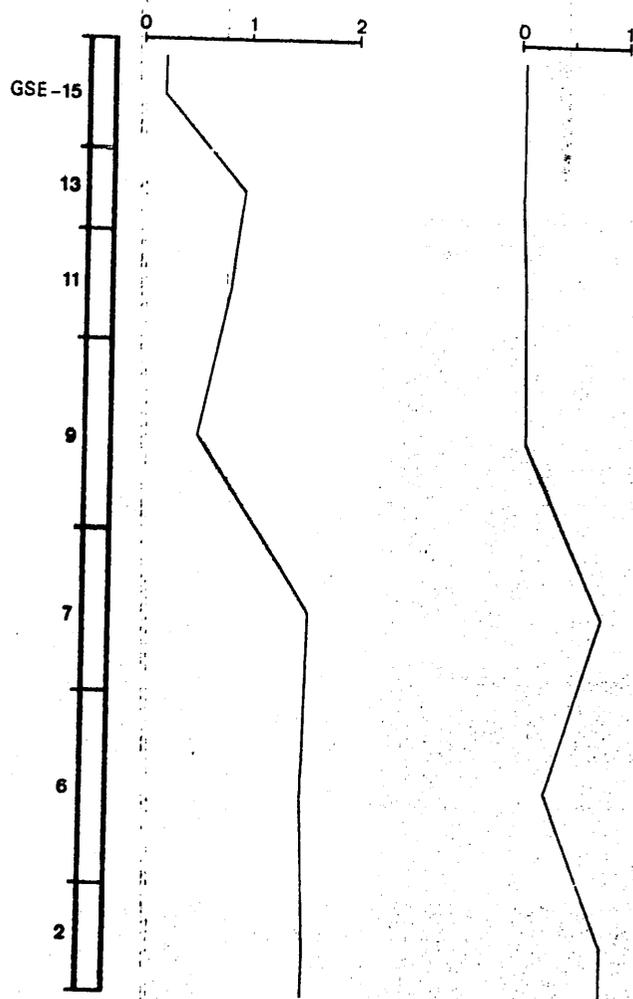


Fig. V. 88. Variación de las relaciones Q/L (gráfica izquierda) y Carbonatos/Q+L (gráfica derecha).

En la figura V. 89. se ha representado triangularmente la composición de las muestras de ambas series.

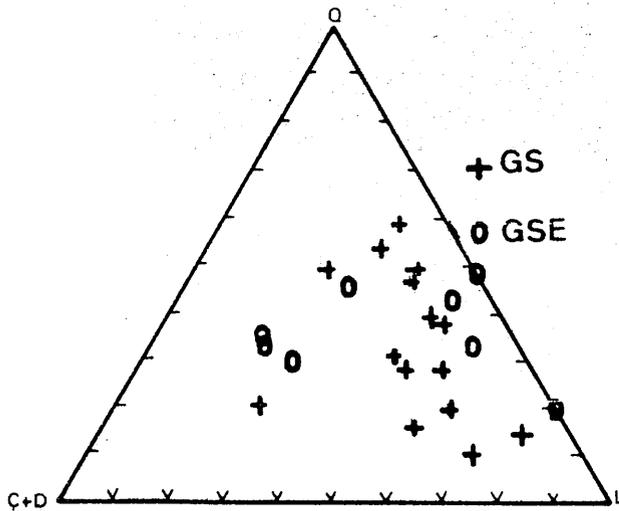


Fig. V. 89. Composición mineralógica de las series GS y GSE. (Muestra total).

Las muestras correspondientes a la serie GS presentan una zona de dispersión menor, con la sola excepción del nivel GS-20. Su composición, por tanto, es más uniforme. Así, todas las muestras (menos la GS-20) se incluyen en una nube cuyas dimensiones mínima e intermedia serían 59% y 10% para el cuarzo, y 9% y 27% para los carbonatos.

Sin embargo, la zona de composición de los niveles GSE aparece más amplia. Ello se debe a la existencia o no de carbonatos, y a su mayor o menor cantidad, ya que los otros parámetros no experimentan, en general, amplias variaciones.

V. 5.4. 1.2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras.

A) Serie de Güejar Sierra (GS). Los estudios por difracción de rayos X han permitido llegar a los siguientes resultados, que resumimos en las tablas V. 75. y V. 76.

Con los datos expuestos en estas tablas se ha construido la figura V. 90. - que representa cómo varían los filosilicatos de la arcilla a lo largo de la columna litológica, en cada una de las fracciones.

Tabla V. 75. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo, Fracción menor de 2 micras.

Muestra	Ilita	Cl	K	Cl+K	Mont.	P	Otros
GS-1	42	10	2	12	43	3	--
GS-2	46	6	3	9	40	5	Q
GS-3	34	7	4	11	51	4	--
GS-4	53	12	4	16	27	4	--
GS-5	42	9	3	12	42	4	--
GS-6	49	7	5	12	35	4	--
GS-7	40	8	t	8	49	3	Q
GS-9	32	10	t	10	55	3	Q
GS-10	59	10	5	15	19	7	--
GS-11	48	8	4	12	36	4	--
GS-12	58	9	5	14	22	6	Q
GS-13	36	6	5	11	50	3	Q
GS-14	47	8	2	10	37	6	Q
GS-15	59	10	5	15	19	7	Q
GS-16	72	5	t	5	12	11	Q
GS-17	46	8	4	12	39	3	Q
GS-18	52	13	t	13	31	4	--
GS-19	48	--	--	14	32	6	--
GS-20	36	8	3	11	51	2	--
GS-21	58	10	4	14	22	6	--
GS-22	72	--	--	5	12	11	--
GS-23	36	--	--	10	50	4	--

Tabla V. 76. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo, Fracción entre 2 y 20 micras.

Muestra	Cuarzo	M, L, (x)	(x)				Mont.	P	Otros
			Ilita	Cl	K	Cl-K			
GS-1	59	41	72	16	3	19	2	7 Q, Fd, A	
GS-2	34	66	68	--	--	26	3	3 Q	
GS-3	50	50	63	16	7	23	5	9 Q, Fd, A	
GS-4	48	52	68	20	5	25	t	7 Q, A	
GS-5	58	42	72	12	6	18	2	8 Q	
GS-6	40	60	74	10	5	15	5	6 Q, A	
GS-7	51	49	69	19	2	21	4	6 Q, A	
GS-9	26	74	61	18	4	22	9	8 Q, Fd, A	
GS-10	31	69	74	17	t	17	t	9 Q, A	
GS-11	54	46	74	10	4	14	6	6 Q, A	
GS-12	55	45	74	10	4	14	2	10 Q	
GS-13	52	48	66	14	6	20	8	6 Q, A, Fd	
GS-14	48	52	70	10	8	18	5	7 Q	
GS-15	48	52	74	11	6	17	t	9 Q	
GS-16	45	55	75	5	7	12	5	8 Q, A	
GS-17	44	56	65	10	8	18	8	9 Q, Fd, A	
GS-18	39	61	63	10	3	21	7	10 A, Fd	
GS-19	54	46	74	--	--	16	4	6 Q	
GS-20	53	47	52	--	--	24	16	8 Q, A	
GS-21	55	45	74	11	5	16	2	8 Q,	
GS-22	56	44	75	--	--	12	5	8 Q, A	
GS-23	52	48	52	--	--	24	16	8 Q, Fd	

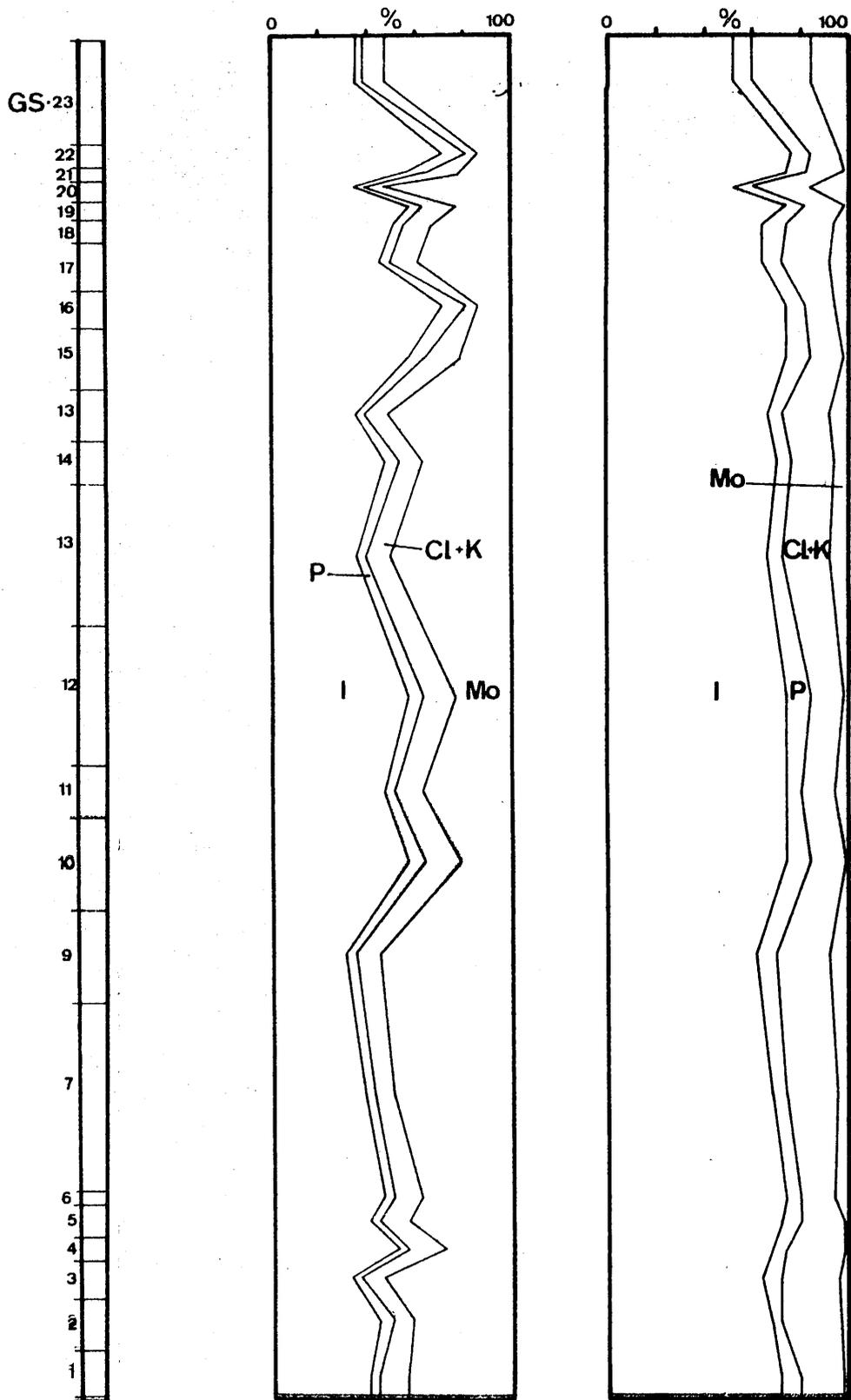


Fig. V.90. Contenido en minerales de la arcilla de la serie GS. Fracción menor de 2 micras - (izquierda), entre 2 y 20 micras (derecha).

La observación -por sí sola- de la figura V. 90. da cuenta de las variaciones que experimentan los minerales de la arcilla. No obstante, queremos apuntar algunos comentarios:

- a) En ambas fracciones las variaciones de los minerales siguen líneas aproximadamente paralelas.
- b) La illita es más abundante en la fracción de mayor tamaño de grano.
- c) La paragonita se concentra también más en la fracción de mayor tamaño, aunque -en este caso- las diferencias son menores.
- d) Similar variación experimenta la clorita y caolinita.
- e) La montmorillonita predomina en la fracción de menor tamaño de grano, siendo elevadas las diferencias de contenidos entre ambas fracciones.
- f) La illita de la fracción menor de 2 micras, es más abundante hacia niveles altos de la serie. En el caso de la fracción -entre 2 y 20 micras, las variaciones entre los niveles son menores, manteniéndose aproximadamente constante.
- g) La paragonita y clorita + caolinita presentan idénticos porcentajes -dentro de cada fracción- a lo largo de la serie.
- h) Las oscilaciones de la montmorillonita parecen indicar un aumento hacia el muro de la serie, en la fracción menor de 2 micras con variaciones muy bruscas, en los contenidos, de unos niveles a otros. En la de mayor tamaño, los porcentajes se mantienen constantes.

La composición mineralógica de estas fracciones se representan gráficamente en el siguiente diagrama triangular (Figura V. 91.).

De él se desprende:

- . Existe una clara separación entre la composición de ambas fracciones, de modo que las menor de 2 micras se agrupan en una zona de mayor contenido en montmorillonita y las de mayor tamaño de grano en áreas pobres en este mineral.
- . Únicamente, las muestras GS-10 y GS-16 (ambas menor de 2 micras) se sitúan en una zona intermedia.
- . Las fracciones menor de 2 micras se alinean en una banda paralela a la línea 100% Mont. -0% Mont., lo que puede indicar un área fuente análoga.

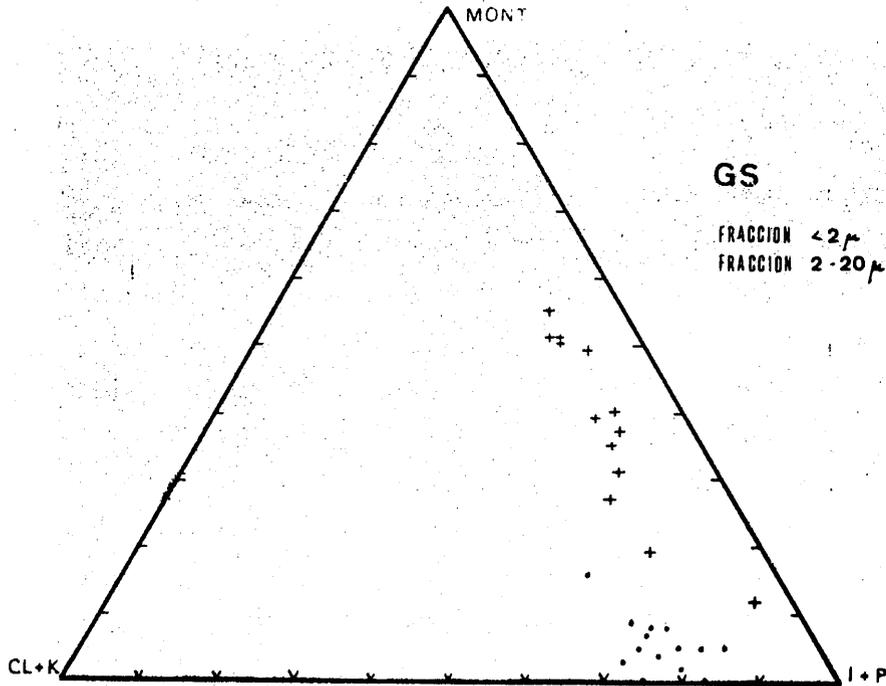


Fig. V. 91. Composición mineralógica de las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras - de la serie GS.

- Los extremos de esta banda se sitúan respecto a I+P en 40% y 83%. Los márgenes de variación de la montmorillonita van desde 12% (GS-16) a 55% (GS-9). Las variaciones de clorita y caolinita representan la menor dimensión de esta banda cuyos extremos serían 5 y 16%.
- Por el contrario, las fracciones entre 2 y 20 micras se sitúan en una nube con la máxima dimensión según la línea - 100% I+P --- 0% I+P, es decir próxima al 0% de montmorillonita. La dispersión es escasa. Tan sólo, la muestra GS-20 presenta contenidos más altos en montmorillonita.
- Con la excepción indicada en el punto anterior, los porcentajes de montmorillonita oscilan entre "no cuantizables" y el 9%. Los de clorita+caolinita van desde 11% a 26%. Los de I+P lo hacen desde 69 a 83%.

En la figura V. 92. se representa la variación de la relación minerales de la arcilla heredados/Idem. neoformados, en ambas fracciones.

En el caso de la fracción menor de 2 micras, este cociente varía desde 0,96 a 7,33. Los valores más altos aparecen hacia el techo de la serie, cuyos niveles experimentan variaciones muy bruscas.

Por lo que se refiere a la fracción entre 2 y 20 micras, esta relación adquiere valores muy superiores al caso anterior, oscilando entre 5,25 y 50. En este caso, las variaciones aparecen de un nivel a otro sin - que exista una norma general a no ser que se considere como tal la espectacular variación de esta relación a lo largo de toda la serie.

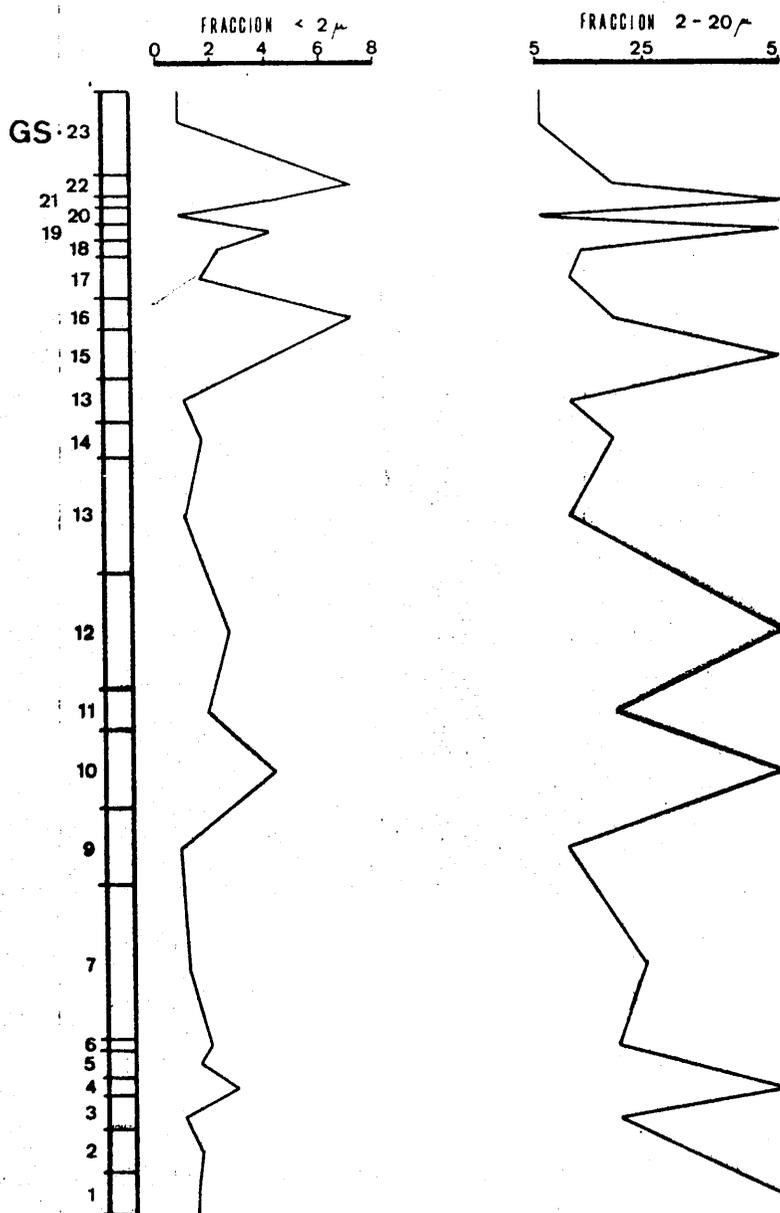


Fig. V. 92. Variación de la relación minerales de la arcilla heredados/Idem. neoformados en la serie GS.

B) Serie de Güejar Sierra Este (GSE). Por difracción de rayos X se han identificado y cuantizado los siguientes minerales y cuyos resultados se resumen en las tablas V. 77. y V. 78.

Tabla V. 77. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo. Fracción - mejor de 2 micras.

Muestra	Ilita	Cl	K	Cl+K	Mont.	P	Otros
GSE-2	38	6	4	10	49	3	--
GSE-6	51	10	3	13	32	4	Q
GSE-7	34	4	2	6	57	3	Q
GSE-9	38	-	-	16	46	t	--
GSE-11	65	19	9	28	t	7	--
GSE-13	56	-	-	37	t	7	Q
GSE-15	38	-	-	11	47	4	--

Tabla V. 78. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo. Fracción - entre 2 y 20 micras.

Muestra	Q	M. L. (x)	(x)				Mont.	P	Otros
			Ilita	Cl	K	Cl+K			
GSE-2	24	76	52	10	6	16	25	7	A, Q
GSE-6	20	80	65	11	8	19	9	7	Q, A
GSE-7	19	81	57	8	7	15	17	11	Q
GSE-9	11	89	51	10	7	17	28	4	Q, A
GSE-11	21	79	69	20	6	26	t	5	Q
GSE-13	15	85	59	17	17	34	2	5	Q, A
GSE-15	17	83	63	10	14	24	7	6	Q

La figura V. 93. representa la variación de los minerales de la arcilla a lo largo de la columna litológica. De su análisis se desprende:

- En ambas fracciones, las variaciones cuantitativas siguen líneas aproximadamente paralelas si exceptuamos el contenido en clorita-caolinita de los niveles GSE-11 y -13.
- En la fracción menor de 2 micras, se observan los siguientes hechos:
 - a) la ilita, que experimenta variaciones pequeñas a lo largo de la serie, alcanza su valor máximo en el nivel GSE-11.
 - b) la paragonita así como la clorita+caolinita, se mantienen aproximadamente constantes en los diversos niveles, excep-

to en GSE-11 y -13 en los que los porcentajes alcanzados son más elevados. Este aumento es especialmente apreciable en el caso de la clorita y caolinita en el que se alcanzan valores entre 28 y 37%.

c) contrariamente, la montmorillonita, disminuye en estos dos niveles. En el resto mantiene porcentajes aproximadamente similares con valores que oscilan entre 32 y 57%.

• Para la fracción entre 2 y 20 micras, los hechos señalados anteriormente son válidos en cuanto se refieren a la variación general del perfil, teniendo que destacar, respecto a la fracción menor de 2 micras:

- a) mayor contenido de la serie en illita, paragonita y clorita+caolinita.
- b) disminución de la montmorillonita.
- c) únicamente los niveles GSE-11 y -13 presentan porcentajes similares de clorita y caolinita en ambas fracciones.

• Como se observa, las variaciones de los minerales de la arcilla, tanto en una como en otra fracción, son menores que las experimentadas en la serie GS. Este hecho, que ya se sospechaba, puesto que se trata de un conglomerado monótono con una matriz (variable cuantitativamente pero de composición similar), se confirma ahora plenamente.

En la figura V.94. se representa la composición mineralógica de ambas fracciones de estas muestras.

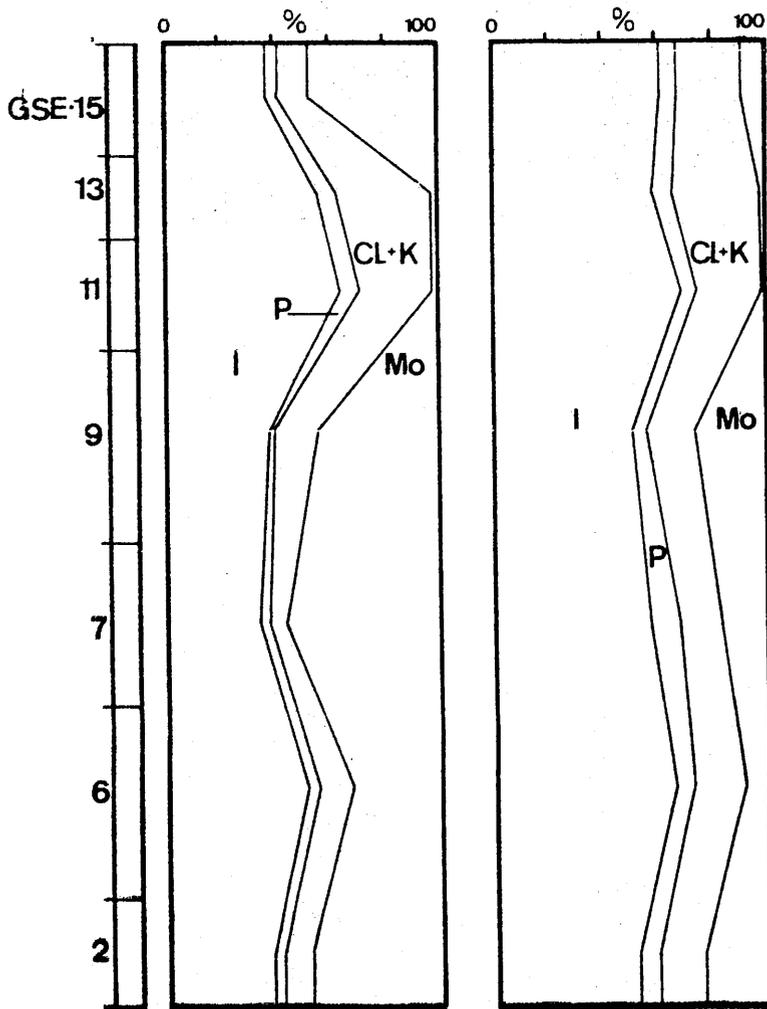


Fig.V. 93. Variación del contenido en minerales de la arcilla. Fracción menor de 2 micras (izquierda); fracción entre 2 y 20 micras(derecha).

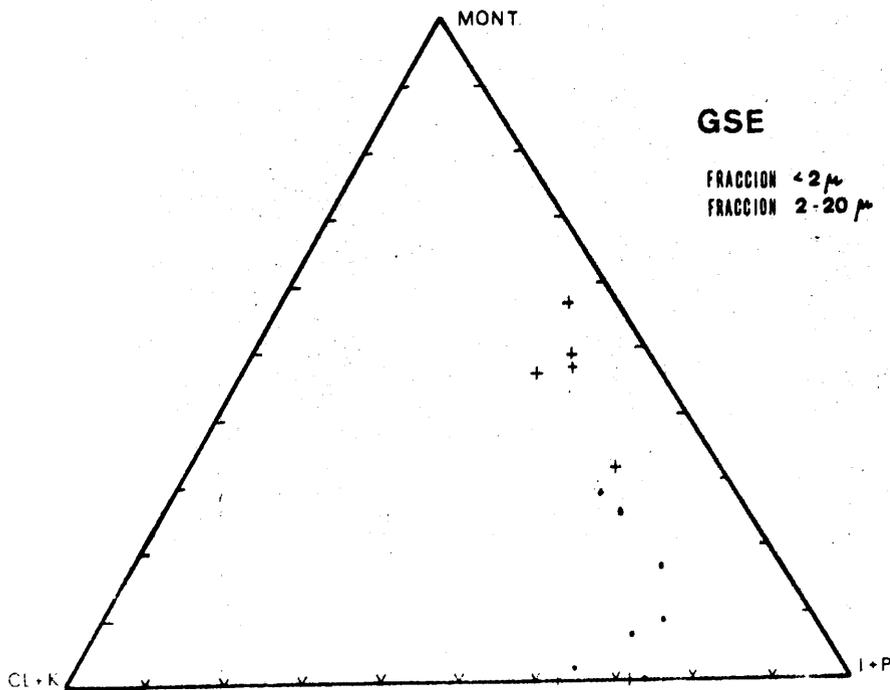


Fig.V. 94. Composición mineralógica de las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras.

De su análisis se deducen los siguientes hechos:

- . Se observa una gran dispersión de las muestras, aunque dentro de unos límites.
- . La dispersión es alargada según la línea Mont. ---Mont.
- . Las fracciones menores de 2 micras se agrupan, en general, en una banda entre el 32 y 57% de montmorillonita y entre 6 y 16% de clorita-caolinita.
- . Solamente los niveles GSE-11 y -13 no cumplen lo antes dicho ya que su contenido en montmorillonita es "no cuantizable" y -muy elevado- el de clorita+caolinita.
- . En la fracción entre 2 y 20 micras, sigue siendo válido lo explicado para las muestras GSE-11 y -13.
- . La separación de esta fracción y la anterior es neta. Ahora, la nube que forman las muestras está más alejada de la línea Mont. --Mont., aunque alargada según la citada línea. Este alejamiento se debe a la mayor riqueza en clorita y caolinita.

La figura V.95, esquematiza la variación de la relación minerales de la arcilla heredados / minerales de la arcilla neoformados.

Aquí observamos una gran concordancia en ambas curvas, si exceptuamos el paso del nivel GSE-7 al GSE-9 que supone un aumento de la relación en la fracción menor de 2 micras, mientras que disminuye en la de 2 a 20 micras. Por lo demás, las variaciones son suaves y siguen la misma norma en los dos casos. Solamente ha de reseñarse que los valores alcanzados en una u otra fracción son diferentes. Así, en la de menor tamaño de grano, obtenemos valores menores que en la de 2 a 20 micras. Los máximos son 33 y 49 respectivamente, y los mínimos 0,75 y 2,5 para la menor de 2 y entre 2 y 20 micras.

La figura V.96. representa las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras de las muestras de ambas series (GS y GSE). De su análisis se desprende:

- . Existe, en general, una separación neta entre ambas fracciones, considerando conjuntamente las dos series. Así, en una zona, se mezclan las menor de 2 y en otra las de 2 a 20 micras.
- . Existen algunas muestras que no cumplen esta norma, encontrándonos, por un lado, fracciones menor de 2 micras que, por su composición, caen en la zona de 2 a 20 micras y, además,

una banda intermedia en la que aparecen mezcladas fracciones menor de 2 y de 2 a 20 micras.

- Las fracciones menor de 2 micras se disponen alineadas siguiendo aproximadamente una línea recta lo que puede implicar un área fuente común. Las de 2 a 20 micras forman una nube más ancha con su dimensión mayor según la línea I+P ---- I+P. No hemos considerado las muestras "anómalas", es decir aquellas que no siguen las directrices dictadas para su fracción.

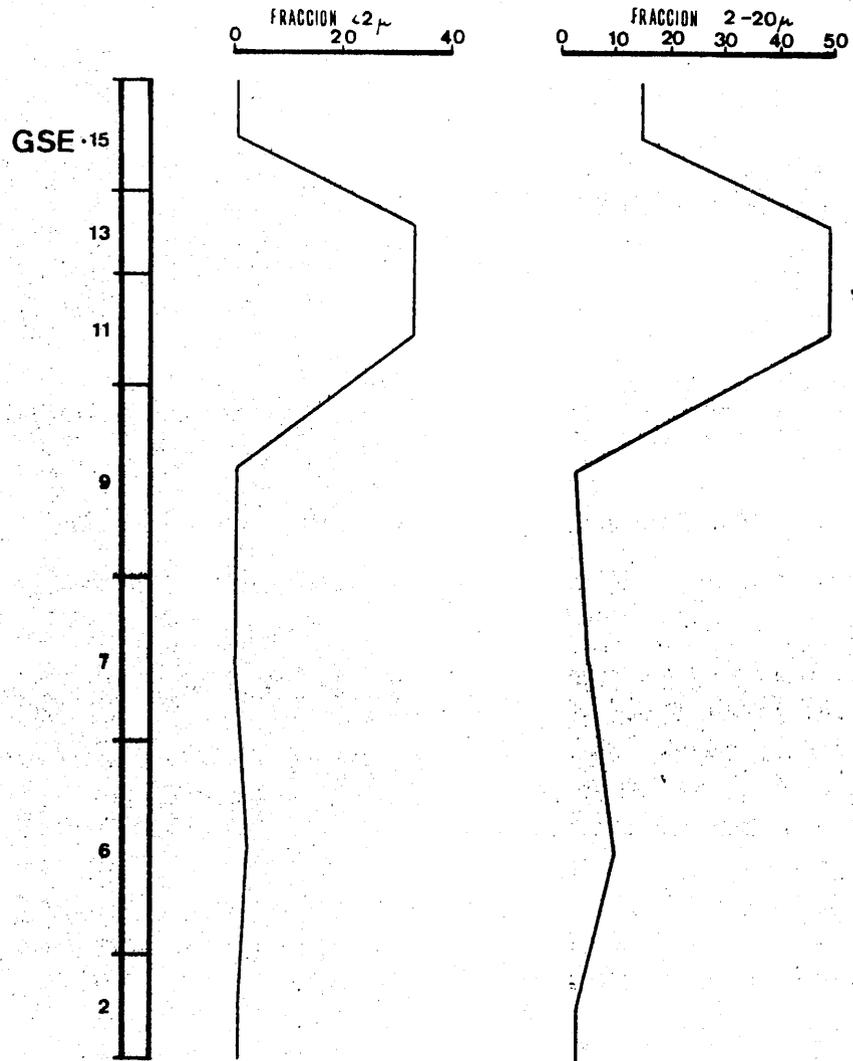


Fig. V. 95. Variación de la relación minerales de la arcilla heredados/idem, neoformados,

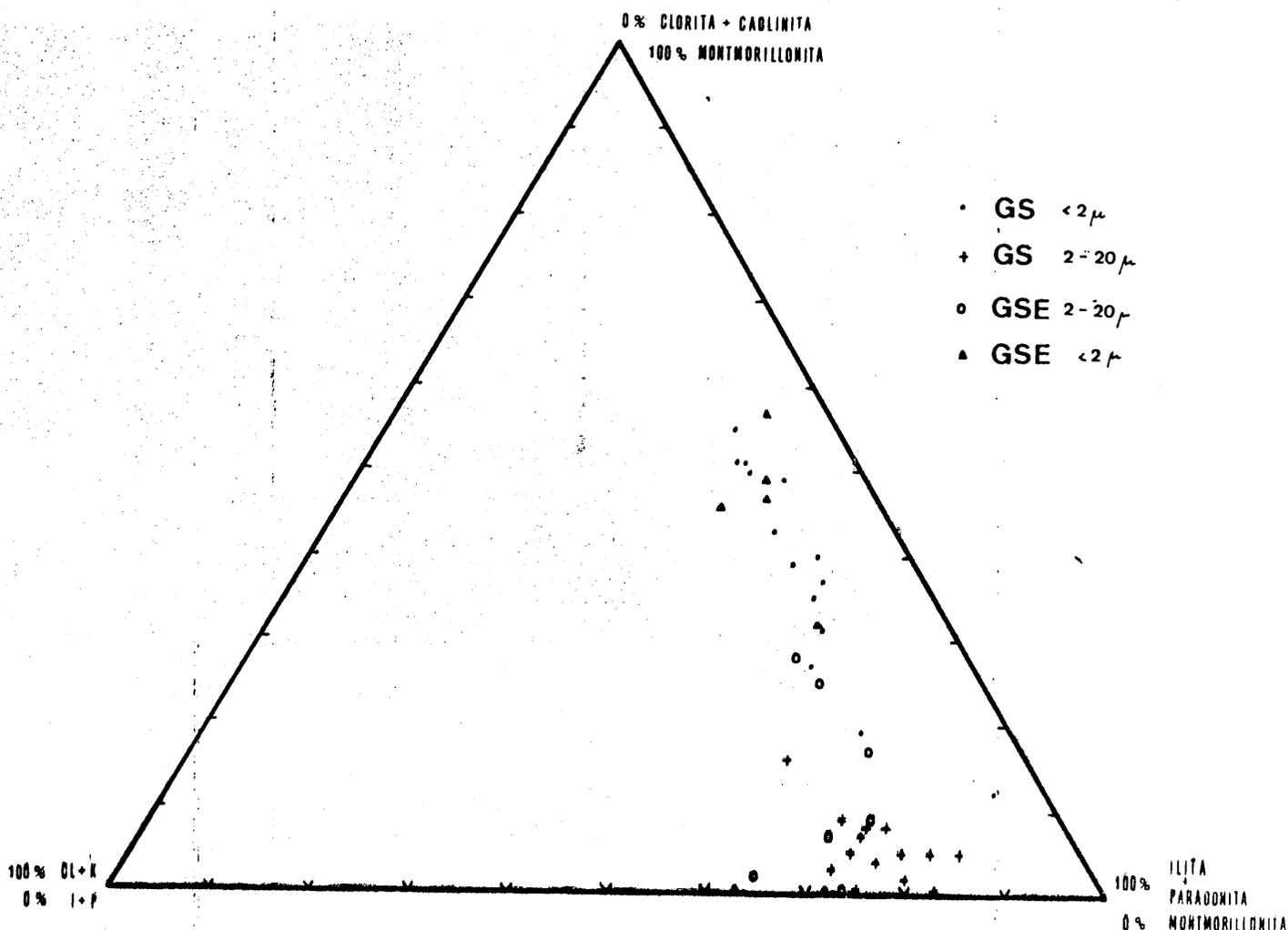


Fig. V. 96. Composición mineralógica de las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras. Series GS y GSE.

Las figuras V. 97. a V. 112. muestran las relaciones existentes entre parejas de minerales de la arcilla para una misma o diferentes fracción, en las series GS y GSE.

- Considerando una pareja de minerales, sus rectas de regresión presentan una pendiente de igual signo, al margen de que el valor de dicha pendiente sea diferente. Únicamente, en el caso de la paragonita no se cumple lo estipulado aquí. Sin embargo, en ambos casos, los coeficientes de correlación presentan valores muy bajos de modo que no pueden considerarse significativos.
- Los coeficientes de correlación son significativos en todos los casos excepto el ya señalado.
- La serie GSE presenta mejores correlaciones que la GS.

CORRELACIONES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

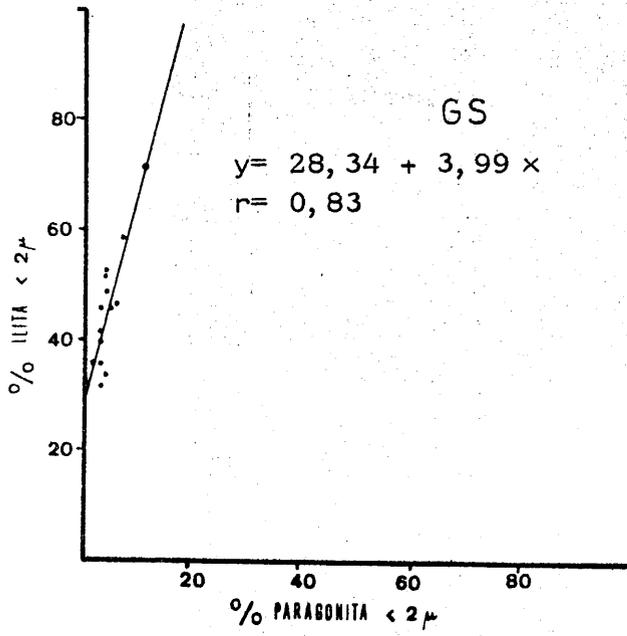


Fig. V. 97.

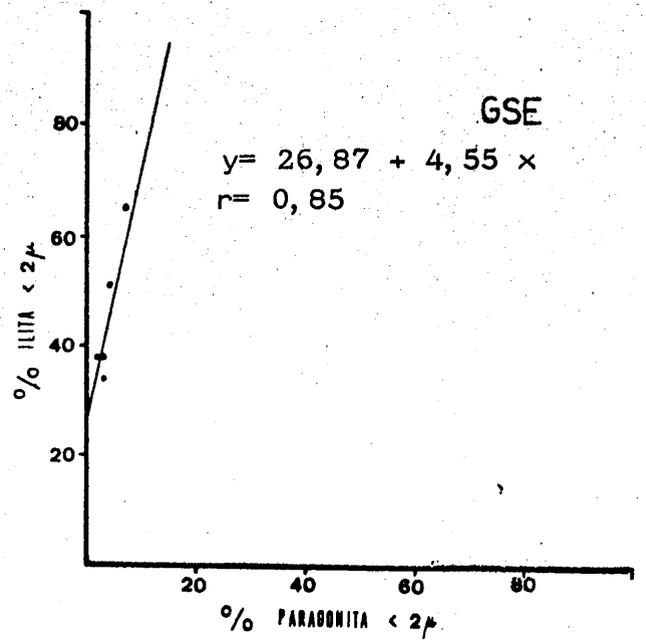


Fig. V. 98.

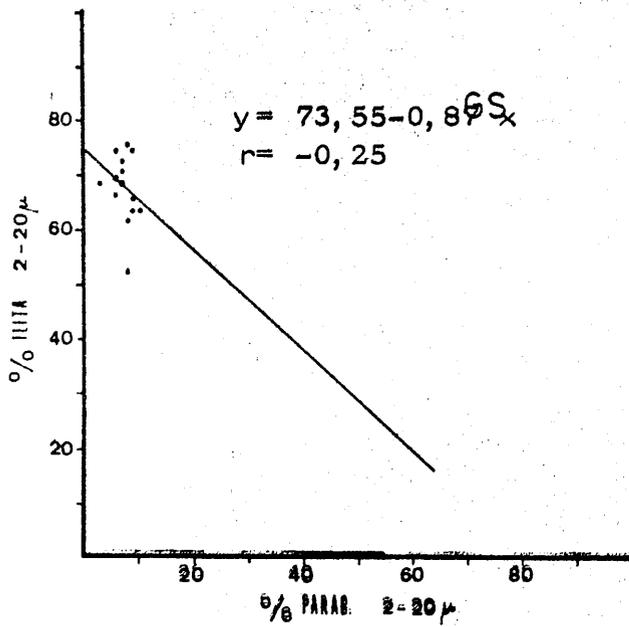


Fig. V. 99.

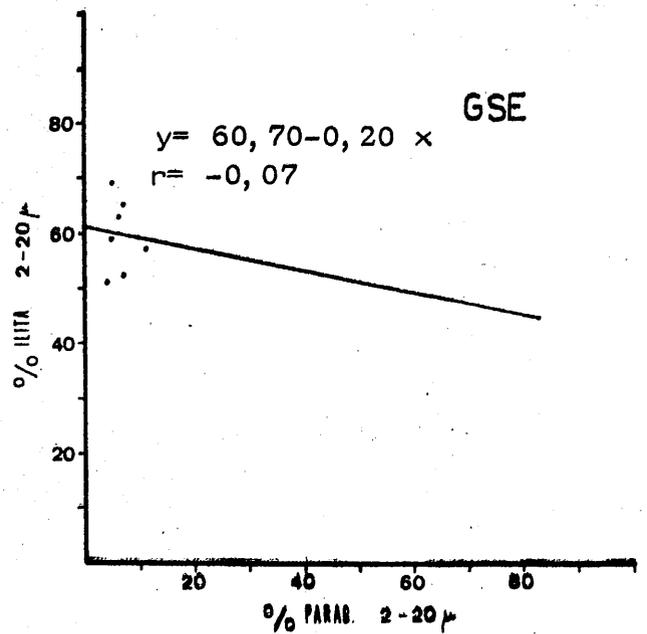


Fig. V. 100.

CORRELACIONES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA

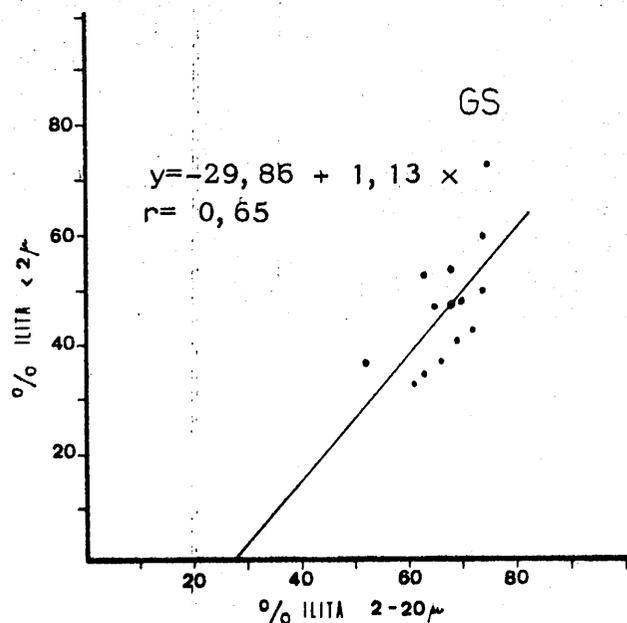


Fig. V. 101.

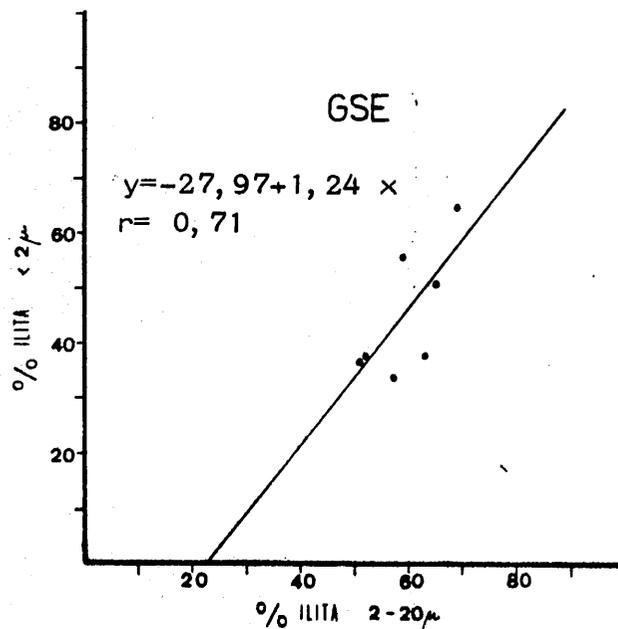


Fig. V. 102.

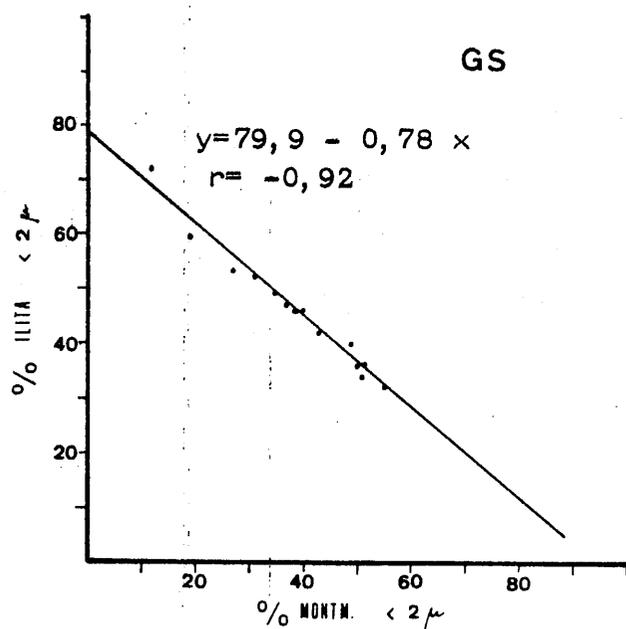


Fig. V. 103.

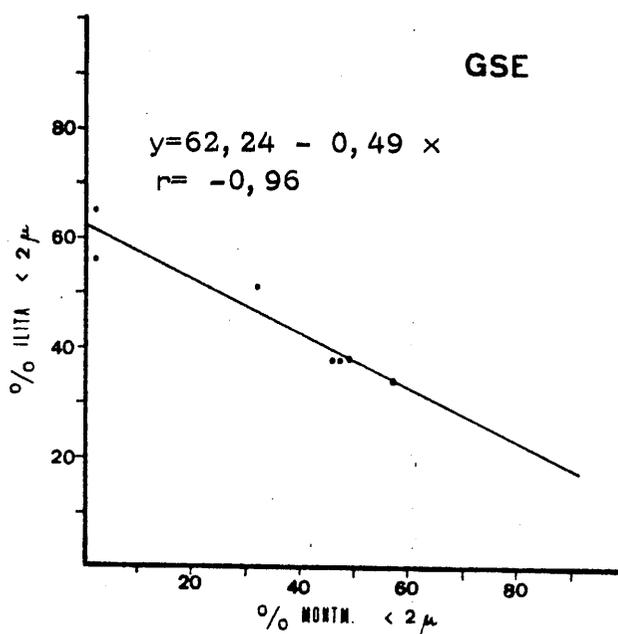


Fig. V. 104.

CORRELACIONES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

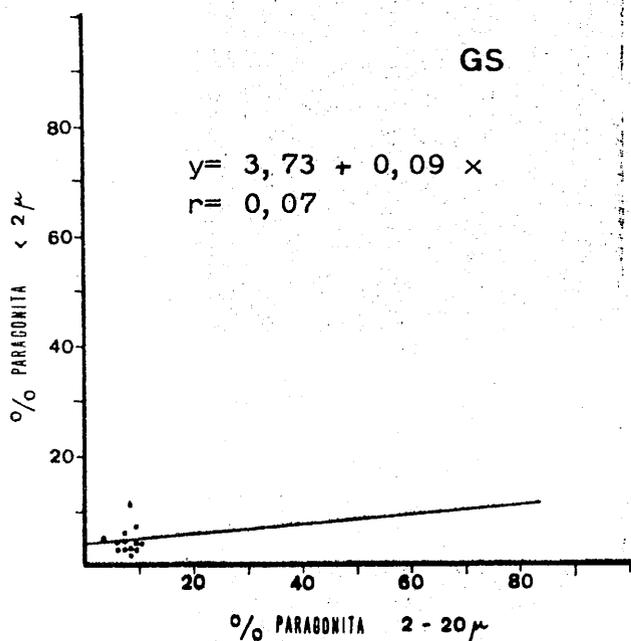


Fig. V. 105.

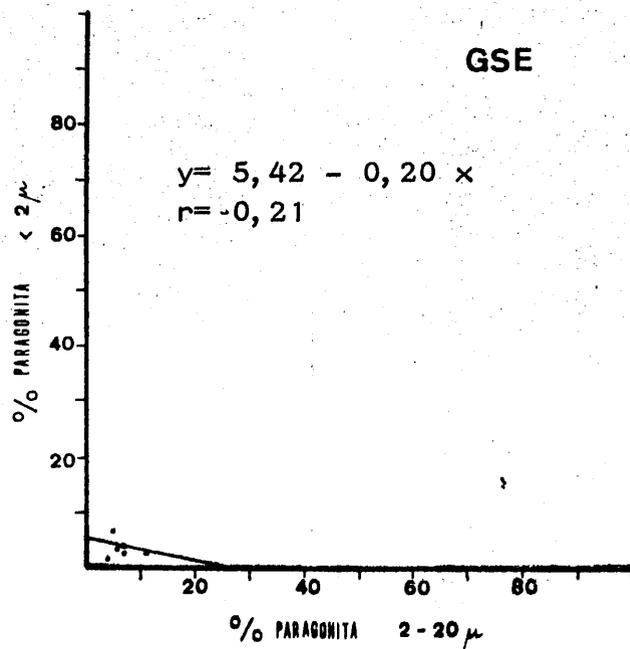


Fig. V. 106.

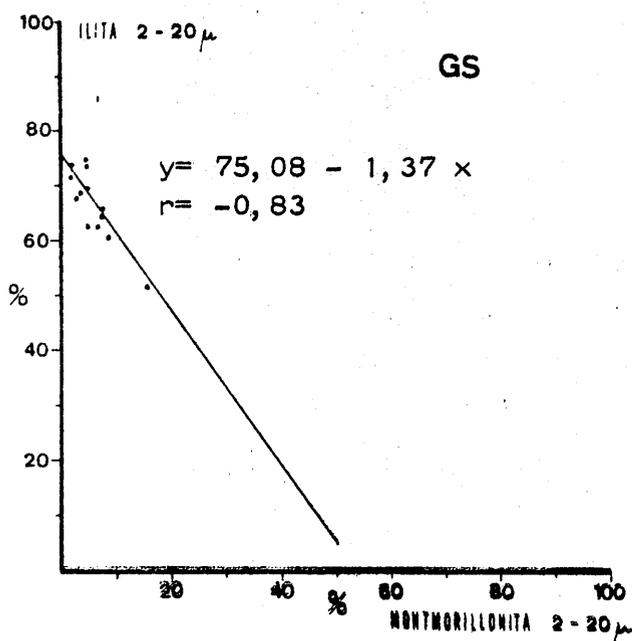


Fig. V. 107.

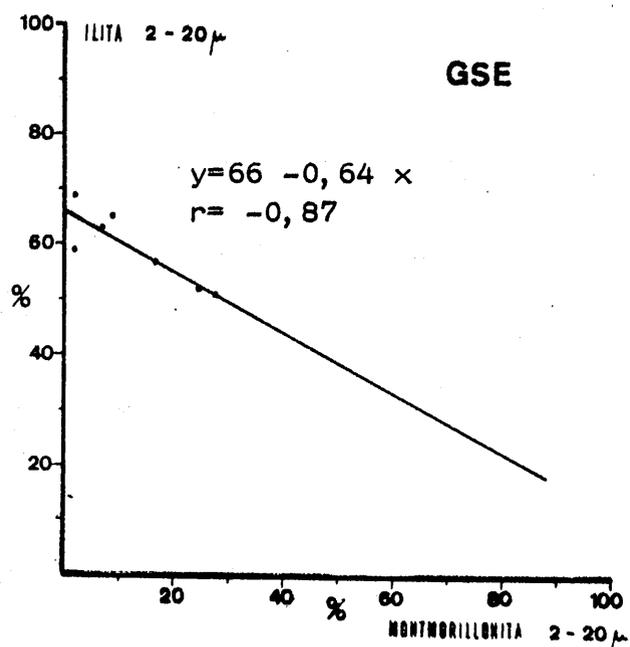


Fig. V. 108.

CORRELACIONES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

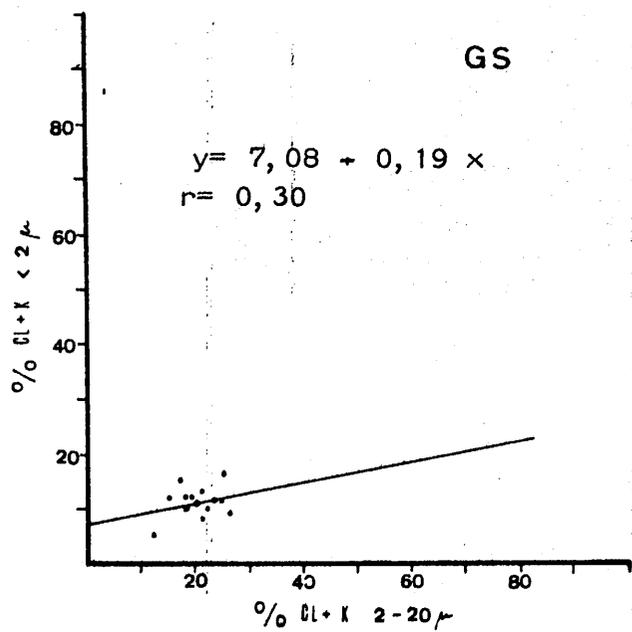


Fig. V. 109.

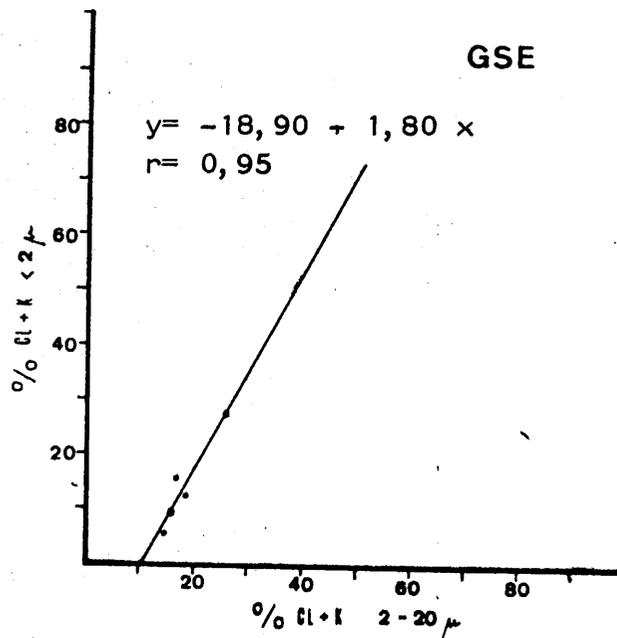


Fig. V. 110.

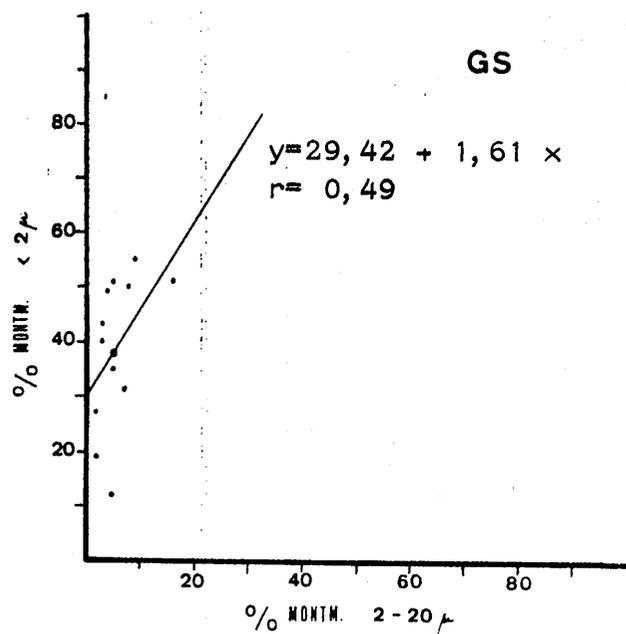


Fig. V. 111.

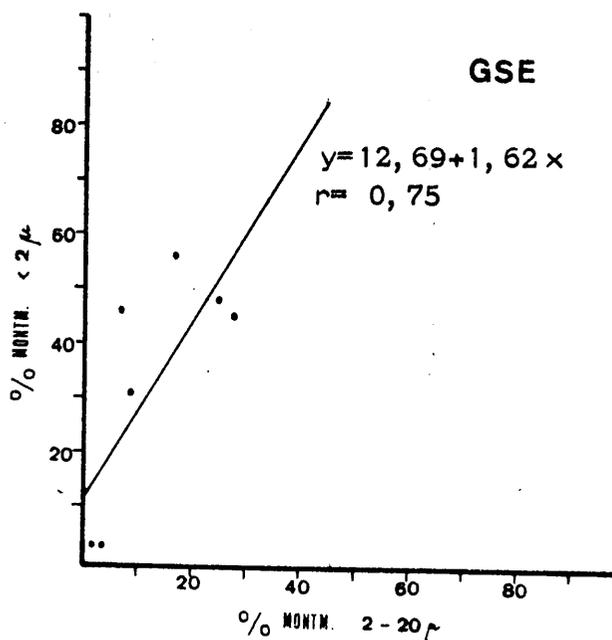


Fig. V. 112.

Datos sobre las illitas. Las medidas del parámetro b_0 y de la reflexión (0010) de este mineral son las siguientes (tabla V. 79.).

Tabla V. 79. Valores de b_0 y de la reflexión (0010) de la illita de las series GS y GSE.

Muestra	b_0	(0010)A	Muestra	b_0	(0010)A
GS-1	9,0084	1,9910	GSE-2	9,0060	1,9926
GS-2	9,0060	1,9910	GSE-6	9,0150	1,9918
GS-3	8,9960	s. d.	GSE-7	9,0126	1,9935
GS-4	9,0030	1,9918	GSE-9	9,0150	1,9918
GS-6	9,0060	1,9910	GSE-11	9,0030	1,9926
GS-7	9,0216	1,9918	GSE-13	9,0042	1,9951
GS-9	9,0228	1,9926	GSE-15	8,9994	1,9943
GS-10	9,0096	1,9910			
GS-13	9,0111	1,9910			
GS-14	9,0096	1,9918			
GS-16	9,0162	1,9951			
GS-17	9,0018	1,9951			
GS-18	9,0111	1,9918			
GS-20	9,0042	s. d.			

A partir de ellas se ha determinado su composición y algunas características (tabla V. 80.).

Tabla V. 80. Datos sobre las illitas de la serie GS.

Muestra	Na/Na+K	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
GS-1	0,18	13,86	6,94	2,14	0,57	0,53
GS-2	0,18	13,86	7,04	2,14	0,52	0,48
GS-3	s. d.	s. d.	7,44	s. d.	0,33	0,25
GS-4	0,13	13,60	7,17	2,40	0,46	0,40
GS-6	0,18	13,86	7,04	2,14	0,52	0,48
GS-7	0,13	13,60	6,39	2,40	0,84	0,85
GS-9	0,07	13,33	6,34	2,67	0,86	0,88
GS-10	0,18	13,86	6,89	2,14	0,59	0,56
GS-13	0,18	13,86	6,83	2,14	0,62	0,60
GS-14	0,13	13,60	7,04	2,40	0,52	0,48
GS-16	0	12,50	6,62	3,50	0,72	0,72
GS-17	0	12,50	7,22	3,50	0,44	0,38
GS-18	0,13	13,60	6,83	2,40	0,62	0,60
GS-20	s. d.	s. d.	7,12	s. d.	0,48	0,43

En función de la relación I_{004}/I_{002} , se han obtenido, para los átomos de hierro, los siguientes resultados (tabla V. 81.).

Tabla V. 81. Contenido en átomos de hierro de las illitas de la serie GS.

Muestra	I_{004}/I_{002}	%Fe ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃ -0,42 MgO	Atomos de hierro
GS-1	0,20	2,75	3,66	0,78
GS-2	0,22	3,70	4,73	1,05
GS-3	0,47	1,05	1,77	0,30
GS-4	0,38	1,80	2,63	0,51
GS-6	0,33	2,30	3,25	0,66
GS-7	0,34	2,15	3,08	0,61
GS-9	0,36	2	2,84	0,57
GS-10	0,43	1,35	2,14	0,38
GS-13	0,38	1,80	2,63	0,51
GS-14	0,27	3	3,95	0,86
GS-16	0,35	2,10	3	0,60
GS-17	0,40	1,60	2,46	0,46
GS-18	0,34	2,15	3,08	0,61
GS-20	0,48	2,65	3,58	0,76

Los resultados obtenidos, por ambos métodos, reflejan una buena coincidencia para la mayoría de las muestras, excepto para la GS-3. Son especialmente similares los de los niveles GS-3 (0,30 y 0,33), GS-17 (0,46- y 0,44) y GS-18 (0,61 y 0,62).

En la serie GSE hemos obtenido los siguientes resultados.

Tabla V. 82. Datos sobre las illitas de la serie GSE.

Muestra	Na/Na+K	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
GSE-2	0,07	13,33	2,67	7,04	0,52	0,48
GSE-6	0,13	13,60	2,40	6,67	0,70	0,69
GSE-7	0,03	13,03	2,97	6,77	0,65	0,63
GSE-9	0,13	13,60	2,40	6,67	0,70	0,69
GSE-11	0,07	13,33	2,67	7,17	0,46	0,40
GSE-13	0	12,50	3,50	7,12	0,48	0,43
GSE-15	0	12,76	3,24	7,32	0,39	0,32

Por el método utilizado por MARTIN RAMOS (1976) se ha llegado a los siguientes resultados (tabla V. 83.).

Tabla V. 83. Contenido en átomos de hierro de las illitas de la serie GSE

Muestra	I_{004}/I_{002}	%Fe ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃ +0,42 MgO	Atomos de Fe
GSE-2	0,44	1,25	2,05	0,36
GSE-6	0,37	1,90	2,75	0,54
GSE-7	0,41	1,55	2,34	0,44
GSE-9	0,52	0,70	1,31	0,20
GSE-11	0,53	0,60	1,23	0,17
GSE-13	0,43	1,35	2,14	0,38

En este caso existe mayor divergencia entre los datos obtenidos por ambos métodos. Por otro lado, comparando los resultados de la serie GS y GSE se observa una estrecha relación para la composición de las illitas, siendo muy coincidentes en ambos casos.

La tabla V.84. resume los datos sobre cristalinidad, tamaño de partícula y grado de metamorfismo.

Tabla V.84. Datos sobre cristalinidad, tamaño de partícula y grado de metamorfismo de la illita de las series GS y GSE.

Muestra	Indice de Kubler (mm)	Tamaño de partícula(A)	Grado de metamorf.
GS-1	27	281	Epizona
GS-2	23	321	Epizona
GS-3	27	281	Epizona
GS-4	27	281	Epizona
GS-6	27	281	Epizona
GS-7	27	281	Epizona
GS-9	27	281	Epizona
GS-10	27	281	Epizona
GS-13	27	281	Epizona
GS-14	25	376	Epizona
GS-16	27	281	Epizona
GS-17	27	281	Epizona
GS-18	27	281	Epizona
GS-20	20	403	Epizona
.....			
GSE-2	27	281	Epizona
GSE-6	25	376	Epizona
GSE-7	27	281	Epizona
GSE-9	27	281	Epizona
GSE-11	27	281	Epizona
GSE-13	27	281	Epizona
GSE-15	27	281	Epizona

Comparando las illitas de las dos series podemos indicar los siguientes hechos:

- Los valores de b_0 presentan peculiaridades específicas (figura - V.113.). Así:
 - a) los valores obtenidos en la serie GSE se sitúan en un rango más restringido que los de la GS, en la que se alcanzan hasta 9,0228 A.
 - b) los histogramas presentan formas diferentes.
 - c) la máxima frecuencia está situada (en GS) en el intervalo - 9,0050-9,0100, mientras que en GSE oscila entre valores su periores (9,0100 y 9,0150).
- La explicación de lo señalado en el apartado c) puede hallarse - en que los materiales de la serie GS han experimentado mayor - transporte. Podemos comparar el efecto producido por el trans - porte con el experimentado, en el laboratorio, por WHITE(1960)-

- con micas alumínicas. Este autor encuentra una disminución \rightarrow del valor del parámetro b_0 con el reemplazamiento de potasio interlamilar por iones hidronio.
- Los valores de Na/Na-K son similares en ambos casos, siendo muy pequeño o nulo el grado de paragonitización.
 - La serie GS presenta contenidos en Si (átomos) ligeramente superiores a GSE. Los valores de Fe y Mg son análogos en ambos casos (0,57 y 0,56 para el Fe; y 0,54 y 0,52 para el Mg). Igualmente, el aluminio total difiere muy poco de las muestras de una y otra serie.
 - Los valores del índice de Kubler son idénticos en ambos casos.
 - Los tamaños de partícula son muy constantes en los dos casos. En GS aparecen algunas muestras con un tamaño de partícula entre 300 y 400 Å, mientras que en GSE adquieren siempre valores inferiores a estos.

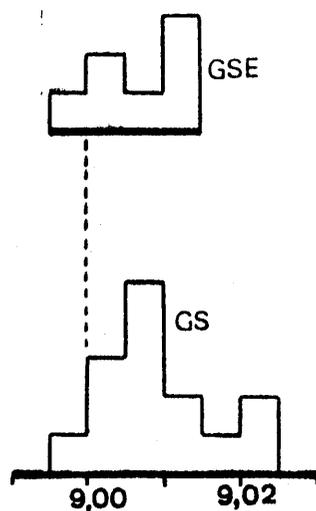


Fig. V, 113. Valores del parámetro b_0 de las illitas de las series GS y GSE.

El estudio de las cloritas presenta los siguientes resultados. No siempre ha podido determinarse todos los parámetros, de modo que sólo se han clasificado algunas muestras.

Tabla V. 85. Contenido en átomos de Si, Al, Fe de las cloritas de la serie GS.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg
GS-3	2,42	1,58	1,49	0,40	0,40	0,80	0,18
GS-4	2,45	1,55	1,45	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
GS-6	2,52	1,48	1,37	1,20	0	-0,11	0,26
GS-7	2,45	1,55	1,45	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
GS-9	2,49	1,51	1,41	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
GS-10	2,52	1,48	1,37	0,50	0	1,00	0,11
GS-13	2,43	1,57	1,35	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
GS-14	2,45	1,55	1,45	0	0	0,80	0
GS-16	2,69	1,31	1,19	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
GS-17	2,45	1,55	1,45	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
GS-18	2,42	1,58	1,49	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.

Las cloritas clasificadas han resultado ser:

Muestra GS-3: $(\text{Si}_{2,42}\text{Al}_{1,58})(\text{Fe}_{0,8}\text{Mg}_{3,71}\text{Al}_{1,49})\text{O}_{10}\text{OH}_8$
Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Muestra GS-6: $(\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48})(\text{Fe}_{1,20}\text{Mg}_{3,43}\text{Al}_{1,37})\text{O}_{10}\text{OH}_8$
Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Muestra GS-10: $(\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48})(\text{Fe}_{0,5}\text{Mg}_{4,13}\text{Al}_{1,37})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Muestra GS-16: $(\text{Si}_{2,69}\text{Al}_{1,31})(\text{Fe}_0\text{Mg}_{4,81}\text{Al}_{1,19})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)

En la serie GSE se han obtenido los siguientes resultados

Tabla V. 86. Contenidos en átomos de Si, Al, Fe de las cloritas de la serie GSE.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg
GSE-2	2,56	1,44	1,34	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
GSE-6	2,45	1,55	1,45	0,90	0	0,90	0,20
GSE-7	2,56	1,44	1,34	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
GSE-9	2,38	1,62	1,48	0,70	0	1,30	0,15
GSE-13	2,38	1,62	1,48	0,10	0	1,30	0,02
GSE-15	2,52	1,48	1,37	0	0	0,90	0

La clasificación de las cloritas y su fórmula estructural es la siguiente:

Muestra GSE-6: $(\text{Si}_{2,45}\text{Al}_{1,55})(\text{Fe}_{0,9}\text{Mg}_{3,65}\text{Al}_{1,45})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Muestra GSE-9: $(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_{0,7}\text{Mg}_{3,82}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Muestra GSE-13: $(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_{0,10}\text{Mg}_{4,42}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Muestra GSE-15: $(\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48})(\text{Fe}_{0,4}\text{Mg}_{4,63}\text{Al}_{1,37})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)

Montmorillonita. Como ya se ha visto, este es un mineral que alcanza proporciones importantes en la fracción menor de 2 micras. En la tabla V.87. se ha resumido los datos obtenidos.

Tábla V.87. Índice de Biscaye y grado de hinchamiento (G.H.) de la montmorillonita.

Muestra	<2 micras		2-20 micras	
	V/P	G.H. (A)	V/P	G.H. (A)
GS-1	0,46	17,31	0,59	16,98
GS-2	0,44	17,31	0,56	16,98
GS-3	0,57	16,66	0,70	16,98
GS-4	0,42	16,85	s. d.	s. d.
GS-6	0,49	17,17	0,50	16,53
GS-7	0,75	16,98	0,45	16,66
GS-9	0,84	16,98	0,74	16,85
GS-10	0,27	17,65	s. d.	s. d.
GS-13	0,60	16,60	0,60	17,17
GS-14	0,85	16,66	0,52	16,98
GS-16	0,81	16,98	0,73	16,66
GS-17	0,75	16,98	0,57	16,98
GS-18	0,66	17,31	0,78	16,98
GS-20	0,66	16,85	0,66	16,66
.....				
GSE-2	0,80	17,31	0,65	16,66
GSE-6	0,75	16,85	0,68	16,85
GSE-7	0,86	16,66	0,76	16,85
GSE-9	0,86	16,98	0,72	16,66
GSE-11	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
GSE-13	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
GSE-15	0,60	16,98	0,53	16,98

V. 5. 4. 2. CANTOS.

El estudio óptico -en luz transmitida- ha dado los siguientes resultados.

A) Serie de Gúejar Sierra (GS).

	TIPOS DE ROCAS						
	1	2	3	4	5	6	7
Anfiboles (8)	x					x	
Carbonatos			x	x			
Cloritas (9)	x	x		x	x	x	x
Cloritoide						x	
Cuarzo	x	x	x	x	x	x	
Epidotas	x			x		x	
Fd Na-K							
Microclina			x				
Ortosa			x				
Pertita			x				
Plagioclasa (Ab-Olig.)....	x	x				x	
Grafito					x	x	
Granate	x	x	x		x	x	
Menas metálicas							x
Oxidos y/o hldr. de Fe.				x	x		
Rutilo.....	x	x				x	
Micas							
Biotita marrón.....		x		x	x	x	
Micas incoloras.....	x	x	x	x		x	
Piroxenos.....	x						x
Serpentina							
Antigorita.(10).....							x
Titanita	x	x			x	x	
Turmalina			x	x		x	
Zircón		x				x	

1, Anfibolitas; 2, Cuarcitas; 3, Gneises; 4, Mármoles; 5, Micacitas; 6, Micasquistos; 7, Serpentinatas

(8) Sus datos ópticos se dan a continuación

(9) Se estudian por difracción de rayos X

(10) Comprobada su existencia por rayos X

A continuación se detalla la situación de cada una de las muestras a lo largo de la columna litológica (figura V.114.).

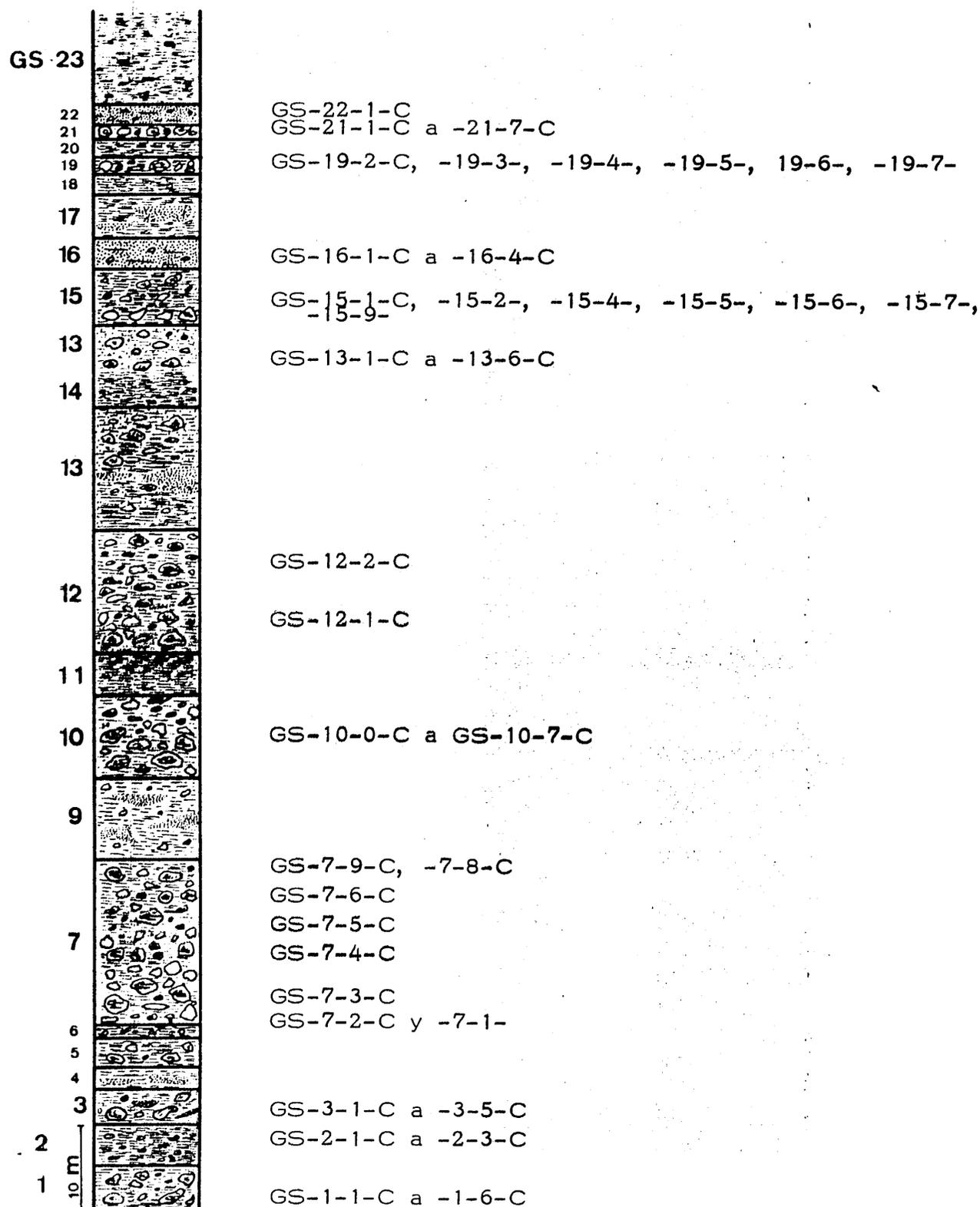


Fig. V.114. Distribución de las muestras de cantos de rocas en la columna litológica.

Hemos de señalar:

- . que se encuentran en los micasquistos de esta serie: granates - de dimensiones superiores a 0,5 cms.; albitas helicíticas (muy abundantes) superiores a 3 mm. y con inclusiones de grafito y mica; titanita (a veces muy abundante) de tamaño superior a 2 mm. y cristales de cloritoide de dimensiones similares (3 mm.).
- . que aparecen micasquistos que, por los datos ópticos, podríamos asimilarlos al manto del Veleta.
- . El anfíbol estudiado en la muestra GS-12-1-C (anfíbolita epidótica) arroja los siguientes datos:

. Anfíbol: $Z^c = 14^\circ$ $2V_x = 72^\circ (-)$

Birrefringencia: 0,0165

Pleocroísmo: x: verdoso

y: verde claro

z: verde azulado

Tschermakita.

. Epidota: $2V_x = 108^\circ (-)$ x=y=z=amarillento

Birrefringencia: 0,034

40% pistacita-60% clinzoisita

La clasificación exacta de los cantos de rocas estudiados es la siguiente:

<u>Muestra</u>	<u>Tipo de roca</u>
GS-22-1-C	Serpentinita
GS-21-7-C	Micasquisto con turmalina y clorita
GS-21-6-C	Micasquisto granatífero
GS-21-5-C	Micasquisto grafitoso con granate
GS-21-4-C	Micasquisto feldespático con granate
GS-21-2-C	Micasquisto feldespático
GS-21-1-C	Micasquisto grafitoso con granate
GS-19-7-C	Anfíbolita con granate
GS-19-6-C	Micasquisto grafitoso con granate y clorita
GS-19-5-C	Cuarcita feldespática micácea
GS-19-4-C	Micasquisto con anfíbol y granate
GS-19-3-C	Micasquisto con granate
GS-19-2-C	Micasquisto grafitoso con granate

GS-16-4-C	Micasquisto con granate
GS-16-3-C	Micasquisto con granate y cloritoide
GS-16-2-C	Micasquisto grafitoso con granate
GS-16-1-C	Micasquisto grafitoso con granate y cloritoide
GS-15-10-C	Mármol cipolínico
GS-15-9-C	Anfibolita
GS-15-7-C	Micacita granatífera
GS-15-6-C	Micasquisto grafitoso con granate
GS-15-5-C	Micasquisto grafitoso con granate
GS-15-4-C	Micasquisto con granate y cloritoide
GS-15-2-C	Micasquisto granatífero
GS-15-1-C	Anfibolita epidótica
GS-13-6-C	Micasquisto con granate y clorita
GS-13-5-C	Micasquisto feldespático
GS-13-4-C	Micasquisto granatífero
GS-13-3-C	Micasquisto feldespático
GS-13-2-C	Micasquisto feldespático con granate y cloritoide
GS-13-1-C	Micasquisto con granate y cloritoide
GS-12-2-C	Micasquisto feldespático
GS-12-1-C	Anfibolita epidótica con granate
GS-10-8-C	Micasquisto biotítico con granate
GS-10-7-C	Micasquisto grafitoso con feldespato y granate
GS-10-6-C	Micasquisto feldespático
GS-10-5-C	Micasquisto con cloritoide
GS-10-4-C	Micasquisto con granate
GS-10-3-C	Micasquisto grafitoso con biotita
GS-10-2-C	Micasquisto con turmalina
GS-10-1-C	Cuarcita micácea
GS-10-0-C	Serpentinita
GS-7-9-C	Micasquisto feldespático con granate
GS-7-8-C	Micasquisto con clorita y granate
GS-7-6-C	Micasquisto con epidota, turmalina y granate
GS-7-5-C	Micasquisto feldespático
GS-7-4-C	Micasquisto con anfibol, epidota, granate y turmalina
GS-7-3-C	Micasquisto con granate y cloritoide
GS-7-2-C	Micasquisto grafitoso con granate
GS-7-1-C	Micasquisto con granate y cloritoide
GS-3-5-C	Micasquisto granatífero
GS-3-4-C	Micasquisto grafitoso con granate
GS-3-3-C	Micasquisto con clorita y turmalina
GS-3-2-C	Micasquisto grafitoso con cloritoide, clorita y granate
GS-3-1-C	Micasquisto feldespático con clorita

- GS-2-2-C Cuarcita micácea con granate
- GS-2-1-C Micasquisto grafitoso con granate y cloritoide

- GS-1-6-C Micasquisto grafitoso con granate
- GS-1-5-C Micasquisto grafitoso con granate
- GS-1-4-C Micasquisto grafitoso con granate y clorita
- GS-1-3-C Micasquisto con granate y biotita
- GS-1-2-C Cuarcita micácea
- GS-1-1-C Micasquisto grafitoso con granate y turmalina

B) Serie de Güejar Sierra Este (Cst).

	TIPOS DE ROCAS									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Anfiboles (11)	x			x				x		
Carbonatos					x	x		x	x	
Clorita (12).....	x	x	x	x		x	x	x	x	
Cloritoide								x		
Cuarzo	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Epidota										
Clinozoisita.....				x						
Fld Na-K										
Microclina.....					x					
Ortosa					x					
Pectitas.....					x					
Plagioclasa (Ab-Orlg.)..	x	x		x				x		
Grafito							x	x		
Granates.....	x	x			x		x	x		
Menas metálicas.....	x									x
Oxidos y/o hidr. Fe..			x			x		x		
Rutilo	x	x	x					x		
Micas										
Biotita marrón.....		x	x			x	x	x		
Micas incoloras.....	x	x	x		x	x		x		
Piroxenos.....	x								x	
Serpentina										
Antigorita(13).....									x	
Titanita.....	x	x					x	x		
Turmalina.....					x	x		x		x
Zircón.....		x	x					x		

1, Anfibolitas; 2, Cuarcitas; 3, Cuarzoesquistos; 4, Epidotitas; 5, Gneises; 6, Mármoles; 7, Micacitas; 8, Micasquistos; 9, Serpentinitas; 10, Turmalinitas.

(11) Sus datos ópticos se expresan a continuación
 (12) Se estudian por difracción de rayos X
 (13) Comprobada mediante difracción de rayos X

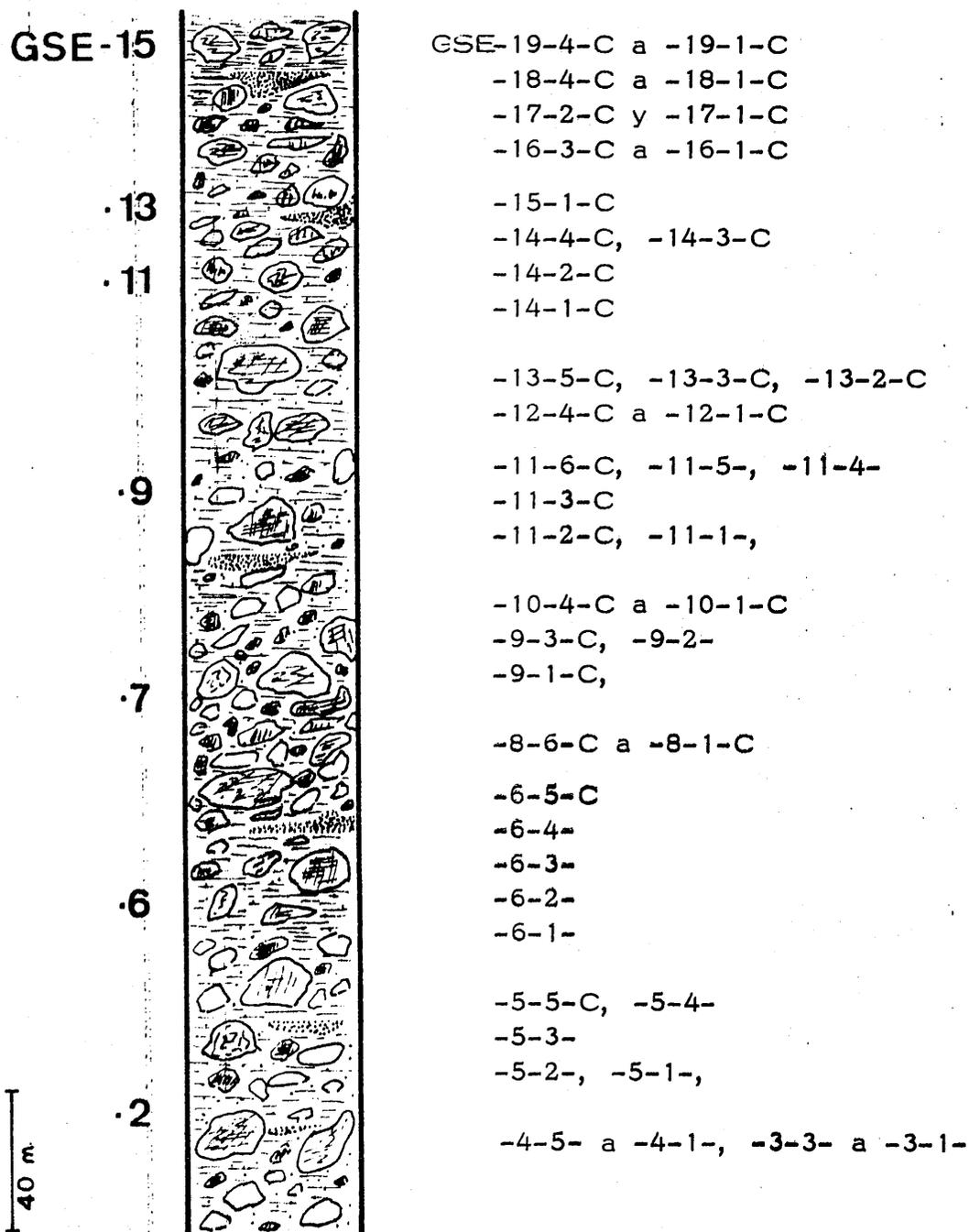


Fig.V.115. Distribución de las muestras de los cantos de rocas en la serie GSE.

Los caracteres indicados en la página 230 para la serie GS son también válidos para las rocas de la serie GSE. Además, ha de añadirse que se han observado filoncillos de cuarzo hidrotermal en algunos micasquistos.

El término cuarzoesquistos lo utilizamos en el sentido de WINKLER (1976, página 326).

En el muro de la serie abundan, sobre todo, mármoles y turmalinitas y casi no aparecen micasquistos. Hacia el techo aumentan estos y disminuyen los mármoles.

El anfíbol y la epidota determinados han dado los siguientes resultados:

Muestra GSE-4-4-C: anfíbolita epidótica

- Anfíbol: $Z \wedge c = 18^\circ$ $2V_x = 64^\circ (-)$
 Birrefringencia: 0,016
 Pleocroísmo: x = amarillo verdoso (casi incoloro)
 y = verde
 z = verde azulado

Tschermakita

- Epidota: $2V_z = 80^\circ$ Birrefringencia: 0,042
 Pleocroísmo: x = incoloro
 y = aproximadamente incoloro
 z = amarillo claro

Clinozoisita

Muestra GSE-8-5-C: Micasquisto con anfíbol, granate y epidota

- Anfíbol: $Z \wedge c = 10^\circ$ $2V = 90^\circ$ Birrefringencia: 0,0165
 Pleocroísmo: x: incoloro (amarillento)
 y: verde oscuro
 z: verde azulado

Tschermakita

Las rocas estudiadas se han clasificado como sigue.

<u>Muestra</u>	<u>Tipo de roca</u>
GSE-19-4-C	Micasquisto grafitoso con granate y turmalina
GSE-19-3-C	Micasquisto grafitoso granatífero

GSE-19-2-C	Anfibolita con epidota y granate
GSE-19-1-C	Micasquisto feldespático con granate
GSE-18-4-C	Epidotita
GSE-18-3-C	Anfibolita epidótica
GSE-18-2-C	Gneis con turmalina
GSE-18-1-C	Mármol
GSE-17-3-C	Micasquisto epidótico
GSE-17-2-C	Micasquisto grafitoso con turmalina y granate
GSE-16-3-C	Micasquisto epidótico con granate
GSE-16-2-C	Micasquisto grafitoso con cloritoide, granate y biotita
GSE-16-1-C	Micasquisto grafitoso con granate
GSE-15-1-C	Cuarzoesquisto
GSE-14-4-C	Micasquisto grafitoso con granate y biotita
GSE-14-3-C	Anfibolita con granate y epidota
GSE-14-2-C	Anfibolita con granate y epidota
GSE-14-1-C	Anfibolita con granate y epidota
GSE-13-5-C	Micasquisto feldespático
GSE-13-3-C	Micasquisto grafitoso con granate
GSE-13-2-C	Micasquisto grafitoso con granate
GSE-13-1-C	Anfibolita epidótica con granate
GSE-12-4-C	Micasquisto grafitoso con granate
GSE-12-3-C	Micasquisto grafitoso con granate
GSE-12-2-C	Micasquisto grafitoso con granate
GSE-11-6-C	Micasquisto con anfíbol, granate y epidota
GSE-11-5-C	Micasquisto feldespático con granate
GSE-11-4-C	Micasquisto grafitoso con granate
GSE-11-3-C	Micacita granatífera
GSE-11-2-C	Micasquisto granatífero
GSE-11-1-C	Cuarzoesquisto
GSE-10-4-C	Micasquisto con anfíbol, granate y epidota
GSE-10-3-C	Micasquisto con feldespato y granate
GSE-10-2-C	Micasquisto con anfíbol, y epidota
GSE-10-1-C	Gneis con turmalina
GSE-9-3-C	Micasquisto grafitoso con granate
GSE-9-2-C	Micasquisto epidótico
GSE-9-1-C	Micasquisto con anfíbol, granate y epidota

GSE-8-6-C	Micasquisto grafitoso con granate y turmalina
GSE-8-5-C	Micasquisto con anfibol, granate y epidota
GSE-8-4-C	Anfibolita epidótica
GSE-8-3-C	Micasquisto grafitoso con granate
GSE-8-2-C	Micasquisto con granate, anfibol y epidota
GSE-8-1-C	Serpentinita
GSE-6-5-C	Micasquisto grafitoso con granate
GSE-6-4-C	Micasquisto feldespático con granate
GSE-6-3-C	Micasquisto granatífero
GSE-6-2-C	Micasquisto con granate, epidota y turmalina
GSE-6-1-C	Micasquisto con epidota y anfibol
GSE-5-5-C	Micasquisto con granate y anfibol
GSE-5-4-C	Micasquisto con feldespato y granate
GSE-5-3-C	Micasquisto feldespático con epidota
GSE-5-2-C	Micacita con granate y turmalina
GSE-5-1-C	Mármol cipolínico
GSE-4-5-C	Micasquisto feldespático
GSE-4-4-C	Anfibolita epidótica
GSE-4-3-C	Gneis con turmalina
GSE-4-2-C	Micasquisto con granate y turmalina
GSE-4-1-C	Mármol cipolínico
GSE-3-4-C	Micasquisto feldespático
GSE-3-3-C	Gneis con turmalina
GSE-3-2-C	Micasquisto granatífero
GSE-3-1-C	Micasquisto epidótico con anfibol

Se han medido los b_0 de la moscovita y paragonita de los cantos de rocas, en ambas series, así como el incremento angular de la reflexión (0010) de la moscovita y paragonita, y la reflexión (0010) de la moscovita. Los resultados obtenidos se resumen en las tablas V. 88. y V. 89.

Tabla V. 88. Datos sobre la moscovita y paragonita de los cantos de rocas de la serie GS.

Muestra	b ₀ moscovita	b ₀ parag.	$\Delta 2\theta(001)M-P$	(0010) M
GS-1-1-C	9, 0072	8, 8854	1, 60	1, 9901
GS-1-2-C	8, 9994	8, 8920	s. d.	1, 9901
GS-1-5-C	9, 0018	8, 8842	1, 60	1, 9918
GS-1-6-C	8, 9994	8, 8830	1, 70	1, 9885
GS-2-1-C	9, 0018	8, 8866	1, 40	1, 9901
GS-2-3-C	9, 0030	8, 8866	1, 48	1, 9860
GS-3-1-C	9, 0072	8, 8842	1, 51	1, 9918
GS-3-2-C	8, 9964	8, 8818	1, 70	1, 9918
GS-3-4-C	8, 9940	8, 8818	1, 50	1, 9885
GS-7-1-C	8, 9994	8, 8890	1, 60	1, 9918
GS-7-2-C	9, 0018	8, 8818	1, 60	1, 9877
GS-7-3-C	9, 0030	8, 8842	1, 57	1, 9918
GS-7-4-C	9, 0006	8, 8908	1, 60	1, 9877
GS-7-8-C	8, 9964	8, 8866	1, 40	1, 9835
GS-7-9-C	9, 0006	8, 8878	1, 55	1, 9901
GS-10-3-C	8, 9994	8, 8866	1, 55	1, 9918
GS-10-5-C	8, 9982	8, 8830	1, 60	1, 9918
GS-13-1-C	8, 9982	8, 8878	1, 60	1, 9201
GS-13-4-C	9, 0060	8, 8866	1, 60	1, 9918
GS-13-6-C	8, 9982	8, 8788	1, 60	1, 9877
GS-15-2-C	9, 0018	8, 8854	1, 60	1, 9901
GS-15-4-C	8, 9916	8, 8854	1, 70	1, 9910
GS-15-5-C	9, 0072	8, 8866	1, 61	1, 9901
GS-15-6-C	9, 0072	8, 8920	1, 55	1, 9901
GS-15-7-C	9, 0018	8, 8890	1, 55	1, 9901
GS-15-8-C	9, 0072	8, 8920	1, 60	1, 9852
GS-16-1-C	8, 9886	8, 8854	1, 65	1, 9918
GS-16-3-C	8, 9860	8, 8908	1, 50	1, 9877
GS-19-2-C	9, 0072	8, 8830	1, 70	1, 9918
GS-19-3-C	9, 0084	8, 8866	1, 60	1, 9926
GS-19-4-C	9, 0084	8, 8956	1, 60	1, 9959
GS-19-6-C	9, 0006	8, 8854	1, 60	1, 9918
GS-21-1-C	9, 0042	8, 8818	1, 55	1, 9877
GS-21-4-C	9, 0084	8, 8976	1, 50	1, 9877
GS-21-5-C	9, 0072	8, 8878	1, 60	1, 9918
GS-21-6-C	9, 0084	8, 9046	1, 60	1, 9877
GS-21-7-C	9, 0084	8, 8830	1, 50	1, 9811

Tabla V. 89. Datos sobre la moscovita y paragonita de los cantos de rocas de la serie GSE.

Muestra	b ₀ moscovita	b ₀ parag.	$2\theta(0010)M-P$	(0010) M
GSE-3-2-C	9, 0084	s. d.	s. d.	s. d.
GSE-4-2-C	9, 0006	8, 8842	1, 50	1, 9917
GSE-5-4-C	9, 0096	8, 8854	1, 50	1, 9877
GSE-5-5-C	9, 0216	8, 8956	1, 50	1, 9910
GSE-6-1-C	9, 0138	8, 8932	1, 50	1, 9901
GSE-6-3-C	9, 0006	8, 8866	1, 59	1, 9918
GSE-6-5-C	9, 0030	8, 8944	1, 55	1, 9810
GSE-8-5-C	9, 0150	8, 8944	1, 51	1, 9877
GSE-8-6-C	9, 0111	8, 8944	1, 60	1, 9926
GSE-9-2-C	8, 9992	8, 8932	1, 68	1, 9926
GSE-9-3-C	9, 0150	8, 8956	1, 60	1, 9860
GSE-10-4-C	9, 0216	s. d.	1, 55	1, 9877
GSE-11-3-C	9, 0138	8, 8806	1, 55	1, 9918
GSE-11-4-C	8, 9994	8, 8830	1, 60	1, 9916
GSE-11-6-C	9, 0162	8, 8956	1, 50	1, 9860
GSE-12-2-C	9, 0126	8, 8890	1, 60	1, 9918
GSE-12-3-C	9, 0111	8, 8850	1, 60	1, 9918
GSE-12-4-C	9, 0126	8, 8890	1, 60	1, 9926
GSE-13-2-C	9, 0060	8, 8866	1, 62	1, 9918
GSE-13-3-C	9, 0060	8, 8866	1, 60	1, 9918
GSE-14-4-C	9, 0072	8, 8932	1, 70	1, 9926
GSE-16-1-C	9, 0084	8, 8818	1, 60	1, 9918
GSE-17-3-C	9, 0258	8, 8168	1, 50	1, 9918
GSE-19-3-C	9, 0084	8, 8944	1, 60	1, 9959
GSE-19-4-C	9, 0126	8, 8806	1, 60	1, 9918

En la figura V.116. se indican los histogramas de frecuencia de los b_o de las moscovitas de los cantos de rocas, en ambas series.

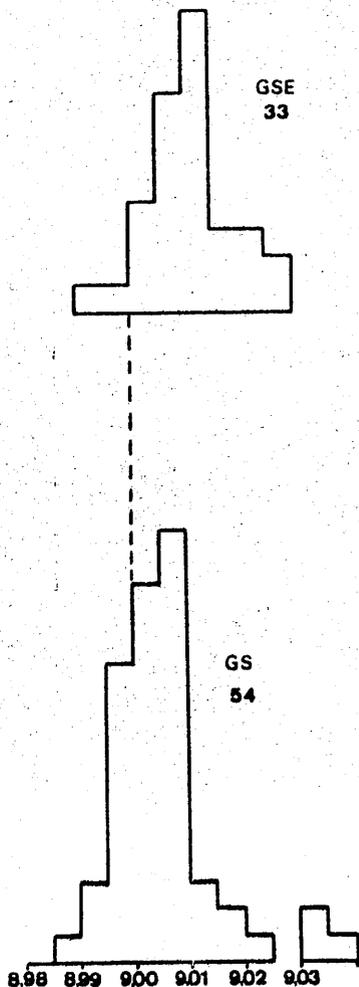


Fig.V.116. Histogramas de frecuencia de los valores del parámetro b_o de las moscovitas de los cantos de rocas.

Los valores de b_o -en las dos series- se sitúan, aproximadamente, dentro del mismo rango de valores aunque con las siguientes diferencias:

- . la serie GSE presenta valores superiores a GS
- . la serie GS ofrece una gama de valores más amplia que GSE
- . la máxima frecuencia de valores se sitúa (en GS) en el intervalo 9,0050 a 9,0100, mientras que en GSE oscila entre valores superiores (9,0100 y 9,0150).
- . la forma de ambos histogramas es similar, aunque presentan - los máximos desplazados.

Comparando estas características con las que presentan las micas (Illitas) de la matriz (figura V.113., página 225 y comentarios), encontramos plena concordancia. Así, aunque la forma de los histogramas es ligeramente diferente, son comunes casi todas las indicaciones hechas entonces.

Con algunos de los datos que se han indicado en las tablas V. 88. y V. 89. se han estudiado las moscovitas de estas rocas. Los resultados obtenidos se resumen en las tablas V. 90. y V. 91.

Tabla V. 90. Datos sobre la composición de las moscovitas de los cantos de rocas de la serie GS.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
GS-1-1-C	14, 16	1, 84	6, 99	0, 54	0, 50
GS-1-5-C	13, 60	2, 40	7, 22	0, 44	0, 38
GS-1-6-C	14, 70	1, 30	7, 32	0, 39	0, 32
GS-2-1-C	14, 16	1, 84	7, 22	0, 44	0, 38
GS-2-3-C	15, 53	0, 48	7, 17	0, 46	0, 40
GS-3-1-C	13, 60	2, 40	6, 99	0, 54	0, 50
GS-3-2-C	13, 60	2, 40	7, 44	0, 33	0, 25
GS-3-4-C	14, 70	1, 30	7, 54	0, 28	0, 19
GS-7-1-C	13, 60	2, 40	7, 32	0, 39	0, 32
GS-7-2-C	14, 96	1, 04	7, 22	0, 44	0, 38
GS-7-3-C	13, 60	2, 40	7, 17	0, 46	0, 40
GS-7-4-C	13, 96	1, 04	7, 27	0, 41	0, 35
GS-7-9-C	14, 16	1, 84	7, 27	0, 41	0, 35
GS-10-3-C	13, 60	2, 40	7, 32	0, 39	0, 32
GS-10-5-C	13, 60	2, 40	7, 37	0, 36	0, 29
GS-13-1-C	13, 60	2, 40	7, 37	0, 36	0, 29
GS-13-4-C	13, 60	2, 40	7, 04	0, 52	0, 48
GS-13-6-C	14, 96	1, 04	7, 37	0, 36	0, 29
GS-15-2-C	14, 16	1, 84	7, 22	0, 44	0, 43
GS-15-4-C	14, 16	1, 84	7, 64	0, 23	0, 13
GS-15-5-C	14, 16	1, 84	6, 99	0, 54	0, 50
GS-15-6-C	13, 60	2, 40	6, 99	0, 54	0, 50
GS-15-7-C	14, 16	1, 84	7, 22	0, 44	0, 38
GS-15-8-C	15, 80	0, 20	6, 99	0, 54	0, 50
GS-16-1-C	13, 60	2, 40	7, 77	0, 17	0, 06
GS-16-3-C	14, 96	1, 04	7, 87	0, 12	0, 00
GS-19-2-C	13, 60	2, 40	6, 99	0, 54	0, 50
GS-19-3-C	13, 33	2, 67	6, 94	0, 57	0, 53
GS-19-4-C	12, 23	3, 77	6, 94	0, 57	0, 53
GS-21-1-C	13, 60	2, 40	7, 27	0, 41	0, 35
GS-21-4-C	14, 96	1, 04	7, 12	0, 48	0, 43
GS-21-5-C	14, 96	1, 04	6, 94	0, 57	0, 53
GS-21-6-C	13, 60	2, 40	6, 99	0, 54	0, 50
GS-21-7-C	14, 96	1, 04	6, 94	0, 57	0, 53

Tabla V. 91. Datos sobre la composición de las moscovitas de los cantos de rocas de la serie GSE.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
GSE-4-2-C	13, 60	2, 40	7, 27	0, 41	0, 35
GSE-5-4-C	14, 96	1, 04	6, 90	0, 59	0, 56
GSE-5-5-C	14, 16	1, 84	6, 39	0, 83	0, 85
GSE-6-1-C	13, 60	2, 40	6, 80	0, 68	0, 66
GSE-6-3-C	13, 60	2, 40	7, 27	0, 41	0, 35
GSE-6-5-C	14, 16	1, 84	7, 17	0, 46	0, 40
GSE-8-5-C	14, 96	1, 04	6, 67	0, 70	0, 69
GSE-8-6-C	13, 33	2, 67	6, 83	0, 62	0, 60
GSE-9-2-C	13, 33	2, 67	7, 59	0, 26	0, 16
GSE-9-3-C	15, 53	0, 47	6, 67	0, 70	0, 69
GSE-10-4-C	14, 96	1, 04	6, 39	0, 83	0, 85
GSE-11-3-C	13, 60	2, 40	6, 72	0, 68	0, 66
GSE-11-4-C	13, 33	2, 67	7, 32	0, 39	0, 32
GSE-11-6-C	13, 53	0, 47	6, 62	0, 72	0, 72
GSE-12-2-C	13, 60	2, 40	6, 77	0, 65	0, 63
GSE-12-3-C	13, 60	2, 40	6, 83	0, 62	0, 60
GSE-12-4-C	13, 33	2, 67	6, 77	0, 65	0, 63
GSE-13-2-C	13, 60	2, 40	7, 04	0, 52	0, 48
GSE-13-3-C	13, 60	2, 40	7, 04	0, 52	0, 50
GSE-14-4-C	13, 33	2, 67	6, 56	0, 54	0, 53
GSE-16-1-C	13, 60	2, 40	6, 94	0, 56	0, 55
GSE-17-3-C	13, 60	2, 40	6, 22	0, 91	0, 53
GSE-19-3-C	12, 23	3, 77	6, 94	0, 57	0, 63
GSE-19-4-C	13, 60	2, 40	6, 77	0, 65	0, 63

Si comparamos los resultados obtenidos en ambas series, hemos de indicar:

- los valores de Si y Al total oscilan, en ambos casos, dentro de los mismos márgenes, siendo el valor medio, en las dos series, aproximadamente el mismo.
- el Fe y Mg presentan un rango de valores más amplio en las muestras de la serie GS, alcanzándose -no obstante- valores superiores en las rocas de GSE.

En base a la relación I_{004}/I_{002} se ha determinado, en algunas muestras, su contenido en átomos de hierro. Los resultados se resumen en la tabla V. 92.

Tabla V. 92. Contenido en átomos de hierro de las moscovitas de los cantos de rocas de las series GS y GSE.

Muestra	% Fe ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃ +0,42 MgO	Atomos de hierro
GS-1-1-C	1,80	2,63	0,51
GS-1-3-C	2,80	2,63	0,51
GS-1-5-C	3,25	4,24	0,93
GS-3-4-C	2,10	3,00	0,60
GS-7-5-C	1,60	2,46	0,46
GS-7-9-C	2,05	2,88	0,58
GS-10-5-C	2,05	2,88	0,58
GS-10-7-C	1,60	2,47	0,46
GS-13-1-C	0,80	1,48	0,23
GS-13-4-C	2,65	3,58	0,76
GS-15-5-C	2,05	2,88	0,58
GS-15-6-C	1,80	2,63	0,51
GS-15-7-C	1,80	2,63	0,51
GS-16-1-C	2,05	2,88	0,58
GS-16-2-C	2,30	2,96	0,66
GS-19-2-C	2,10	3,00	0,60
GS-21-1-C	2,20	3,08	0,63
GS-21-5-C	2,65	3,58	0,76
.....			
GSE-4-2-C	3,25	4,24	0,93
GSE-4-5-C	2,10	3,00	0,60
GSE-5-4-C	1,05	1,77	0,30
GSE-8-3-C	1,35	2,14	0,38
GSE-8-6-C	3,00	3,95	0,86
GSE-11-4-C	1,80	2,63	0,51
GSE-11-5-C	1,60	2,47	0,46
GSE-12-2-C	1,80	2,63	0,51
GSE-12-3-C	1,80	2,63	0,51
GSE-12-4-C	1,35	2,14	0,38
GSE-13-3-C	1,80	2,63	0,51
GSE-14-4-C	2,65	3,58	0,76
GSE-16-1-C	1,55	3,00	0,44
GSE-19-3-C	2,10	2,34	0,60
GSE-19-4-C	1,60	3,47	0,46

El comentario que hacemos ante los resultados de la tabla V. 92. es el siguiente:

- se aprecia igualdad en los resultados obtenidos para ambas series. Los intervalos de valores son aproximadamente comunes y el contenido medio, en átomos de hierro, varía muy poco de una a otra.
- las muestras en las que se obtienen contenidos en átomos de hierro superiores a 0,72 corresponden a micasquistos clasificados como "con biotita" o en los que abunda este mineral.

La comparación de la tabla V. 92. con las V. 90. y V. 91., pone de manifiesto:

- no existe, en general, estrecha relación en los resultados obtenidos por ambos métodos, para la serie GS. Es muy buena la correlación para las muestras GS-1-1-C, GS-15-5-C, GS-15-6-C y GS-19-2-C; menos coincidentes para las GS-7-9-C, GS-15-7-C y GS-19-4-C.
- en la serie GSE los resultados son similares en ambos casos.

El estudio conjunto de los resultados expresados en las tablas V. 80.- y V. 82. con los de las números V. 90. y V. 91., demuestra que los valores encontrados, en ambos casos, son muy coincidentes; es decir las micas de la matriz del conglomerado u otros niveles detríticos finos poseen la misma composición que las de las rocas de Sierra Nevada.

También se ha determinado el índice de cristalinidad de Kubler y el grado de paragonitización. Los resultados se resumen en la tabla V. 93.

El estudio de la misma indica:

- los valores de cristalinidad varían, en un estrecho margen, dentro de cada serie. Sin embargo, presenta valores más elevados (menor cristalinidad) los cantos de la serie GSE.
- en cuanto al grado de paragonitización, ha de decirse que alcanza los mismos valores en ambas series.

Tabla V. 93. Índice de cristalinidad y grado de paragonitización de las moscovitas de los cantos de rocas de las series GS y GSE.

Muestra	I _K Kubler (mm)	Na/Na+K	Muestra	I _K Kubler (mm)	Na/Na+K
GS-1-1-C	13	0,25	GS-13-4-C	13	0,13
GS-1-5-C	13	0,13	GS-13-6-C	12	0,42
GS-1-6-C	12	0,36	GS-15-2-C	12	0,25
GS-2-1-C	13	0,25	GS-15-4-C	13	0,25
GS-2-3-C	13	0,54	GS-15-5-C	13	0,25
GS-3-1-C	15	0,13	GS-15-6-C	13	0,13
GS-3-2-C	13	0,13	GS-15-7-C	13	0,25
GS-3-4-C	13	0,36	GS-15-8-C	14	0,60
GS-7-1-C	13	0,13	GS-16-1-C	13	0,13
GS-7-2-C	16	0,42	GS-16-3-C	14	0,43
GS-7-3-C	14	0,13	GS-19-2-C	13	0,13
GS-7-4-C	15	0,42	GS-19-3-C	14	0,07
GS-7-8-C	13	0,10	GS-19-4-C	13	0,00
GS-7-9-C	13	0,25	GS-19-6-C	13	0,13
GS-10-3-C	13	0,13	GS-21-1-C	13	0,42
GS-10-5-C	15	0,13	GS-21-4-C	13	0,42
GS-13-1-C	13	0,13	GS-21-5-C	13	0,13
.....					
GSE-4-2-C	23	0,13	GSE-11-4-C	15	0,07
GSE-5-4-C	20	0,42	GSE-11-6-C	21	0,54
GSE-5-5-C	15	0,25	GSE-12-2-C	17	0,13
GSE-6-1-C	17	0,13	GSE-12-3-C	21	0,13
GSE-6-3-C	17	0,13	GSE-12-4-C	15	0,07
GSE-6-5-C	18	0,25	GSE-13-2-C	21	0,13
GSE-8-5-C	20	0,42	GSE-13-3-C	20	0,13
GSE-8-6-C	22	0,07	GSE-14-4-C	15	0,07
GSE-9-2-C	19	0,07	GSE-16-1-C	17	0,13
GSE-9-3-C	21	0,54	GSE-17-3-C	18	0,13
GSE-10-4-C	19	0,42	GSE-19-3-C	20	0,00
GSE-11-3-C	19	0,13	GSE-19-4-C	18	0,13

Si comparamos los datos de las tablas V. 80., V. 82., y V. 84. con los indicados en la V. 93., deducimos las siguientes conclusiones generales:

- el grado de paragonitización es semejante tanto en la moscovita de la matriz como en las de los cantos de rocas.
- lógicamente, los valores de cristalinidad encontrados son más altos (menor cristalinidad) en las micas de la matriz.
- de lo indicado en estos dos puntos y de lo explicitado en los párrafos anteriores de esta misma página, concluimos que la mica de la matriz es de igual naturaleza (son las mismas) que las de las rocas de Sierra Nevada, con las lógicas transformaciones sufridas que se manifiestan en cambios en el grado de cristalinidad, a consecuencia del transporte.

Respecto a las cloritas se han obtenido los siguientes resultados (tabla V. 94.).

Tabla V. 94. Datos sobre las cloritas de los cantos de rocas de las series GS y GSE

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ / Fe ²⁺ + Mg
GS-1-1-C	2,52	1,48	1,37	1,20	1,20	0	0,51
GS-1-3-C	2,52	1,48	1,37	0,80	0	1,30	0,17
GS-1-5-C	2,52	1,48	1,37	0,85	0,05	0,80	0,19
GS-3-1-C	2,66	1,34	1,23	0,80	0	1,40	0,16
GS-3-4-C	2,79	1,21	1,07	0	0	1,41	0
GS-13-4-C	2,66	1,34	1,23	1,05	0,65	0,40	0,35
GS-13-6-C	2,52	1,48	1,37	0,60	0	1,10	0,13
GS-15-6-C	2,66	1,34	1,23	0,30	0	1,10	0,09
GS-16-4-C	2,52	1,48	1,37	1,18	0,72	0,45	0,41
GS-19-2-C	2,66	1,34	1,23	0	0	1,15	0
GS-21-5-C	2,52	1,48	1,37	0,30	0	0,85	0,06
GSE-12-3-C	2,66	1,34	1,23	1,20	1,30	-0,10	0,52
GSE-16-1-C	2,38	1,62	1,48	1,00	0	1,05	0,22
GSE-17-3-C	2,93	1,07	0,93	s. d.	s. d.	s. d.	s. d.
GSE-19-3-C	2,79	1,21	1,07	0,70	0	1,15	0,14
GSE-19-4-C	2,38	1,62	1,48	1,13	0,17	0,95	0,29
GSE-12-4-C	2,38	1,62	1,48	0,70	0	1,25	0,15
GSE-11-4-C	2,38	1,62	1,48	0,72	0	1,10	0,16

La clasificación del tipo de clorita y su fórmula estructural resultantes se indican a continuación:

- Muestra GS-1-1-C: $(\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48})(\text{Fe}_{2,40}\text{Mg}_{2,23}\text{Al}_{1,37})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Ripidolita (FOSTER), Ripidolita (HEY)
- Muestra GS-1-3-C: $(\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48})(\text{Fe}_{0,80}\text{Mg}_{3,83}\text{Al}_{1,37})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)
- Muestra GS-1-5-C: $(\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48})(\text{Fe}_{0,80}\text{Mg}_{3,97}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)
- Muestra GS-3-1-C: $(\text{Si}_{2,66}\text{Al}_{1,44})(\text{Fe}_{0,80}\text{Mg}_{3,97}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)
- Muestra GS-3-4-C: $(\text{Si}_{2,79}\text{Al}_{1,21})(\text{Fe}_0\text{Mg}_{4,93}\text{Al}_{1,07})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Clinocloro (FOSTER), Sheridanita-Clinocloro (HEY)
- Muestra GS-13-4-C: $(\text{Si}_{2,66}\text{Al}_{1,34})(\text{Fe}_{1,70}\text{Mg}_{3,07}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Ripidolita (FOSTER), Ripidolita (HEY)
- Muestra GS-13-6-C: $(\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48})(\text{Fe}_{0,6}\text{Mg}_{4,03}\text{Al}_{1,37})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)
- Muestra GS-15-6-C: $(\text{Si}_{2,66}\text{Al}_{1,34})(\text{Fe}_{0,3}\text{Mg}_{4,47}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)
- Muestra GS-16-4-C: $(\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48})(\text{Fe}_{1,9}\text{Mg}_{2,73}\text{Al}_{1,37})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Ripidolita (FOSTER), Ripidolita (HEY)

Muestra GS-19-2-C:	$(\text{Si}_{2,66}\text{Al}_{1,34})(\text{Fe}_0\text{Mg}_{4,77}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)
Muestra GS-21-5-C:	$(\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48})(\text{Fe}_0\text{Mg}_{4,33}\text{Al}_{1,37})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)
.....	
Muestra GSE-12-3-C:	$(\text{Si}_{2,66}\text{Al}_{1,34})(\text{Fe}_{2,50}\text{Mg}_{2,27}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Ripidolita (FOSTER), Ripidolita (HEY)
Muestra GSE-16-1-C:	$(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_1\text{Mg}_{3,52}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)
Muestra GSE-19-3-C:	$(\text{Si}_{2,79}\text{Al}_{1,21})(\text{Fe}_0\text{Mg}_{4,27}\text{Al}_{1,07})\text{O}_{10}(\text{OH})_7$ Sheridanita-Clinocloro (FOSTER), Sheridanita(HEY)
GSE-19-4-C:	$(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_1\text{Mg}_{3,22}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Ripidolita (FOSTER), Corundofilita (HEY)
Muestra GSE-12-4-C:	$(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_0\text{Mg}_{3,82}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)
Muestra GSE-11-4-C:	$(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_0\text{Mg}_{3,80}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)
.....	

Analizando los resultados expresados en la tabla V. 94. y la nomenclatura dada a nuestras muestras en función de las clasificaciones utilizadas, ha de indicarse:

- . los contenidos en átomos de Si varían dentro de los mismos - intervalos en ambas series.
- . la relación $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ presenta valores similares en los dos casos.
- . la clorita predominante en ambas series, es la Sheridanita. - En algunas muestras se clasifica como Ripidolita. Sólo en la - muestra GS-3-4-C y en GSE-19-3-C se ha encontrado un tipo de clorita con mayor contenido en Si: el clinocloro. Por último, en la serie GSE se han clasificado algunas como Corundofilitas (HEY).
- . En general, las clasificaciones de ambos autores han dado idéntico tipo de clorita, para una misma muestra.
- . Comparando estos resultados con los obtenidos, para el mismo mineral, en la matriz, se advierte que las cloritas de esta última corresponden (en las dos series) al mismo tipo aún cuando los cantos de las rocas presenten una mayor variedad en ~

los términos.

Con los resultados expresados en las tablas V. 88. y V. 89. se han construido las figuras V. 117. y V. 118., en un intento de asignar los cantos de las rocas a las diferentes unidades del complejo de Sierra Nevada.

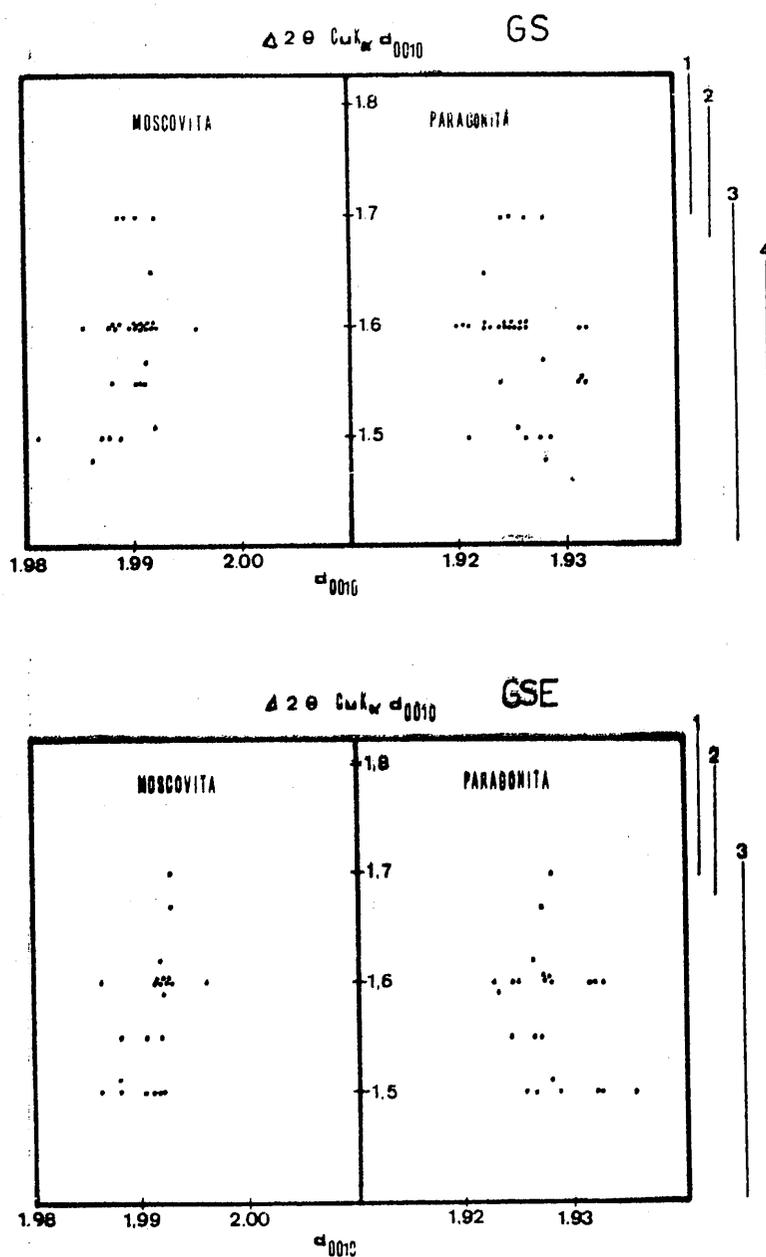


Fig. V. 117. Variación del espaciado basal de moscovita y paragonita en función del incremento angular de la reflexión (0010).

1. Manto del Veleta
2. Filitas alpujárrides
3. Unidad de la Caldera
4. Unidad de las Sabinas

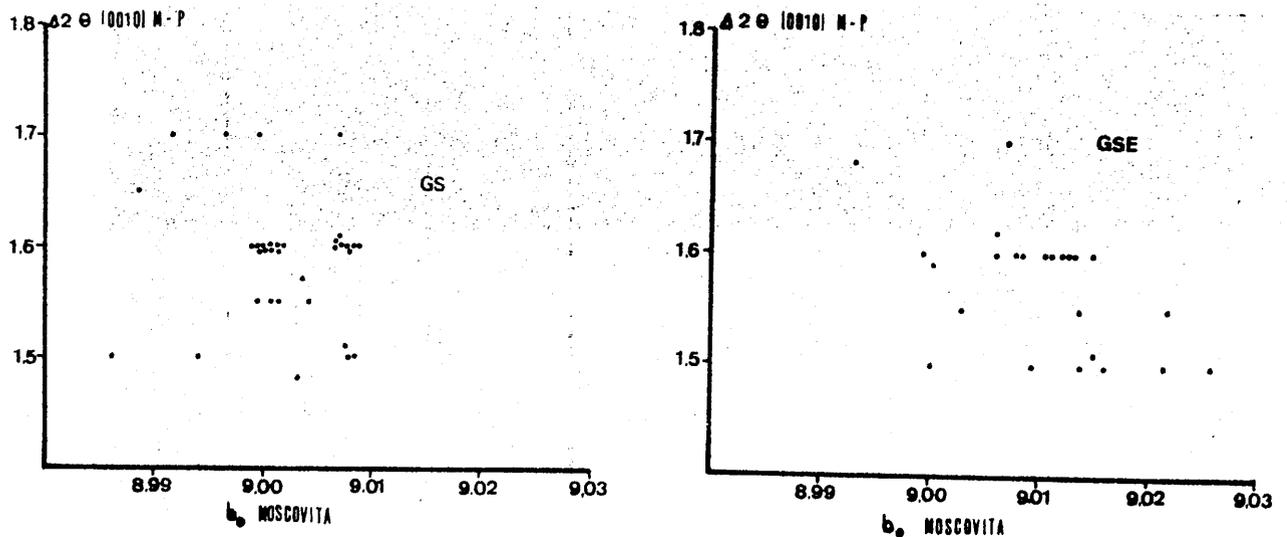


Fig. V. 118. Relación entre el incremento $2\theta(0010)M-P$ y los valores del parámetro b_0 en moscovitas.

Del examen de las figuras V. 117. y V. 118. se desprende:

- los diagramas a que hace referencia la figura V. 118. presentan valores similares para ambas series. Conviene resaltar:
 - la máxima frecuencia de muestras se acumula en la zona de 1,60.
 - casi no aparecen muestras con valores de 1,70 ó inmediatamente inferiores. En ningún caso existen muestras con valores superiores a 1,70.
 - sí aparecen valores entre 1,50 y 1,60
 - la forma de las nubes de puntos son similares, existiendo mayor dispersión en la serie GS.
- la figura V. 118. muestra análoga similitud entre ambas series. En ella se observa que las muestras de la serie GS se concentran, fundamentalmente, en dos zonas que tienen un valor de 1,60 para el incremento angular de la reflexión (0010) y alrededor de 9,00 y 9,01 Å de b_0 .
- para GSE la dispersión es mayor, aumentando la gama de valores de b_0 hacia números más altos, como ya se había indicado anteriormente.

V. 6. AFLORAMIENTO DE MONACHIL.

V. 6. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO.

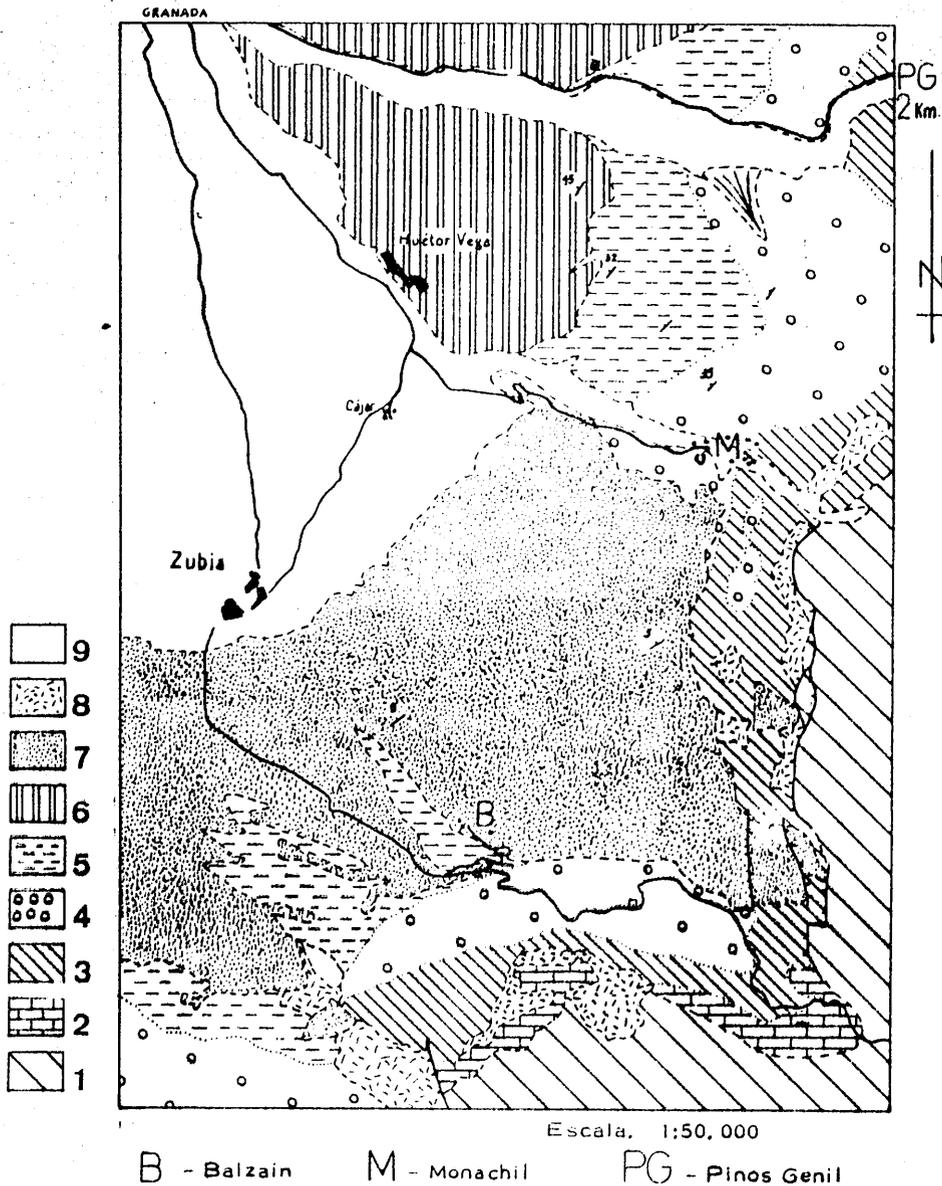
El afloramiento de "Block formation" que denominamos de Monachil se encuentra situado, casi en su totalidad, en el extremo NE de la hoja topográfica de Padul (1026), a escala 1:50.000. En la figura V. 119. se indica su situación geográfica y geológica.

El acceso puede hacerse por la carretera de Granada a Monachil. Si queremos observar la parte norte del afloramiento, ha de tomarse la carretera Granada-Huétor Vega; desviarnos hacia "Los Rebites" y continuar por un camino terrizo cuya señalización aparece en la hoja topográfica aludida anteriormente. Hemos levantado la serie -esencialmente- en la parte norte del afloramiento, aunque algunos niveles se han muestreado en las cercanías de Monachil.

Los materiales buzan 30° NW. En un corte, de este a oeste, a la altura del afloramiento, encontramos la siguiente sucesión de materiales: sustrato bético, lutitas con Dentalium, "Block formation", lutitas micáceas con niveles de conglomerados o areniscas y lignitos, y conglomerados de la Alhambra. Hacia el sur, la "Block formation" contacta discordantemente con el conglomerado de la Zubia.

V. 6. 2. CARACTERISTICAS DE LA "BLOCK FORMATION" EN ESTE AFLORAMIENTO.

La "Block formation" presenta, en este afloramiento, una gran diversidad litológica. Así, observamos una parte inferior de la columna en la que abundan los niveles de conglomerados; más arriba predominan los niveles de limos y areniscas con cantos de rocas de pequeño tamaño; la columna acaba con niveles detríticos de tamaño fino (limos y margas), medio (areniscas) y grueso (arenas y conglomerados). Los cantos están presentes en casi todos los niveles y sus tamaños disminuyen hacia el techo de la serie.



LEYENDA. - 1. - Sustrato Bético. - 2. Areniscas calcáreas y conglomerados (Tortonense). - 3. Lutitas con *Dentalium* (Tortonense-Messiniense). - 4. Conglomerados heterométricos (Blockformation-Formación de Pinos Genil) (Tortonense-Messiniense). - 5. Lutitas micáceas grisáceas con niveles de conglomerados o areniscas y lignitos, según los sectores (Tortonense-Messiniense). - 6. Conglomerados de la Alhambra (Plioceno-Pleistoceno). - 7. Conglomerados de la Zubia (Cuaternario). - 8. Pié de monte (Cuaternario). - 9. Aluvial (Cuaternario). -

Fig. V. 119. Situación geográfica y encuadre geológico del afloramiento de Monachil.

(Cartografía y Leyenda de C. Sanz de Galdeano).

DABRIO et al. (1977) estudian detalladamente este afloramiento y describen la serie del siguiente modo: "...la sucesión consta de tres niveles.- El inferior lo integran depósitos de debris flow. El intermedio, que se acuña hacia el este, está formado por arenas y lutitas que alternan conglomerados de tamaño de grano mucho menor que el del anterior. Los materiales finos contienen abundantes lamelibranquios, sobre todo Ostreas y los conglomerados asociados a ellos representan episodios de relleno de canal, barrás o debris flow que originaron gradaciones inversas de tamaño de grano cuyos cantos mayores sobresalen del techo de estos niveles".

Dichos autores encuentran niveles arrecifales. Indican lo siguiente: "El paquete superior, más potente que los anteriores, presenta en su parte inferior una megaestratificación cruzada de ángulo bajo orientada al oeste. Consiste fundamentalmente en depósitos de debris flow pero contiene tres niveles lenticulares arrecifales constituidos por Tarbellastrea, uno en la base y los otros dos superiores estratigráficamente".

En ese mismo paquete encuentran un "nivel arcilloso rojo, con concreciones carbonatadas, de base irregular y techo plano y erosivo, que puede corresponder a un paleosuelo y representar un episodio de emersión parcial acompañada de meteorización". En nuestras observaciones no hemos encontrado este posible paleosuelo al que aluden dichos autores.

V. 6. 3. DESCRIPCION DE LA COLUMNA LITOLÓGICA. SITUACION DE LAS MUESTRAS.

Se han distinguido los siguientes niveles, de muro a techo, tal como se indica en la figura V. 120.

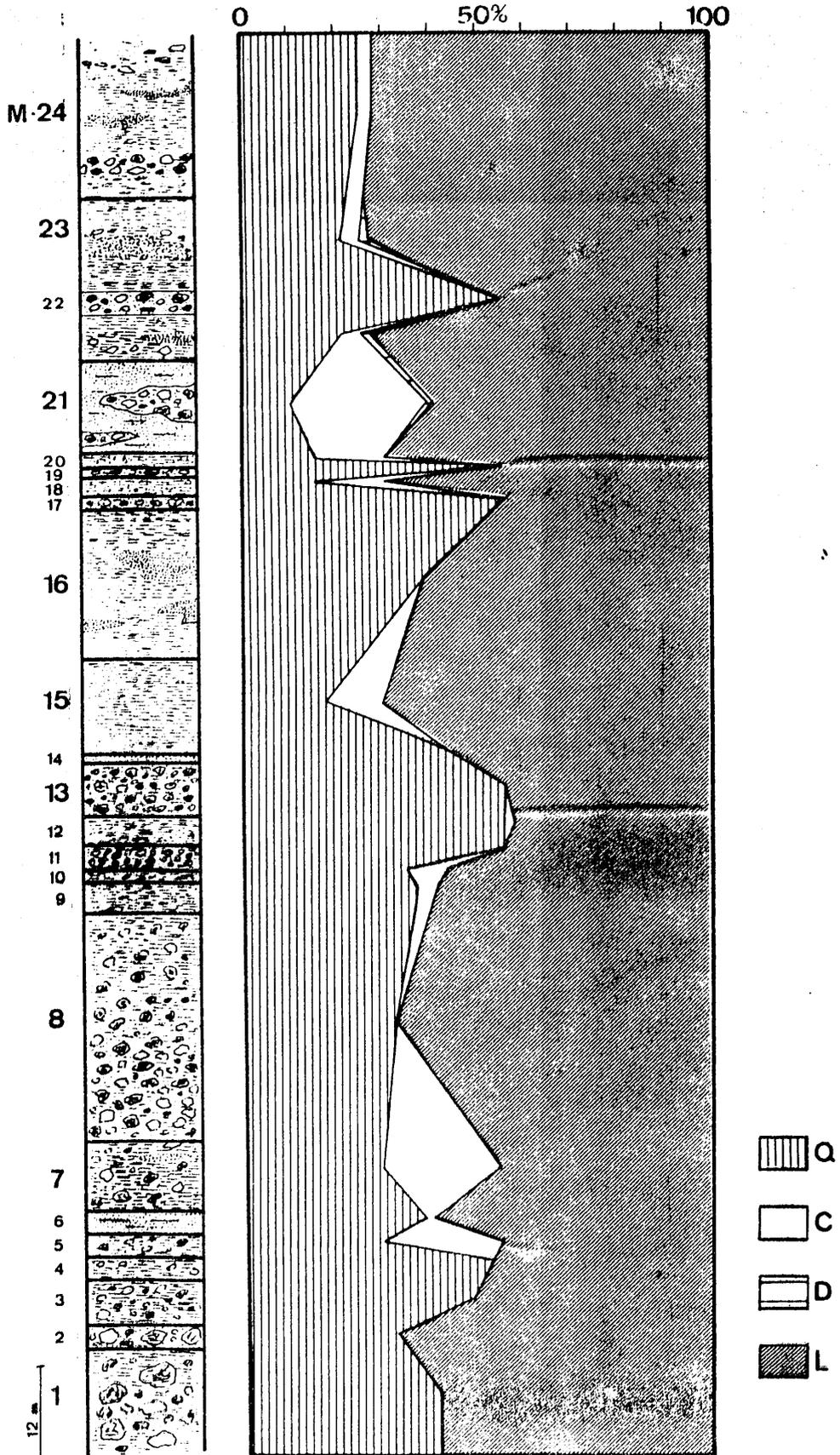


Fig. V. 120. Composición mineralógica de la serie de Monachil.

<u>Muestra</u>	<u>Descripción</u>
M-1	Nivel de conglomerados con matriz constituida por limos. Abundan los cantos de rocas de tamaños pequeño y grande (hasta 1 metro cúbico de volumen). Heterometría.
M-2	Conglomerado de cantos de tamaños medio y grande. La matriz es escasa y la constituyen arena fina y limos.
M-3	Conglomerado de cantos pequeños (máximo de 10 cms.), con gran cantidad de arena. Los cantos de rocas son abundantes.
M-4	Arena y limos con cantos de tamaños pequeño y medio. Homometría.
M-5	Limos, margas y arena de grano grueso. Color beig. Los cantos constituyen un 80% y predominan los de pequeño tamaño, aunque existen de todas las dimensiones.
M-6	Areniscas no muy compactadas. No contienen cantos de rocas.
M-7	Limos con intercalaciones de niveles de areniscas. Cantos de tamaño medio. Homometría acusada.
M-8	Conglomerado, de matriz escasa (muy arcillosa). Los cantos son homométricos (de tamaño medio, máximo 20 cms.) y disminuyen hacia el techo del nivel.
M-9	Nivel de margas sin cantos. Presentan color beig en superficie y gris oscuro en profundidad.
M-10	Margas de color verdoso. Sin cantos.
M-11	Conglomerado de cantos pequeños, con matriz margosa y escasa.
M-12	Nivel de margas de color beig sin cantos.
M-13	Conglomerado con cantos pequeños y niveles intercalados de arena.
M-14	Nivel muy poco potente de arena fina.
M-15	Potente nivel de limos, de color gris oscuro. No contiene cantos.

- M-16 Limos y margas con lentejones de arena fina. Color marrón.
- M-17 Conglomerado constituido por cantos pequeños. La matriz está formada por arenas, esencialmente, y limos.
- M-18 Arena y limos. Casi no contiene cantos.
- M-19 Conglomerado de cantos de tamaño pequeño (máximo 5 cms). La matriz es de tamaño arena y limo.
- M-20 Arena y limos. Sin cantos de rocas.
- M-21 Margas y areniscas de color beig claro. Contiene lentejones de conglomerados de pequeño espesor.
- M-22 Conglomerado con cantos de tamaño pequeño y medio, La matriz es arenosa.
- M-23 Arenas y limos, con escasos cantos de rocas, de pequeño tamaño. El nivel M-22 está intercalado en este.
- M-24 Limos con lentejones de areniscas y algunos niveles de conglomerados, de 20-50 cms. de espesor, de tamaño pequeño.

V. 6. 4. MINERALOGIA DE LA COLUMNA LITOLÓGICA.

V. 6. 4. 1. MATRIZ.

V. 6. 4. 1. 1. Mineralogía global. Por difracción de rayos X se han determinado los siguientes minerales.

- Muestra M-1: Anfibol, cuarzo, feldespato, minerales laminares.
- Muestra M-2: Cuarzo, minerales laminares.
- Muestra M-3: Cuarzo, feldespato, minerales laminares.
- Muestra M-4: Caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- Muestra M-5: Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, interestratificados, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- Muestra M-6: Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, interestratificados, montmorillonita, moscovita, paragonita, yeso.

- Muestra M-7: Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, interestratificados?, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- Muestra M-8: Caolinita, clorita, cuarzo, montmorillonita, moscovita, - paragonita.
- Muestra M-9: Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, - montmorillonita, moscovita, paragonita.
- Muestra M-10: Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados?, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- Muestra M-11: Cuarzo, feldespato, minerales laminares.
- Muestra M-12: Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados?, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- Muestra M-13: Anfibol, cuarzo, minerales laminares.
- Muestra M-14: Caolinita, clorita, cuarzo, montmorillonita, moscovita, - paragonita.
- Muestra M-15: Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- Muestra M-16: Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, montmorillonita, moscovita, paragonita, yeso.
- Muestra M-17: Cuarzo, minerales laminares.
- Muestra M-18: Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados?, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- Muestra M-19: Anfibol, cuarzo, minerales laminares.
- Muestra M-20: Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados?, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- Muestra M-21: Calcita, cuarzo, dolomita, minerales laminares.
- Muestra M-22: Anfibol, cuarzo, minerales laminares.
- Muestra M-23: Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, interestratificados, montmorillonita, moscovita, paragonita, yeso.
- Muestra M-24: Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, interestratificados, - montmorillonita, moscovita, paragonita.

Se ha determinado el porcentaje de los minerales fundamentales de la serie mediante el análisis cuantitativo, cuyos resultados se resumen en la tabla V. 95.

Tabla V. 95. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo.

Muestra	1	2	3	4	Muestra	1	2	3	4
M-1	0	40	0	60	M-13	0	55	0	45
M-2	0	31	0	69	M-14	0	42	0	58
M-3	0	47	0	53	M-15	12	17	0	71
M-4	0	51	0	49	M-16	0	38	0	62
M-5	25	28	0	47	M-17	0	55	0	45
M-6	2	37	0	61	M-18	15	25	0	60
M-7	25	28	0	47	M-19	0	55	0	45
M-8	0	32	0	68	M-20	15	25	0	60
M-9	4	36	0	60	M-21	29	10	t	61
M-10	9	34	0	57	M-22	0	55	0	45
M-11	0	55	0	45	M-23	4	21	t	74
M-12	2	55	0	43	M-24	3	25	0	72

1, Calcita; 2, Cuarzo; 3, Dolomita; 4, Minerales laminares

En una columna tan variada litológicamente, las oscilaciones que presentan los minerales son complejas en el detalle. Por consiguiente, se verá cada mineral por separado con objeto de agilizar el comentario de la figura V. 120.

Cuarzo. El perfil de su curva es extremadamente sinuoso con variaciones bruscas en el contenido. Así, los porcentajes inferiores corresponden a los niveles de margas con areniscas (M-21), limos y arenas (M-18) y limos (M-15) mientras que los más elevados los encontramos, generalmente, en los niveles de conglomerados (M-22, -19, -17, -13, -11, -3) cuya matriz está constituida por arenas, areniscas y limos.

Carbonatos. Constituidos, casi exclusivamente, por calcita; la dolomita sólo aparece en dos niveles y su cantidad no ha podido determinarse. Igual que en el caso anterior, las variaciones de los carbonatos se hacen bruscamente. No se puede hablar de oscilaciones graduales.

En general, dichas variaciones son idénticas a las experimentadas por el cuarzo. Al aumentar la cantidad de carbonatos, disminuye la de cuarzo y viceversa. Lógicamente, existen algunos niveles (aunque pocos) que no cumplen esta norma.

Minerales laminares. Los niveles presentan variaciones dentro de márgenes más estrechos. Los porcentajes extremos son 74 y 43; los contenidos más frecuentes varían entre 40 y 60%. El perfil que delimita sus porcentajes es complejo y no nos ilustra suficientemente sobre la relación entre el cuarzo y los minerales laminares.

Por ello se ha estudiado dicha relación y hemos encontrado una correlación

lineal negativa (figura V. 121.), lo que indica que varían inversamente uno respecto al otro.

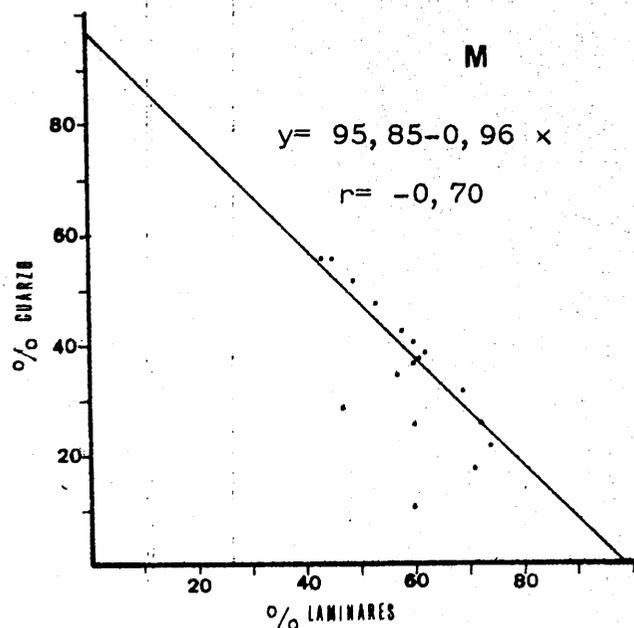


Fig. V. 121. Correlación entre los contenidos de cuarzo y minerales laminares.

En la figura V. 122, se representa triangularmente la composición de las muestras de esta serie.

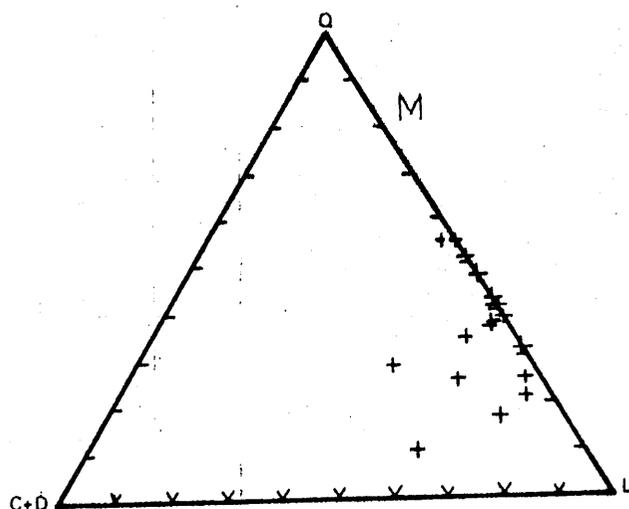


Fig. V. 122. Composición mineralógica de las muestras de Monachil.

(Muestra total)

De su examen se desprende:

- la mayor parte de las muestras presentan una composición muy similar y se alinean según la línea 100% Q---0% Q o en una zona muy próxima a ella. Corresponden a los niveles sin o con muy pocos carbonatos.
- estas muestras presentan variaciones en el contenido de cuarzo que van desde 22 a 55%. Su porcentaje en minerales laminares oscila entre 43 y 74.
- los niveles M-5, -7, -15, -18, -20 y -21, debido al mayor por -

centaje de carbonatos, constituyen una nube con distinta composición en la que el cuarzo varía entre 10 y 29%; los carbonatos lo hacen entre 12 y 29% y los minerales laminares entre 46 y 71%.

En la figura V. 123. se representa la variación de las relaciones cuarzo/minerales laminares y carbonatos/ $Q+L$, en los diversos niveles de la serie.

A este respecto podemos indicar algo que se desprende de los comentarios anteriores y es que -en general- los perfiles de ambas gráficas han de ser inversos de forma que a mayor relación del primer cociente, menor es el cociente carbonatos/ $Q+L$.

Además, ha de añadirse:

- . así, el nivel M-21 presenta el valor mínimo en la relación Q/L y máximo en Carbonatos/ $Q+L$, siendo sus contenidos de 10% - en cuarzo (mínimo en la serie) y de 29% en carbonatos (máximo en la columna litológica).
- . la relación Q/L presenta un rango de variaciones más amplio que la otra.
- . los valores extremos son de 0,15 y 1,30 para el cociente Q/L y de 0 a 0,31 para la relación carbonatos/ $Q+L$.

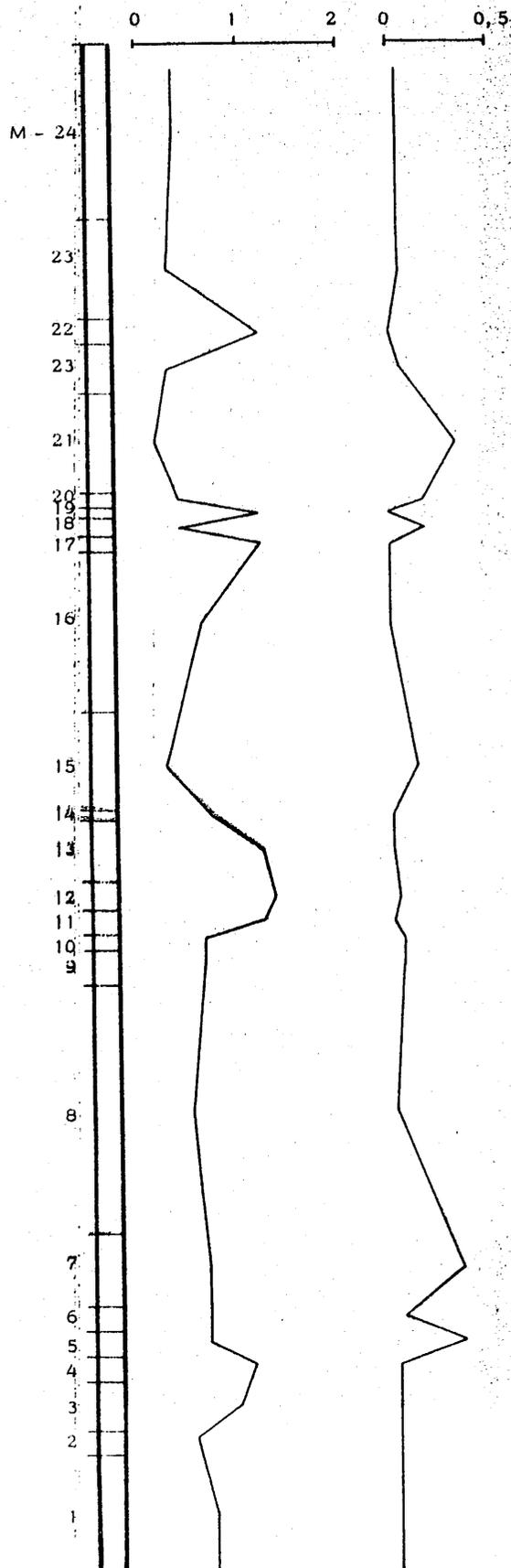


Fig. V. 123. Variación de las relaciones Q/L (gráfica izquierda) y Carbonatos $/Q+L$ (gráfica derecha) en la serie de Monachil.

V. 6. 4. 4. 2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras. Se han determinado y cuantizado los siguientes minerales.

Tabla V. 96. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción menor de 2 micras.

Muestra	Ilita	Cl.	K	Cl+K	Mont.	P	Otros
M-4	29	2	t	2	67	2	--
M-5	16	2	2	4	78	2	--
M-6	10	t	t	t	90	t	Q
M-7	15	4	t	4	78	3	--
M-8	42	12	2	14	40	4	--
M-9	17	2	t	2	80	1	--
M-10	21	3	t	3	74	2	--
M-12	22	3	t	3	73	2	Q
M-14	26	3	t	3	68	3	--
M-15	49	12	6	18	27	6	Q
M-16	26	4	t	4	66	4	--
M-18	26	5	3	8	62	4	--
M-20	26	6	2	8	62	4	--
M-21	10	t	t	t	90	t	--
M-23	24	3	2	5	69	2	--
M-24	27	3	3	6	63	4	--

Tabla V. 97. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción entre 2 y 20 micras.

Muestra	Q	L(x)	(x)				Mont.	P	Otros
			Ilita	Cl	K	Cl+K			
M-4	9	91	55	7	t	7	31	7	Q, Int.
M-5	10	90	65	8	3	11	19	5	Q, Int.
M-6	30	70	73	10	5	15	10	2	Q, Int.
M-7	11	89	65	7	3	10	20	5	Q
M-8	31	69	70	-	-	9	12	9	--
M-9	32	68	64	11	2	13	16	7	Q, Int.
M-10	18	82	55	10	t	10	29	6	Q, Int.
M-12	29	71	71	10	t	10	10	9	Q, Int.
M-14	16	84	72	8	2	10	9	9	Q, Int.
M-15	21	79	72	17	1	18	6	4	Q
M-16	45	55	68	9	t	9	7	16	Q
M-18	34	66	67	10	3	13	13	7	Q, Int.
M-20	34	66	66	10	3	13	14	7	Q
M-21	30	70	73	11	4	15	10	2	Q
M-23	13	87	71	12	1	13	13	3	Q, Int.
M-24	43	57	74	15	3	18	2	6	Q, Int.

Int. : interestratificados

t: no cuantizable

Con los datos de las tablas V. 96. y V. 97 se ha construido la figura V. 124. que representa las variaciones de los minerales de la arcilla a lo largo de la columna litológica, en cada una de las fracciones.

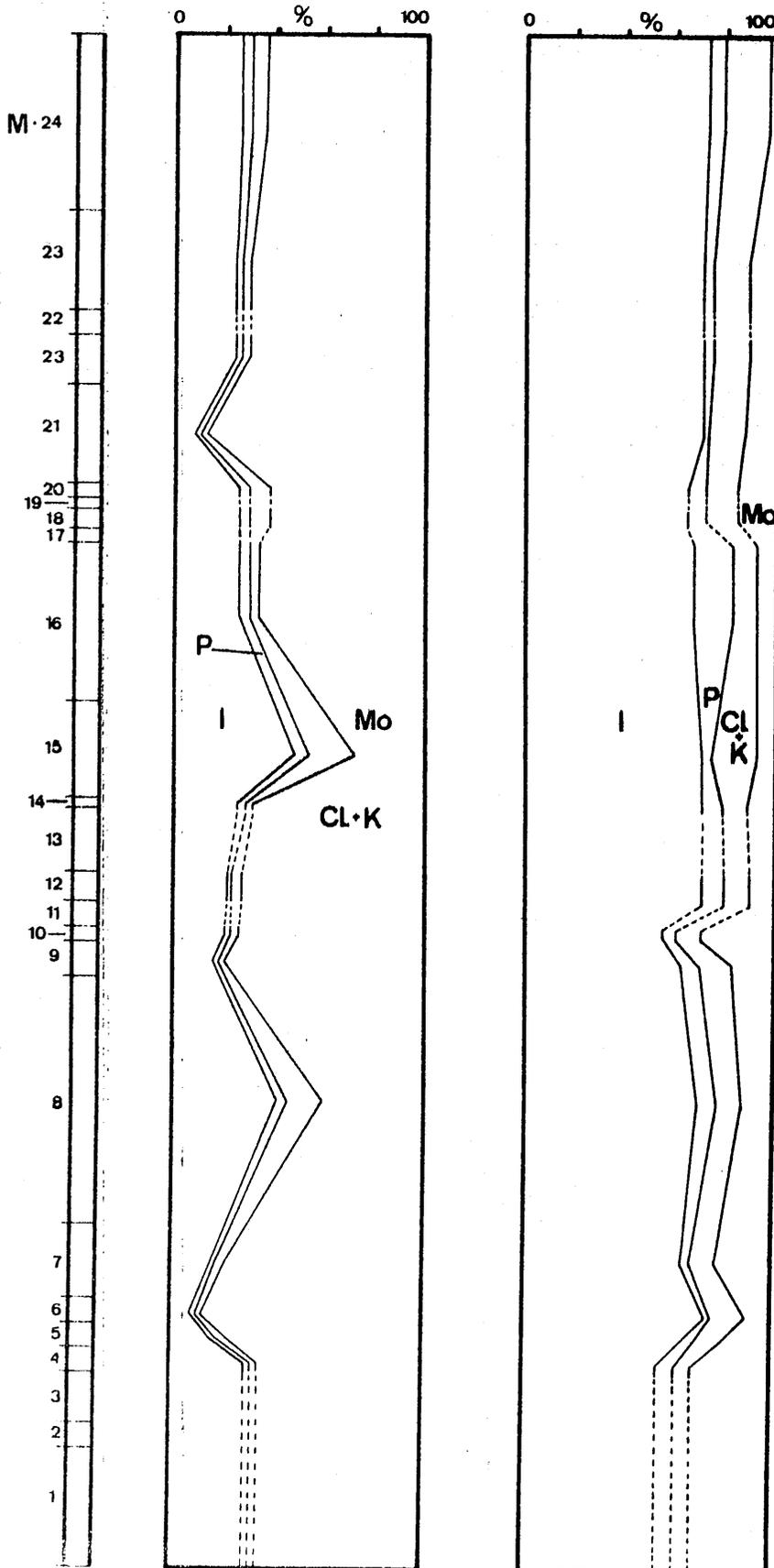


Fig. V. 124. Variación de los minerales de la arcilla a lo largo de la columna litológica.

Los comentarios oportunos son los siguientes:

Fracción menor de 2 micras.

- Los contenidos en ilita son pequeños y muy variables, en general. Las oscilaciones presentan un margen entre el 10% (M-6' y M-21) y el 49% (M-15, limos).

Se observa una primera zona, desde el muro hasta el nivel M-9, en que las variaciones son mayores. A partir de aquí el rango de las oscilaciones se estrecha manteniéndose ya desde M-21 hasta M-24 aproximadamente constante el contenido.

- La paragonita permanece prácticamente constante a lo largo de la serie.
- La clorita y caolinita alcanzan hasta el 18%, existiendo escasas variaciones en el contenido.

Los perfiles de las curvas de los minerales citados varían en el mismo sentido.

- La montmorillonita, por el contrario, presenta sus máximos valores allí donde son más escasos los otros minerales. Consiguientemente, la variación a lo largo del perfil es contraria a las experimentadas por los otros minerales.

Respecto a las variaciones, observamos una primera zona en la que son bruscas (hasta M-9); una segunda en que disminuyen y desde M-21 hacia el techo, el porcentaje de este mineral se mantiene constante.

Fracción entre 2 y 20 micras.

- Niveles M-4 a M-12: en cuyo intervalo encontramos dos oscilaciones (en M-6 y M-10) pequeñas, en el contenido de ilita, paragonita y clorita más caolinita.
- Niveles M-12 a M-24: aquí los porcentajes son aproximadamente constantes. Las inflexiones son mínimas y las diferencias de contenidos son más graduales.
- En general, la ilita, paragonita y clorita más caolinita, varían en el mismo sentido.
- Se observa un aumento de ilita en los niveles superiores de la columna. La paragonita se mantiene aproximadamente constante con un valor máximo del 16%. La clorita más caolinita presenta unos márgenes de variación no muy grandes y en conjunto aumenta hacia el techo de la serie. La montmorillonita evoluciona contra

riamente, y así encontramos mayores contenidos en los niveles cercanos al muro. Sus porcentajes oscilan entre 2 y 31.

Si comparamos ambas curvas, podemos concluir que:

- la illita existe en mucha mayor cantidad en la fracción de mayor tamaño. También abundan más, en dicha fracción, la paragonita y la clorita más caolinita. La montmorillonita, por el contrario, es mucho más abundante en la fracción de menor tamaño de grano.
- para ambas fracciones son válidas las tres zonas señaladas en la columna litológica y referidas en los comentarios anteriores.
- las variaciones de illita, paragonita y clorita más caolinita, se hacen, en ambos casos, en el mismo sentido, en general.

En el diagrama de la figura V. 125, se representa la composición mineralógica de las fracciones menores de 2 y entre 2 y 20 micras de las muestras estudiadas.

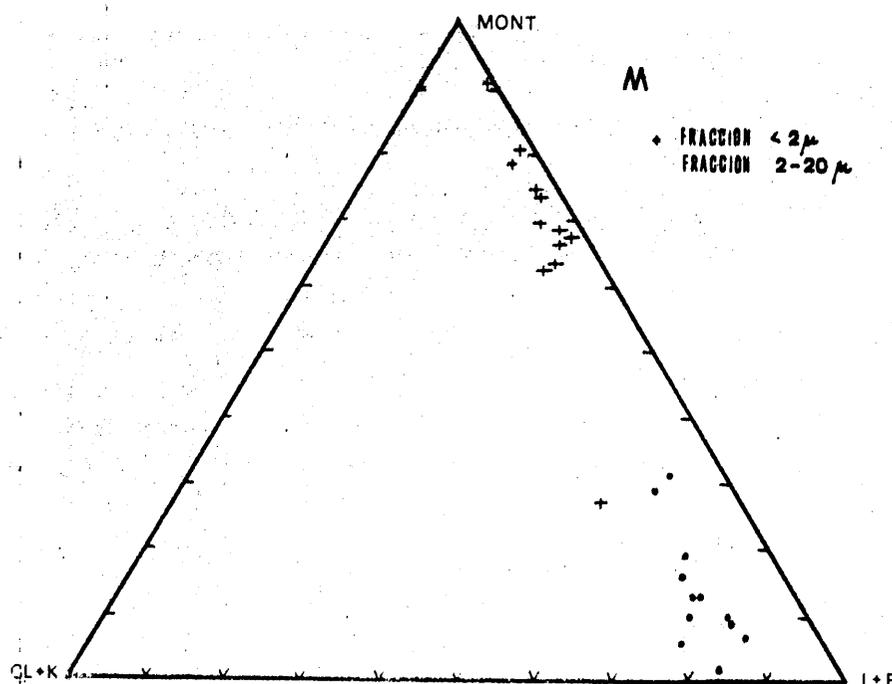


Fig. V. 125. Composición mineralógica de las fracciones menores de 2 y entre 2 y 20 micras.

Si analizamos dicho diagrama, se deduce:

- . existe una neta delimitación entre ambas fracciones, con la única excepción de la fracción menor de 2 micras del nivel M-15.
- . las fracciones menores de 2 micras delimitan una nube alargada - según la línea 100% Mont. --- 0% Mont., cuya dimensión máxima - oscila entre 62 y 90% de montmorillonita y la mínima entre 1 y - 8% de clorita más caolinita.
- . las fracciones entre 2 y 20 micras, aún apareciendo como más - dispersas, constituyen una banda de igual disposición que la an - terior. Sin embargo, en este caso la longitud máxima se enmarca entre el 2 y 31% de montmorillonita y la mínima entre el 7 y 18% de clorita más caolinita.
- . una cierta alineación de las muestras, más patente en la fracción menor de 2 micras, es común a ambas fracciones.

En la figura V. 126, se representa la variación de la relación minerales - de la arcilla heredados/idem. neoformados. De ella han de destacarse los siguientes hechos:

- . para las fracciones menores de 2 micras, esta relación presenta valores inferiores a la unidad en todos los casos excepto en los niveles M-8 (1, 50) y M-15 (2, 70).
- . las variaciones, por consiguiente, son suaves con la excepción - de estas dos muestras.
- . en las fracciones de tamaño entre 2 y 20 micras, dicha relación es superior siempre a 2, oscilando - los valores más frecuentes - entre 4 y 10. Únicamente existen tres niveles en los que este co - ciente alcance un valor superior a 10: M-24, M-16 y M-15.
- . para la fracción menor de 2 micras no se aprecia aumento o dis - minución de esta relación con referencia al techo o muro de la - serie. Por el contrario, en la de tamaño entre 2 y 20 micras pue - de asegurarse que, por encima del nivel M-12, todas las muestras presentan valores superiores a 6.
- . los valores extremos obtenidos son: 0, 11 y 2, 70 para los tamaños menores de 2 micras y 2, 22 y 49 para la fracción entre 2 y 20 - micras. No existe correlación entre los valores de ambas fracci - ones.

Las figuras V. 127. a V. 134. muestran las correlaciones existentes entre las parejas de minerales de la arcilla.

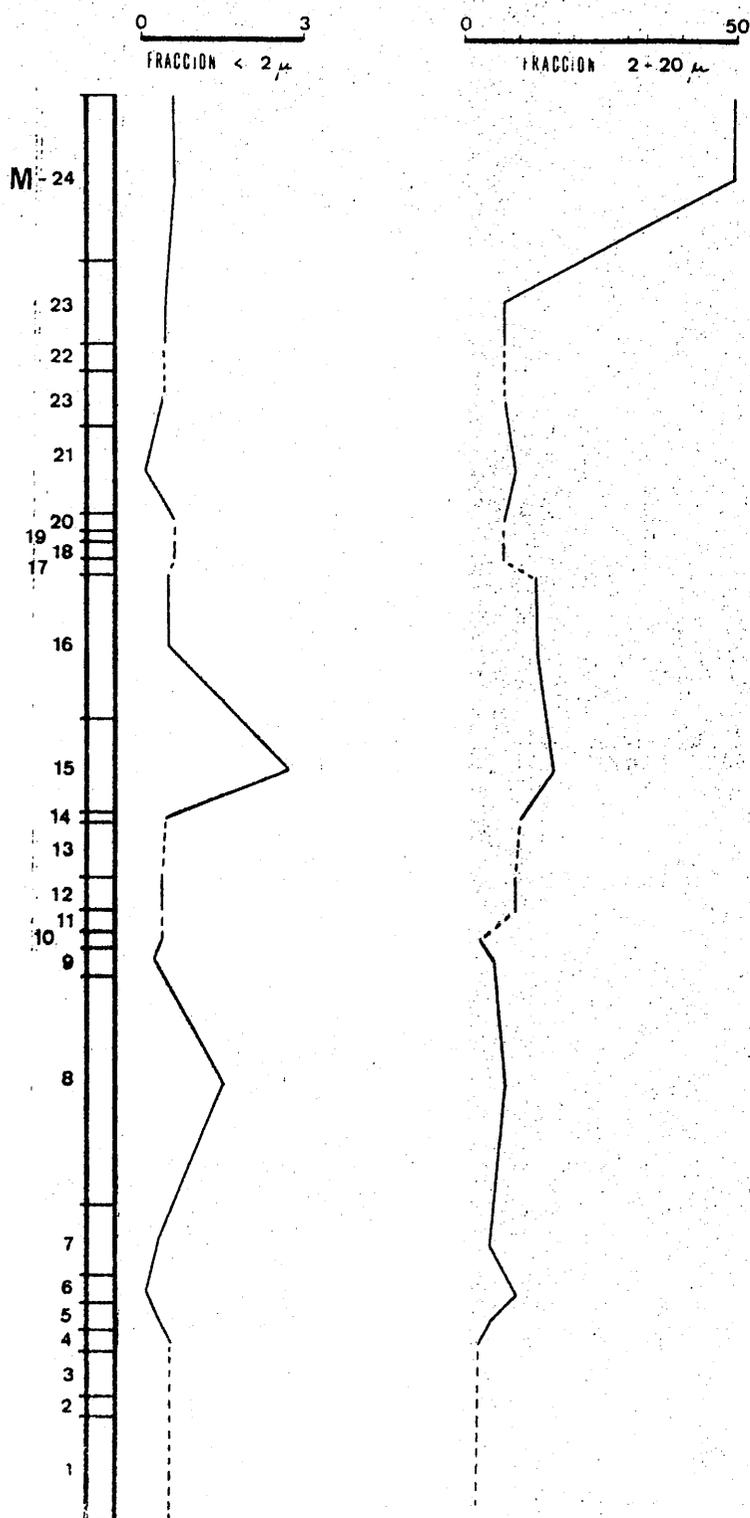


Fig. V. 126. Variación de la relación mineral de la arcilla heredados/idem. neoformados. Serie de Monachil.

CORRELACIONES LINEALES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

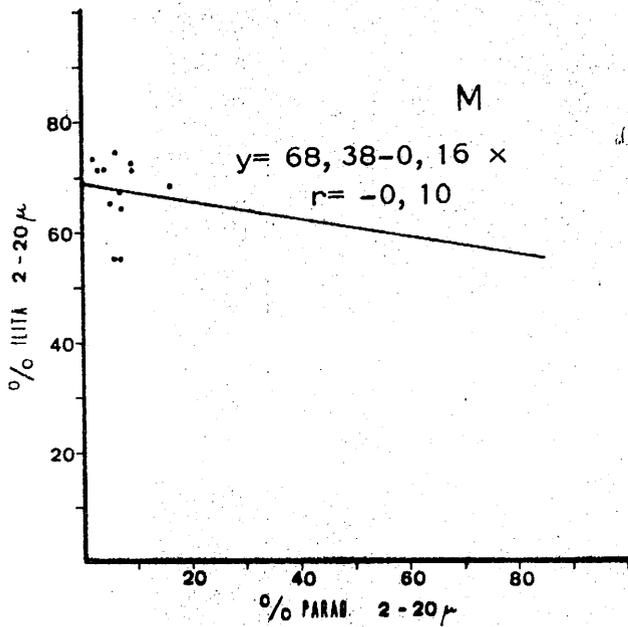


Fig. V. 127.

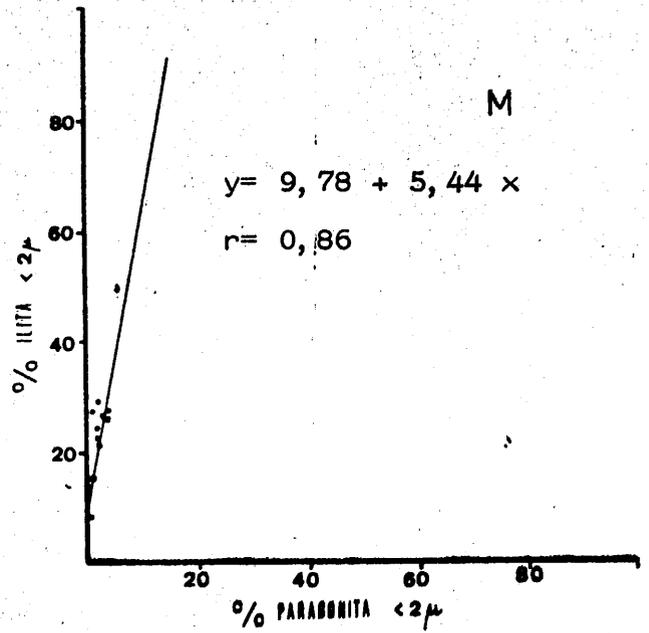


Fig. V. 128.

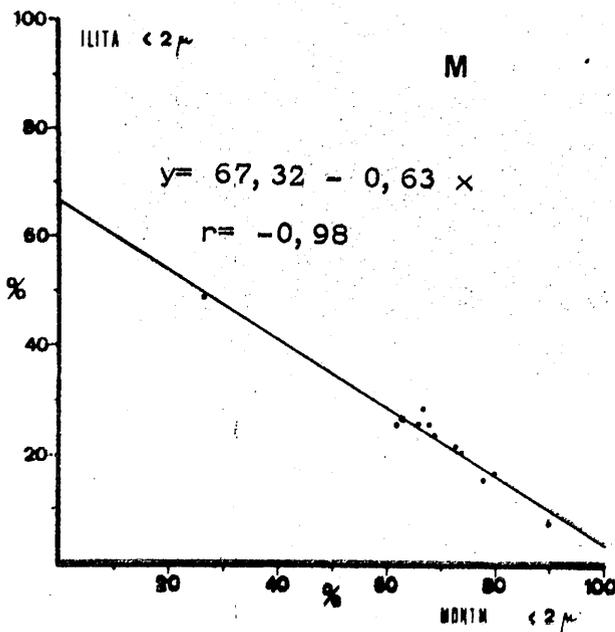


Fig. V. 129.

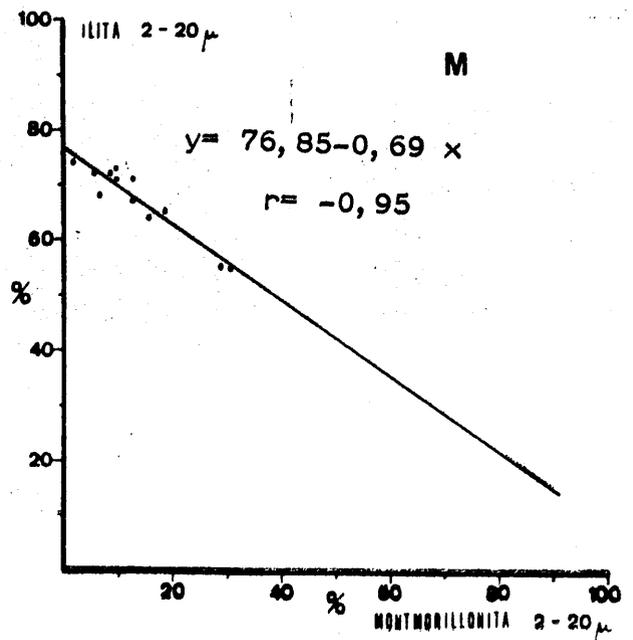


Fig. V. 130.

CORRELACIONES LINEALES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

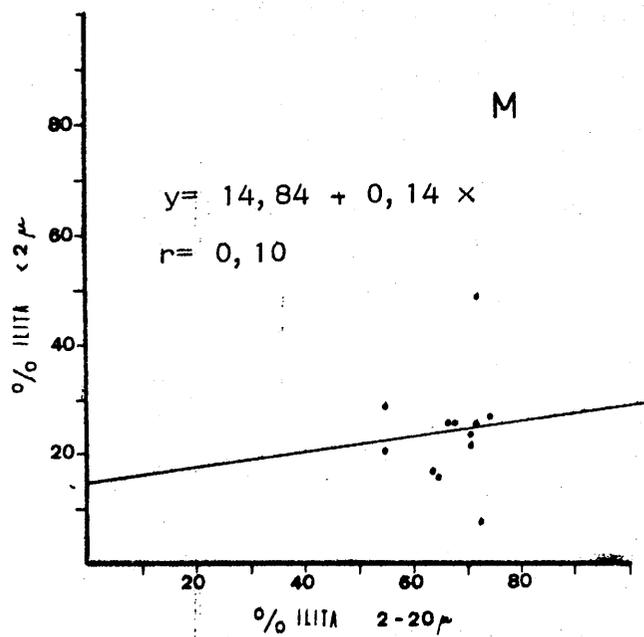


Fig. V. 131.

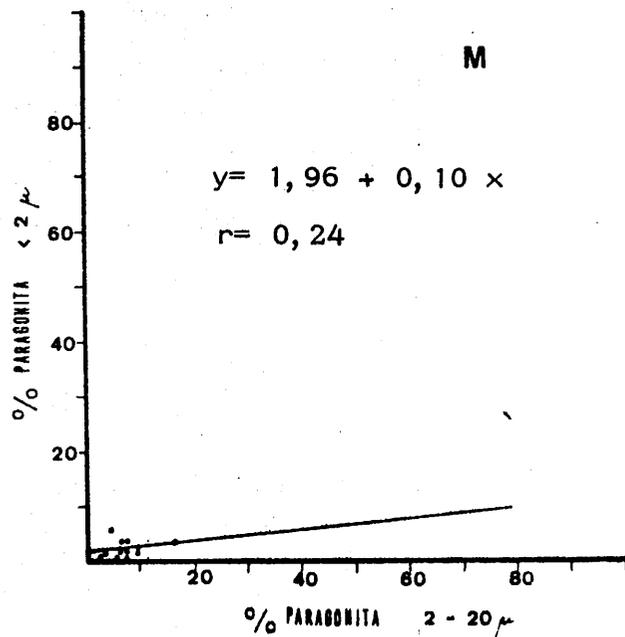


Fig. V. 132.

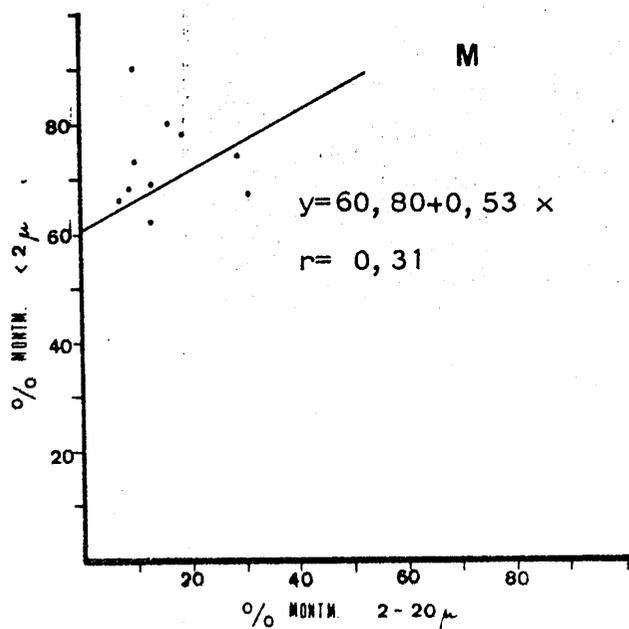


Fig. V. 133.

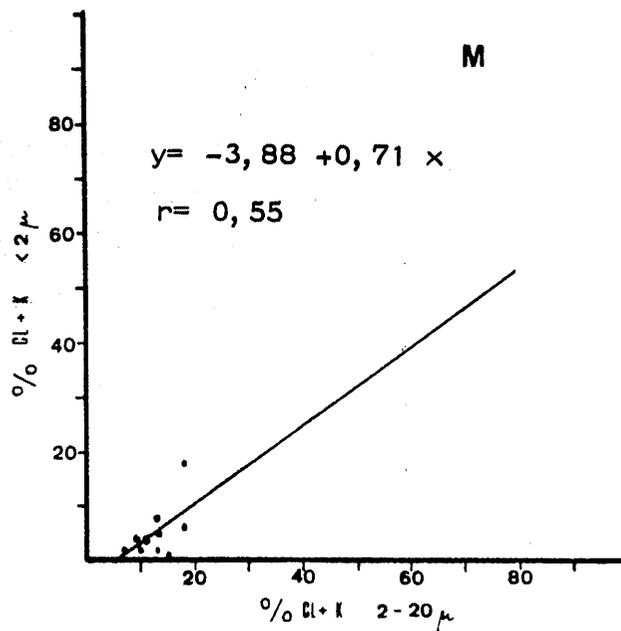


Fig. V. 134.

Se han medido los valores del parámetro b_o y de la reflexión (0010) de la illita en la matriz de los conglomerados y en niveles detríticos más finos, obteniéndose los resultados siguientes.

Tabla V. 98. Valores del parámetro b_o y de la reflexión (0010) de la illita

Muestra	b_o en A	(0010) A	Muestra	b_o en A	(0010) A
M-1	8,9994	s. d.	M-13	8,9940	s. d.
M-2	9,0084	s. d.	M-14	9,0126	1,9910
M-3	9,0042	s. d.	M-15	9,0126	1,9918
M-4	9,0126	1,9973	M-16	9,0162	1,9901
M-5	s. d.	1,9877	M-18	9,0084	1,9918
M-6	9,0126	1,9893	M-21	9,0162	s. d.
M-9	9,0126	1,9895	M-23	9,0084	1,9901
M-10	9,0018	1,9893	M-24	8,9862	s. d.
M-12	9,0150	1,9893			

Con estos datos se han obtenido los resultados siguientes.

Tabla V. 99. Composición (en átomos) de las illitas.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
M-1	s. d.	s. d.	7,32	0,39	0,32
M-2	s. d.	s. d.	6,94	0,57	0,53
M-3	s. d.	s. d.	7,12	0,48	0,43
M-4	11,77	4,23	6,77	0,65	0,63
M-5	14,30	1,70	s. d.	s. d.	s. d.
M-6	14,43	1,57	6,77	0,65	0,63
M-9	14,70	1,30	6,77	0,65	0,63
M-10	14,43	1,57	7,22	0,44	0,38
M-12	14,43	1,57	6,67	0,70	0,50
M-13	s. d.	s. d.	7,54	0,28	0,19
M-14	13,87	2,13	6,77	0,65	0,63
M-15	13,60	2,40	6,77	0,65	0,63
M-16	14,16	1,84	6,62	0,72	0,72
M-18	13,60	2,40	6,94	0,57	0,53
M-21	s. d.	s. d.	6,62	0,72	0,72
M-23	14,16	1,84	6,94	0,57	0,53
M-24	s. d.	s. d.	7,78	0,32	0,005

En función de la relación de intensidades de las reflexiones (004) y (002) se han obtenido los siguientes resultados referentes a contenidos en átomos de hierro.

Tabla V. 100. Contenido en átomos de hierro de la illita.

Muestra	I_{004}/I_{002}	% Fe_2O_3	% $Fe_2O_3 + 0,42 MgO$	Átomos de Fe
M-4	0,31	2,55	3,45	0,72
M-6	0,30	2,65	3,58	0,74
M-9	0,25	3,25	4,24	0,93
M-10	0,28	2,85	3,82	0,81
M-12	0,26	3,10	4,11	0,88
M-14	0,34	2,15	3,08	0,61
M-15	0,27	2,95	3,95	0,84
M-16	0,32	2,40	3,33	0,68
M-18	0,34	2,20	3,08	0,63
M-23	0,30	2,65	3,58	0,76
M-24	0,36	2,05	2,88	0,58

En general existe concordancia entre los resultados obtenidos por ambos métodos. No obstante, hay muestras en las que no son comparables ambos resultados.

Como características esenciales, se señalan también las que figuran en la tabla V. 101.

Tabla V. 101. Grado de paragonitización, índice Kubler y tamaño de partícula de la illita.

Muestra	Na/Na+K	I. Kubler (mm)	Tamaño de partícula(A)	Grado de metamorfismo
M-4	0	19	447	Epizona
M-5	0,28	s. d.	s. d.	s. d.
M-6	0,31	26	268	Anquizona-Epizona
M-9	0,36	26	268	Anquizona-Epizona
M-10	0,31	26	268	Anquizona-Epizona
M-12	0,31	25	287	Epizona
M-14	0,18	26	268	Anquizona-Epizona
M-15	0,13	33	201	Anquizona
M-16	0,25	36	268	Anquizona-Epizona
M-18	0,13	31	383	Epizona
M-23	0,25	26	268	Anquizona-Epizona
M-24	s. d.	20	403	Epizona

En la figura V. 135. se representa el histograma de frecuencia para las medidas del parámetro b_0 de la illita de la matriz, en esta serie.

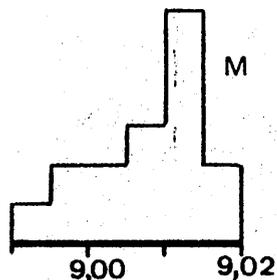


Fig. V. 135. Histograma de frecuencia del parámetro b_0 de la illita.

Como se observa:

- la gama de valores oscila entre 8,9900 y 9,0200.
- el máximo de frecuencia (muy neto) se encuentra entre 9,0100 y - 9,0150; le sigue los que están comprendidos entre 9,0050 y 9,0100; entre 9,00 y 9,0050 y entre 9,0150 y 9,0200. Por último, alguna muestra tiene b_0 don valores que oscilan entre 8,9850 y 9,0000.

En las cloritas han podido establecerse los siguientes resultados referentes a su composición y clasificación.

Tabla V. 102. Contenido en átomos de Si, Al, Fe de las cloritas de la matriz

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ / Fe ²⁺ + Mg
M-6	2,38	1,62	1,48	0,60	0	0,60	0,13
M-9	2,45	1,55	1,45	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
M-10	2,42	1,58	1,49	0,85	0,15	0,75	0,22
M-12	2,42	1,58	1,49	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
M-15	2,42	1,58	1,49	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
M-16	2,38	1,62	1,48	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
M-18	2,52	1,48	1,37	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
M-23	2,38	1,61	1,48	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
M-24	2,66	1,34	1,23	0,50	0	0,50	0,10

n. d. : no determinable

En los casos en que ha sido posible se ha determinado el tipo de clorita y su fórmula estructural.

Muestra M-6: $(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_{0,60}\text{Mg}_{3,92}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Muestra M-10: $(\text{Si}_{2,42}\text{Al}_{1,58})(\text{Fe}_1\text{Mg}_{3,51}\text{Al}_{1,49})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita-Ripidolita(FOSTER), Sheridanita-Ripidolita(HEY)

Muestra M-24: $(\text{Si}_{2,66}\text{Al}_{1,34})(\text{Fe}_{0,5}\text{Mg}_{4,27}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)

Montmorillonita. Este mineral constituye el componente primordial de la fracción menor de 2 micras, como ya se ha registrado en las tablas - que recogen los datos cuantitativos. El diagrama de difracción de casi todos los niveles presenta hasta el cuarto orden.

La determinación del índice de cristalinidad de Biscaye y el grado de hinchamiento proporcionan los resultados que se reúnen en la tabla - V. 103.

Tabla V. 103. Índice de Biscaye y grado de hinchamiento (en A) de la - montmorillonita.

Muestra	<2 micras		2-20 micras	
	V/P	G. H(A)	V/P	G. H. (A)
M-4	0,94	16,53	0,91	16,53
M-5	0,94	16,85	0,94	16,66
M-6	0,97	16,35	0,89	16,53
M-9	0,93	16,66	0,89	16,35
M-10	0,96	16,35	0,93	16,75
M-12	0,93	16,25	0,85	16,66
M-14	0,93	16,45	0,89	16,66
M-15	0,97	16,35	0,71	16,98
M-16	0,94	16,66	0,81	16,98
M-18	0,92	16,53	0,86	16,86
M-23	0,96	16,35	0,90	16,35
M-24	0,96	16,35	0,72	16,66

Del examen de esta tabla se extraen las siguientes consideraciones.

- Los valores de cristalinidad que se han obtenido, están, en ambas fracciones, muy próximos a la unidad, siendo siempre superiores en la fracción menor de 2 micras.
- las variaciones, en la fracción de menor tamaño, son prácticamente inexistentes. Los extremos son 0,90 y 0,97. La máxima frecuencia se sitúa entre 0,93 y 0,96.
- respecto a la fracción 2-20 micras ha de indicarse que existe un rango más amplio y así obtenemos valores desde 0,61 a 0,94. Los más frecuentes son los próximos a 0,90.
- el grado de hinchamiento es mayor -en general- en la fracción de mayor tamaño de grano.
- no se observa relación entre la cristalinidad y la posición en la columna litológica. Ello puede extrapolarse al grado de hinchamiento. Tampoco se observa relación entre la cristalinidad y el grado de hinchamiento.

Interestratificados.

En las fracciones entre 2 y 20 micras, en la mayoría de los niveles de este afloramiento, se sospechaba la presencia de interestratificados, debido a dos hechos, esencialmente:

- . aunque hinchan bien, los tratamientos con E.G. y D.M.S.O. dan espaciados ligeramente bajos.
- . al calentar a 550° C, bajo el supuesto de que el A.O. muestra una reflexión aproximadamente a 14 Å, aparecen claramente dos reflexiones: una a 14 Å y otra a 12 Å. El pico a 14 Å es asimétrico hacia ángulos más altos.

Dichas muestras se hicieron potásicas con objeto de comprobar la existencia o no de clorita y vermiculita (si existe vermiculita, después de hacerlas potásicas, el espaciado aparecerá a 10 Å). No obstante, después del calentamiento se encuentran (de nuevo) las reflexiones anteriormente citadas lo que descarta la presencia de vermiculita y nos pone en la línea de la presencia de interestratificados. Ha de recordarse que, como ya se ha indicado, la mineralogía de estas muestras (en cuanto se refiere a filosilicatos) es: clorita, caolinita, montmorillonita, illita y paragonita.

Los interestratificados que existen son del tipo clorita-montmorillonita. En todos los niveles su cantidad puede estimarse como indicios, excepto en el M-4 donde su porcentaje es superior a la suma clorita y caolinita. El comportamiento de estas muestras se resume en la tabla V.104. Las ideas relacionadas con la génesis se apuntan en el capítulo de Discusión de los resultados.

Tabla V. 104. Comportamiento de algunas reflexiones en M-5 y M-6

Muestra	A. O.	E. G.	D. M. S. O.	550° C	A. O. +K	A. O. +K+550° C
M-5		16, 85	18, 39	10	12, 30	10
	14, 96					12, 09
		14, 24	14, 24	13, 70	14, 10	13, 90
.....						
M-6		16, 85	18, 01	10	12, 60	10
	14, 01			11, 82		12, 44
		14, 01	14, 24	13, 50	14, 15	14, 01

V. 6. 4. 2. CANTOS.

El estudio óptico, en luz transmitida, ha conducido a establecer la siguiente mineralogía para los cantos de rocas, encontrados en esta serie.

	TIPOS DE ROCAS			
	1	2	3	4
Anfíboles				x
Carbonatos.....		x		x
Cloritas (5)	x	x	x	x
Cloritoide				x
Cuarzo	x	x	x	x
Epidotas				
Pistacita				x
Plagioclasas (Ab. -Olig.).....	x			x
Grafito			x	x
Granate				x
Menas metálicas.....				x
Oxidos y/o hidróx. de Fe..		x		x
Rutilo	x			x
Micas				
Biotita marrón.....	x		x	x
Micas incoloras.....	x	x	x	x
Titanita.....			x	x
Turmalina.....	x			x
Zircón.....				x

1, Cuarzitas; 2, Mármoles; 3, Míccitas; 4, Míccasquístos

La figura V. 136. representa la distribución de los diversos tipos de rocas a lo largo de la columna litológica.

(5) Se estudian por difracción de rayos X.

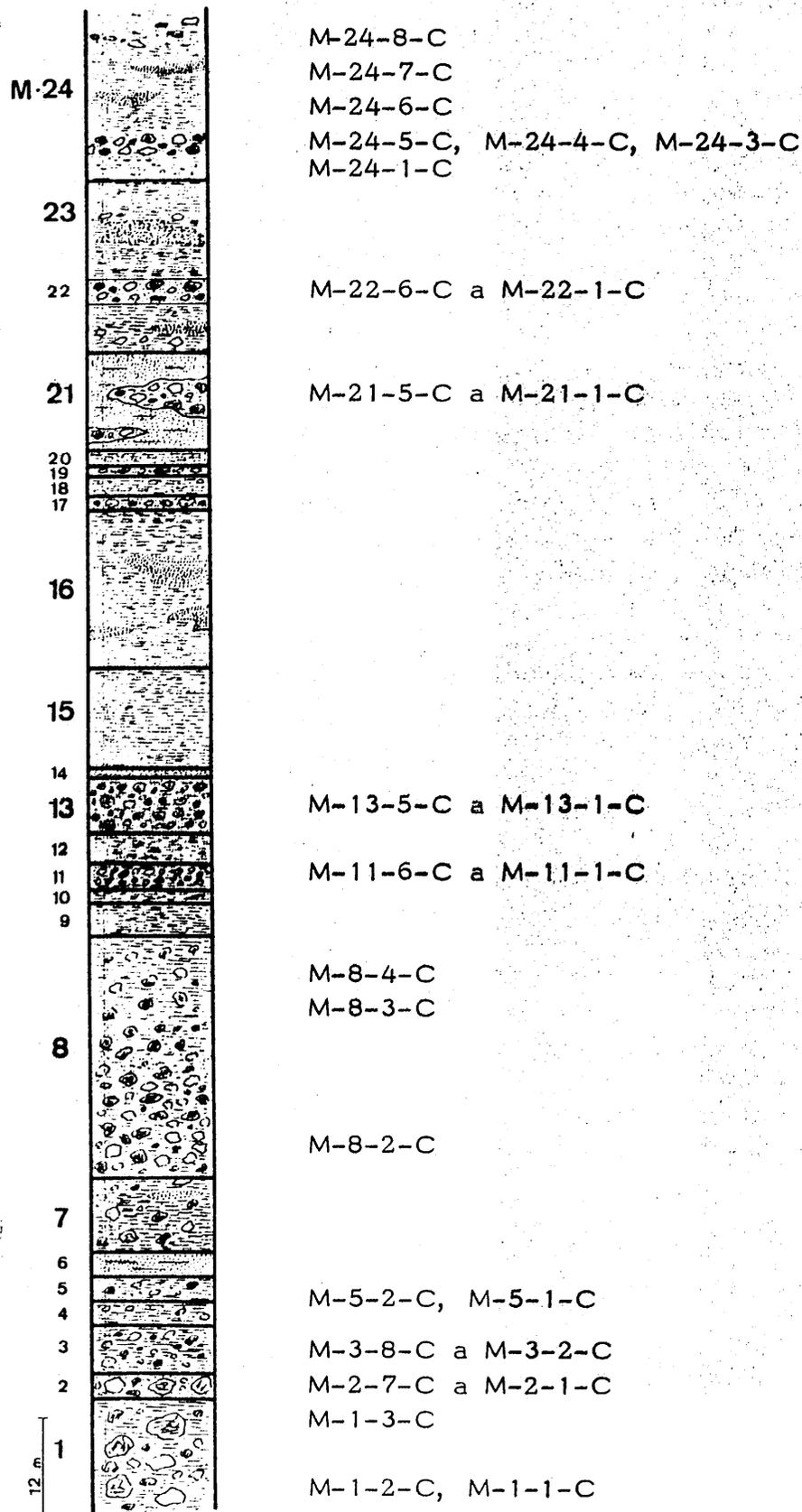


Fig. V. 136. Distribución de las muestras de los cantos de rocas en la columna litológica.

El estudio mineralógico detallado de los cantos de las rocas ha permitido llegar a los siguientes tipos de rocas:

<u>Muestra</u>	<u>Tipo de roca</u>
M-24-8-C	Micasquisto con epidota y granate
M-24-7-C	Micasquisto con biotita y granate
M-24-6-C	Micasquisto con granate y turmalina
M-24-5-C	Micasquisto grafitoso con granate
M-24-4-C	Micasquisto con cloritoide
M-24-3-C	Micasquisto grafitoso con biotita y granate
M-22-6-C	Cuarcita micácea
M-22-5-C	Micasquisto grafitoso con granate
M-22-4-C	Micasquisto con granate
M-22-3-C	Micasquisto grafitoso con biotita, cloritoide y granate
M-22-2-C	Micasquisto con biotita y cloritoide
M-22-1-C	Micasquisto grafitoso con granate
M-21-5-C	Micasquisto feldespático con granate
M-21-4-C	Micasquisto feldespático
M-21-3-C	Micasquisto grafitoso con granate y biotita
M-21-1-C	Micasquisto grafitoso con biotita y granate
M-13-5-C	Micasquisto grafitoso con biotita y cloritoide
M-13-4-C	Micasquisto con epidota y turmalina
M-13-3-C	Micasquisto grafitoso con biotita
M-13-1-C	Micasquisto grafitoso con biotita y granate
M-11-6-C	Micasquisto con anfibol y granate
M-11-5-C	Micasquisto grafitoso con biotita
M-11-4-C	Micasquisto con turmalina
M-11-3-C	Mármol
M-11-2-C	Micasquisto grafitoso con biotita
M-11-1-C	Micasquisto grafitoso con biotita
M-8-4-C	Micasquisto grafitoso con granate y biotita
M-8-3-C	Micasquisto con biotita y turmalina
M-8-2-C	Micasquisto grafitoso con granate y biotita
M-8-1-C	Micacita
M-5-2-C	Micasquisto con granate y biotita
M-5-1-C	Micasquisto con granate y turmalina
M-3-8-C	Micasquisto con biotita
M-3-7-C	Micasquisto con turmalina
M-3-6-C	Micasquisto con granate y turmalina

M-3-5-C	Micasquisto grafitoso con biotita
M-3-4-C	Micasquisto con granate y epidota
M-3-3-C	Micasquisto con granate y biotita
M-3-2-C	Cuarcita micácea con turmalina
M-2-7-C	Micasquisto con granate y biotita
M-2-6-C	Micasquisto grafitoso con biotita
M-2-5-C	Micasquisto granatífero
M-2-4-C	Micasquisto epidótico
M-2-3-C	Micasquisto grafitoso con epidota
M-2-1-C	Micasquisto grafitoso con biotita
M-1-3-C	Micasquisto con granate y turmalina
M-1-2-C	Micasquisto grafitoso con biotita
M-1-1-C	Micasquisto epidótico

Moscovitas. En la tabla V. 105. se resumen los resultados obtenidos en diversas medidas de parámetros de interés cristalográfico de las moscovitas y de las paragonitas.

La figura V. 137. representa un histograma de frecuencia que muestra los valores de b_0 encontrados en la moscovita.

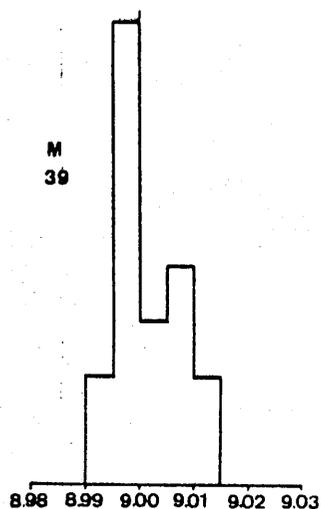


Fig. V. 137. Histograma de frecuencia de b_0 en moscovitas de los cantos de rocas.

Como datos más significativos que se desprenden del análisis de dicha figura resaltamos que:

- existe un máximo, muy bien definido entre 8,9950 y 9,00.
- Sigue en abundancia las muestras cuyos b_0 oscilan entre 9,0050 y 9,0100.
- el rango de valores es pequeño comparado con otras series.

Tabla V. 105. Datos sobre la moscovita y paragonita de los cantos de rocas.

Muestra	b _o moscovita	b _o paragonita	2θ(0010)M-P	(0010)M
M-1-1-C	8,9952	8,8842	1,60	1,9910
M-1-2-C	8,9982	8,8818	1,60	1,9901
M-1-3-C	8,9982	s. d.	s. d.	s. d.
M-2-1-C	8,9952	8,8752	1,80	1,9918
M-2-2-C	9,0006	8,8830	1,76	1,9918
M-2-4-C	8,9994	8,8788	1,74	1,9910
M-2-5-C	8,9994	8,8866	1,50	1,9852
M-2-6-C	8,9964	8,8830	1,62	1,9901
M-2-7-C	8,9994	8,8878	1,70	1,9901
M-3-3-C	9,0084	8,8830	1,80	1,9918
M-3-4-C	9,0084	8,8890	1,55	1,9877
M-3-5-C	9,0096	8,8830	1,60	1,9860
M-3-6-C	9,0072	8,8818	1,57	1,9877
M-3-7-C	8,9916	8,8866	1,70	1,9918
M-3-8-C	8,9952	8,8818	1,70	1,9918
M-5-1-C	8,9916	8,8854	1,60	1,9877
M-5-2-C	8,9994	8,8806	1,71	1,9918
M-8-2-C	9,0111	8,8866	1,70	1,9918
M-8-3-C	9,0042	8,8854	1,68	1,9918
M-8-4-C	8,9928	8,8806	1,55	1,9918
M-11-1-C	8,9928	8,8830	1,67	1,9918
M-11-5-C	8,9964	8,8818	1,70	1,9877
M-11-6-C	8,9994	8,8806	1,65	1,9877
M-13-3-C	8,9952	8,8818	1,67	1,9918
M-13-4-C	8,9850	8,8830	1,62	1,9901
M-13-5-C	9,0042	8,8788	1,70	1,9910
M-21-3-C	9,0042	8,8908	1,69	1,9910
M-22-1-C	8,9994	8,8806	1,78	1,9926
M-22-2-C	9,0060	8,8806	1,70	1,9918
M-22-3-C	8,9982	8,8764	1,71	1,9910
M-22-4-C	9,0111	8,8854	1,70	1,9877
M-22-5-C	9,0042	s. d.	s. d.	s. d.
M-22-6-C	9,0042	8,8776	1,71	1,9918
M-24-1-C	9,0084	8,8842	1,65	1,9877
M-24-3-C	9,0126	8,8932	s, 60	1,9860
M-24-5-C	9,0030	8,8908	1,65	1,9885
M-24-6-C	8,9994	8,8830	1,60	1,9877
M-24-7-C	9,0072	8,8842	1,71	1,9910
M-24-8-C	9,0030	s. d.	s. d.	s. d.

Comparando este histograma con los valores que presentan las illitas de la matriz, se obtienen las siguientes diferencias:

- la gama de valores es ligeramente más amplia en la matriz.
- las micas de los cantos presentan el máximo en valores de b_o más bajos que los de la matriz.
- tampoco coinciden los valores cuya frecuencia constituyen segundos máximos en los histogramas.
- la forma de los histogramas es muy diferente.

En la tabla V. 106, se reúnen los datos sobre contenidos en átomos de Si, Al, Fe y Mg de las moscovitas de los cantos de rocas.

Tabla V. 106. Contenido en átomos de Si, Al, Fe y Mg de las moscovitas de los cantos de rocas.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
M-1-1-C	14,16	1,84	7,49	0,30	0,22
M-1-2-C	14,16	1,84	7,37	0,36	0,29
M-2-1-C	13,60	2,40	7,49	0,30	0,22
M-2-2-C	13,60	2,40	7,27	0,41	0,35
M-2-4-C	14,16	1,84	7,32	0,39	0,32
M-2-5-C	15,80	0,20	7,32	0,39	0,32
M-2-6-C	14,16	1,84	7,44	0,33	0,25
M-2-7-C	14,16	1,84	7,32	0,39	0,32
M-3-3-C	13,60	2,40	6,94	0,57	0,53
M-3-4-C	14,96	1,04	6,94	0,57	0,53
M-3-5-C	15,53	0,47	6,89	0,59	0,56
M-3-6-C	14,96	1,04	6,99	0,54	0,50
M-3-7-C	13,60	2,40	7,64	0,23	0,13
M-3-8-C	13,60	2,40	7,49	0,30	0,22
M-5-1-C	14,96	1,04	7,64	0,23	0,13
M-5-2-C	13,60	2,40	7,32	0,39	0,32
M-8-2-C	13,60	2,40	7,12	0,48	0,42
M-8-3-C	13,60	2,40	7,59	0,26	0,16
M-8-4-C	13,60	2,40	7,59	0,26	0,16
M-11-1-C	13,60	2,40	6,94	0,57	0,53
M-11-5-C	14,96	1,04	7,44	0,43	0,25
M-11-6-C	14,96	1,04	7,32	0,39	0,32
M-13-3-C	13,60	2,40	7,49	0,30	0,22
M-13-4-C	14,16	1,84	7,92	0,10	0,00
M-13-5-C	14,16	1,84	7,12	0,48	0,43
M-21-3-C	13,86	2,14	7,12	0,48	0,43
M-22-1-C	13,37	2,67	7,32	0,39	0,32
M-22-2-C	13,60	2,40	7,04	0,52	0,48
M-22-3-C	13,86	2,14	7,37	0,36	0,29
M-22-4-C	14,96	1,04	6,83	0,62	0,60
M-22-6-C	13,60	2,40	7,12	0,48	0,43
M-24-1-C	14,96	1,04	6,94	0,57	0,53
M-24-3-C	15,53	0,47	6,77	0,65	0,63
M-24-5-C	14,70	1,30	7,17	0,46	0,40
M-24-6-C	14,96	1,04	7,32	0,39	0,32
M-24-7-C	13,96	2,14	6,99	0,54	0,50

Mediante las relaciones I_{004}/I_{002} se han obtenido los siguientes resultados (tabla V. 107).

En los casos en que son comunes las muestras ha podido comprobarse una plena coincidencia entre los valores alcanzados por ambos métodos. Las micas de la matriz (ilita) y de los cantos de rocas (moscovita) ofrecen las siguientes diferencias, además de las ya señaladas para los b_0 .

- contenidos más elevados en Fe y Mg en la matriz.
- grado de paragonitización ligeramente superior en la matriz.

Tabla V. 107. Contenido en átomos de hierro de las moscovitas de los cantos de rocas.

Muestra	1 ₀₀₄ /1 ₀₀₂	% Fe ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃ -0,42MgO	Átomos de Fe
M-2-1-C	0,48	0,90	1,60	0,26
M-2-2-C	0,40	1,60	2,47	0,46
M-2-6-C	0,41	1,55	2,34	0,44
M-3-3-C	0,35	2,20	3,08	0,63
M-3-6-C	0,41	1,55	2,34	0,44
M-5-2-C	0,40	1,60	2,47	0,46
M-8-1-C	0,38	1,75	2,63	0,50
M-8-2-C	0,33	2,30	2,96	0,66
M-11-5-C	0,36	2,05	2,88	0,58
M-11-6-C	0,38	1,75	2,63	0,50
M-13-4-C	0,38	1,75	2,63	0,50
M-13-5-C	0,39	1,60	2,46	0,46
M-21-1-C	0,33	2,30	2,96	0,66
M-21-3-C	0,30	2,65	3,58	0,76
M-22-2-C	0,39	1,60	2,46	0,46
M-22-6-C	0,32	2,30	2,96	0,66
M-24-1-C	0,32	2,30	2,96	0,76
M-24-8-C	0,42	1,30	2,20	0,40

La tabla V. 108, resume los datos referentes a grado de paragonitización y cristalinidad (Índice de Kubler) de las moscovitas.

Tabla V. 108. Índice de Kubler y grado de paragonitización de las moscovitas de los cantos de rocas.

Muestra	I. Kubler (mm)	Na/Na+K	Muestra	I. Kubler (mm)	Na/Na+K
M-1-1-C	12	0,25	M-11-1-C	13	0,13
M-1-2-C	14	0,25	M-11-5-C	13	0,42
M-2-1-C	13	0,13	M-11-6-C	12	0,42
M-2-2-C	13	0,13	M-13-3-C	12	0,13
M-2-4-C	13	0,25	M-13-4-C	13	0,25
M-2-5-C	13	0,60	M-13-5-C	13	0,25
M-2-6-C	10	0,25	M-21-1-C	12	0,20
M-2-7-C	14	0,25	M-21-3-C	15	0,18
M-3-3-C	15	0,13	M-22-1-C	14	0,07
M-3-4-C	16	0,32	M-22-3-C	13	0,18
M-3-6-C	10	0,32	M-22-4-C	13	0,42
M-3-7-C	11	0,22	M-22-6-C	13	0,13
M-3-8-C	13	0,13	M-24-1-C	12	0,42
M-5-1-C	13	0,13	M-24-3-C	12	0,54
M-5-2-C	12	0,42	M-24-5-C	13	0,36
M-8-1-C	13	0,13	M-24-6-C	13	0,42
M-8-2-C	13	0,20	M-24-7-C	14	0,18

En el caso de las cloritas se ha podido comprobar el tipo en las muestras M-2-6-C (micasquisto grafitoso con biotita), M-3-7-C (micasquisto con turmalina), M-5-2-C (micasquisto con granate y biotita), M-11-5-C (micasquisto grafitoso con biotita) y M-22-6-C (cuarcita micácea). En otras dos muestras sólo han podido hallarse los contenidos en Si y Al,

Los resultados se reúnen en la tabla siguiente.

Tabla V. 109. Datos sobre las cloritas de los cantos de rocas.

Muestra:	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ / Fe ²⁺ +Mg
M-2-6-C	2,66	1,34	1,23	1,00	0,70	0,75	0,35
M-3-7-C	2,79	1,21	1,07	0,70	0,00	1,05	0,14
M-5-2-C	2,79	1,21	1,07	1,05	0,45	0,75	0,30
M-8-2-C	2,79	1,21	1,07	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
M-8-4-C	2,90	1,10	0,97	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
M-11-5-C	2,66	1,34	1,23	0,60	0,00	0,70	0,12
M-22-3-C	2,66	1,34	1,23	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
M-22-6-C	2,38	1,62	1,48	0,92	0,23	0,68	0,25

n. d.: no determinable

De acuerdo con estos datos se han establecido sus fórmulas estructura - les y hallado el tipo de clorita.

Muestra M-2-6-C: $(\text{Si}_{2,66}\text{Al}_{1,34})(\text{Fe}_{1,70}\text{Mg}_{3,07}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Ripidolita (FOSTER), Ripidolita (HEY)

Muestra M-3-7-C: $(\text{Si}_{2,79}\text{Al}_{1,21})(\text{Fe}_{0,70}\text{Mg}_{4,23}\text{Al}_{1,07})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita-Clinocloro (FOSTER), Sheridanita (HEY)

Muestra M-5-2-C: $(\text{Si}_{2,79}\text{Al}_{1,21})(\text{Fe}_{1,50}\text{Mg}_{3,43}\text{Al}_{1,07})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Ripidolita-Brunsvigita(FOSTER), Ripidolita (HEY)

Muestra M-11-5-C: $(\text{Si}_{2,66}\text{Al}_{1,34})(\text{Fe}_{0,60}\text{Mg}_{4,17}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)

Muestra M-22-6-C: $(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_{1,15}\text{Mg}_{3,37}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Si se comparan las cloritas de los cantos de rocas y de la matriz (con - referencia a la clasificación de FOSTER), se observa:

- en los cantos aparecen términos en los que la relación Fe/Fe+Mg es más elevada.
- en los cantos de roca existen tipos de cloritas más ricas en Si (Sheridanita-Clinocloro).
- en los cantos de roca hay cloritas en las que encontramos mayor contenido en Si y una relación Fe/Fe+Mg más elevada (Ripidolita-Brunsvigita).

Las figuras V. 138. y V. 139. se han construido con los datos de la tabla V. 105. y mediante ellas tratamos de asignar los cantos de las rocas a - las diferentes unidades del complejo de Sierra Nevada.

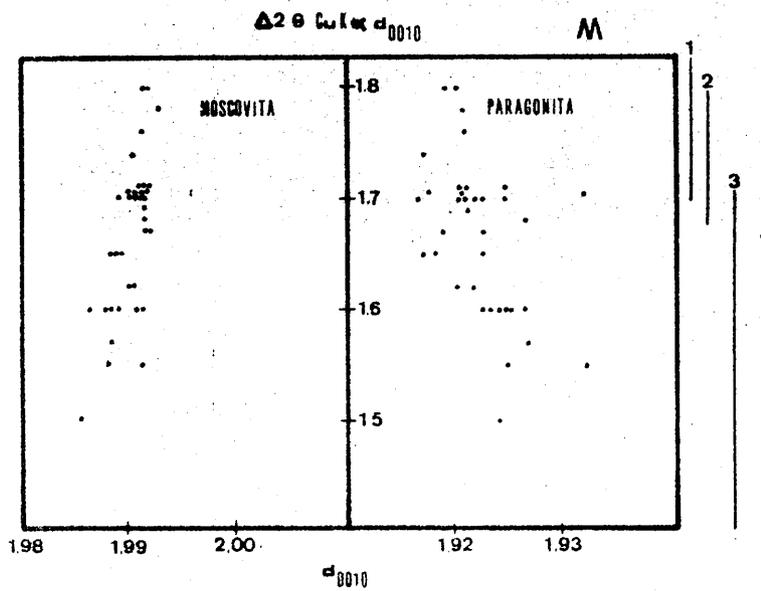


Fig. V. 138. Variación del espaciado basal de la moscovita y paragonita en función del incremento angular de la reflexión (0010).

1. Manto del Veleta
2. Filitas alpujárrides
3. Unidad de la Caldera
4. Unidad de las Sabinas

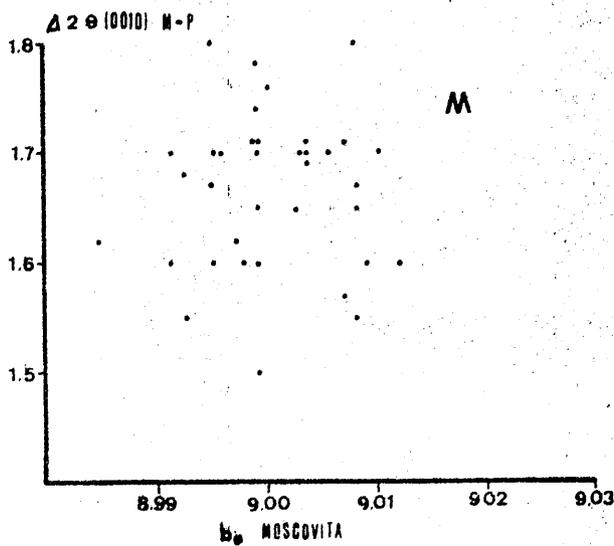


Fig. V. 139. Relación entre el incremento de la reflexión (0010)M-P y los valores de b_0 en la moscovita.

El examen de las mismas pone de relieve:

- . Escasa dispersión en los valores del parámetro b_0 y de la reflexión (0010) en las moscovitas. En las paragonitas, las muestras ocupan una zona más amplia.
- . El mayor número de muestras se sitúa alrededor de valores - del incremento angular de la (0010) $M-P = 1,70$
- . Existen muestras con valores superiores a 1,70; en algunos - casos alcanzan hasta 1,80.
- . Por consiguiente, en este afloramiento, los cantos de las rocas se agrupan del siguiente modo:
 - . una serie de ellos de indudable pertenencia a las unidades de Caldera y/o Sabinas (manto del Mulhacén).
 - . los que presentan valores entre 1,68 y 1,71 pueden corresponder al manto del Mulhacén o al del Veleta. Se - descarta la pertenencia a unidades apujárrides.
 - . una serie de cantos de indudable pertenencia al manto - del Veleta: los que ofrecen valores superiores a 1,71.

V. 7. AFLORAMIENTO DE BALZAIN.

V. 7. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO.

Este afloramiento se encuentra situado en el cuadrante NE de la hoja topográfica del Padul (1026), escala 1:50.000 y cuya localización y encuadre geológico se resumen en la figura V.140.

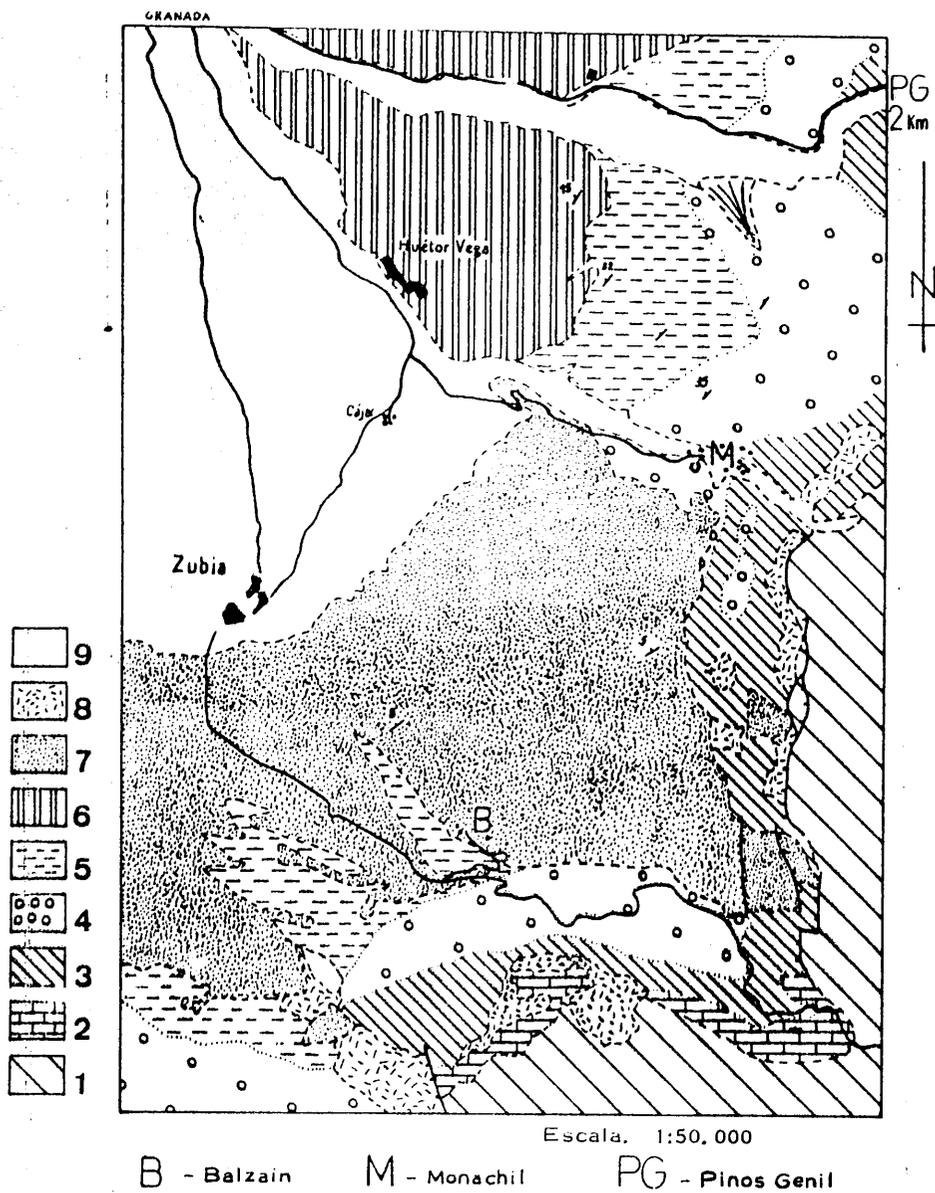
La "Block formation" se sitúa en las inmediaciones, al Sur, del cortijo de Balzaín y presenta una forma lenticular, alargada según la dirección E-W. El acceso al mismo se hace a través de la carretera que va desde La Zubia al canal de La Espartera y que pasa por la Fuente del Hervidero. Dicho afloramiento está recubierto, en gran parte, por una espesa vegetación, constituida por pinos de modo que el muestreo se hizo aprovechando las trincheras de las carreteras y caminos, así como los pequeños barrancos. Utilizamos como vías de muestreo los barrancos de Gil-López y de Corvales y el camino que va al cortijo de Parejo. La dirección medida en estos materiales es N 65° E y buzamiento de 12° NW.

La "Block formation" contacta, en su parte sur y sureste, con las lutitas con Dentalium; en la zona N. lo hace discordantemente con los conglomerados de La Zubia (Cuaternario) y con las lutitas micáceas con niveles de conglomerados o areniscas y lignitos (Tortonense-Messiniense).

V. 7. 2. DESCRIPCION DE LA COLUMNA LITOLOGICA. SITUACION DE LAS MUESTRAS.

De muro a techo se han distinguido los siguientes niveles (fig. V.141.).

<u>Muestra</u>	<u>Descripción</u>
B-1	Conglomerado de cantos escasos y tamaño medio y fino. Homometría muy patente. La matriz la constituyen areniscas y arenas muy abundantes, de forma que podría decirse, con mayor corrección, que estamos ante un nivel de areniscas y arenas que con-



LEYENDA. - 1. - Sustrato Bético. - 2. Areniscas calcáreas y conglomerados (Tortonense). - 3. Lutitas con *Dentallium* (Tortonense-Messiniense). - 4. Conglomerados heterométricos (Blockformation-Formación de Pinos Genil) (Tortonense-Messiniense). - 5. Lutitas micáceas grisáceas con niveles de conglomerados o areniscas y lignitos, según los sectores (Tortonense-Messiniense). - 6. Conglomerados de la Alhambra (Plioceno-Pleistoceno). - 7. Conglomerados de la Zubia (Cuaternario). - 8. Pié de monte (Cuaternario). - 9. Aluvial (Cuaternario). -

Fig. V. 140. Situación geográfica y geológica. (Cartografía y leyenda de Sanz de Galdeano).

tiene cantos de rocas. Color beig.

- B-2 Conglomerado con matriz abundante y color grís. Los cantos de rocas no son muy abundantes; predominan los de tamaños fino y medio; existen algunos de grandes dimensiones (máximo de 50 cms.). Abundantes óxidos de hierro.
- B-3 Nivel de conglomerados de color grís, con algunos lentes de color rojo y matriz abundante. Los cantos de rocas son de todos los tamaños lo que implica una patente heterometría.
- B-4 Corresponde a un nivel de areniscas con cantos de tamaños muy pequeños (máximo de 6 cms.).

A partir de este nivel se repiten los descritos con las siglas B-3 y B-4 de la siguiente manera. El nivel de areniscas con cantos de rocas (B-4) aparece por primera vez hacia la mitad de la serie con un espesor de 40 cms. e intercalado en el nivel B-3 (conglomerados) de aproximadamente 13 metros de potencia. A medida que nos acercamos al techo de la columna litológica se observa una situación tal que el nivel de areniscas (B-4) aumenta su potencia (1 metro, 4 metros) a la vez que disminuye la del conglomerado B-3 (2 metros, 1 metro). Ello produce la impresión que, de la situación inicial en que las areniscas se intercalaban en el conglomerado, se ha pasado a una situación inversa de forma que el conglomerado aparece intercalado en un potente nivel de areniscas de color beig.

V. 7. 3. MINERALOGIA.

V. 7. 3. 1. MATRIZ.

V. 7. 3. 1. 1. Mineralogía global. Por difracción de rayos X se han distinguido los siguientes minerales.

- Muestra B-1: Caolinita, clorita, cuarzo, montmorillonita, moscovita y paragonita.
- Muestra B-2: Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, interestratificados, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- Muestra B-3: Caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, interestratificados, montmorillonita, moscovita, paragonita.
- Muestra B-4: Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, interestratificados?, montmorillonita, moscovita, paragonita.

El análisis cuantitativo ha dado los siguientes resultados (tabla V. 110), (1).

Tabla V. 110. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo.

Muestra	Cuarzo	Minerales laminares
B-1	74	26
B-2	36	64
B-3	48	52
B-4	38	62

Con estos datos se ha construido la figura V. 141. en la que se representan los diversos contenidos y su variación a lo largo de la columna litológica. Podemos destacar:

- el cuarzo presenta un máximo contenido en B-1 con una disminución importante de su contenido en los restantes niveles. Muy similares son los porcentajes en B-2 y B-4. Algo más diferentes, en B-3 (conglomerados).
- los minerales laminares presentan variaciones contrarias a las comentadas para el cuarzo.
- en general, las oscilaciones no son bruscas ni importantes - cuantitativamente, si exceptuamos la del nivel B-1.

(1) Los porcentajes que figuran en la tabla V. 110. corresponden a la media de los niveles con idénticas siglas ya que las variaciones, entre ellos, son muy pequeñas, sin que exista una norma respecto al porcentaje de minerales y su posición en la serie. Por ello, se consideran más representativos los contenidos medios.

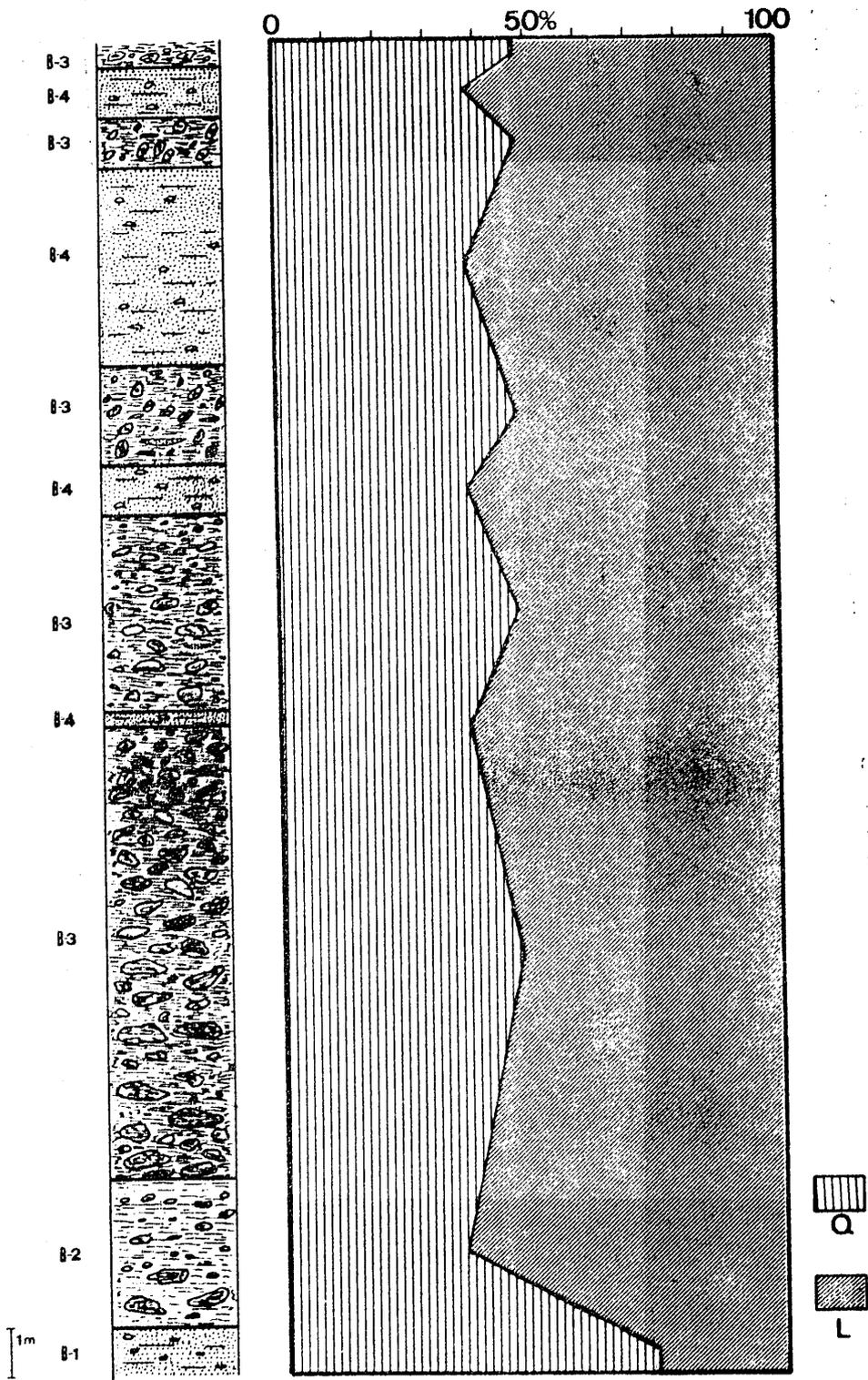


Fig. V. 141. Composición mineralógica de la columna de Balzaín.

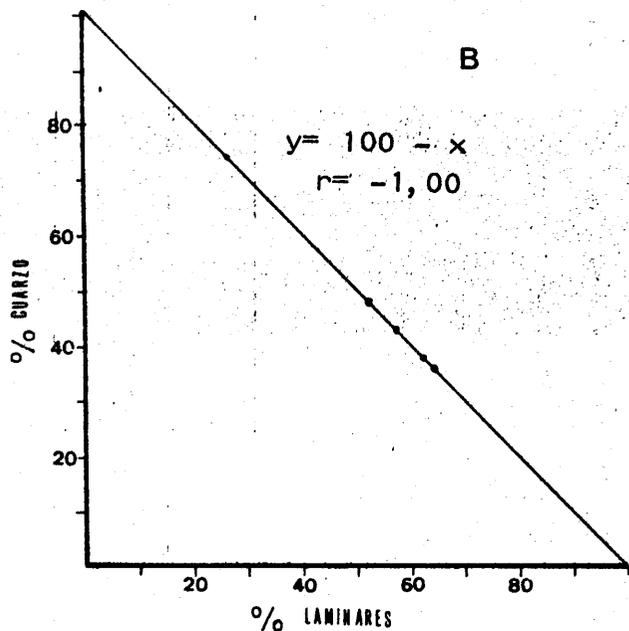


Fig.V. 142. Correlación entre los contenidos de cuarzo y minerales laminares

En la figura anterior se ha establecido la correlación existente entre las cantidades de cuarzo y minerales laminares.

La figura V. 143. representa -en un diagrama triangular- la composición mineralógica de los niveles de la serie.

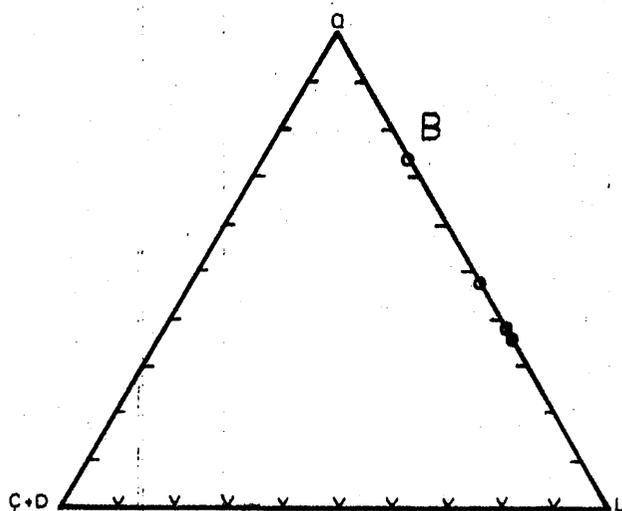


Fig. V. 143. Composición mineralógica de los niveles de esta serie.

La figura V. 144. corresponde a las relaciones cuarzo/minerales laminares y carbonatos (cuarzo+minerales laminares). La primera presenta un perfil de variaciones suaves excepto en el nivel B-1. Los valores son 2,84- en B-1; 0,56 en B-2; 0,93 en B-3 y 0,61 en B-4. El segundo cociente es cero en todos los casos.

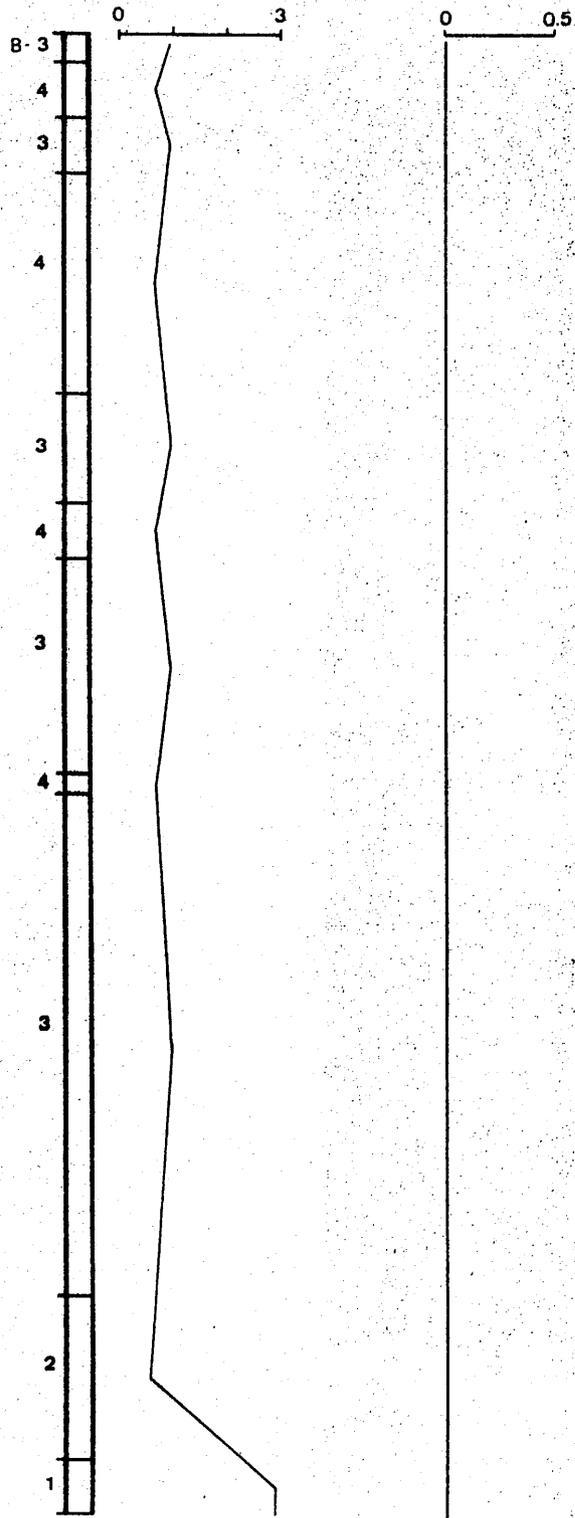


Fig. V. 144. Variación de las relaciones Q/L (gráfica izquierda) y Carbonatos/(Q+L) (gráfica de recha).

V. 7. 3. 1. 2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras.

Por difracción de rayos X se han determinado y cuantizado los siguientes minerales.

Tabla V. 111. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo. Fracción menor de 2 micras.

Muestra	Ilita	Cl	K	Cl+K	Mont.	Paragonita
B-1	33	3	1	4	60	3
B-2	26	2	5	7	65	2
B-3	28	-	-	9	60	3
B-4	36	2	2	4	57	3

Tabla V. 112. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo. Fracción 2-20 micras.

Muestra	Q	L(x)	(x)				Mont.	P	Otros
			Ilita	Cl	K	Cl+K			
B-1	9	91	51	7	3	10	35	4	Q
B-2	4	96	40	9	7	16	39	5	Q, Int.
B-3	10	90	63	11	6	17	14	6	Q, Int.
B-4	12	88	35	3	3	6	56	3	Q, Int.

En la figura V. 145. se esquematizan las variaciones de los diversos minerales de la arcilla a lo largo de la columna litológica, para ambas fracciones.

Fracción menor de 2 micras.

- los perfiles de las líneas son aproximadamente paralelos.
- la ilita presenta porcentajes similares en B-1 y B-4, por un lado y B-2 y B-3, por otro. Las variaciones son pequeñas. Desde luego, los contenidos más altos están hacia niveles más próximos al techo.
- la paragonita se mantiene prácticamente constante.
- la clorita y caolinita presentan valores mayores en los niveles en que la cantidad de ilita es menor. Sus porcentajes, en conjunto, varían muy poco.

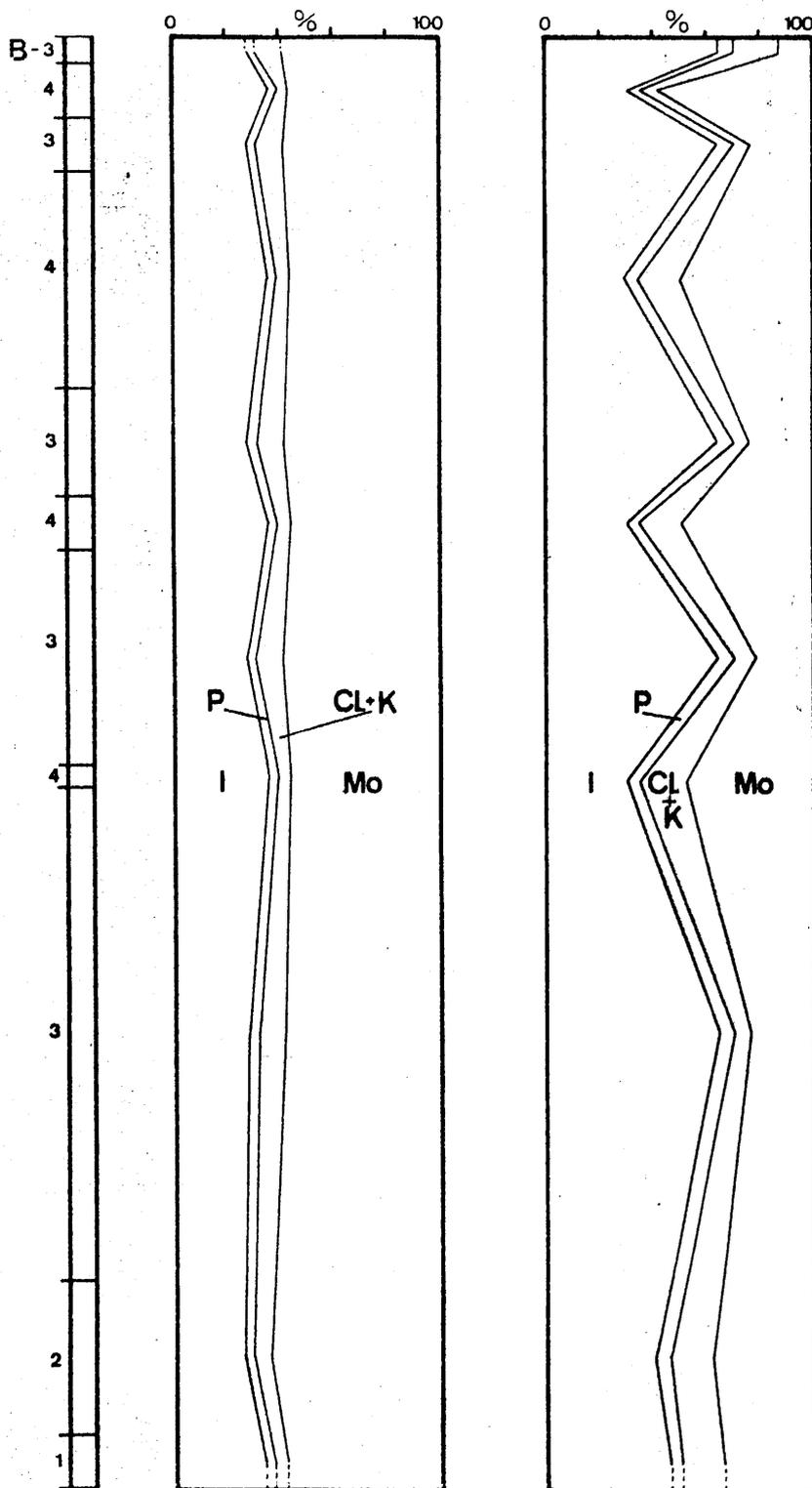


Fig. V. 145. Contenido en filosilicatos de la serie de Balzaín. (Fracción menor de 2 micras, izquierda; 2-20 micras, derecha).

- la montmorillonita es el mineral predominante en esta fracción. Sus contenidos no presentan grandes diferencias, siendo su valor medio del 60%. El máximo corresponde al nivel B-2 en el que la illita y paragonita presentan los contenidos más bajos.

Fracción de 2 a 20 micras.

- comparando con la fracción menor de 2 micras, la de 2 a 20 micras presenta mayores diferencias en los contenidos de los niveles, en general.
- la illita es el mineral mayoritario con la única excepción del nivel B-4 en el que predomina la montmorillonita. El valor medio en la serie es del 47%.
- la paragonita se adapta a las variaciones de la illita. Sus curvas son paralelas y presentan los contenidos máximos y mínimos en idénticos niveles.
- la clorita y caolinita es más abundante en esta fracción. El contenido máximo coincide con el nivel B-3 que presenta mayor contenido en illita y el mínimo en montmorillonita. Los porcentajes varían entre 6 y 17.
- disminuye sensiblemente la proporción de montmorillonita, excepto en el nivel B-4, nivel que presenta los mínimos contenidos en el resto de los minerales.

En la figura V. 146, se representa la composición mineralógica de ambas fracciones.

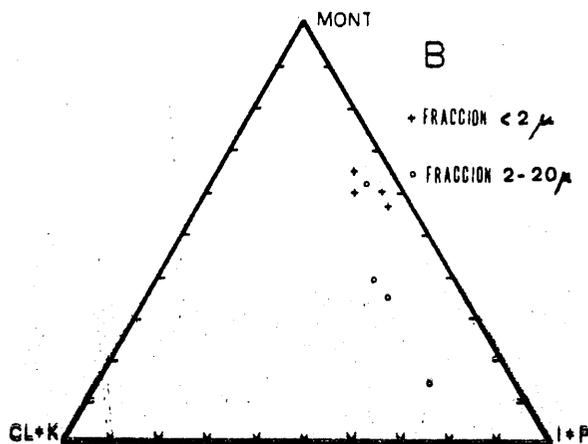


Fig. V. 146. Composición mineralógica de las fracciones menor de 2 y de 2 a 20 micras.

La figura V.147. representa gráficamente la variación de la relación - minerales de la arcilla heredados/idem. neoformados, en ambas fracciones.

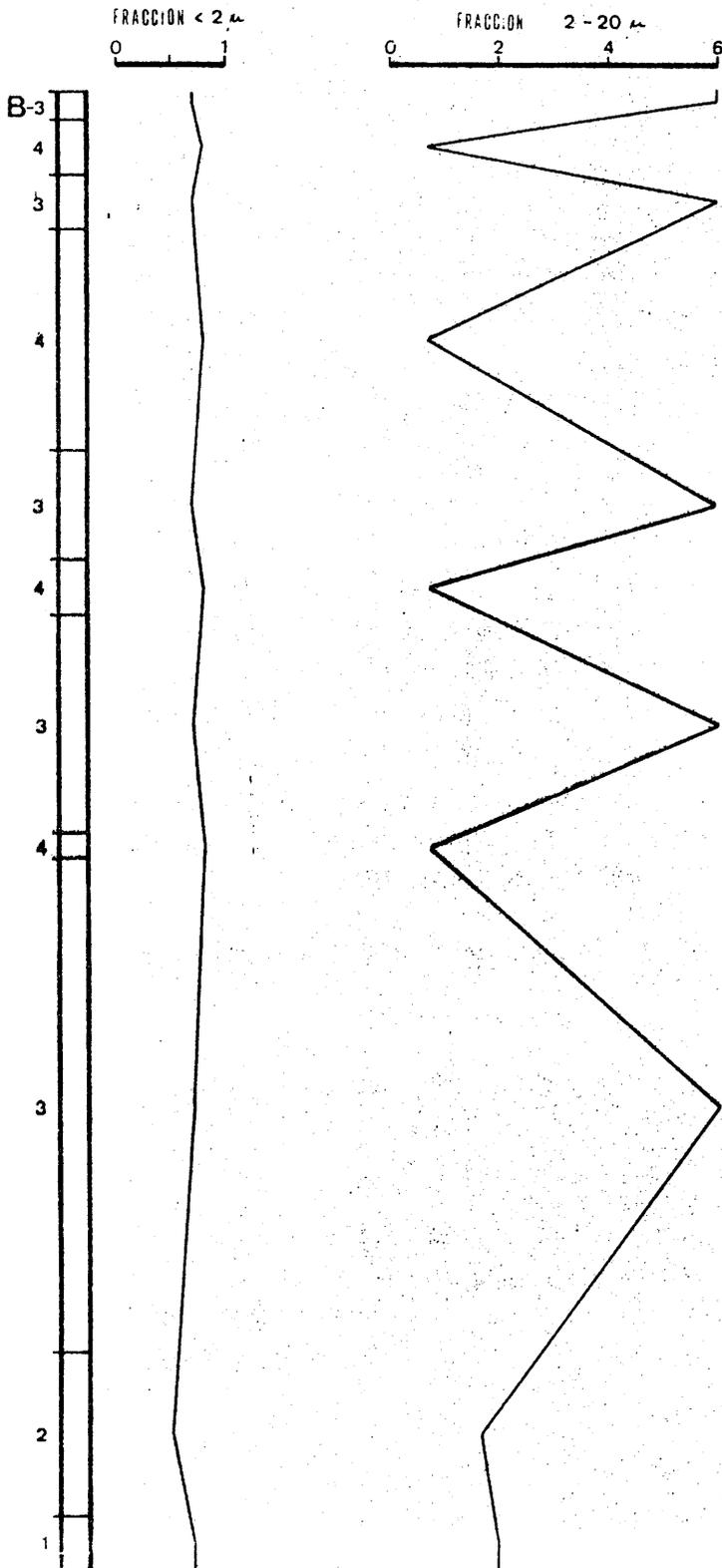


Fig. V. 147. Variación de la relación mineral de la arcilla heredados/idem. neoformados.

en la fracción menor de 2 micras, esta relación presenta valores muy similares y oscilan entre 0,53 y 0,75.

en cambio, la fracción de 2 a 20 micras, ofrece variaciones mayores. Los valores que han resultado son: 1,86 en B-1; - 1,56 en B-2; 6 en B-3 y 0,64 en B-4. Las diferencias en - tre los niveles B-3 y B-4 y su repetición en la serie son - los causantes de la sinuosidad de la curva.

En las figuras V. 148. a V. 155. se esquematizan las correlaciones que - existen entre diversas parejas de minerales correspondientes a la misma - fracción o a distintas. Merecen destacarse las siguientes consideraciones:

son positivas las correlaciones entre:

Cl+K (menor de 2 micras)-----Cl+K(2-20 micras)
 Illita (2-20 micras)-----Paragonita(2-20 micras)
 Illita (menor de 2 micras)-----Illita (2-20 micras)

negativas las que existen entre:

Illita (2-20 micras)-----Montmorillonita (2-20 micras)
 Illita (menor de 2 micras) -----Montmorillonita (menor de 2)
 Illita (menor de 2 micras) -----Illita (2-20 micras)
 Mont.(menor de 2 micras) -----Mont. (2-20 micras)
 Paragonita (menor de 2) -----Paragonita (2-20 micras)

excepto las parejas mont. ---mont. y paragonita---paragonita, todos los coeficientes son superiores a 0,50, es decir pose- en un elevado grado de significación.

Señalemos la estrecha correlación entre:

Illita-montmorillonita (fracción 2-20 micras)
 Illita-montmorillonita (fracción menor de 2 micras)
 Illita-paragonita (fracción 2-20 micras)

CORRELACIONES LINEALES ENTRE DIFERENTES PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

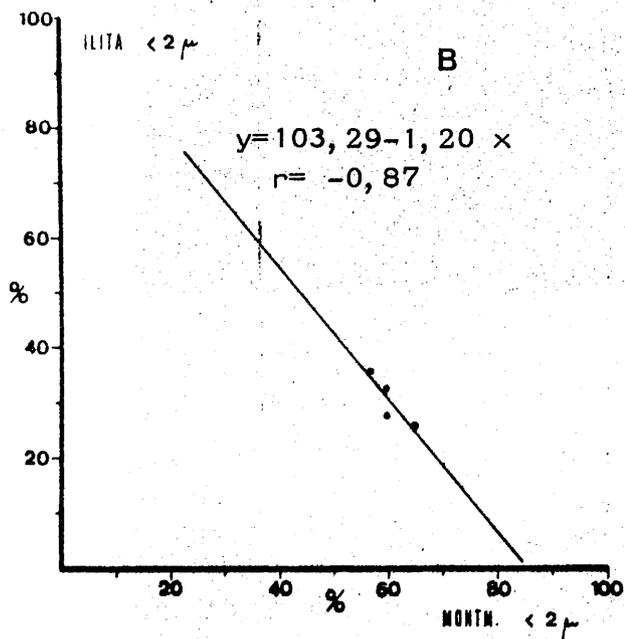


Fig. V. 148.

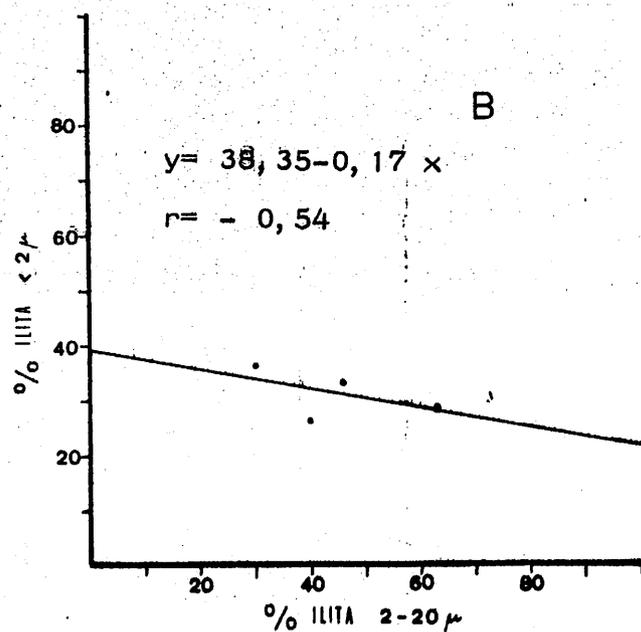


Fig. V. 149.

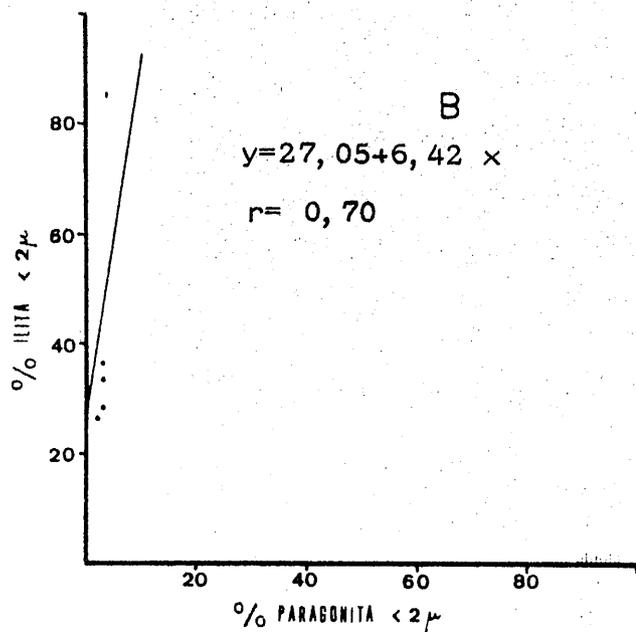


Fig. V. 150.

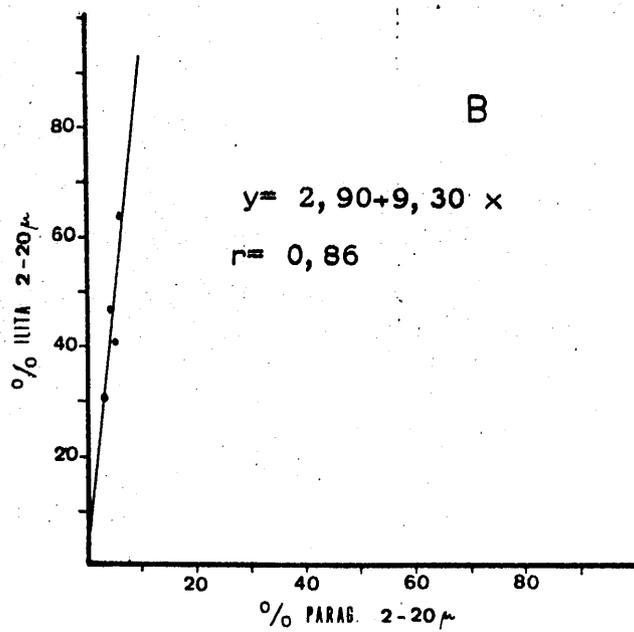


Fig. V. 151.

CORRELACIONES LINEALES ENTRE DIFERENTES PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

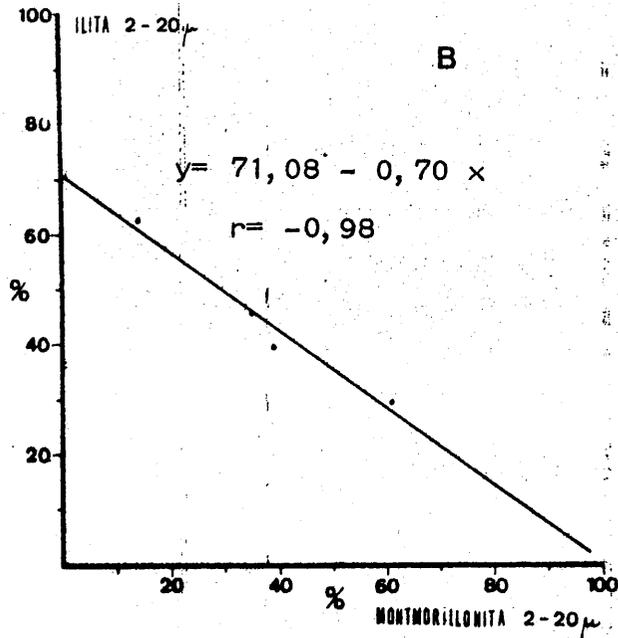


Fig. V. 152.

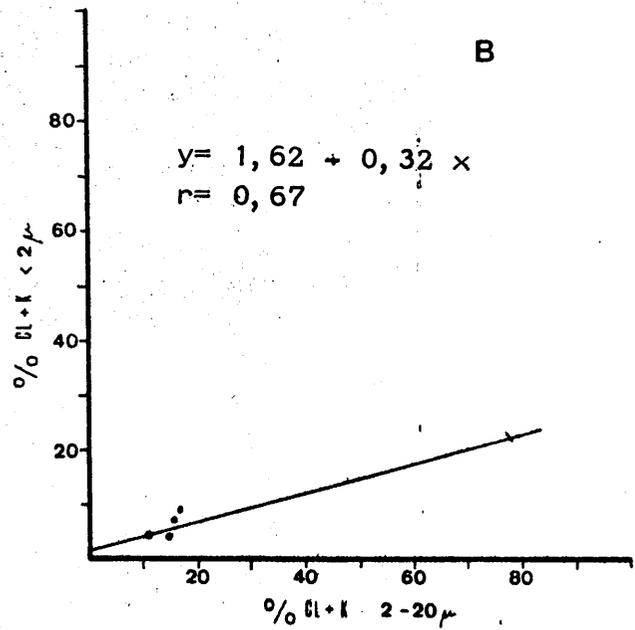


Fig. V. 153.

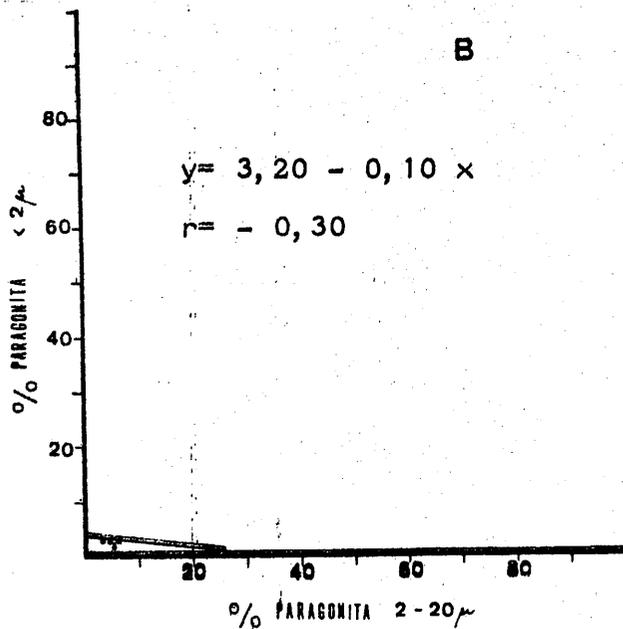


Fig. V. 154.

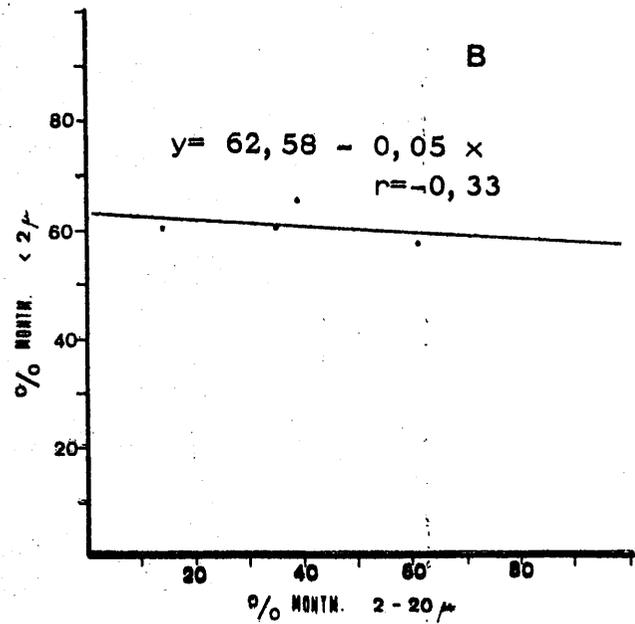


Fig. V. 155.

El estudio de las ilitas de la matriz ha dado los siguientes resultados.

Tabla V. 113. Valores de b_o y contenidos en Si, Al, Fe y Mg

Muestra	b_o (en A)	(0010)A	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
B-1	8,9952	1,9877	14,96	1,04	7,49	0,30	0,22
B-2	8,9994	1,9885	14,70	1,30	7,32	0,39	0,32
B-3	n. d.	1,9877	14,96	1,04	n. d.	n. d.	n. d.
B-4	8,9916	1,9860	15,53	0,47	7,64	0,23	0,13

n. d. : no determinable

El contenido en átomos de hierro se ha determinado también en función de la relación I_{004}/I_{002} (tabla V. 114).

Tabla V. 114. Contenido en átomos de hierro de las ilitas

Muestra	%Fe ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃ +0,42 MgO	Átomos de hierro
B-1	1,15	1,85	0,33
B-2	1,30	2,03	0,37
B-3	1,40	2,30	0,40
B-4	0,25	0,69	0,10

Si comparamos ambos resultados se observa una buena correlación, sobre todo en las muestras B-2 y B-4.

Se ha determinado también el grado de cristalinidad (Índice de Kubler) y el de paragonitización, así como el tamaño de partícula y grado de metamorfismo (tabla V. 115.).

Tabla V. 115. Algunos datos sobre las ilitas de la matriz.

Muestra	I. Kubler	Na/Na+K	Tamaño(A)	Grado de metamorfismo
B-1	30	0,42	230	Anquizona
B-2	30	0,36	230	Anquizona
B-3	30	0,42	230	Anquizona
B-4	30	0,56	230	Anquizona

Si se comparan los resultados de la tabla V. 115. con los obtenidos en los afloramientos de Güejar Sierra (GS y GSE) y Monachil, se ha de indicar que:

en Balzaín, la ilita presenta menor cristalinidad que en Monachil y valores similares a los obtenidos en Güejar Sierra.

- tamaño de partícula es menor que en el resto de los afloramientos de este sector.
- el grado de paragonitización es más elevado que en las series descritas y que pertenecen a este sector.

Igualmente, se ha de mencionar la gran uniformidad de valores que presentan (en esta serie) los diferentes parámetros resumidos en la tabla anterior.

De las cloritas sólo han podido establecerse algunos parámetros en los niveles B-2 y B-4, debido a que los diagramas de difracción no presentan picos suficientemente cristalinos aptos para efectuar las medidas necesarias. Así, podemos indicar únicamente los siguientes resultados:

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}
Muestra B-2	3,07	0,93	1,00
Muestra B-4	3,04	0,96	0,11

Montmorillonita: Las medidas del índice de cristalinidad de Biscaye y el grado de hinchamiento proporcionan los siguientes resultados (tabla V. 116).

Tabla V. 116. Datos sobre la montmorillonita

Muestra	<2 micras		2-20 micras	
	V/P	G.H. (A)	V/P	G.H. (A)
B-1	0,93	16,98	0,75	16,98
B-2	0,90	16,98	0,77	16,35
B-3	n. d.	16,98	0,71	16,98
B-4	0,86	16,98	0,85	16,98

Podemos indicar los siguientes hechos:

- los valores de cristalinidad están muy próximos a la unidad, al menos en la fracción menor de 2 micras y alcanzan, igualmente, valores elevados en la fracción entre 2 y 20 micras.
- en todos los casos la cristalinidad es superior en la fracción de menor tamaño de grano.
- el grado de hinchamiento es similar en ambas fracciones.

Interestratificados. Del análisis de los diagramas de difracción de rayos X, de las fracciones entre 2 y 20 micras, y de los correspondientes tratamientos se ha deducido la existencia de los siguientes tipos de interestratificados.

tificados (tabla V. 117.).

Tabla V. 117. Interestratificados en la serie de Balzafn. Espaciados en A.

Muestra	A. O.	E. G.	D. M. S. O.	550°C	
B-2	24, 5	24, 8	24, 2	22, 6	Int. Clori- ta-ilita
	12, 6	12, 6	12	11, 5	
	29, 4	29, 4	30, 5	22, 6	Int. Clori- ta-Montmor.
	14, 7	14, 2	enmascarado	11, 5	
	14, 7	16, 35	17, 65	10	Montmorillonita
B-3	23, 86	23, 80	23, 90		Interestratifi- cado Clorita- -ilita
	12, 09	12, 09	12, 11	11, 93	
	25, 22	25, 22	25, 66		Idem.
	12, 80	enmascar.	enmascarado	11, 93	
	14, 01	16, 98	18, 78	10	Montmorillonita

V. 7. 3. 2. CANTOS.

El estudio microscópico, en luz transmitida, ha dado la siguiente mineralogía.

	TIPOS DE ROCAS			
	1	2	3	4
Anfiboles				x
Carbonatos		x		x
Cloritas (5)	x	x	x	x
Cuarzo	x	x	x	x
Epidotas				
Pistacita				x
Plagioclasas (Ab. -Olig.)	x			x
Grafito			x	x
Granates				x
Menas metálicas				
Óxidos y/o hidr. de Fe.		x		x
Rutilo	x			x
Micas				
Biotita marrón	x		x	x
Mica incolora	x	x	x	x
Titanita			x	x
Turmalina	x			x
Zircón				x
1, Cuarcitas; 2, Mármoles; 3, Micacitas; 4, Micasquistos				

En la figura V. 156, se esquematiza la distribución de las muestras en la columna litológica.

(1) Se estudian detalladamente por difracción de rayos X.

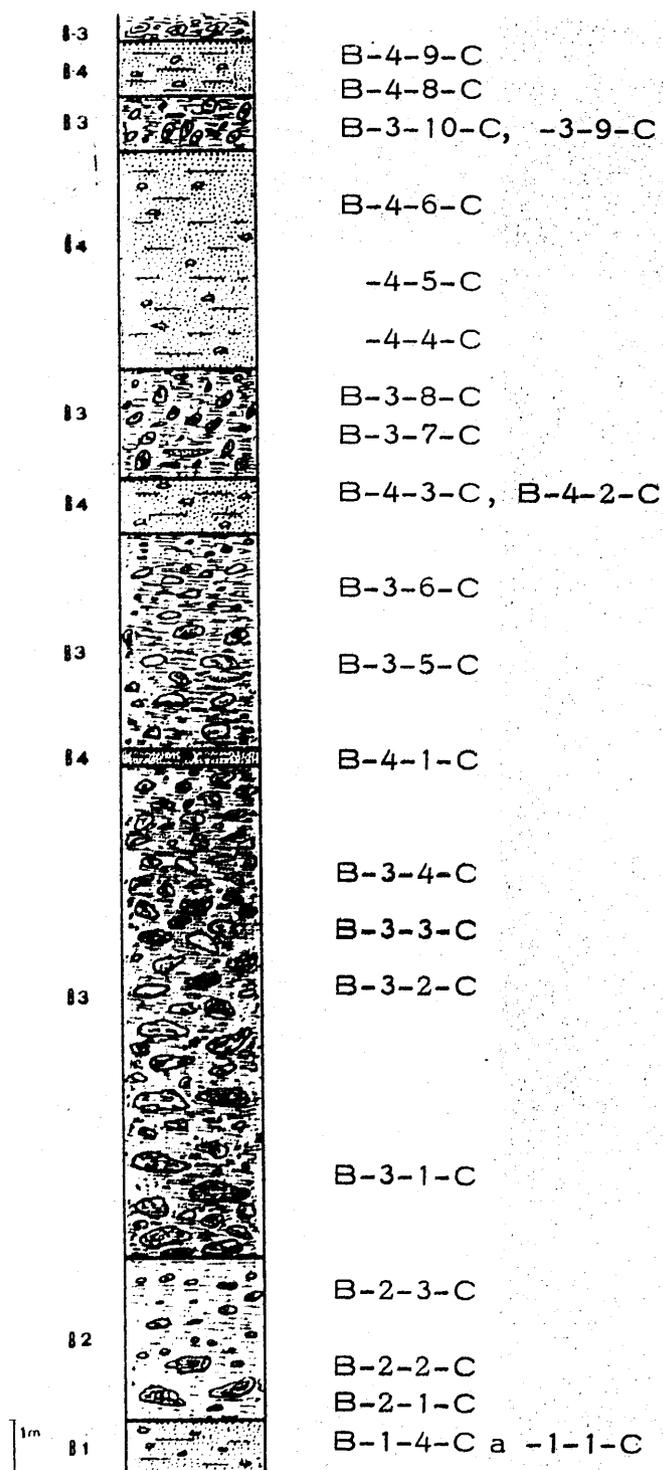


Fig. V. 156. Distribución de las muestras en la columna litológica.

El estudio petrológico permite clasificar los cantos de rocas del siguiente modo.

<u>Muestra</u>	<u>Tipo de roca</u>
B-4-9-C	Cuarcita
B-4-8-C	Micasquisto feldespático
B-4-7-C	Micasquisto granatífero
B-4-6-C	Mármol cipolínico
B-4-5-C	Cuarcita micácea
B-4-4-C	Micasquisto granatífero
B-4-3-C	Micasquisto grafitoso con biotita
B-4-2-C	Micasquisto grafitoso con granate y biotita
B-4-1-C	Micasquisto con granate
B-3-10-C	Micasquisto con granate y clorita
B-3-9-C	Cuarcita
B-3-8-C	Micasquisto grafitoso con biotita
B-3-7-C	Micasquisto feldespático
B-3-6-C	Cuarcita
B-3-5-C	Mármol
B-3-4-C	Micasquisto feldespático
B-3-3-C	Micasquisto con epidota y feldespato
B-3-2-C	Micasquisto granatífero
B-3-1-C	Micasquisto con granate y clorita
B-2-3-C	Micasquisto grafitoso con granate y clorita
B-2-2-C	Micasquisto granatífero
B-2-1-C	Micasquisto granatífero
B-1-4-C	Micasquisto granatífero
B-1-3-C	Micasquisto grafitoso con biotita
B-1-2-C	Micasquisto granatífero
B-1-1-C	Micasquisto grafitoso con granate y clorita

Las medidas realizadas en las micas de los cantos de rocas han dado los siguientes resultados (tabla V. 11.8.). Ello ha permitido establecer el contenido, en las moscovitas, de los átomos de Si, Al, Fe y Mg (tabla V. 119. y V. 120.).

Tabla V. 118. Datos sobre la moscovita y paragonita de los cantos de rocas.

Muestra	b_o mosc.	b_o paragonita	$\Delta 2\theta(0010M-P)$	(0010) mosc.
B-1-1-C	9,0126	8,8908	1,60	1,9926
B-1-2-C	9,0150	8,8842	1,67	1,9918
B-1-3-C	9,0006	8,8956	1,55	1,9918
B-1-4-C	8,9964	8,8908	1,55	1,9918
B-2-1-C	9,0072	n. d.	n. d.	n. d.
B-2-2-C	9,0060	8,8890	1,60	1,9959
B-2-3-C	9,0126	8,8908	1,65	1,9926
B-3-1-C	9,0042	8,8908	1,68	1,9926
B-3-2-C	9,0030	8,8956	1,62	1,9959
B-3-4-C	8,9994	8,8788	1,60	1,9935
B-4-1-C	9,0126	8,8842	1,61	1,9926
B-4-2-C	9,0006	8,8842	1,40	1,9860
B-4-3-C	9,0030	8,8932	1,60	1,9926

Tabla V. 119. Contenido en átomos de Si, Al, Fe y Mg de las moscovitas

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
B-1-1-C	13,33	2,67	6,77	0,65	0,63
B-1-2-C	13,60	2,40	6,67	0,70	0,69
B-1-3-C	13,60	2,40	7,04	0,41	0,35
B-1-4-C	13,60	2,40	7,44	0,33	0,25
B-2-2-C	12,23	3,77	7,04	0,52	0,48
B-2-3-C	13,33	2,67	6,77	0,65	0,63
B-3-1-C	13,33	2,67	7,12	0,48	0,43
B-3-2-C	12,23	3,77	7,17	0,46	0,40
B-3-4-C	13,03	2,97	7,32	0,39	0,32
B-4-1-C	13,33	2,66	6,77	0,65	0,63
B-4-2-C	15,53	0,47	7,27	0,41	0,35
B-4-3-C	13,33	2,67	7,17	0,46	0,40

Mediante la relación I_{004}/I_{002} se ha determinado el contenido en átomos de hierro, resultando los siguientes valores (tabla V. 120.).

Tabla V. 120. Contenidos en átomos de hierro de las moscovitas.

Muestra	%Fe ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃ +0,42 MgO	Átomos de hierro
B-1-1-C	1,60	2,47	0,46
B-1-2-C	1,25	2,05	0,39
B-1-3-C	1,25	2,05	0,36
B-1-4-C	1,30	2,20	0,40
B-2-2-C	1,25	2,05	0,36
B-2-3-C	0,90	1,60	0,26
B-3-1-C	1,60	2,47	0,46
B-3-2-C	1,80	2,63	0,51
B-4-1-C	2,10	3,00	0,50
B-4-2-C	2,20	3,08	0,63
B-4-3-C	1,25	2,05	0,36

Los resultados obtenidos por ambos métodos son muy coincidentes para la mayoría de las muestras.

Se ha determinado también el grado de cristalinidad (Índice de Kubler) y el de paragonitización. Los resultados son:

Tabla V. 121. Índices de Kubler (en mm.) y grado de paragonitización de las moscovitas de los cantos de rocas.

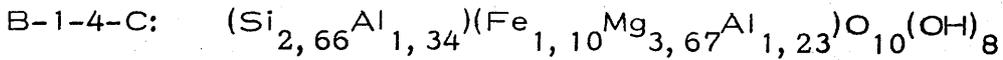
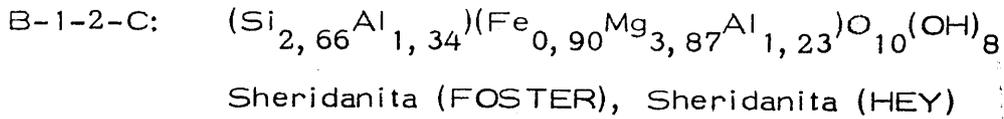
Muestra	I, Kubler	Na/Na+K	Muestra	I, Kubler	Na/Na+K
B-1-1-C	13	0,07	B-3-1-C	17	0,07
B-1-2-C	13	0,13	B-3-2-C	17	0,00
B-1-3-C	12	0,13	B-3-4-C	n. d.	0,007
B-1-4-C	13	0,13	B-4-1-C	19	0,70
B-2-2-C	15	0,00	B-4-2-C	19	0,54
B-2-3-C	14	0,7	B-4-3-C	18	0,07

Solamente ha podido determinarse el tipo de clorita en dos cantos de rocas (tabla V. 122.).

Tabla V. 122. Datos sobre las cloritas

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ /Fe ²⁺ + Mg
B-1-2-C	2,66	1,34	1,23	0,82	0,07	0,75	0,19
B-1-4-C	2,66	1,34	1,23	0,65	0,45	0,20	0,23

Las fórmulas resultantes se indican a continuación.



En función de los datos reseñados en la tabla V.118. se han construido los diagramas de las figuras V.157. y V.158.

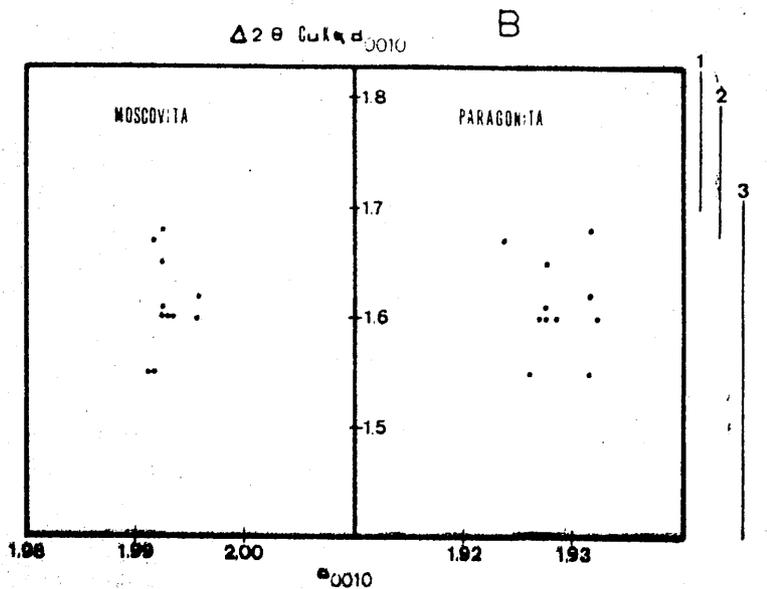


Fig. V.157. Variación del espaciado basal de la moscovita y paragonita en función del incremento angular de la reflexión (0010).

1. Manto del Veleta
2. Filitas alpujarrides
3. Unidad de la Caldera
4. Unidad de las Sabinas

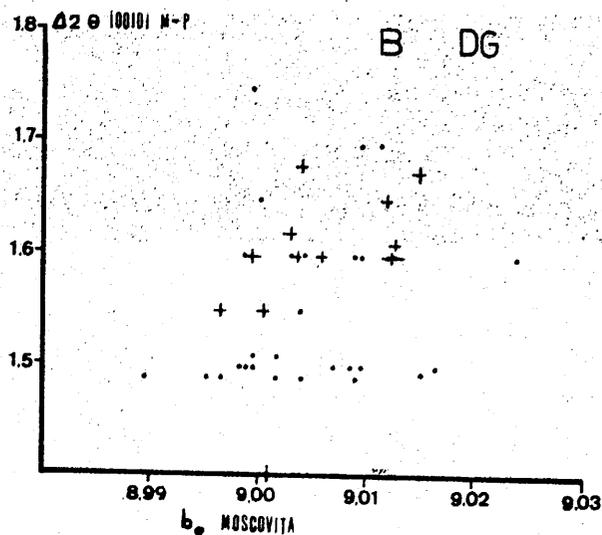


Fig. V. 158. Relación entre el incremento de la reflexión (0010) M-P y los valores de b_0 en la moscovita

De ellas se desprende:

- que los valores del incremento angular de la reflexión (0010) - moscovita-paragonita, no llegan (en ningún caso) a ser de 1,70. La máxima frecuencia oscila alrededor de 1,60.
- la dispersión de b_0 y del incremento angular de la reflexión (0010) M-P, en el caso de las moscovitas, es escasa. Mayor es la que presentan las paragonitas.
- se puede concluir que los cantos de estas rocas pertenecen a las unidades de Caldera y/o Sabinas (Manto del Mulhacén). En ningún caso aparecen valores que los hagan asimilables al manto del Veleta.

Por último, la figura V. 159. es el histograma de frecuencia de las medidas de b_0 en las moscovitas de los cantos de rocas.

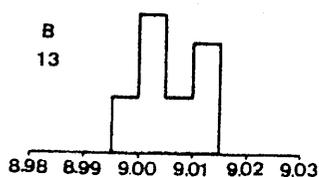


Fig. V. 159. Histograma de medidas del parámetro b_0 en las moscovitas.

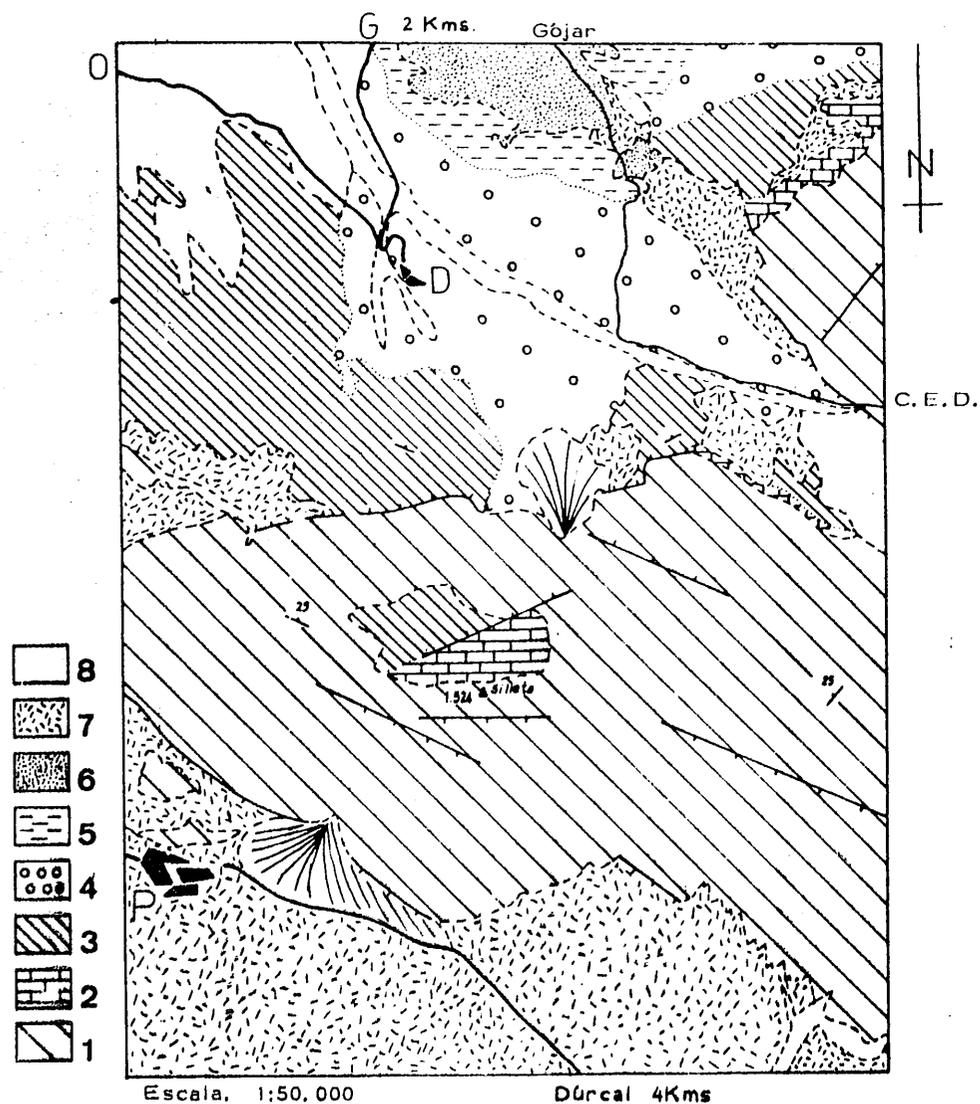
V. 8. AFLORAMIENTO DE DILAR-GOJAR.

V. 8. 1. SITUACION GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOLOGICO.

Este afloramiento se encuentra situado en la parte centro-oriental de la Hoja topográfica del Padul (1026), a escala 1:50.000. Su forma es abierta hacia el SE y estrecha hacia Granada. La figura V.160. esquematiza su situación geográfica y geológica.

El acceso al mismo puede hacerse a través de la carretera Granada-Dílar que ya, en las proximidades de este último, discurre a través de la "Block formation". Al extremo más oriental y SE del afloramiento se llega utilizando la carretera (camino) que va desde Gójar a la central eléctrica de Dílar. En esta zona se ha realizado, esencialmente, el muestreo. Este afloramiento está atravesado por el río Dílar y diversas acequias - como las de Gójar y Otura. Este hecho lo señalamos ya que es de importancia a la hora de la clasificación de los paleosuelos que aparecen en el afloramiento en estudio.

La "Block formation" contacta, en su parte sur, con el sustrato bético, s. str. y con las lutitas con Dentalium (Tortonense-Messiniense); en la zona norte lo hace con las lutitas micáceas con niveles de conglomerados o areniscas y lignitos, según sectores; al NW lo hace con las lutitas - con Dentalium y -en diversos puntos- contacta con pié de monte y conos de deyección.



D - Dilar G - Gójar P - Pedul O - Otura
 C. E. D.: Central eléctrica de Dilar

LEYENDA. - 1. Sustrato Bético. - 2. Areniscas calcáreas y conglomerados (Tortonense). - 3. Lutitas con *Dentalium* (Tortonense-Messinense). - 4. Conglomerados heterométricos - (Blockformation-Formación de Pinos Genil) (Tortonense-Messinense). - 5. Lutitas micáceas grisáceas con niveles de conglomerados o areniscas y lignitos, según los sectores (Tortonense-Messinense). - 6. Conglomerados de la Zúbia - (Cuaternario). - 7. Pié de monte (Cuaternario). - 8. Aluvial (Cuaternario).

Fig. V. 160. Situación geográfica y geológica del afloramiento de Dilar-Gójar (DG).

V. 8. 2. DESCRIPCION DE LA COLUMNA LITOLÓGICA. SITUACION DE LAS MUESTRAS.

De techo a muro se han distinguido los siguientes niveles (fig. V. 161.).

<u>Muestra</u>	<u>Descripción</u>
DG-11	Nivel de conglomerados con matriz escasa, de color grís. Los cantos constituyen el 80% y presentan dimensiones que oscilan entre pequeños (5 cms.) hasta grandes (1 metro). Heterometría acusada.
DG-10	Paleosuelo rojo con los siguientes horizontes y características.

<u>Horizontes (Muestras)</u>	<u>Descripción</u>
Cb(1) (DG-10-1-)	0-10 cms. Oliva (5Y 5/4) en húmedo, amarillo pálido (5Y 7/4) en seco; franco arenoso; estructura masiva; muy friable, blando, no adherente; frecuentes poros intersticiales; pocos fragmentos de esquistos y gneises de tamaño grava y piedras; ligeramente calcáreo; límite inferior neto y ondulado.
B2b (DG-10-2-)	10-25 cms. Pardo rojizo oscuro (5YR 3/4) en húmedo, amarillo rojizo (5YR 6/8) en seco; franco arenoso; estructura en bloques subangulares, mediana, moderada; adhesivo, friable y muy plástico; cutanes discontinuos y finos; pocos fragmentos de esquistos y gneises de tamaños grava y piedra; no calcáreo; límite inferior difuso.
B3b (DG-10-3)	25-40 cms. Rojo amarillento (5YR 4/8) en húmedo, amarillo rojizo (5YR 7/6) en seco; franco arenoso; estructura en bloques subangulares, débil; ligeramente adhesivo, ligeramente plástico; pocos poros intersticiales; abundantes esquistos y gneises de tamaños grava y piedra; calcáreo en un dominio; límite inferior neto.

(1) Por micromorfología se deduce que pertenece a otro suelo.

DG-9 Conglomerado heterométrico con matriz de color grís y tamaño limo. Heterometría patente, con cantos desde 5 hasta 80 cms. Predominan los de tamaño grande y medio.

DG-8 Paleosuelo rojo que presenta los siguientes horizontes y características:

Horizontes
(Muestras)

Descripción

A11b
(DG-8-1-)

0-15 cms. Oliva (5Y 4/4) en húmedo, amarillo pálido (5Y 7/4) en seco; franco arenoso; estructura grumosa; ligeramente adherente, ligeramente plástico; frecuentes poros intersticiales; pocos fragmentos de rocas de tamaños grava y piedra; ligeramente calcáreo; límite inferior neto.

A12b
(DG-8-2-)

15-25 cms. Rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo, amarillo rojizo (5YR 6/8) en seco; franco arenoso; estructura en bloques angulares, fina y fuerte; escasos cutanes de arcilla con óxidos e hidróxidos de hierro; frecuentes poros intersticiales expeditos; pocos fragmentos de rocas metamórficas de tamaños grava y piedra; no calcáreo; límite inferior difuso.

B2b
(DG-8-3-)

25-45 cms. Marrón a marrón oscuro (7,5 YR 4/4) en húmedo, amarillo rojizo (7,5 YR 7/8) en seco; franco arenoso; estructura en bloques angulares, débil; ligeramente adherente, plástico; pocos poros; frecuentes cutanes de arcilla y óxidos e hidróxidos de hierro; abundantes fragmentos de rocas metamórficas de tamaños grava y piedra; no calcáreo; límite inferior neto.

DG-7

Conglomerado muy heterométrico con escasa matriz, de color grís y predominio de cantos de rocas de tamaño grande y mediano (máximos de 60 cms. y 30 cms., respectivamente).

DG-6

Paleosuelo rojo que presente los siguientes horizontes y características.

Horizontes
(Muestras)

Descripción

A1b
(DG-6-1-)

0-10 cms. Oliva (5 Y 5/4) en húmedo, amarillo pálido (5Y 7/3) en seco; franco arenoso; estructura masiva; ligeramente duro; adherente, plástico; frecuentes poros intersticiales muy finos; muy pocos fragmentos de rocas de tamaño grava; calcáreo; límite inferior neto y ondulado.

B21b
(DG-6-2-)

10-20 cms. Rojo amarillento (5YR 4/5) en húmedo, amarillo rojizo (5YR 6/6) en seco; franco arenoso; estructura en bloques subangulares, débil; ligeramente adherente, plástico; frecuentes nódulos ferruginosos; pocos poros tubulares muy finos; sin fragmentos de rocas; no calcáreo; límite inferior difuso.

B22b
(DG-6-3)

20-60 cms. Rojo amarillento (5YR 4/8) en húmedo, amarillo rojizo (5YR 6/6) en seco; franco arenoso; estructura en bloques, fina y moderada; adherente, muy plástico; frecuentes cutanes de arcilla y óxidos de hierro; frecuentes poros tubulares muy finos; muchos intersticiales muy finos; escasos fragmentos de rocas metamórficas de tamaño grava; no calcáreo; límite inferior neto y ondulado.

DG-5

Nivel de limos con cantos de diversos tamaños, fundamentalmente pequeños.

DG-5'

Nivel endurecido -intercalado en DG-5- y constituido por limos con cantos metamórficos, muy alterados.

DG-4

Conglomerado heterométrico con cantos de rocas de tamaño grande (máximo 50 cms.) y pequeños (máximo 5 cms.). La matriz la constituyen arenas y limos. Color grís.

DG-3

Paleosuelo rojo que presenta los siguientes horizontes y características.

<u>Horizontes</u> (Muestra)	<u>Descripción</u>
Cb (DG-3-1-)	0-10 cms. Oliva(5Y 5/4) en húmedo, amarillo (5Y 7/4) en seco; franco arenoso; estructura masiva; ligeramente duro, adherente, plástico; abundantes poros tubulares finos; sin cutanes; sin fragmentos de rocas; no calcáreo; límite inferior neto y ondulado.
B2b (DG-3-2-)	10-40 cms. Rojo amarillento (5YR 4/8) en húmedo, amarillo rojizo (5YR 6/8) en seco; franco arenoso; estructura en bloques subangulares; plástico, ligeramente adherente; pocos poros tubulares; sin fragmentos de rocas; no calcáreo.

DG-2

Nivel muy potente de conglomerados con matriz, de color gris, muy cementada. Heterometría muy patente; predominan los cantos de grandes dimensiones en la base (50 cms.); hacia el techo del nivel los que más abundan son los de tamaño medio y pequeño.

DG-1

Margas muy compactadas o areniscas calcáreas. Parece que se trate de un nivel producido, en alguna medida, por la alteración de las rocas metamórficas superiores.

V. 8. 3. MINERALOGIA.

V. 8. 3. 1. MATRIZ.

V. 8. 3. 1. 1. Mineralogía global. Por difracción de rayos X se han identificado los siguientes minerales.

Muestra DG-1:	Calcita, cuarzo, minerales laminares.
Muestra DG-2:	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
Muestra DG-4:	Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
Muestra DG-5:	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
Muestra DG-7:	Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
Muestra DG-9:	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
Muestra DG-11:	Anfibol, feldespato, calcita, cuarzo, minerales laminares.

El resultado del análisis cuantitativo se resume en la tabla V. 123.

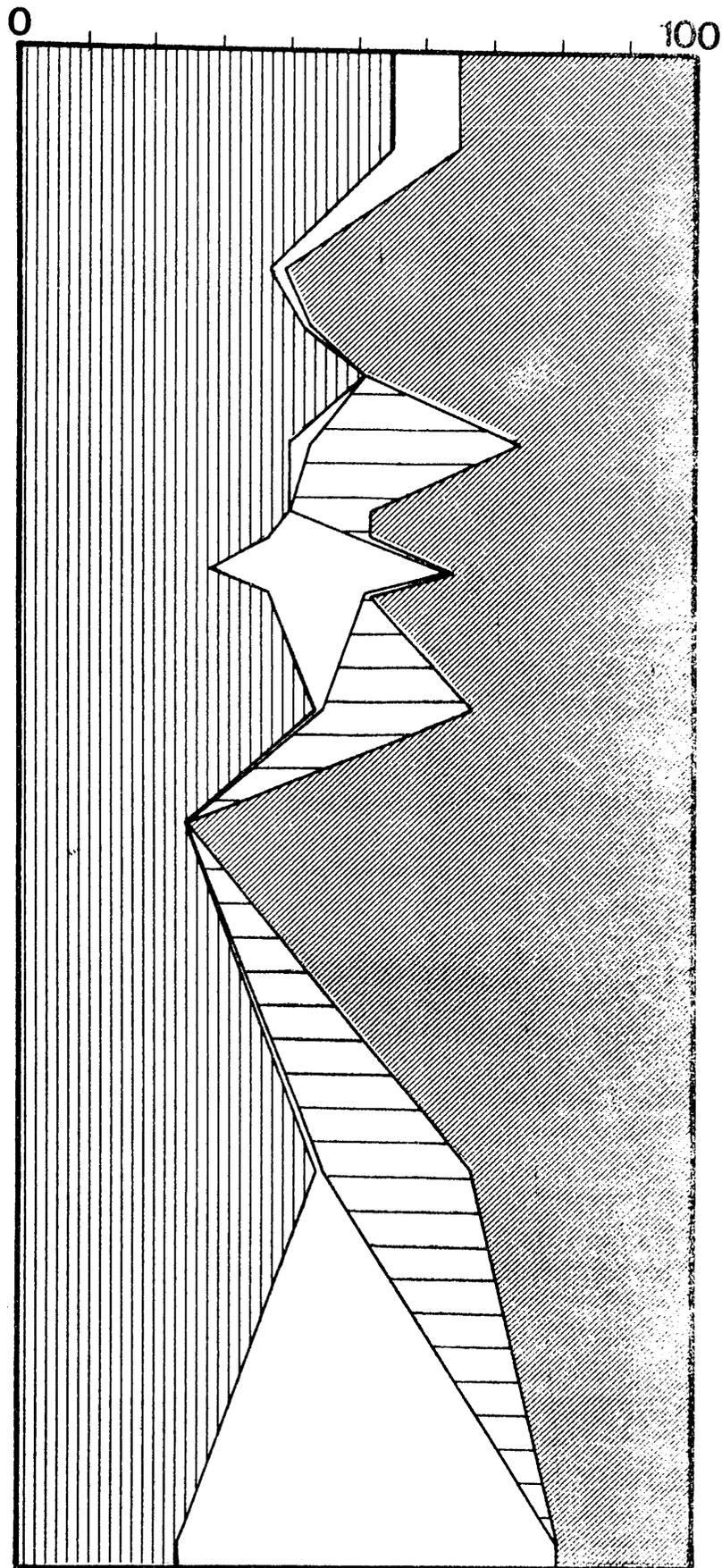
Tabla V. 123. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo.

Muestra	Calcita	Cuarzo	Dolomita	Mín. Laminares
DG-1	56	24	0	20
DG-2	t	45	22	33
DG-4	t	46	21	33
DG-5	14	37	t	49
DG-5'	36	28	0	36
DG-7	3	40	31	26
DG-9	t	42	0	58
DG-11	10	55	0	35

DG-11

10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

2 m



Q

C

D

L

Fig. V. 161. Composición mineralógica de la serie de DÍlar-Gójar.

Exceptuando los niveles que corresponden a paleosuelos (DG-3, DG-6, DG-8 y DG-10) podemos indicar los comentarios siguientes sobre la variación de los diversos minerales.

Cuarzo. Podemos distinguir, para este mineral, tres zonas en la columna litológica:

- . una primera constituida por los niveles DG-1, -2 y -4, en la que el contenido en cuarzo aumenta sensiblemente desde DG-1 a DG-2 y muy suave (casi imperceptiblemente) del nivel DG-2 al 4.
- . los niveles DG-5 y 5' en los que decrece el porcentaje de cuarzo: 37 y 28, respectivamente.
- . la tercera en la que, de nuevo, aumenta el contenido en este mineral: 40% (en DG-7), 42% (en DG-9) y 55% (en DG-11).

Carbonatos. Están presentes tanto la calcita como la dolomita, aunque la primera aparece en mayor número de niveles. Los contenidos medios son: 15% para la calcita y 9% para la dolomita. Las curvas son muy complejas en detalle. Por ello, apuntaremos sólo algunas ideas generales:

- . la relación cuantitativa entre los dos carbonatos es inversa, de modo que, en general, cuando uno abunda, el otro o no existe o su cantidad es muy pequeña. Así, en el nivel DG-1, máximo contenido de calcita (56%), no existe dolomita; en la muestra DG-7 (máximo para la dolomita, 31%) la calcita está en muy pequeña proporción (3%).
- . existe una correspondencia o correlación negativa entre el contenido en cuarzo y carbonatos.
- . hacia el techo desaparece la dolomita. La calcita persiste e incluso aumenta su contenido.

Minerales laminares. Presentan variaciones que, globalmente, se ajustan a las del cuarzo, de modo que se pueden distinguir tres zonas en la columna litológica.

- . una primera de creciente aumento del contenido en cuarzo, desde DG-1 a DG-5.
- . disminución en los niveles DG-5' y DG-7.

de nuevo, aumento en DG-9 para disminuir en DG-11.

Los contenidos extremos son 58% en DG-9 y 20% en DG-1. El valor medio es de 36%.

Se ha establecido la correlación entre el cuarzo y los minerales laminares (figura V. 162.), resultando un coeficiente positivo.

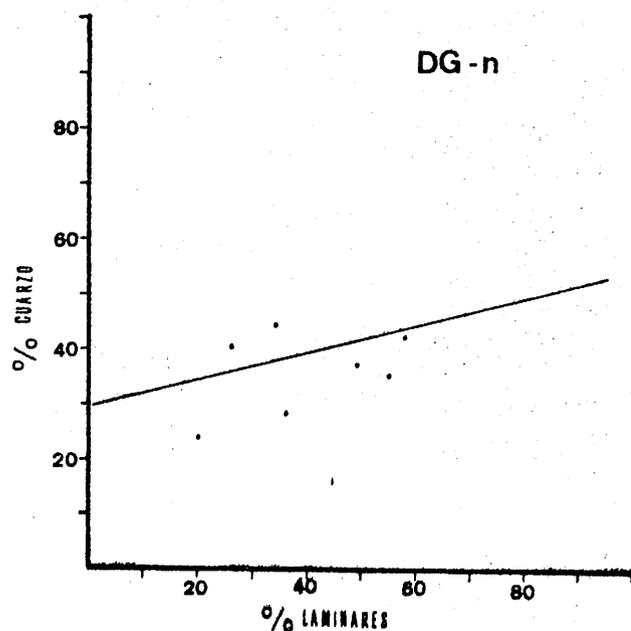


Fig. V. 162. Correlación entre los contenidos en cuarzo y minerales laminares.

La figura V. 163, representa la composición mineralógica de los diferentes niveles de este afloramiento.

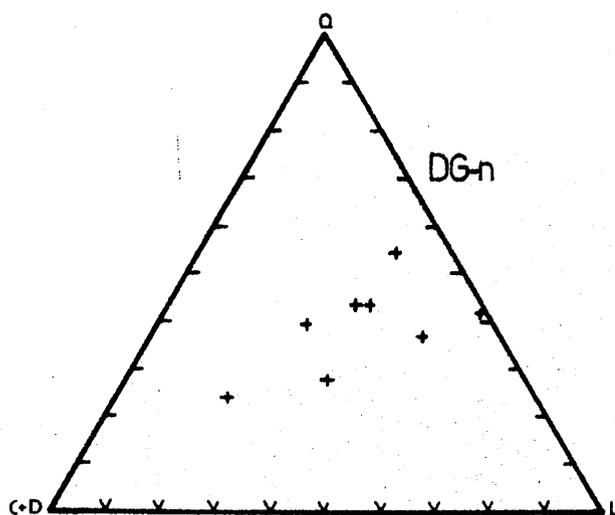


Fig. V. 163. Composición mineralógica global.

La figura V.164. expresa la variación de las relaciones Q/L y carbonatos/cuarzo y minerales laminares, a lo largo de la columna litológica.

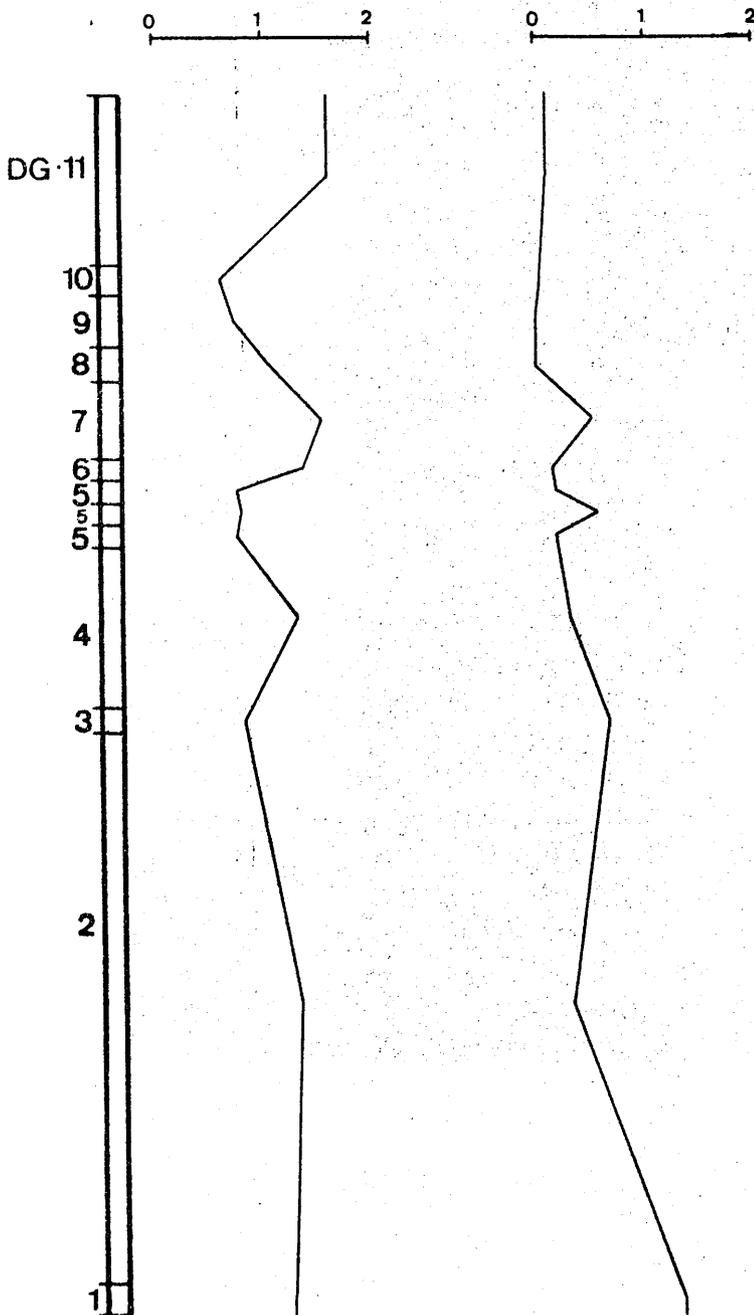


Fig. V.164. Variación de las relaciones Q/L (gráfica izquierda) y carbonatos/Q+L (gráfica derecha).

El cociente Q/L adquiere valores que oscilan entre 0,75 y 1,60. Haciendo abstracción de los paleosuelos intercalados, dicho cociente presenta unos valores próximos a 1,30 para los niveles 1, 2 y 4 (sin grandes diferencias); una segunda zona en que alcanza cifras de 0,75 (DG-5 y 5') y que representa una disminución bien patente; por último, en los niveles DG-7, 9 y 11 está patente una sinuosidad debida a que dicha relación es muy próxima en DG-7 y 11 (1,55) pero en DG-9 alcanza un valor de 0,75.

La relación carbonatos/Q-L presenta un perfil que, globalmente, es similar; es decir, evoluciona de igual forma excepto en los niveles DG-1 y DG-2 donde se dan variaciones contrarias. Sin embargo, esta relación se caracteriza porque los valores adquiridos son bajos (desde 0 a 1,30, siendo los más frecuentes entre 0,55 y 0), lo que ocasiona que la curva sea suave.

V. 8. 3. 1. 2. Fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras.

Por difracción de rayos X se han determinado y cuantizado los siguientes minerales. Sus resultados se resumen en las tablas V. 124. y V. 125.

Tabla V. 124. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción menor de 2 micras.

Muestra	Illita	Cl	K	Cl+K	Montm.	Paragonita
DG-2	48	18	11	29	15	8
DG-4	49	18	11	29	15	7
DG-5	47	15	9	24	20	9
DG-7	55	28	10	38	t	7
DG-9	43	18	6	24	27	6

Tabla V. 125. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo en la fracción entre 2 y 20 micras.

Muestra	Q	L(x)	(x)				Mont.	P	Otros
			Illita	Cl	K	Cl+K			
DG-2	10	90	57	27	8	35	t	8	A, Q
DG-4	8	92	57	29	8	37	t	6	Q
DG-5	21	79	59	24	8	32	t	9	Q
DG-7	15	85	56	31	3	34	t	10	A, Q
DG-9	14	86	53	22	5	27	12	8	----

Con los datos expuestos en las tablas V. 124. y V. 125. se ha construido la figura V. 165. que resume las variaciones de los minerales de la arcilla a lo largo de la columna litológica, para las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras.

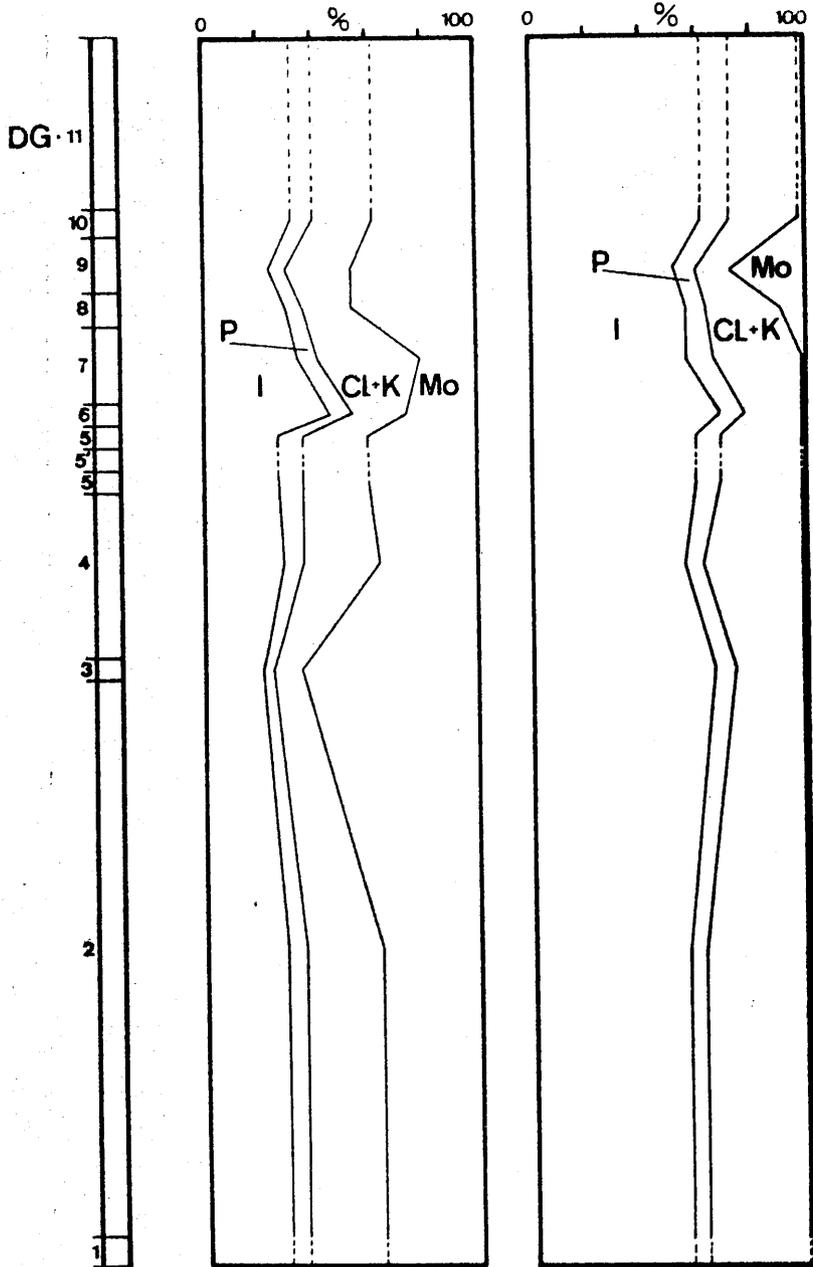


Fig.V. 165. Contenido en filossilicatos de la serie DG. Fracción menor de 2 micras (izda.), fracción 2-20 micras (derecha).

De ellas deducimos:

Fracción menor de 2 micras.

- la illita presenta pequeñas variaciones, con un máximo en DG-7. El valor medio de los distintos niveles es 48%.
- la paragonita se comporta de forma similar, manteniendo unos porcentajes muy análogos, entre 6 y 9. Se observa una correlación inversa entre ambos minerales, aunque no es una norma rígida que cumplan todas las muestras.

- la clorita más caolinita, varían desde 24 a 38% con un contenido medio de 29%. En todos los niveles, la clorita predomina sobre la caolinita. La caolinita presenta contenidos extremos en 6 y 11%.
- la montmorillonita oscila entre "no cuantizables" y 27%. Abunda en aquellos niveles con menor cantidad de illita. El contenido medio es 15%.
- no existe relación entre el contenido de los diversos minerales de la arcilla y su posición en la serie estratigráfica, de forma que no se observa un incremento o disminución de los mismos hacia techo o muro, o viceversa.

Fracción entre 2 y 20 micras.

- en primer lugar, se observa, respecto a la fracción menor de dos micras, un aumento en el contenido de illita y clorita más caolinita, y disminución de la montmorillonita. La paragonita se mantiene con valores aproximadamente constantes.
- las variaciones que experimentan los diferentes minerales son menores excepto la montmorillonita que incrementa notable y bruscamente en la muestra DG-9.
- los contenidos medios son: 56% para la illita, 33% para la clorita más caolinita, 2% para la montmorillonita y 8% para la paragonita.
- las curvas presentan un mayor paralelismo que en la fracción anterior.
- las cantidades de clorita son siempre mayores que en la fracción menor de 2 micras. Por el contrario, la caolinita abunda menos en la de 2 a 20 micras, con valores extremos en 3 y 8%.

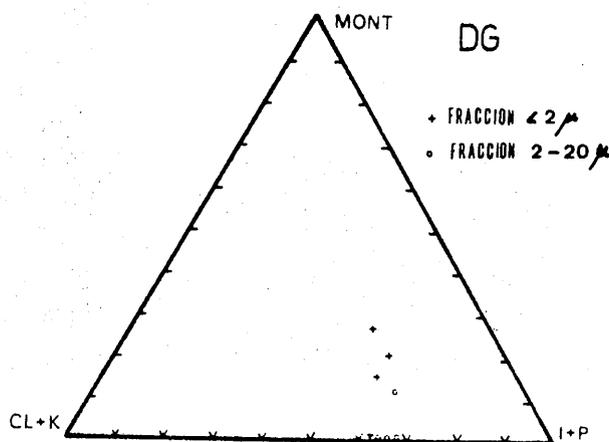


Fig. V. 266. Composición mineralógica de las fracciones menor de 2 y de 2 a 20 micras.

Las relaciones entre los minerales de la arcilla heredados y neoformados -en ambas fracciones- son las siguientes:

Tabla V. 126. Relación entre minerales de la arcilla heredados y neoformados.

Muestra	F. menor de 2 micras	F. entre 2 y 20 micras
DG-2	5,62	50
DG-4	5,60	50
DG-5	3,80	50
DG-7	50,00	50
DG-9	2,70	7,6

En las figuras V. 167. a V. 174. se representan las correlaciones existentes entre las diversas parejas de minerales de la arcilla. En general, son positivas las correlaciones.

Se consideran no significativas las existentes entre Illita--Paragonita (menor de 2 micras), Illita--Paragonita (2-20 micras) y entre las fracciones de Paragonita.

CORRELACIONES LINEALES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

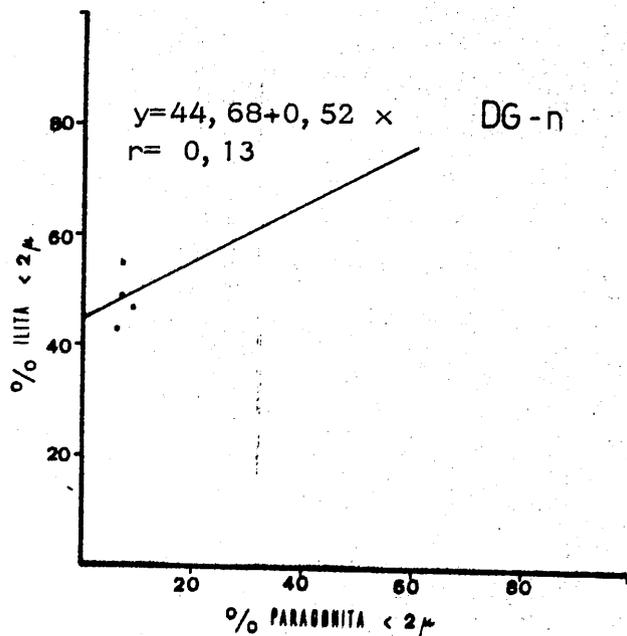


Fig. V. 167.

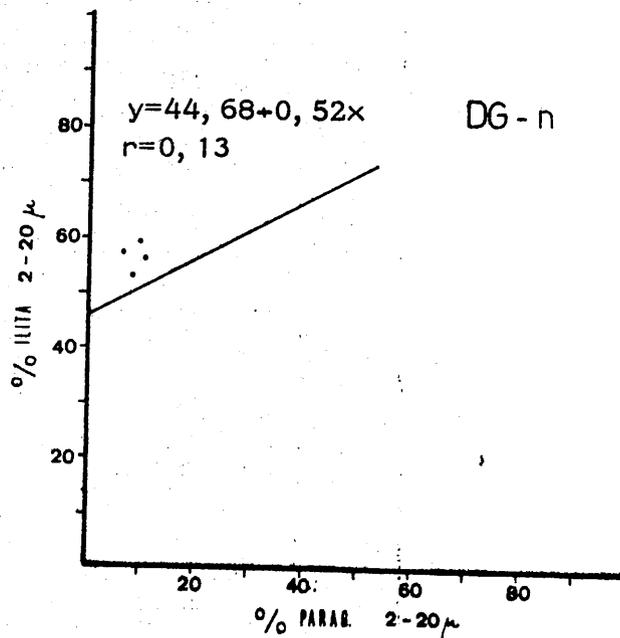


Fig. V. 168.

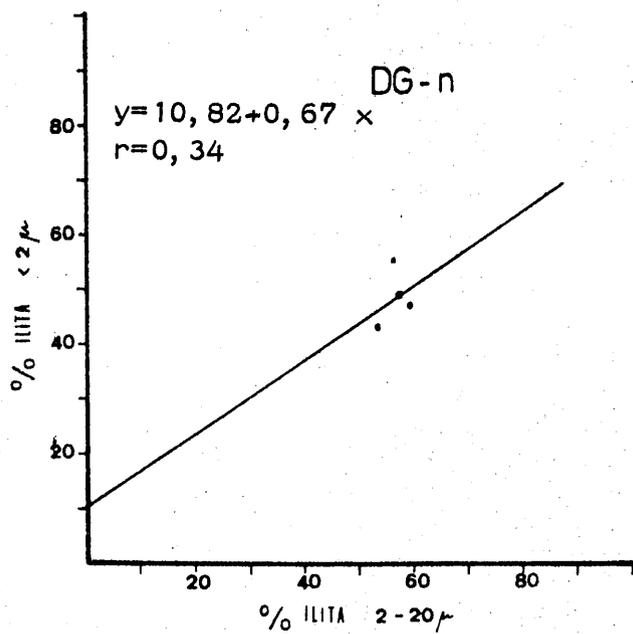


Fig. V. 169

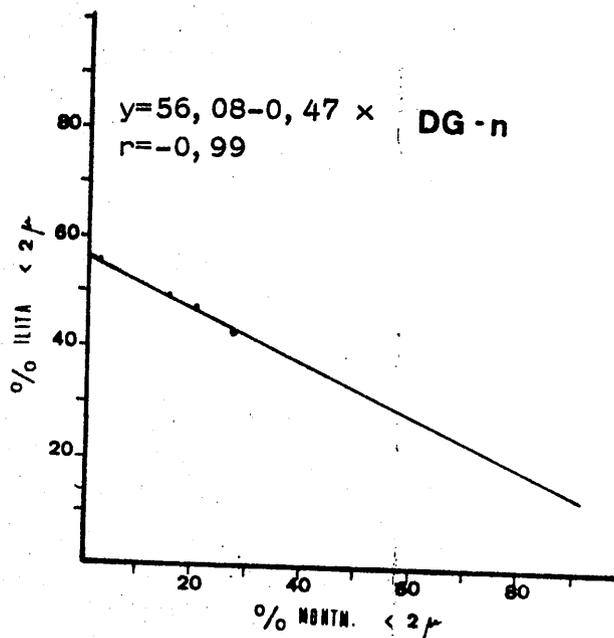


Fig. V. 170

CORRELACIONES LINEALES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

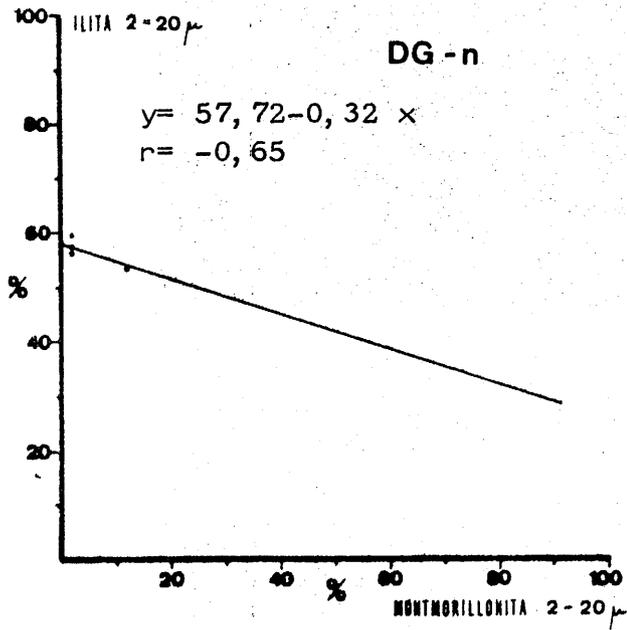


Fig. V. 171

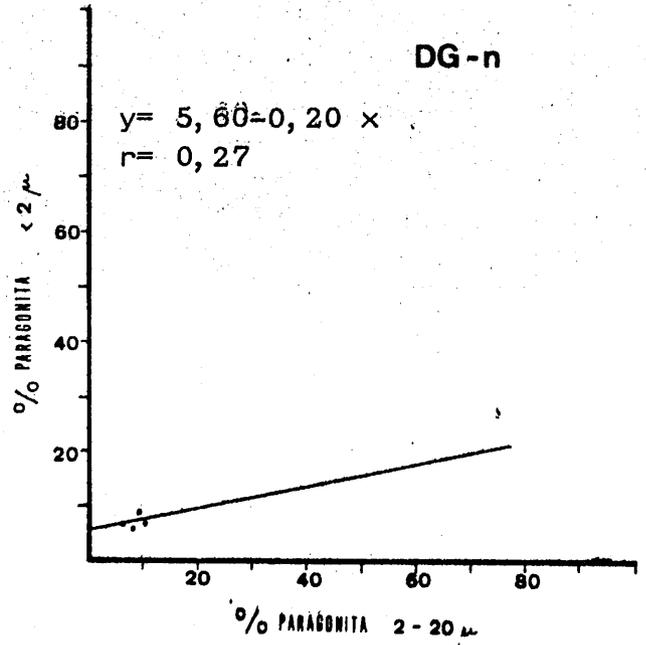


Fig. V. 172

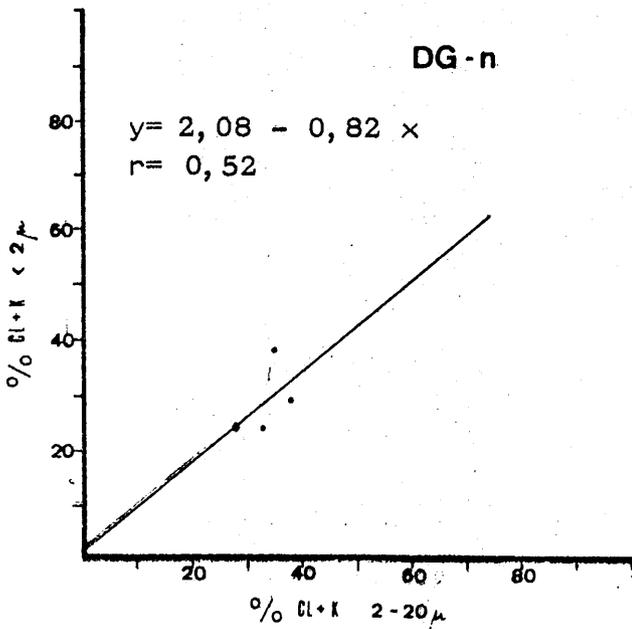


Fig. V. 173.

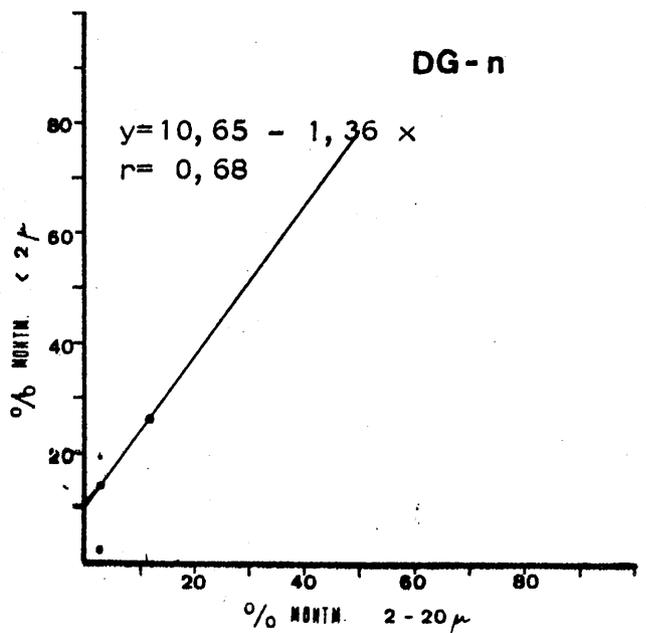


Fig. V. 174.

Los estudios realizados sobre la ilita de la matriz, en lo referente a - medidas de b_o y de la reflexión (0010) así como a contenidos en diversos cationes han dado los siguientes resultados.

Tabla V. 127. Datos sobre las ilitas.

Muestra	b_o en A	(0010)	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
DG-2	9,0096	1,9918	14,43	1,57	6,83	0,58	0,56
DG-4	9,0111	1,9918	13,60	2,40	6,83	0,62	0,60
DG-5	9,0150	1,9877	14,96	1,04	6,67	0,70	0,69
DG-7	9,0096	1,9893	14,43	1,57	6,89	0,58	0,56
DG-9	9,0084	1,9877	14,96	1,04	6,94	0,57	0,53
DG-11	9,0111	n. d.	n. d.	n. d.	6,83	0,62	0,60

En algunos niveles ha podido establecerse el contenido en átomos de - hierro, en función de la relación de intensidades entre las reflexiones - (004) y (002) de la ilita.

Tabla V. 128. Contenidos en átomos de hierro de las ilitas.

Muestra	% Fe ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃ +0,42MgO	Átomos de hierro
DG-5	2,40	3,33	0,68
DG-7	1,85	2,75	0,53
DG-9	2,65	3,58	0,76

Respecto al grado de cristalinidad (Índice de Kubler), grado de paragonitización y tamaño de partícula, la tabla V. 129, resume los valores - que presenta dicho mineral.

Tabla V. 129. Datos sobre las ilitas de la matriz.

Muestra	I. Kubler (mm)	Na/Na+K	Tamaño de partícula(A)	G. de metamorfismo
DG-2	n. d.	0,20	n. d.	n. d.
DG-4	n. d.	0,13	n. d.	n. d.
DG-5	20	0,42	403	Epizona
DG-7	13	0,31	603	Epizona
DG-9	20	0,42	403	Epizona

El estudio de las cloritas proporciona los siguientes resultados.

Tabla V. 130. Datos sobre las cloritas de la matriz

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ / Fe ²⁺ +Mg
DG-4	2,83	1,17	1,04	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
DG-5	2,42	1,58	1,49	0,85	0,15	1,20	0,20
DG-7	2,31	1,69	1,59	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
DG-9	2,45	1,55	1,45	0,80	0	1,10	0,17

Las fórmulas estructurales y el tipo de clorita determinado es:

Muestra DG-5: $(\text{Si}_{2,42}\text{Al}_{1,58})(\text{Fe}_1\text{Mg}_{3,51}\text{Al}_{1,49})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
 Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Muestra DG-9: $(\text{Si}_{2,45}\text{Al}_{1,55})(\text{Fe}_{0,8}\text{Mg}_{3,72}\text{Al}_{1,45})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
 Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

De la montmorillonita sólo han podido determinarse, y no siempre, el in dice de Biscaye y el grado de hinchamiento, resultando los siguientes - valores:

- . Cristalinidad (V/P): 0,40 (DG-4), 0,60 (DG-5) y 0,52 (DG-9) en las fracciones menores de 2 micras; 0,41 (DG-9, 2-20 micras).
- . El grado de hinchamiento presenta un valor de 16,66 A en DG-9 (menor de 2 micras) y 17,31 A en DG-4 y DG-5.

V. 8. 3. 2. CANTOS. Mediante el estudio microscópico, en luz transmitida, se han distinguido los siguientes tipos de rocas.

	TIPOS DE ROCAS			
	1	2	3	4
Anfiboles	x			x
Carbonatos			x	x
Cloritas (5)	x	x	x	x
Cloritoide				x
Cuarzo	x	x	x	x
Epidotas				
Pistacita	x		x	x
Plagioclasa (Ab. -Olig.)		x		x
Grafito				x
Granates	x	x		x
Menas metálicas				
Oxidos y/o hidr. de Fe	x		x	x
Rutilo	x	x	x	x
Micas				
Biotita marrón		x	x	x
Mica Incolora	x	x	x	x
Piroxenos	x			
Titanita	x	x		x
Turmalina			x	x
Zircón				x

1, Anfibolitas; 2, Cuarcitas; 3, Mármoles; 4, Micasquistos

En la figura V. 175. se representa la situación de las muestras de los cantos de rocas en la columna litológica.

(5) Se estudian por difracción de rayos X

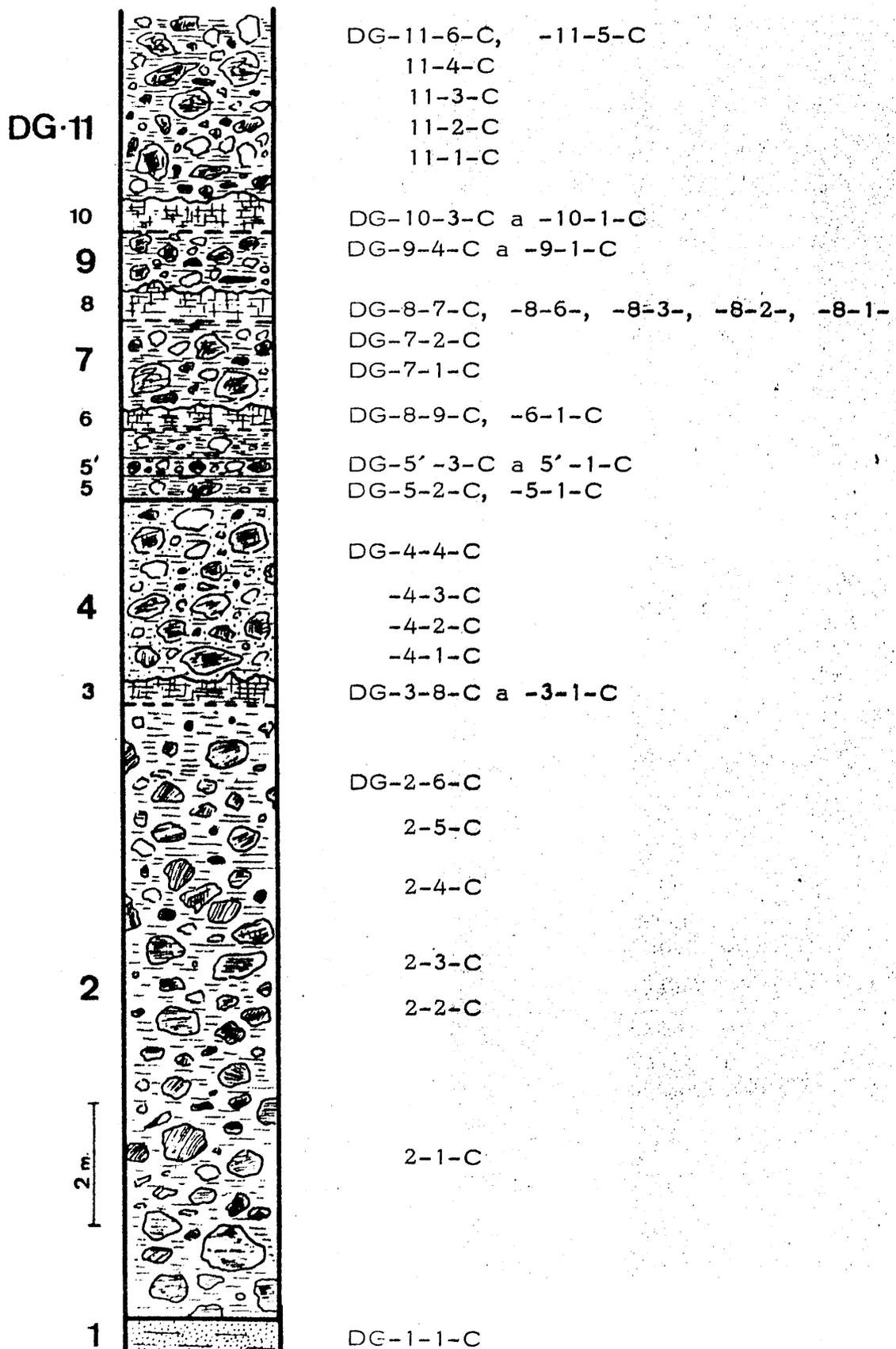


Fig. V. 175. Distribución de las muestras de los cantos de rocas en la columna.

La clasificación detallada de las rocas es la siguiente:

<u>Muestra</u>	<u>Clasificación</u>
DG-11-6-C	Anfibolita epidótica con granate y feldespato
DG-11-5-C	Micasquisto con granate y turmalina
DG-11-4-C	Micasquisto feldespático con epidota
DG-11-3-C	Micasquisto con granate y turmalina
DG-11-2-C	Micasquisto con granate y turmalina
DG-11-1-C	Micasquisto feldespático
DG-10-3-C	Micasquisto epidótico con granate
DG-10-2-C	Micasquisto grafitoso con granate y biotita
DG-10-1-C	Anfibolita epidótica
DG-9-4-C	Micasquisto granatífero
DG-9-3-C	Micasquisto con granate
DG-9-2-C	Anfibolita epidótica
DG-9-1-C	Micasquisto con granate y biotita
DG-8-7-C	Micasquisto granatífero con turmalina
DG-8-6-C	Micasquisto granatífero con turmalina
DG-8-3-C	Micasquisto feldespático con granate
DG-8-2-C	Micasquisto con granate y turmalina
DG-8-1-C	Micasquisto grafitoso con granate y biotita
DG-7-2-C	Micasquisto grafitoso con granate y biotita
DG-7-1-C	Mármol
DG-6-9-C	Micasquisto con granate y turmalina
DG-6-8-C	Micasquisto con granate y cloritoide
DG-6-7-C	Micasquisto anfibólico con granate
DG-6-6-C	Micasquisto granatífero
DG-6-5-C	Micasquisto con granate y turmalina
DG-6-4-C	Micasquisto con granate y turmalina
DG-6-3-C	Micasquisto con granate y cloritoide
DG-6-2-C	Anfibolita epidótica
DG-6-1-C	Anfibolita epidótica
DG-5'-3-C	Mármol
DG-5'-2-C	Micasquisto con granate y biotita
DG-5'-1-C	Micasquisto granatífero
DG-5-2-C	Micasquisto grafitoso con granate y biotita
DG-5-1-C	Micasquisto granatífero

DG-4-4-C	Cuarcita
DG-4-3-C	Micasquisto feldespático
DG-4-2-C	Micasquisto feldespático con epidota
DG-4-1-C	Micasquisto con granate y turmalina
DG-3-8-C	Micasquisto grafitoso con granate
DG-3-7-C	Anfibolita epidótica
DG-3-6-C	Micasquisto epidótico con granate
DG-3-5-C	Micasquisto grafitoso con granate
DG-3-4-C	Micasquisto con granate y turmalina
DG-3-3-C	Micasquisto grafitoso con biotita y granate
DG-3-2-C	Micasquisto grafitoso con biotita y granate
DG-3-1-C	Anfibolita epidótica
DG-2-6-C	Micasquisto feldespático
DG-2-5-C	Cuarcita
DG-2-4-C	Micasquisto epidótico con granate
DG-2-3-C	Micasquisto con granate y turmalina
DG-2-2-C	Micasquisto grafitoso con granate y turmalina
DG-2-1-C	Micasquisto con granate y cloritoide
DG-1-1-C	Mármol

Destaquemos:

- Escasa variedad de rocas. Sólo se han encontrado cuatro tipos
- Diversidad en los tipos de micasquistos.
- Sobre todo, la abundancia de anfibolitas y de la epidota, como parte fundamental de las anfibolitas y de micasquistos.

El estudio de las micas (moscovita y paragonita) de los cantos de las rocas ha dado los siguientes resultados, en relación con las medidas del parámetro b_0 y de la reflexión (0010). (tabla V, 131.).

Tabla V. 131. Datos sobre las moscovitas y paragonitas.

Muestra	b_o moscovita	b_o paragonita	(0010)M	$\Delta 2\theta(0010)M-P$
DG-3-2-C	9,0006	8,8842	1,9918	1,65
DG-3-3-C	9,0096	8,8830	1,9926	1,70
DG-3-4-C	9,0150	8,8878	1,9860	1,49
DG-3-5-C	9,0240	8,8890	1,9860	1,60
DG-3-6-C	9,0096	8,8854	1,9860	1,60
DG-3-7-C	9,0096	8,8956	1,9877	1,50
DG-5-1-C	9,0030	8,8866	1,9877	1,60
DG-5-2-C	9,0126	8,8830	1,9901	1,60
DG-5'-1-C	9,0006	8,8944	1,9877	1,40
DG-5'-2-C	9,0111	8,8890	1,9877	1,70
DG-6-1-C	9,0126	8,8806	1,9877	1,60
DG-6-3-C	8,9994	8,8866	1,9926	1,75
DG-6-4-C	8,9994	8,8854	1,9860	1,50
DG-6-5-C	9,0018	-----	1,9860	1,49
DG-6-6-C	8,9898	8,8932	1,9868	1,49
DG-8-1-C	9,0018	8,8854	1,9959	1,51
DG-8-2-C	8,9982	8,8842	1,9901	1,60
DG-8-3-C	9,0084	8,8830	1,9877	1,50
DG-8-6-C	8,9992	8,8830	1,9877	1,50
DG-8-7-C	9,0084	8,8876	1,9835	1,49
DG-9-1-C	8,9982	8,8806	1,9901	1,60
DG-9-3-C	9,0084	-----	1,9877	1,60
DG-9-4-C	9,0072	8,8818	1,9877	1,52
DG-10-2-C	9,0042	8,8854	1,9918	1,61
DG-10-3-C	9,0030	8,8944	1,9835	1,49
DG-11-1-C	9,0240	-----	1,9860	1,55
DG-11-2-C	8,9964	8,8818	1,9885	1,49
DG-11-3-C	8,9982	8,8830	1,9868	1,50
DG-11-4-C	9,0162	-----	1,9901	1,50
DG-11-5-C	8,9952	8,8866	1,9877	1,49

En la figura V. 176, se representa el histograma de frecuencia de los valores del parámetro b_o en las moscovitas de los cantos de rocas.

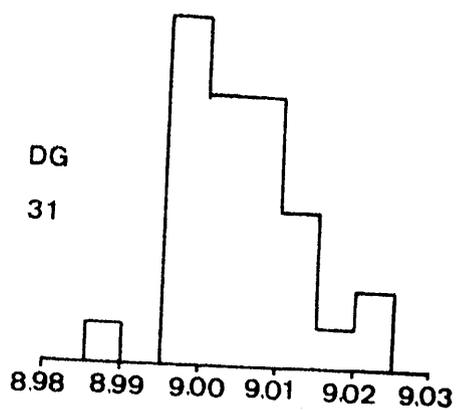


Fig. V. 176. Histograma de frecuencia de b_o en moscovitas.

Se puede indicar lo siguiente:

- . la gama de valores oscila entre 8,9850 y 9,0250.
- . la máxima frecuencia, igual que en Monachil, aparece entre 8,9950 y 9,00. Le siguen un máximo ancho entre 9,00 y 9,01; en menores proporciones las muestras con b_o entre 9,01 y 9,0150; y entre 9,0150 y 9,0250.
- . existe tan sólo una muestra con valores por debajo de 8,99.

En base a los resultados resumidos en la tabla anterior se ha determinado la composición para dichas moscovitas (tabla V. 132.).

Tabla V. 132. Datos sobre la composición de las moscovitas.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
DG-3-2-C	13,60	2,40	7,27	0,41	0,35
DG-3-3-C	13,33	2,67	6,89	0,59	0,56
DG-3-4-C	15,53	0,47	6,67	0,70	0,69
DG-3-5-C	15,53	0,47	6,29	0,88	0,90
DG-3-6-C	15,53	0,47	6,89	0,59	0,56
DG-3-6'-C	14,96	1,04	6,89	0,59	0,56
DG-5-1-C	14,96	1,04	7,17	0,46	0,40
DG-5'-1-C	14,96	1,04	7,27	0,41	0,35
DG-5-2-C	14,16	1,84	6,77	0,65	0,63
DG-5'-2-C	14,96	1,04	6,83	0,62	0,60
DG-6-1-C	14,96	1,04	6,77	0,65	0,63
DG-6-3-C	13,33	2,67	7,32	0,39	0,32
DG-6-4-C	15,53	0,47	7,32	0,39	0,32
DG-6-5-C	15,53	0,47	7,22	0,44	0,38
DG-6-6-C	15,26	0,74	7,72	0,20	0,09
DG-8-1-C	12,23	3,77	7,22	0,44	0,38
DG-8-2-C	14,16	1,87	7,37	0,36	0,29
DG-8-3-C	14,96	1,04	6,94	0,57	0,53
DG-8-6-C	14,96	1,04	7,37	0,36	0,29
DG-8-7-C	n. d.	n. d.	6,94	0,57	0,53
DG-9-1-C	14,16	1,84	7,37	0,36	0,29
DG-9-3-C	14,96	1,04	6,94	0,57	0,53
DG-9-4-C	14,96	1,04	6,99	0,54	0,50
DG-10-2-C	13,60	2,40	7,12	0,48	0,43
DG-10-3-C	n. d.	n. d.	7,17	0,46	0,40
DG-11-1-C	15,53	0,47	6,29	0,88	0,90
DG-11-2-C	14,70	1,30	7,44	0,33	0,25
DG-11-3-C	15,26	0,74	7,37	0,36	0,29
DG-11-4-C	14,16	1,84	6,62	0,72	0,72
DG-11-5-C	14,96	1,04	7,49	0,30	0,22

En algunas muestras ha podido determinarse también el contenido en átomos de hierro, basándonos en la relación de intensidades de las reflexiones (004) y (002), obteniéndose los resultados siguientes (tabla V.133.).

Tabla V. 133. Contenido en átomos de hierro de las moscovitas

Muestra	I_{004}/I_{002}	%Fe ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃ +0,42MgO	Atomos de Fe
DG-3-2-C	0,40	1,60	2,47	0,46
DG-3-4-C	0,43	1,30	2,20	0,40
DG-3-6-C	0,43	1,30	2,20	0,40
DG-5'-2-C	0,41	1,55	2,34	0,44
DG-6-3-C	0,41	1,55	2,34	0,44
DG-6-4-C	0,38	1,75	2,63	0,50
DG-8-1-C	0,45	1,25	2,05	0,36
DG-9-1-C	0,40	1,60	2,47	0,46
DG-9-3-C	0,54	0,55	1,23	0,16
DG-9-4-C	0,43	1,30	2,20	0,40
DG-10-3-C	0,35	2,10	3,08	0,63
DG-11-2-C	0,49	2,65	3,58	0,66
DG-11-5-C	0,45	1,25	2,05	0,36

Los datos que se obtienen por ambos métodos reflejan buena concordancia en la mayor parte de las muestras. Existen, sin embargo, algunas en que los resultados son muy diferentes.

En relación con el índice de cristalinidad y grado de paragonitización, se ha llegado a los resultados que resumimos en la tabla V. 134.

Tabla V. 134. Índices de Kubler y grados de paragonitización de las moscovitas

Muestra	I, Kubler (mm)	Na/Na+K	Muestra	I, Kubler (mm)	Na/Na+K
DG-3-2-C	10	0,13	DG-6-6-C	13	0,48
DG-3-3-C	12	0,07	DG-8-1-C	12	0,16
DG-3-4-C	13	0,54	DG-8-2-C	13	0,25
DG-3-5-C	13	0,54	DG-8-3-C	12	0,42
DG-3-6-C	14	0,54	DG-8-6-C	12	0,42
DG-3-6'-C	14	0,42	DG-9-1-C	12	0,25
DG-5-1-C	13	0,42	DG-9-3-C	12	0,42
DG-5'-1-C	13	0,42	DG-9-4-C	11	0,42
DG-5-2-C	12	0,25	DG-10-2-C	12	0,13
DG-5'-2-C	13	0,42	DG-11-1-C	13	0,52
DG-6-1-C	13	0,42	DG-11-2-C	12	0,36
DG-6-3-C	13	0,07	DG-11-3-C	13	0,48
DG-6-4-C	12	0,54	DG-11-4-C	13	0,25
DG-6-4'-C	12	0,42	DG-11-5-C	11	0,42
DG-6-5-C	13	0,54			

Respecto a las cloritas, han podido determinarse el tipo de clorita en los siguientes casos:

DG-3-5-C: micasquisto grafitoso con granate

DG-3-6-C: micasquisto epidótico con granate

DG-6-6-C: micasquisto con granate

DG-10-2-C: micasquisto grafitoso con granate y biotita

DG-11-4-C: micasquisto feldespático con epidota

La tabla V. 135. resume los resultados obtenidos.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	Fe ²⁺ / Fe ²⁺ + Mg
DG-3-5-C	2,90	1,10	0,97	0,70	0	0,14
DG-3-6-C	2,90	1,10	0,97	0,00	0	0,00
DG-6-6-C	2,79	1,21	1,07	0,30	0	0,06
DG-10-2-C	2,79	1,21	1,07	0,30	0	0,06
DG-11-4-C	2,52	1,48	1,37	0,00	0	0,00

Las fórmulas y términos de clorita son los siguientes:

Muestra DG-3-5-C:	$(\text{Si}_{2,90}\text{Al}_{1,10})(\text{Fe}_{0,70}\text{Mg}_{4,33}\text{Al}_{0,97})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Clinocloro (FOSTER), Clinocloro (HEY)
Muestra DG-3-6-C:	$(\text{Si}_{2,90}\text{Al}_{1,10})(\text{Fe}_0\text{Mg}_{5,03}\text{Al}_{0,97})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Clinocloro (FOSTER), Clinocloro (HEY)
Muestra DG-6-6-C:	$(\text{Si}_{2,79}\text{Al}_{1,21})(\text{Fe}_{0,30}\text{Mg}_{4,63}\text{Al}_{1,07})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Sheridanita-Clinocloro (FOSTER), Sheridanita (HEY)
Muestra DG-10-2-C:	$(\text{Si}_{2,79}\text{Al}_{1,21})(\text{Fe}_{0,30}\text{Mg}_{4,63}\text{Al}_{1,07})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Sheridanita-Clinocloro (FOSTER), Sheridanita (HEY)
Muestra DG-11-4-C:	$(\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48})(\text{Fe}_0\text{Mg}_{4,63}\text{Al}_{1,37})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)

Las diferencias de cargas varían entre -0,11 y -0,14.

En las figuras V. 177. y V. 178. se exponen gráficamente, por un lado las relaciones entre el espaciado basal (0010) de la moscovita y el incremento angular de la citada reflexión en la moscovita y paragonita; y, por otro, entre el b_0 de la moscovita y dicho incremento angular.

De ellas se deducen las siguientes consideraciones:

- sólo en una muestra aparece un valor del incremento $2\theta(0010)$ M-P superior a 1,70. El resto se sitúan por debajo de este valor.
- la máxima frecuencia de cantos se agrupa en torno a valores próximos a 1,50 e incluso ligeramente inferiores.
- le siguen en frecuencia las muestras con incremento angular de dicha reflexión alrededor de 1,60.
- la mayor parte de las muestras están dentro de los límites pertenecientes a las unidades de Sabinas y/o Caldera (Manto-

del Mulhacén).

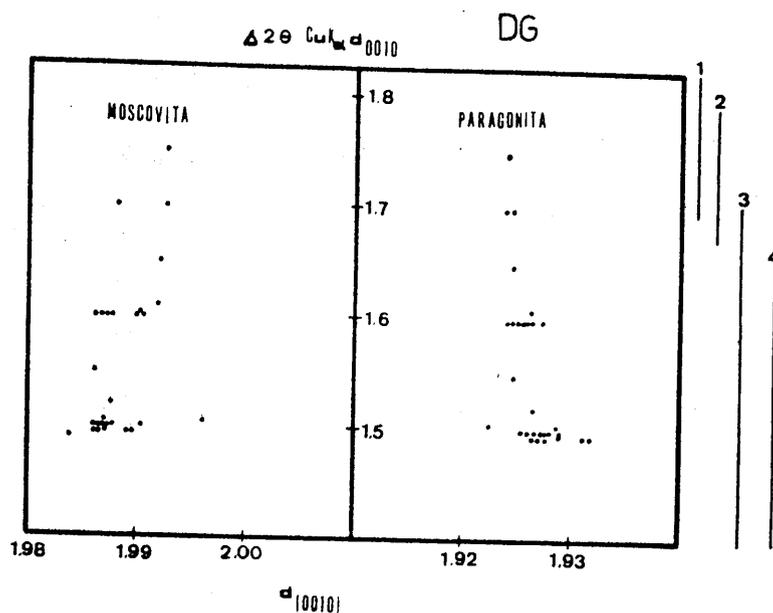


Fig. V. 177. Variación del espaciado basal de M-P en función del incremento angular de 2θ de la reflexión (0010)

1. Manto del Veleta 2. Filitas alpujarrídes
 2. Unidad de la Caldera 3. Idem. de las Sabinas

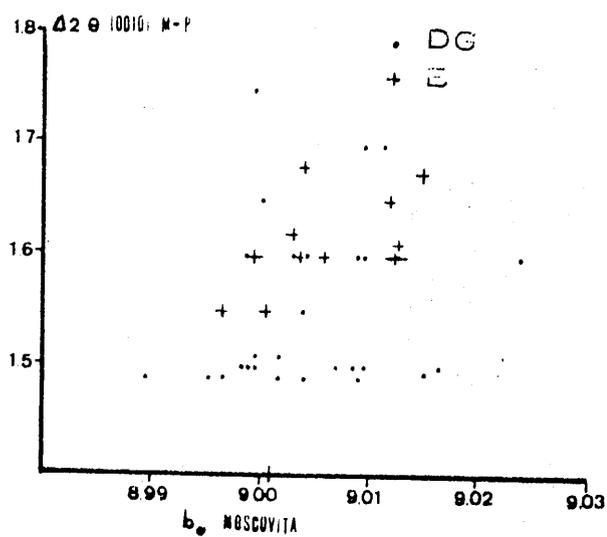


Fig. V. 178. Relación entre el incremento $2\theta(0010)$ M-P y los valores de b_0 en moscovitas.

V. 8. 3. 3. ESTUDIO EDAFOLOGICO.

En este afloramiento se seguirá la misma exposición de los resultados - que ya se indicó para el Rfo Torrente.

V. 8. 3. 3. 1. Análisis mecánicos. Los resultados obtenidos se recogen en la tabla V. 136.

Tabla V. 136. Resultados de los análisis mecánicos en %.

Muestra	Horizonte	Arena total	Limo	Arcilla
DG-10-2	B2b	65	22	13
DG-10-3	B3b	47	41	12
.....				
DG-8-2	A12b	69	24	7
DG-8-3	B2b	67	26	7
.....				
DG-6-2	B21b	57	29	14
DG-6-3	B22b	59	30	11
.....				
DG-3-2	B2b	59	29	12

En el diagrama de la figura V. 179. se representa la variación de los - análisis mecánicos en los diferentes paleosuelos.

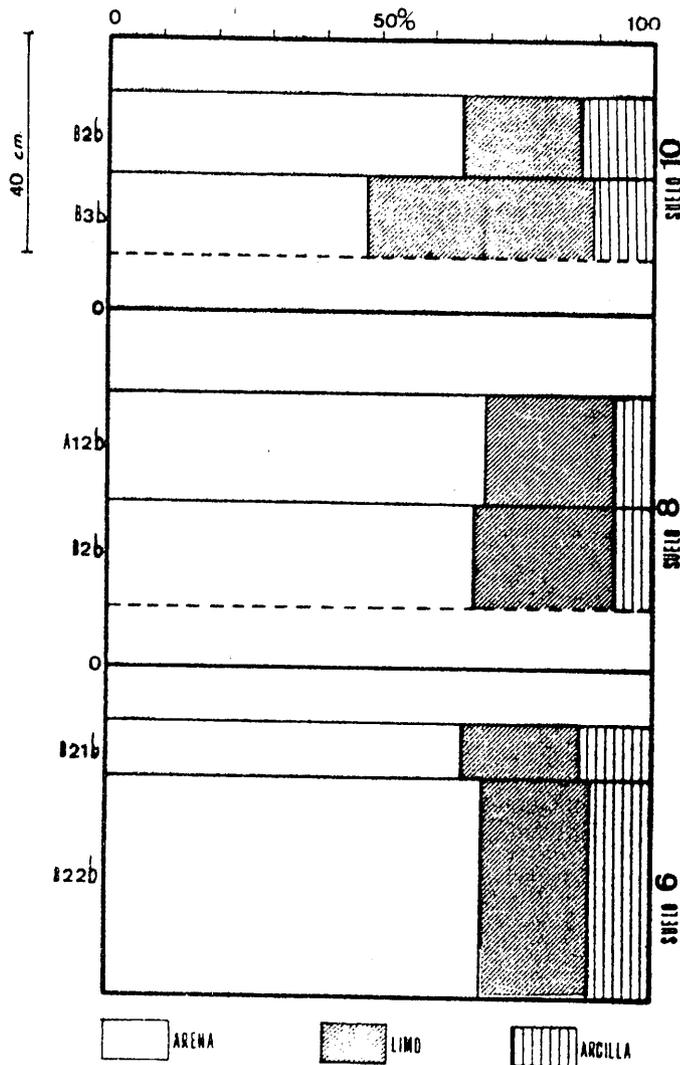


Fig. V. 179. Análisis mecánicos en los diferentes paleosuelos.

V. 8. 3. 3. 2. Análisis físicos. En este apartado se indican las medidas efectuadas de pH y conductividad eléctrica.

Tabla V. 137. Resultados de las medidas de pH y conductividad eléctrica (milimhos/cm.).

Muestra	Horizonte	pH	conductividad eléctrica
DG-10-2	B2b	8, 10	1, 20
DG-10-3	B3b	8, 45	0, 26
DG-8-2	A12b	9, 55	0, 42
DG-8-3	B2b	8, 70	0, 40
DG-6-2	B21b	7, 75	3, 19
DG-6-3	B22b	8, 00	1, 36
DG-3-2	B2b	8, 50	0, 38

Los valores de pH oscilan entre 7,75 y 9,55. Todos son ligeramente alcalinos, excepto en el horizonte A12 del paleosuelo DG-8. Como norma general, se encuentran pH más alcalinos en los paleosuelos más profundos, aunque en el caso del paleosuelo DG-6 no se cumple esta norma.

Referente a la conductividad eléctrica:

- disminuye notablemente hacia los horizontes más profundos dentro de cada suelo.
- a excepción del paleosuelo DG-6, la conductividad media de cada uno disminuye con la profundidad en la columna litológica.

V. 8. 3. 3. 3. Análisis químicos. Los resultados se recogen en las tablas V. 138. y V. 139.

Sobre ellas se pueden hacer los siguientes comentarios.

- el contenido medio de materia orgánica disminuye hacia paleosuelos más profundos en la columna litológica.
- los mayores porcentajes de materia orgánica se encuentran en el horizonte intermedio.
- se observa, igualmente, una disminución del hierro libre con la profundidad en la columna litológica.

Tabla V. 138. Resultados de los contenidos en materia orgánica e hierro libre (en %).

Muestra	Horizonte	Mat. Orgánica	Fe libre	
			Fe	Fe ₂ O ₃
DG-10-1	Cb	2,21	n. d.	n. d.
DG-10-2	B2b	2,46	2,03	2,90
DG-10-3	B3b	1,47	2,39	3,42
DG-8-1	A11b	1,84	n. d.	n. d.
DG-8-2	A12b	2,21	1,50	2,15
DG-8-3	B2b	1,72	1,72	2,46
DG-6-1	A1b	1,84	n. d.	n. d.
DG-6-2	B21b	2,21	1,80	2,60
DG-6-3	B22b	1,96	1,92	2,75
DG-3-1	Cb	1,47	n. d.	n. d.
DG-3-2	B2b	1,96	1,90	2,71

Tabla V. 139. Resultados de la capacidad y bases de cambio

Muestra	Horizonte	(T)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na	K	(S)
DG-10-2	B2b	3,80	7,52	2,71	0,22	0,13	10,58
DG-10-3	B3b	6,51	8,47	3,92	0,23	0,14	12,76
DG-8-3	B2b	4,13	5,52	2,62	0,20	0,12	8,46
DG-6-2	B21b	5,00	1,70	5,20	0,30	0,19	7,39
DG-6-3	B22b	4,12	3,26	4,10	0,37	0,23	7,96
DG-3-2	B2b	4,90	5,50	2,62	1,64	0,12	9,88

(T): capacidad de cambio total

(S): bases de cambio, suma de cationes

Con los resultados obtenidos en los análisis físicos y químicos se han establecido algunas correlaciones con objeto de analizar la interdependencia existente entre diversos parámetros. Así, se han hallado las siguientes:

- pH--conductividad eléctrica (fig. V. 180.).
- capacidad de cambio--% materia orgánica (fig. V. 181.).
- capacidad de cambio--% arcilla (fig. V. 182.).
- capacidad de cambio--% hierro libre (fig. V. 183.).

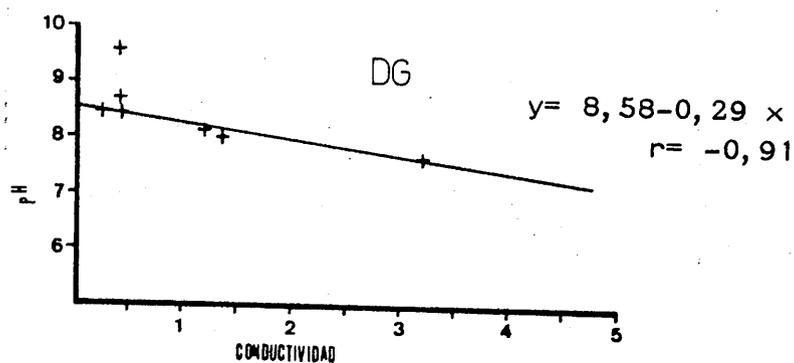


Fig. V. 180. Correlación entre las medidas de pH y conductividad eléctrica.

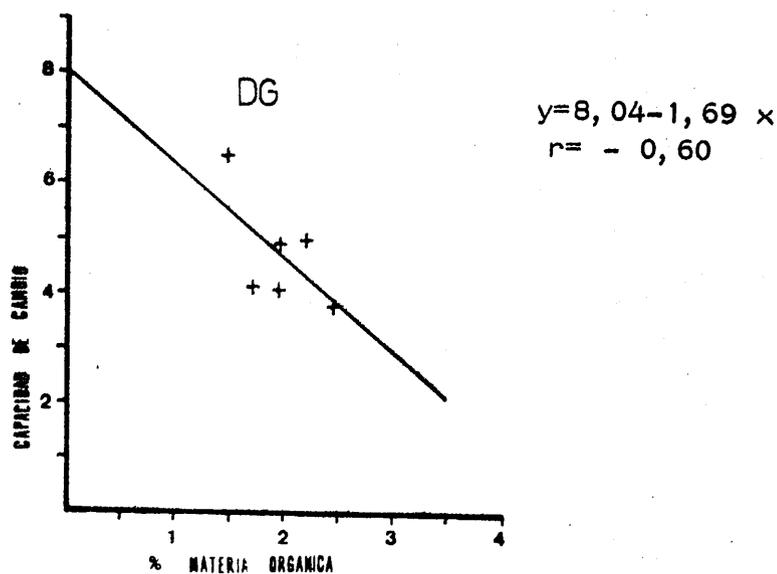


Fig. V. 181. Correlación entre los contenidos en materia orgánica y la capacidad de cambio.

La correlación entre la capacidad de cambio y la materia orgánica (figura V. 181.) es de signo negativo. Podemos deducir que la materia orgánica no ha influido en la capacidad de cambio. Ello se debe a que dicha materia orgánica está carbonizada o mineralizada y no humificada.

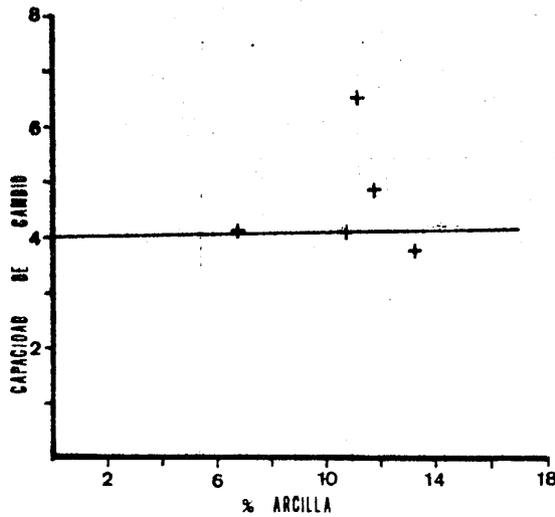


Fig.V. 182. Correlación entre la capacidad de cambio y la arcilla.

$$y = 4,06 + 0,006 x$$

$$r = 0,35$$

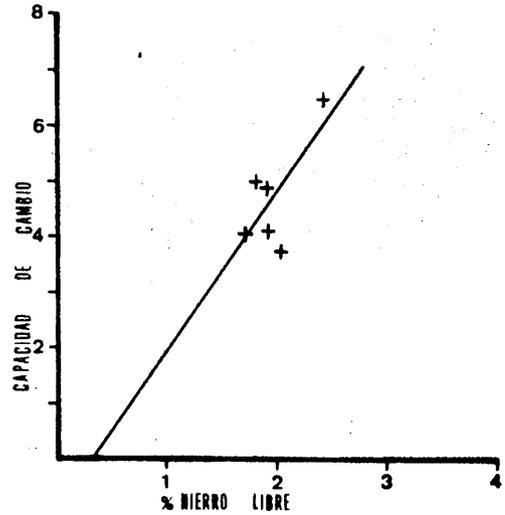


Fig.V. 183. Correlación entre la capacidad de cambio y el contenido en hierro libre

$$y = -0,98 + 2,92 x$$

$$r = 0,67$$

Estas correlaciones son positivas. Las pendientes de las rectas son diferentes; muy suave en el caso de la arcilla y de mayor pendiente en el del hierro libre. Analizando las pendientes de dichas rectas, se deduce que el hierro libre es quien presenta más posiciones cambiables y, en menor proporción, la arcilla.

V. 8. 3. 3. 4. Mineralogfa. Cuando se hablaba de la mineralogfa global de la matriz se incluían algunos datos referentes a los paleosuelos y cuya repetición -de nuevo aquí- consideramos innecesaria.

V. 8. 3. 3. 4. 1. Mineralogfa global. Por difracción de rayos X se han determinado y cuantizado los siguientes minerales (tabla V. 140.).

Tabla V. 140. Análisis mineralógico cualitativo de los horizontes de los paleosuelos.

Muestra	Horizonte	Mineralogía
DG-10-1	Cb	Anfibol, calcita, caolinita, clorita, cuarzo, montmorillonita, moscovita, paragonita
DG-10-2	B2b	Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
DG-10-3	B3b	Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
DG-8-1	A11b	Anfibol, cuarzo, minerales laminares
DG-8-2	A12b	Caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
DG-8-3	B2b	Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
DG-6-1	A1b	Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
DG-6-2	B21b	Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
DG-6-3	B22b	Anfibol, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.
DG-3-1	Cb	Anfibol, calcita, cuarzo, feldespato, minerales laminares.
DG-3-2	B2b	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, feldespato, montmorillonita, moscovita, paragonita.

Los resultados del análisis mineralógico cuantitativo se resumen en la tabla V. 141.

Tabla V. 141. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo.

Muestra	Calcita	Cuarzo	Dolomita	Min. Laminares
DG-10-1	7	35	0	58
DG-10-2	0	38	0	62
DG-10-3	0	37	0	63
.....				
DG-8-1	0	51	0	49
DG-8-2	0	49	0	51
DG-8-3	0	51	0	49
.....				
DG-6-1	t	50	33	17
DG-6-2	0	32	0	68
DG-6-3	0	39	0	61
.....				
DG-3-1	0	21	0	79
DG-3-2	t	29	0	71

En la figura V. 184. se representa la composición mineralógica global de los diversos horizontes.

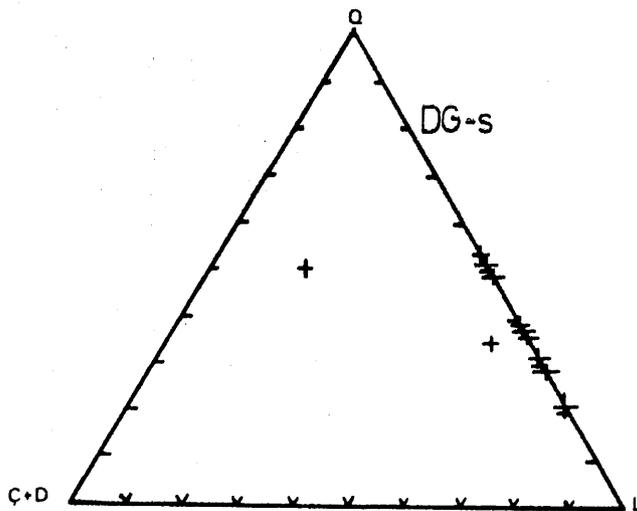


Fig. V. 184. Composición mineralógica de los horizontes de los paleo-suelos.

En la figura V. 185. representa la correlación existente entre los contenidos en cuarzo y minerales laminares.

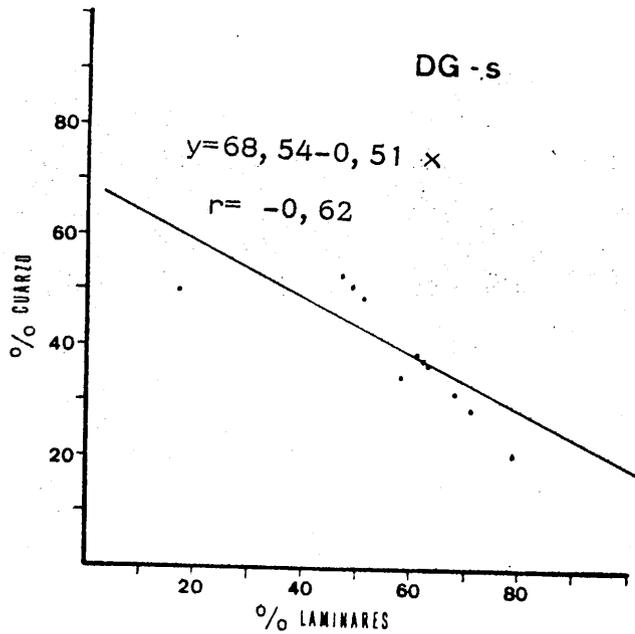


Fig. V. 185. Correlación entre los contenidos en Q y minerales laminares.

V. 8. 3. 3. 4. 2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras. Por difracción de rayos X se han determinado y cuantizado los siguientes minerales de la arcilla (tablas V. 142. y V. 143.).

Tabla V. 142. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo. Fracción menor de 2 micras.

Muestra	Illita	Cl	K	Mont.	Paragonita
DG-10-1	47	19	6	21	7
DG-10-2	59	10	14	11	6
DG-10-3	48	18	t	24	10
.....					
DG-8-2	51	10	8	25	6
DG-8-3	49	12	7	26	6
.....					
DG-6-1	50	13	15	14	8
DG-6-2	80	13	t	t	7
DG-6-3	71	21	t	t	8
.....					
DG-3-2	41	4	6	46	3

Tabla V. 143. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo. Fracción entre 2 y 20 micras.

Muestra	Q	L(x)	(x)					P	Otros
			Ilita	Cl	K	Mont.			
DG-10-1	35	65	55	20	6	10	9	Q	
DG-10-2	38	62	65	19	9	t	7	Q	
DG-10-3	20	80	63	17	6	3	11	Q	
.....									
DG-8-2	49	51	56	19	8	7	7	Q	
DG-8-3	51	49	56	22	8	6	6	Q	
.....									
DG-6-1	16	82	63	23	5	t	9	Q	
DG-6-2	32	68	72	14	4	t	10	A, Q	
DG-6-3	15	85	70	18	5	t	7	Q	
.....									
DG-3-2	6	94	65	12	16	t	7	Q	

En base a los análisis mecánicos y a los análisis cuantitativos, resumidos en las tablas V. 142. y V. 143., se ha determinado la cantidad de cada mineral de la arcilla en términos absolutos (tablas V. 144. y V. 145.).

Tabla V. 144. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo, en cantidades absolutas, de la fracción menor de 2 micras.

Muestra	Ilita	Cl	K	Mont.	Paragonita
DG-10-2	7	1	2	2	1
DG-10-3	5	n. d.	n. d.	3	1
.....					
DG-8-2	4	<1	<1	2	<1
DG-8-3	3	1	1	2	<1
.....					
DG-6-2	11	1	1	t	1
DG-6-3	8	1	1	t	1
.....					
DG-3-2	5	1	1	5	<1

Tabla V. 145. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo, en cantidades absolutas, de la fracción 2-20 micras.

Muestra	Ilita	Cl	K	Mont.	Paragonita
DG-10-2	15	5	1	t	1
DG-10-3	26	6	4	2	4
.....					
DG-8-2	14	5	1	2	2
DG-8-3	15	6	2	2	1
.....					
DG-6-2	21	4	1	t	3
DG-6-3	21	4	3	t	2
.....					
DG-3-2	19	3	5	t	2

La figura V. 186. representa la composición mineralógica de las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras.

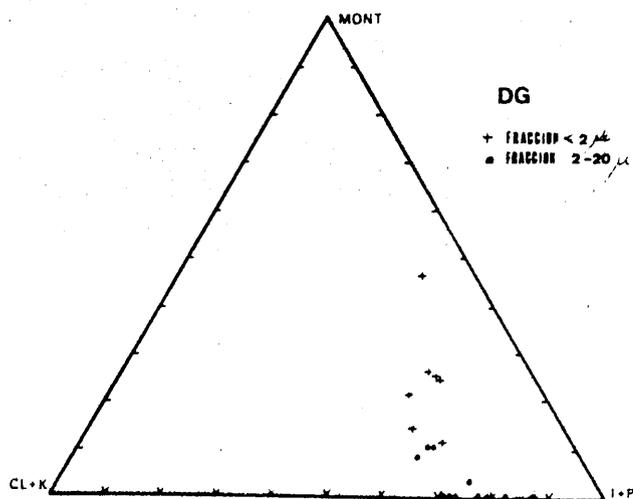


Fig. V. 186. Composición mineralógica de las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras.

Se desprende de ella que existe una separación neta entre la composición de ambas fracciones, aunque aquellas en las que la montmorillonita es "no cuantizable" (en la menor de 2 micras) aparecen mezcladas con las fracciones de 2 a 20 micras, más pobres en este mineral.

En las figuras V. 187. y V. 188. se esquematizan las variaciones de cada mineral a lo largo de los diferentes horizontes de cada paleosuelo.

Suelo 10.

Fracción menor de 2 micras: la illita y clorita más caolinita disminuyen hacia horizontes más profundos; en la primera, las diferencias de contenidos son elevadas mientras que en la Cl+K son pequeñas. La montmorillonita presenta un comportamiento contrario a la illita. La paragonita aumenta ligeramente de contenido hacia B3.

Fracción 2-20 micras: en todos los casos, el sentido de las variaciones es idéntico al expuesto para la fracción anterior. La única diferencia estriba en que dichas variaciones tienen lugar entre márgenes más estrechos y, por tanto, más suaves.

Suelo 8.

Fracción menor de 2 micras: las variaciones de los diferentes minerales de la arcilla son escasas. - Los aumentos y disminuciones de los contenidos oscilan en márgenes muy-pequeños. Disminuye la illita, se man-tiene la paragonita y aumentan la - montmorillonita y clorita más caolini-ta.

Fracción 2-20 micras: referente a los márgenes de las va-riaciones sucede lo mismo que en la fracción menor de 2 micras. Sin em-bargo, varía el sentido de las osci-laciones de algunos minerales. Así, - la paragonita y montmorillonita dismi-nuyen hacia B2 aunque sea ligera - mente.

Suelo 6.

Fracción menor de 2 micras: excepto la paragonita, los restantes minerales presentan diferencias im-portantes de contenidos entre el ho-rizonte A y los B. La máxima se da en la illita, mientras que en la mont-morillonita y Cl+K se amortiguan.

La illita aumenta su porcentaje desde A1b a B21b para luego disminuir con la profundidad. La Cl+K y la mont - morillonita presentan curvas contrarias a lo especificado para la illita. En - el caso de la montmorillonita, esta - se mantiene constante en B21b y - B22b. La paragonita, mucho más - amortiguado, presenta variaciones en el mismo sentido que la Cl+K.

Fracción 2-20 micras: idénticos sentidos para las oscilacio-nes de illita y Cl+K, pero con meno-res diferencias entre los contenidos de cada horizonte. La montmorillonit - ta se mantiene constante. La parago - nita presenta el máximo en B21b.

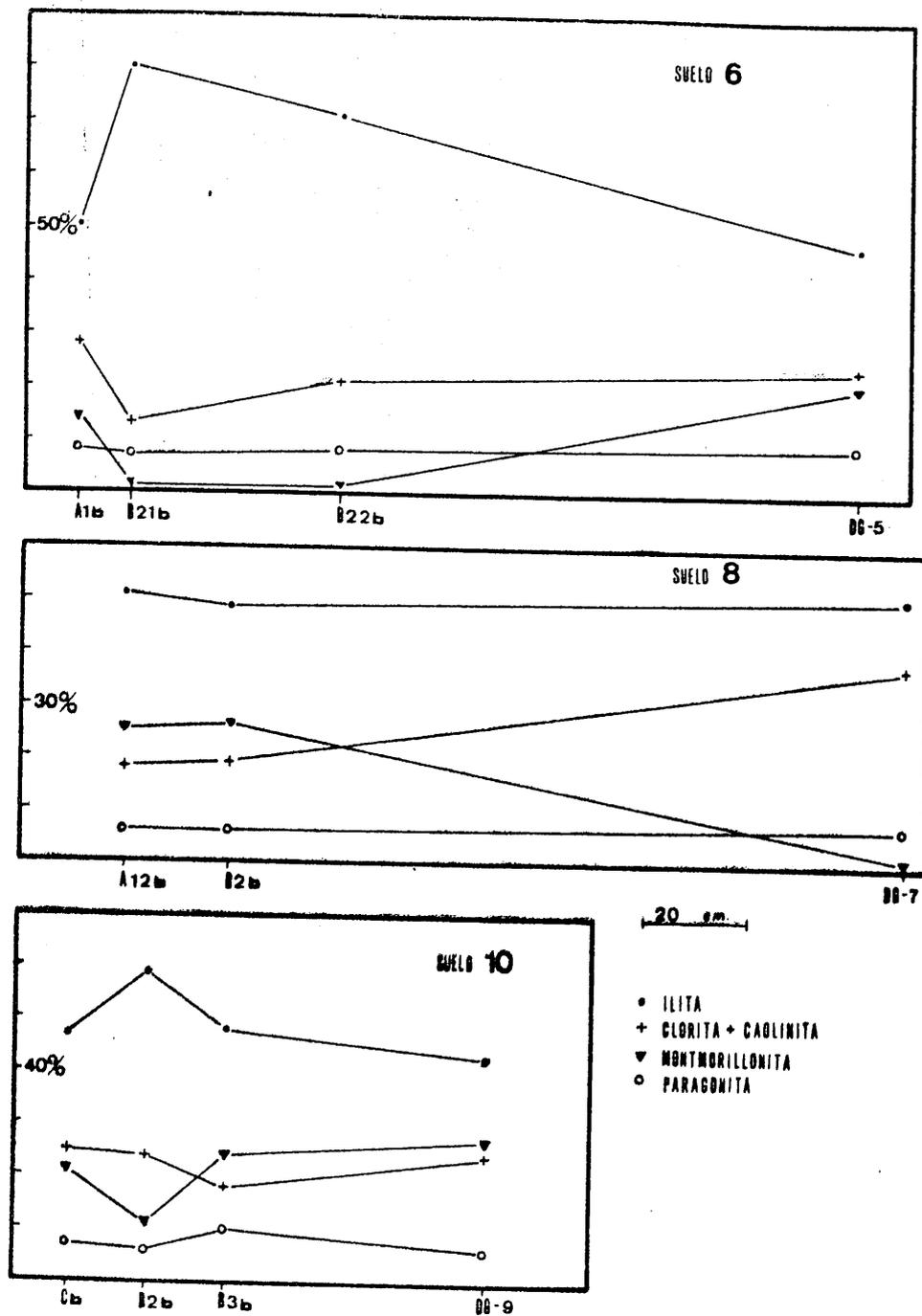


Fig. V. 187. Contenido en minerales de la arcilla. Fracción menor de 2 micras.

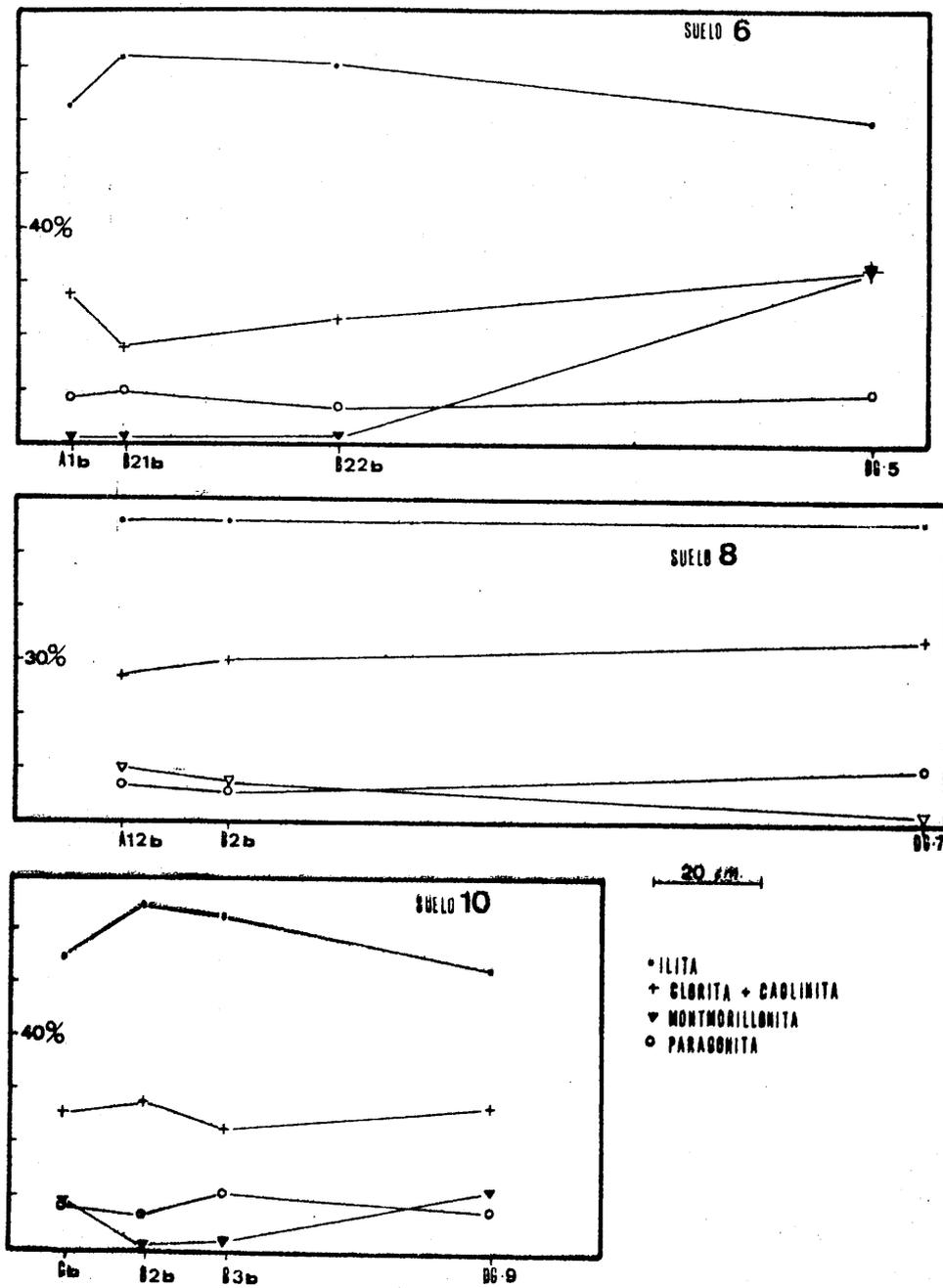


Fig. V. 188. Contenido en minerales de la arcilla, Fracción 2-20 micras.

Una visión más global de las oscilaciones de los minerales de la arcilla se adquiere con las figuras V. 189. y V. 190.

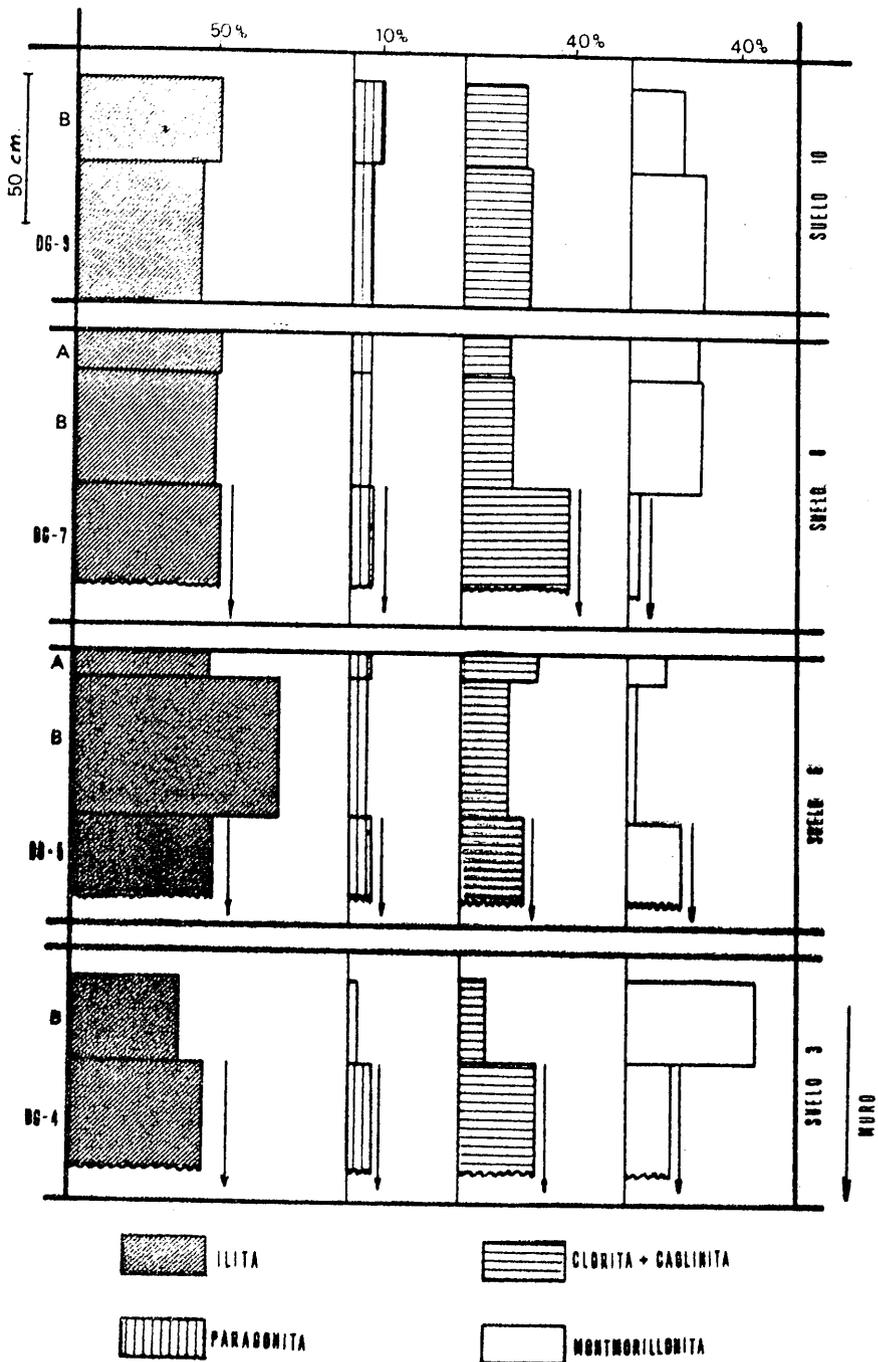


Fig. V. 189. Variación de los minerales de la arcilla.
Fracción menor de 2 micras.

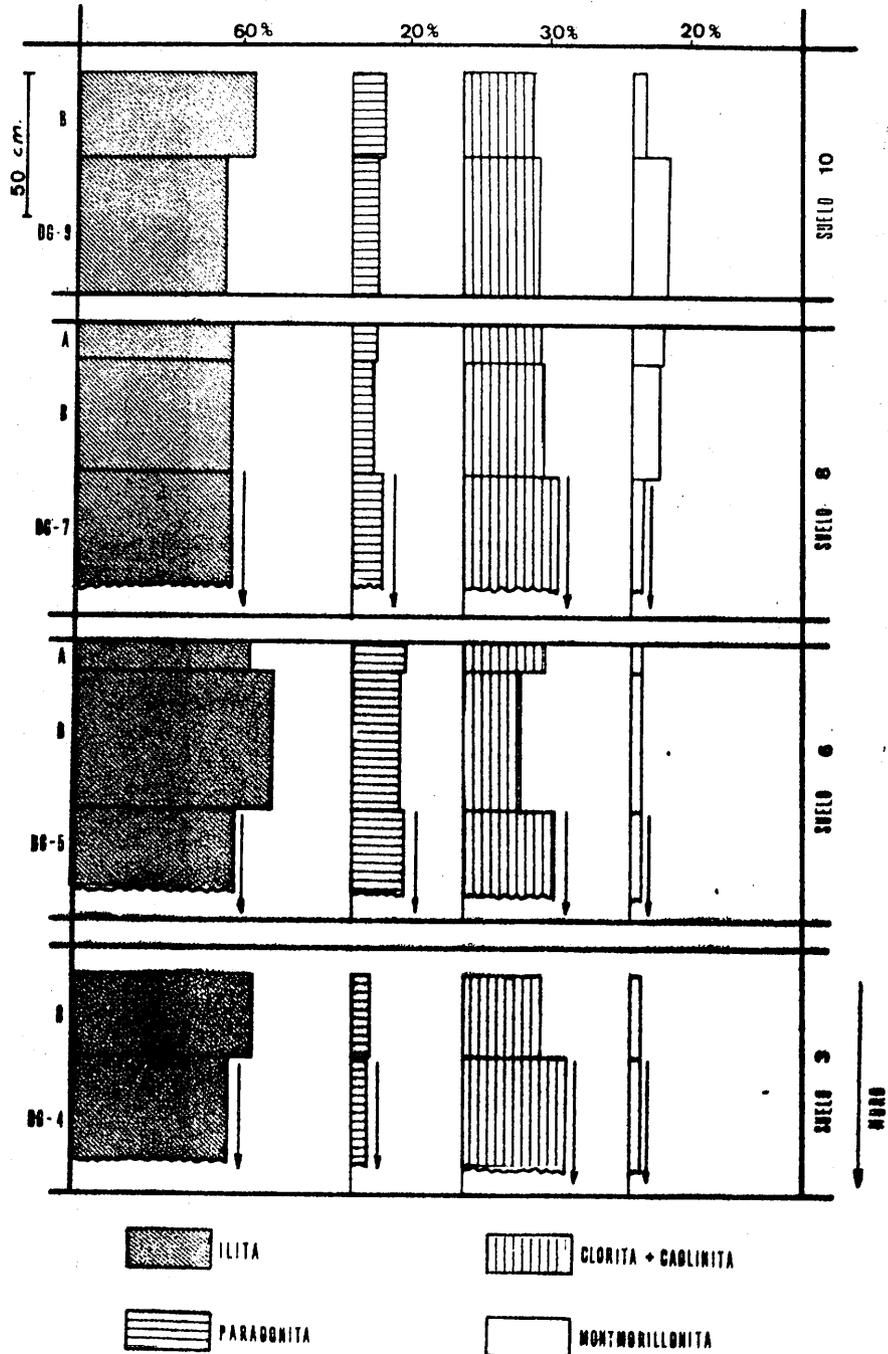


Fig. V. 190. Variación de los minerales de la arcilla, Fracción 2-20 micras.

En las figuras V. 191. a V. 198. se representan las correlaciones lineales que presentan diversas parejas de minerales de la arcilla.

CORRELACIONES LINEALES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

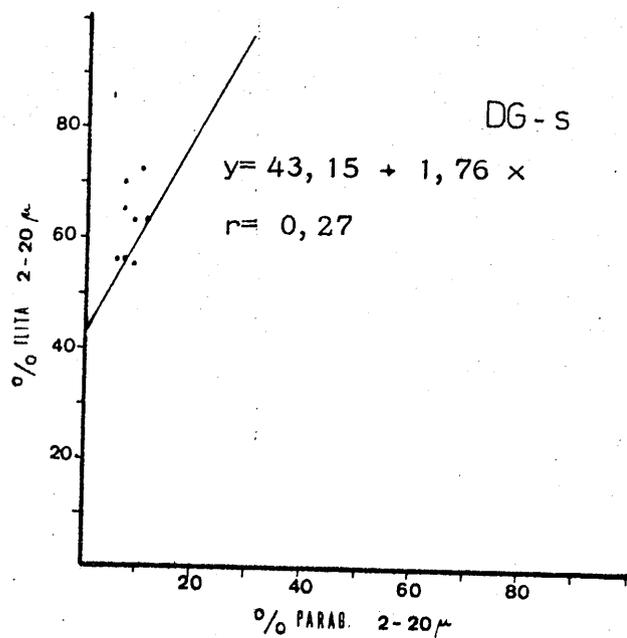


Fig. V. 191.

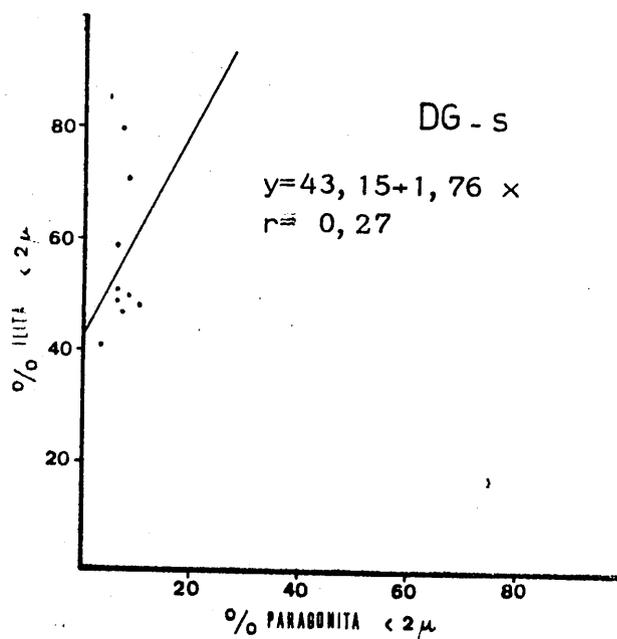


Fig. V. 192.

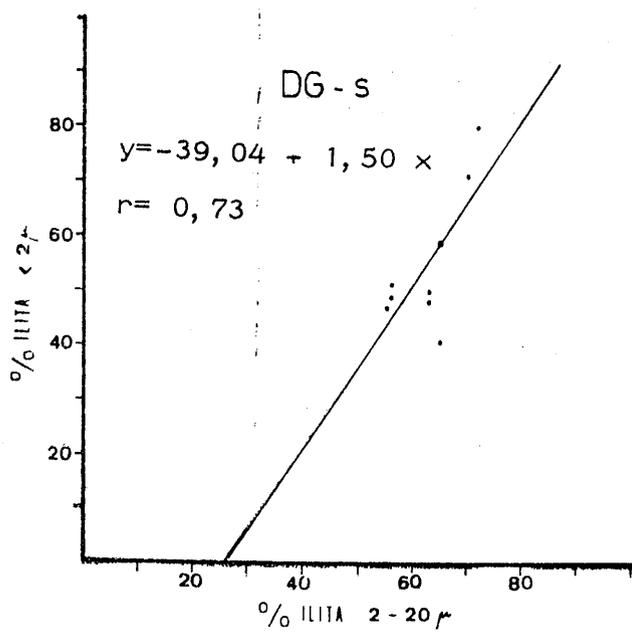


Fig. V. 193.

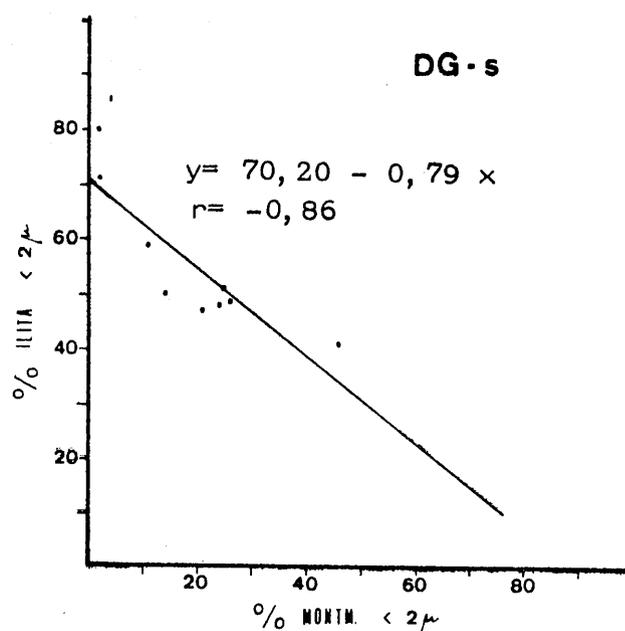


Fig. V. 194.

CORRELACIONES LINEALES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

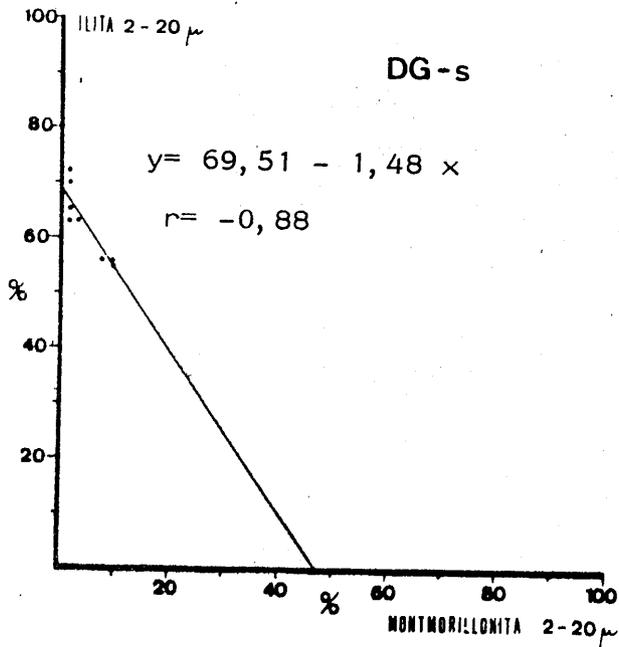


Fig. V. 195.

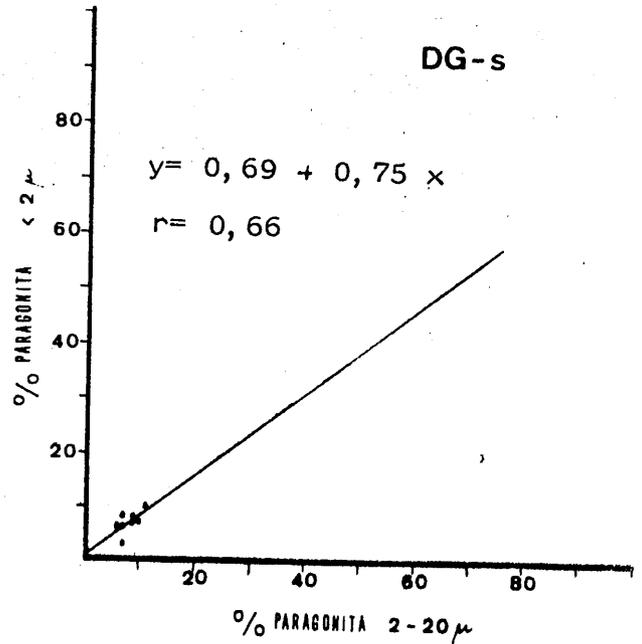


Fig. V. 196.

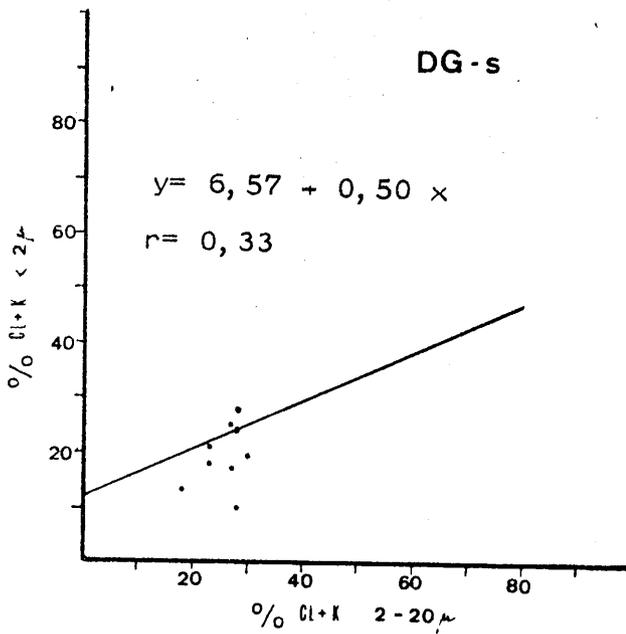


Fig. V. 197.

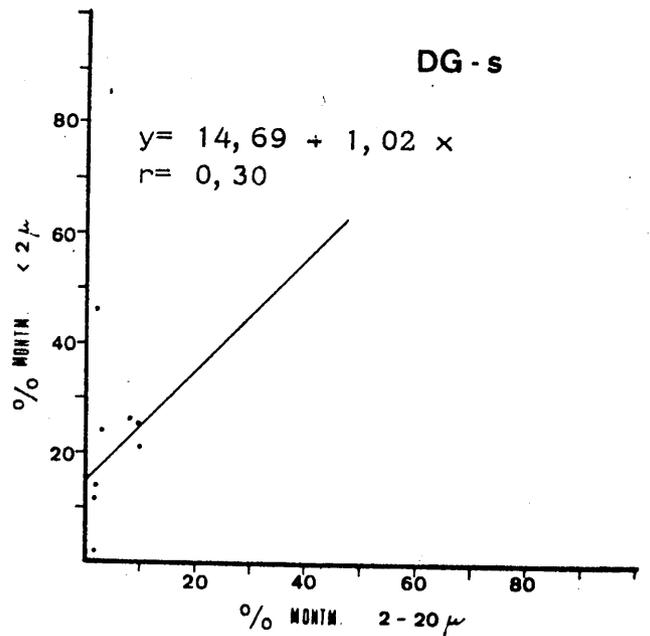


Fig. V. 198.

Se han estudiado las ilitas de los diferentes horizontes. Los resultados obtenidos son los siguientes (tablas V. 146. y V. 147.).

Tabla V. 146. Datos sobre las ilitas de los paleosuelos.

Muestra	b_0 en A	(0010)A	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
DG-3-1	9,0084	n. d.	n. d.	n. d.	6,94	0,57	0,53
DG-3-2	9,0006	1,9918	13,60	2,40	7,26	0,41	0,35
DG-6-1	9,0096	1,9877	14,96	1,04	6,89	0,59	0,56
DG-6-2	9,0084	1,9877	14,96	1,04	6,94	0,57	0,53
DG-6-3	8,9994	1,9877	14,96	1,04	7,31	0,40	0,32
DG-8-1	9,0030	n. d.	n. d.	n. d.	7,16	0,46	0,40
DG-8-2	9,0060	1,9893	14,43	1,57	7,04	0,52	0,48
DG-8-3	9,0138	1,9910	13,86	2,14	6,71	0,68	0,66
DG-10-1	9,0138	1,9877	14,96	1,04	6,71	0,68	0,66
DG-10-2	9,0096	1,9885	14,70	1,30	6,89	0,59	0,56
DG-10-3	9,0072	1,9877	14,96	1,04	6,99	0,54	0,50

Los resultados sobre las medidas de cristalinidad, grado de paragonitización, tamaño de partícula y grado de metamorfismo son las siguientes (tabla V. 147.).

Tabla V. 147. Datos sobre las ilitas.

Muestra	I. Kubler (mm)	Na/Na+K	Tamaño de partícula(A)	Grado de metamorf.
DG-3-1	13	n. d.	n. d.	n. d.
DG-3-2	13	0,13	803	Epizona
DG-6-1	13	0,42	803	Epizona
DG-6-2	19	0,42	446	Epizona
DG-6-3	19	0,42	446	Epizona
DG-8-1	19	0,31	446	Epizona
DG-8-2	19	0,31	446	Epizona
DG-8-3	21	0,18	382	Epizona
DG-10-1	20	0,42	403	Epizona
DG-10-2	19	0,36	446	Epizona
DG-10-3	13	0,42	803	Epizona

En función de la relación de intensidades de las reflexiones (004) y (002) se ha deducido también la cantidad de átomos de hierro de estas ilitas (tabla V. 148.).

Tabla V. 148. Datos sobre los contenidos en átomos de hierro de las illitas.

Muestra	% Fe ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃ +0,42 MgO	Átomos de hierro
DG-3-2	2,80	3,78	0,80
DG-6-1	1,75	2,63	0,50
DG-6-2	2,75	3,66	0,78
DG-6-3	2,65	3,58	0,76
DG-8-2	3,10	4,11	0,88
DG-8-3	2,15	3,08	0,61
DG-10-1	2,55	3,45	0,73
DG-10-2	1,75	2,63	0,50
DG-10-3	1,20	1,97	0,34

El estudio de las cloritas ha aportado los siguientes datos.

Tabla V. 149. Datos sobre las cloritas de los paleosuelos.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg
DG-3-2	2,90	1,10	0,97	0,80	1,00	-0,10	0,35
DG-6-1	2,28	1,72	1,63	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
DG-6-2	2,31	1,69	1,59	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
DG-6-3	2,42	1,58	1,49	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
DG-8-2	2,56	1,44	1,34	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
DG-8-3	2,45	1,55	1,45	1,15	0,65	0,25	0,39
DG-10-1	2,38	1,62	1,48	0,80	0,00	1,10	0,17
DG-10-2	2,62	1,38	1,26	1,15	0,65	0,25	0,38
DG-10-3	2,52	1,48	1,37	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.

Las fórmulas y el tipo de clorita son los siguientes:

Muestra DG-3-2: (Si_{2,90}Al_{1,10})(Fe_{1,80}Mg_{3,23}Al_{0,97})O₁₀(OH)₈
Brunsvigita (FOSTER), Pícnoclorita (HEY)

Muestra DG-8-3: (Si_{2,45}Al_{1,55})(Fe_{1,80}Mg_{2,75}Al_{1,45})O₁₀(OH)₈
Ripidolita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Muestra DG-10-1: (Si_{2,38}Al_{1,62})(Fe_{0,8}Mg_{3,72}Al_{1,48})O₁₀(OH)₈
Sheridanita (FOSTER), Corundofilita (HEY)

Muestra DG-10-2: (Si_{2,62}Al_{1,38})(Fe_{1,80}Mg_{2,94}Al_{1,26})O₁₀(OH)₈
Ripidolita (FOSTER), Ripidolita (HEY)

Las cloritas sí presentan diferencias acusadas respecto a las encontradas en los niveles que no son paleosuelos. Así, en los paleosuelos, las cloritas son:

- . con contenido más elevado en Si.
- . con una relación $Fe^{2+} / Fe^{2+} + Mg$ más alta
- . así, cuando coinciden estas dos condiciones, tenemos Bruns - vigita; cuando sólo aumenta la relación del hierro al hierro más magnesio, tenemos Ripidolita.

En la montmorillonita, sólo -en algunos casos- han podido determinarse el índice de cristalinidad de Biscaye y el grado de hinchamiento. Los resultados obtenidos (en la fracción menor de 2 micras) son:

<u>Muestra</u>	<u>V/P</u>	<u>G.H. (A)</u>
DG-3-2	0,31	16,98
DG-6-1	0,26	17,65
DG-6-2	0,20	17,60
DG-8-3	0,25	17,01
DG-10-1	0,33	17,01
DG-10-3	0,44	17,05

Comparando con los índices de Biscaye obtenidos en los niveles (no paleosuelos) de esta serie, se observa que -sin ser muy elevados- en los niveles aparecen valores más altos que en los paleosuelos.

V. 8. 3. 3. 5. Micromorfología.

Muestra DG-10-1. Horizonte Cb.

Es un horizonte C correspondiente a un suelo que debió haber y que actualmente no existe.

Esqueleto muy abundante, constituido por micas, feldespatos, micasquitos y carbonato micrítico.

Plasma escaso, constituido por arcilla, limo y carbonato cálcico. Contextura básica intertextica y plásmica, según dominios, limasépica y -en algún caso- crística.

Glébulas: litorelictos, nódulos de hierro; destacan algunos pedorelictos, de material netamente arcilloso que parecen indicarnos la naturaleza del horizonte que existía arriba.

Muestra DG-10-2. Horizonte B2b.

Esqueleto abundante y de heterometría acusada. Naturaleza idéntica al caso anterior. Minerales bastante deformados, igual que los fragmentos de rocas, debido a fuertes presiones.

Materia orgánica en cantidad media; extraordinariamente elevada para la profundidad.

Plasma: cantidad pequeña a media, constituido por arcillas, óxidos e hidróxidos de hierro. Contextura básica porfiroesquelética de bajo plasma y contextura plásmica que, en conjunto, se puede considerar como esquelinsépica pero con multitud de dominios donde están presentes todos los tipos de texturas sépicas.

Cutanes: arcilanes y ferriarcilanes, usualmente rodeando granos de esqueleto con índice de iluviación inferior al 1%; no obstante, en la matriz se observan claramente síntomas de una gran disrupción por lo que imaginamos que originariamente fuera mucho más elevado.

Porosidad: escasa a media, constituida por grietas de resquebrajamiento sobre todo; con algún canal y cavidad.

Glébulas: abundantes litorelictos, frecuentes nódulos de hierro con materiales englobados en su matriz, algunos aislados y algunas pápulas que implican el efecto de disrupción sufrido.

Presencia de algunos carbonatos procedentes de caída libre del horizonte anterior. No se observan otros rasgos edáficos.

Muestra DG-10-3. Horizonte B3b.

Esqueleto en cantidad media constituido por micas, feldespato, micas - quisto, carbonato cálcico micrítico.

Plasma: cantidad media constituido por arcilla, limos y carbonatos más óxidos de hierro que tiñen la masa de plasma que no tiene carbonatos. Contextura básica porfiroesquelética; plásmica, insépica.

Cutanes: arcilanes y ferriarcilanes zonales y discontinuos alrededor de granos de esqueleto. Han sufrido fuerte perturbación. Se aprecia iluviación sobre zonas calcáreas, frenado dentro de la misma zona.

Poros: cantidad media, cavidades.

Glébulas: litorelictos, nódulos de hierro y nódulos calizos que no llegan a formar cristalaría. No se observan otros rasgos edáficos.

Paleosuelo DG-8.Muestra DG-8-2. Horizonte A12b.

Esqueleto: abundante, de igual naturaleza en los casos anteriores. Heterometría acusada.

Plasma: cantidad escasa, constituido por limos, arcillas y algo de materia orgánica, íntimamente mezclada con los anteriores materiales. Contextura básica intertextica; plásmica aséptica.

Cutanes: escasos arcilanos y ferriarcilanos de difusión, rodeando granos de esqueleto y agregados.

Glébulas: abundantes litorelictos, abundantes nódulos de hierro.

Porosidad: escasa, casi exclusivamente constituida por cavidades. Algunos huecos de empaquetamiento compuesto.

Muestra DG-8-3. Horizonte B2b.

Esqueleto: idéntico a los casos anteriores, aunque con mayor signo de alteración.

Plasma: ligeramente más abundante que en DG-8-2, constituido por limos, algo de arcilla, algo de carbonatos y óxidos de hierro que lo tiñen. Con textura básica intertextica, plásmica aséptica.

Cutanes: frecuentes de arcilla y de hierro. La mayoría son "min" arcilanos y "min" ferriarcilanos, así como algunos de presión que rodean granos de esqueleto.

Porosidad: idéntica a la muestra anterior.

Glébulas: similar al caso anterior. Más nódulos de carbonatos de tamaño pequeño y algunas pápulas de arcilla lo que nos indica que existe una pequeña iluviación (sobre todo, sobre material carbonatado) aunque sin que sea importante y sobrepase el 1% que implicaría horizonte argílico.

Paleosuelo DG-6.Muestra DG-6-2. Horizonte B21b.

La descripción micromorfológica es idéntica a la establecida para la muestra DG-8-3., aunque sin carbonatos.

Muestra DG-6-3. Horizonte B22b.

Idem. a lo especificado en la muestra anterior.

Paleosuelo DG-3.Muestra DG-3-2. Horizonte B2b.

La descripción micromorfológica es igual a la muestra DG-8-3, aunque en el horizonte que nos ocupa existe mayor cantidad de pápulas, lo que implicaría antecedente iluvial fuerte.

SECTOR N.

INTRODUCCION.

Los afloramientos que se incluyen en este sector no forman parte de lo que tradicionalmente se ha denominado "Block formation" o "Formación de Pinos Genil". Sin embargo, en este sector podemos reconocer la existencia de conglomerados similares -en su estructura y posición estratigráfica- a los ya descritos en este trabajo. No obstante, existen caracteres netamente diferenciables, como son: cantos de tamaños medianos y sobre todo pequeños; homometría y redondeamiento en los mismos; abundancia de cantos carbonatados y de sílex; presencia de cantos metamórficos (sobre todo en el Collado de Puerto Lobo); los cantos de rocas pertenecen a los complejos alpujarride, maláguide y a materiales subbéticos.

Ya VIENNOT (1930) sitúa, por encima de Alfacar, unos niveles de "conglomerados (Block formation)", intercalados en unas "margas rojas y amarillas" del Vindobonense superior (ver capítulo de antecedentes).

Recientemente, DABRIO et al. (1977), en su estudio sobre los conglomerados del borde NE de la Depresión de Granada, sitúan un afloramiento de "Block formation" que se extiende desde el sur de Víznar (a la altura de El Fargue) hasta pasado Collado de Puerto Lobo; por el este, continúa hasta Dúdar.

Estas son las razones que motivan a incluirlo dentro de los materiales de la "Block formation". Veremos que -desde luego- presentan caracteres diferenciales y propios. Se han distinguido dos afloramientos:

- . Carretera de Víznar (CV)
- . Collado de Puerto Lobo (CPL)

V. 9. AFLORAMIENTOS DE CARRETERA DE VIZNAR Y DE COLLADO DE PUERTO LOBO.

Ambos afloramientos se encuentran situados en el cuadrante NE de la Hoja topográfica de Granada, escala 1:25.000. Su situación geográfica y geológica se resume gráficamente en la figura V. 199. (esquema de DABRIO et al., 1977 y del Mapa Geológico de Granada, escala 1:50.000).

El acceso a ambos se puede realizar por la carretera de Granada a Viznar que discurre, en gran parte, por estos conglomerados. Para el denominado Collado de Puerto Lobo, ha de desviarse en Viznar, a través de una pista forestal que pasa por el collado de igual nombre y que enlaza con la carretera nacional 342. Dicha pista (que atraviesa el afloramiento) y los barrancos adyacentes nos han servido para el muestreo.

En el caso del afloramiento Carretera de Viznar, la toma de muestras se ha llevado a cabo, esencialmente, en el barranco de San Jerónimo y adyacentes, a la altura del Cortijo Santa Bárbara.

El afloramiento que se trata, contacta con las lutitas micáceas grisáceas hacia el W. y S.; con la formación Alhambra hacia el E. y en el N. con los materiales que aparecen en el esquema superior.

LEYENDA DE LA FIGURA V. 199.

Esquema superior (Mapa Geológico de Granada, 1:50.000).

1. Filitas (Werfenense); 2. Calizas y dolomías (Trías superior y medio, alpujárride).
3. Alpujárride; 4. Calizas (Lías); 5. Oligoceno?, quizá Aquitaniense

Esquema inferior (Dabrio et al., 1977).

1. Conglomerados ("Block formation"); 2. Lutitas micáceas grisáceas con niveles de conglomerados o areniscas y lignitos; 3. Lutitas con yeso y lignitos; 4. Lutitas y areniscas amarillentas; 5. Calizas con gasterópodos ("Calizas de Calicasas"); 6. Conglomerados de la Alhambra; 7. Travertinos; 8. Aluviales y pié de monte indiferenciados.

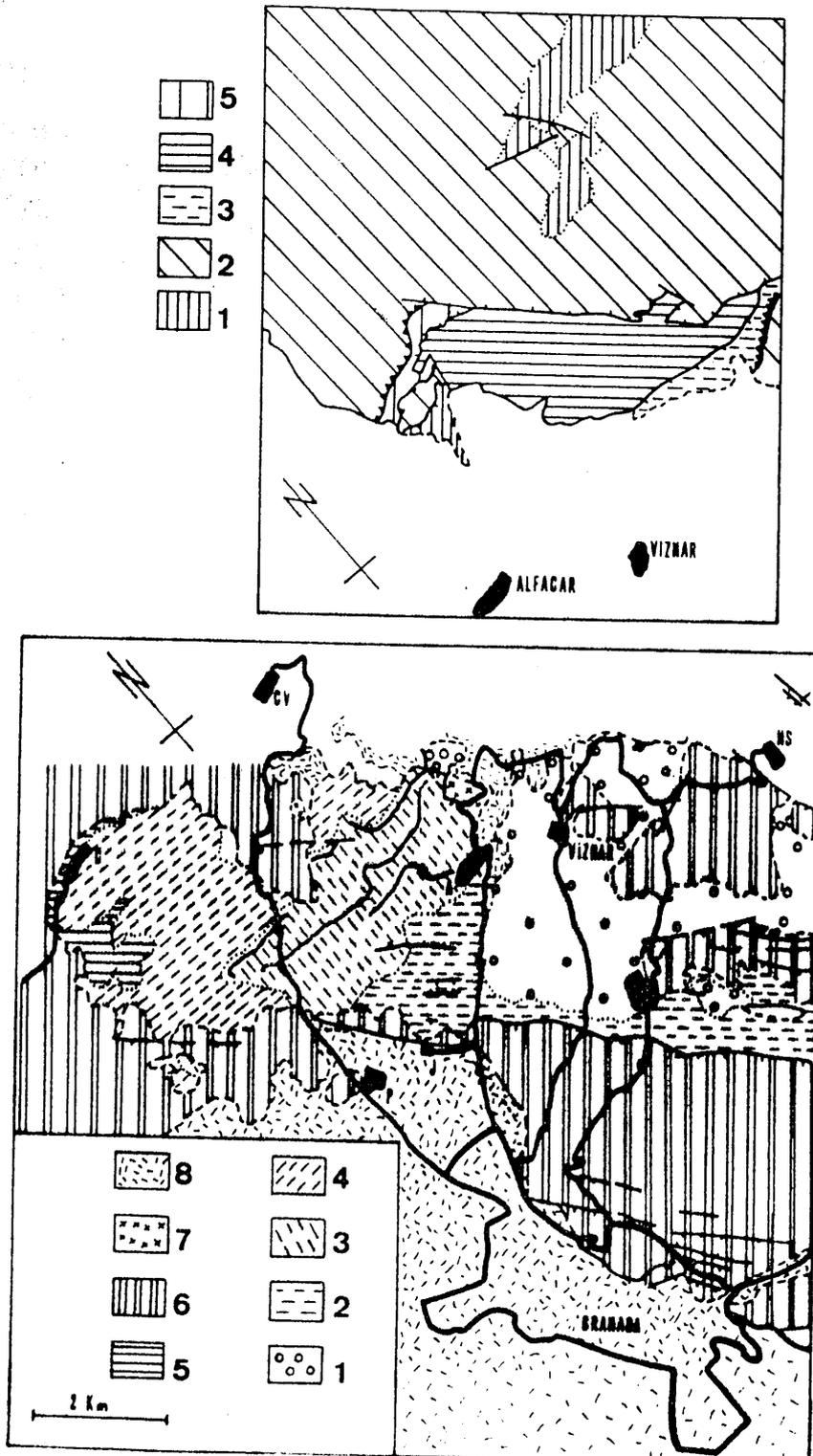


Fig. V. 199. Situación geográfica y encuadre geológico.

(Esquema superior del Mapa Geológico de Granada; esquema inferior, según DABRIO et al., 1977).

V.9.1. DESCRIPCION DE LAS COLUMNAS LITOLÓGICAS, SITUACION DE LAS MUESTRAS.

A) Serie de la Carretera de Víznar. La figura V.200. esquematiza los materiales muestreados. De muro a techo se han distinguido:

<u>Muestra</u>	<u>Descripción</u>
CV-1	Margas y limos de color beig. Contienen niveles y lentejones de conglomerados, de espesor aproximado de 40 cms., con una matriz constituida por areniscas y limos. Los cantos son de tamaño medio (máximo de 15 cms.) y pequeños (máximo de 7 cms.). Homometría patente. Muy redondeados.
CV-2-duro	Nivel de margas muy compactadas. Algunos cantos.
CV-2-bl.	Limos y margas. Algunos niveles de areniscas y cantos.
CV-3	Conglomerado de tamaño medio y pequeño, color grfs. Presenta gran continuidad lateral. Se repite a niveles más altos en la columna litológica.
CV-4	Nivel de areniscas de grano medio y limos. Algunos cantos.
CV-5	Repetición del nivel de conglomerados CV-3.
CV-6	Conglomerados de cantos medianos, con matriz lutítica, que alterna con niveles más limosos. Color grfs.
CV-7	Alternancia de niveles y lentejones de conglomerados de tamaño pequeño y medio, con limos, margas y areniscas.

B) Serie de Collado de Puerto Lobo. Está constituida por un conglomerado de grano fino y medio, con gran abundancia de cantos. La naturaleza de los mismos es similar a la de la serie anterior, aunque en la que nos ocupa existe mayor cantidad de cantos de rocas metamórficas. La matriz presenta un color marrón-rojizo y es abundante.

V. 9. 2. MINERALOGIA.

V. 9. 2. 1. MATRIZ.

V. 9. 2. 1. 1. Mineralogía global. Por difracción de rayos X se han determinado los siguientes minerales.

A) Serie de Carretera de Víznar.

Muestra CV-1:	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, montmorillonita, moscovita, interestratificados?.
Muestra CV-2-duro:	Caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, montmorillonita, moscovita.
Muestra CV-2-bl.	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, montmorillonita, moscovita, interestratificados?.
Muestra CV-3:	Calcita, cuarzo, dolomita, minerales laminares.
Muestra CV-4:	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, montmorillonita, moscovita, interestratificados?.
Muestra CV-5:	Calcita, cuarzo, dolomita, minerales laminares.
Muestra CV-6:	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, montmorillonita, moscovita.
Muestra CV-7:	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, dolomita, montmorillonita, moscovita, interestratificados?.

B) Serie de Collado de Puerto Lobo.

Muestra CPL-1:	Calcita, cuarzo, dolomita, minerales laminares.
Muestra CPL-2:	Calcita, caolinita, clorita, cuarzo, montmorillonita, moscovita, paragonita?.

En la tabla V. 150. se resumen los resultados del análisis mineralógico - cuantitativo, a partir de los cuales se ha construido la figura V. 200. que representa la variación de los diferentes minerales cuantizados, a lo largo de la columna litológica.

Tabla V. 150. Resultados del análisis mineralógico cuantitativo.

Muestra	Calcita	Cuarzo	Dolomita	Min. Laminares
CV-1	18	18	32	32
CV-2-duro	0	6	56	38
CV-2-blando	8	17	12	63
CV-3	38	20	19	23
CV-4	14	28	24	34
CV-5	38	20	19	23
CV-6	18	17	33	32
CV-7	22	22	32	33
.....				
CPL-1	17	34	4	45
CPL-2	2	21	0	77

Respecto a la figura V. 200. pueden hacerse los siguientes comentarios:

Cuarzo. Globalmente considerado, aumenta su porcentaje hacia el -techo de la serie, aunque no se cumpla, en algún nivel, estrictamente. Los valores extremos son 6% y 28%. El contenido medio es de 18%.

Carbonatos. Existen calcita y dolomita. La serie es más rica en do lomita (28% de contenido medio) que en calcita (19%). Igualmente, el valor máximo alcanzado por la dolomita es muy superior al de calcita.

La calcita, en general, presenta contenidos más elevados en la - parte alta de la serie. La dolomita alcanza sus valores más bajos en la - parte central de la columna litológica. Los valores más elevados están en la base y techo de la serie.

Existe una correlación inversa entre los contenidos de calcita y do lomita, al menos en lo concerniente a los contenidos máximos y mínimos de estos dos minerales.

Minerales laminares. La variación es aproximadamente similar y - muy pequeña en los niveles inferiores (CV-1 y CV-2-duro) y superiores - (CV-6 y CV-7). Las oscilaciones son notables en las muestras intermedias (desde 23% en CV-5 a 63% en CV-2-blando).

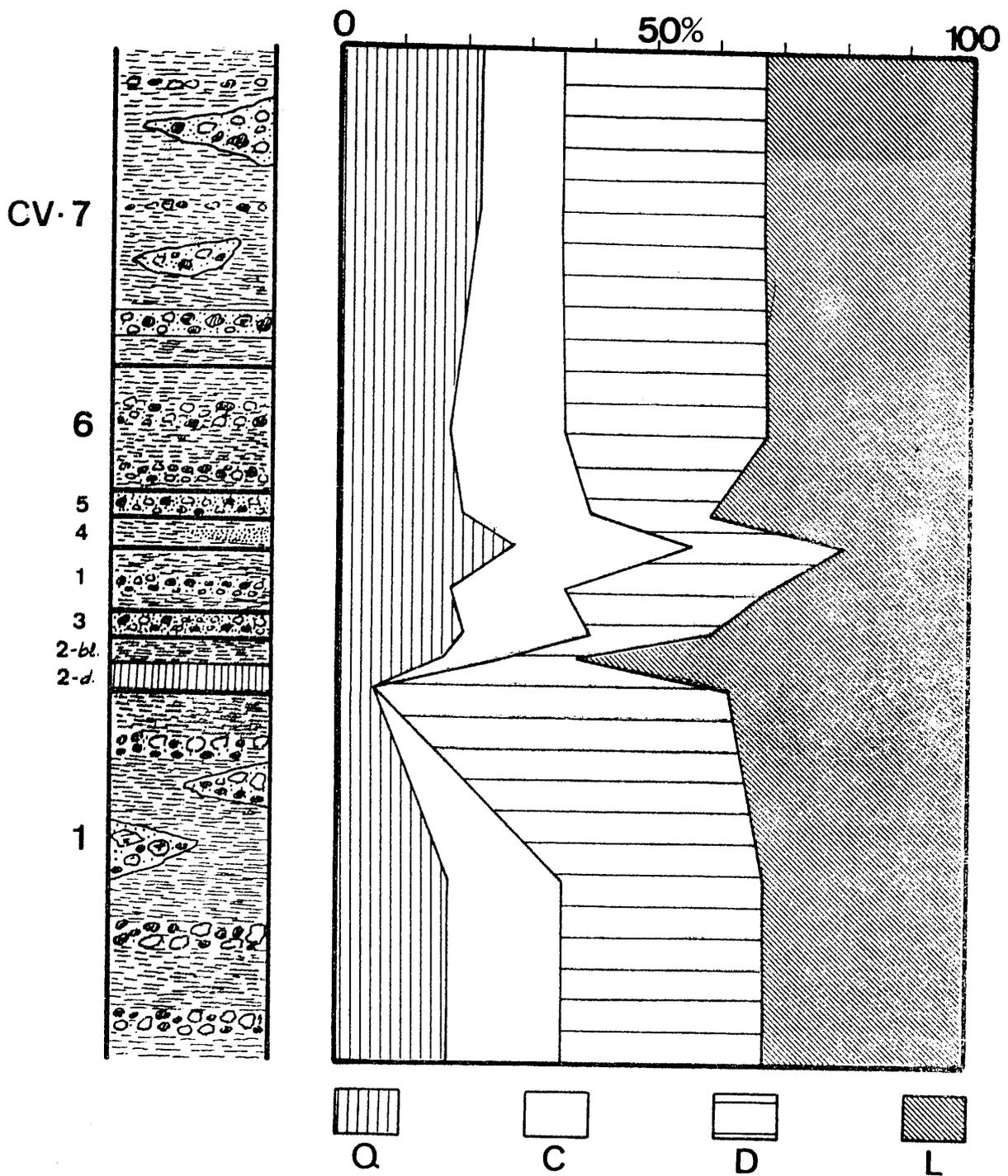


Fig. V. 200. Composición mineralógica de la serie de la Carretera de Víznar.

La correlación entre el cuarzo y los minerales laminares se representa en la figura V.201.

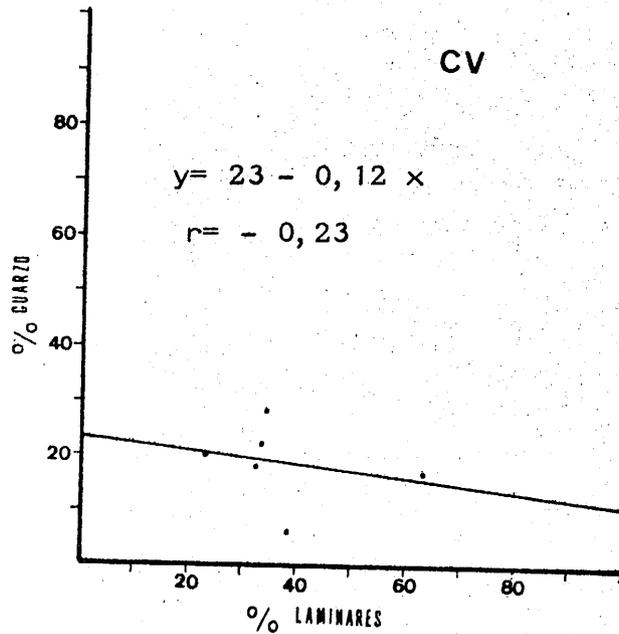


Fig.V.201. Correlación entre el cuarzo y los minerales laminares.

La figura V.202. representa la composición mineralógica de las muestras de ambas series.

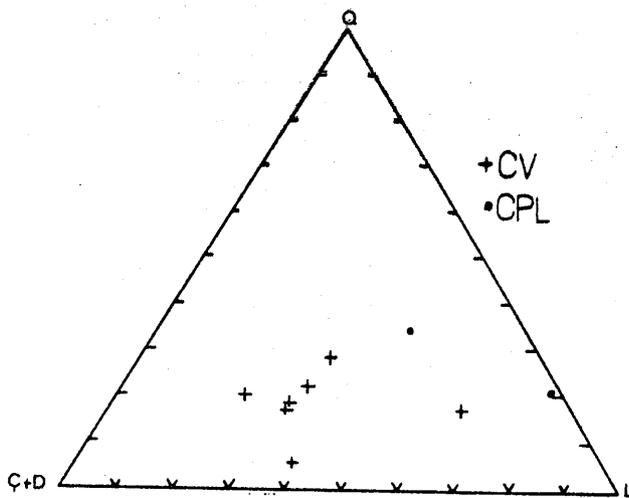


Fig.V.202. Composición mineralógica de las muestras globales.

Tanto en la serie de Carretera de Víznar como en la de Collado de Puerto Lobo, existe dispersión en la disposición de las muestras. Ello hace pensar en que los niveles de estas series provienen o han estado sometidos a áreas de influencia de naturaleza diversa.

En la figura V.203. se esquematizan las variaciones de las relaciones-cuarzo/minerales laminares y carbonatos/cuarzo más minerales laminares.

Ambas curvas presentan tres zonas diferenciadas netamente:

- muestras CV-1 y CV-2-duro, en la que las variaciones son escasas y de sentido contrario en ambas gráficas.
- la zona constituida por los niveles CV-2-blando, CV-3, CV-5, y CV-6, en la que los citados cocientes presentan oscilaciones mayores. En algunos niveles confluyen el sentido de las gráficas; en otros, al disminuir una relación aumenta la otra.
- los niveles CV-6 y CV-7 ofrecen variaciones mínimas y de sentido contrario.

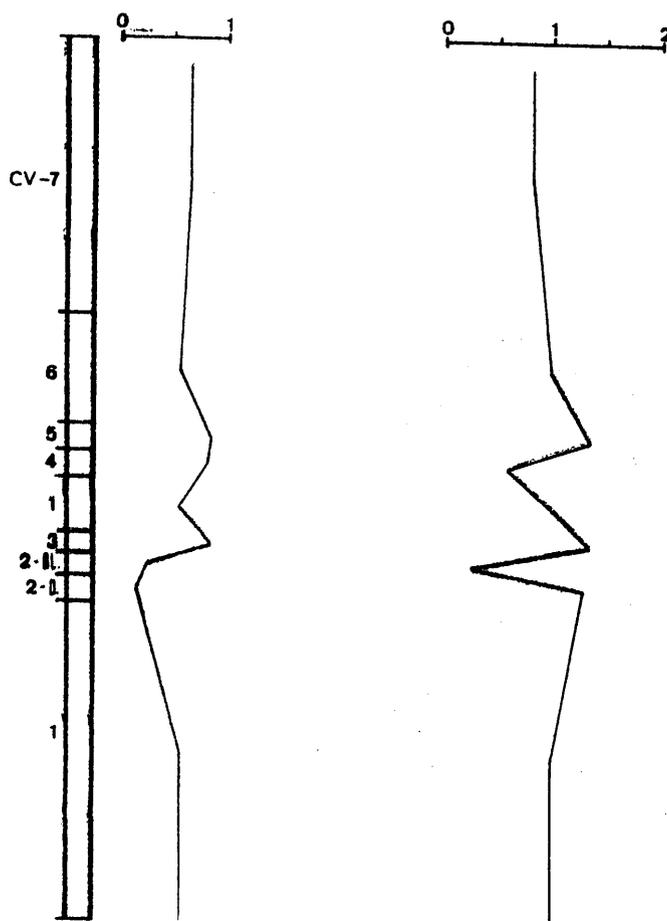


Fig. V. 203. Variación de las relaciones Q/L (gráfica izquierda) y carbonatos/ $Q+L$ (gráfica de recha).

V. 9.2.1.2. Fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras. Por difracción de rayos X se han determinado los siguientes minerales cuyos resultados cuantitativos se resumen en las tablas V.151. y V.152.

Tabla V. 151. Resultados del análisis cuantitativo de minerales de la arcilla. Fracción menor de 2 micras.

Muestra	Ilita	Cl	K	Cl+K	Montmorillonita
CV-1	33	4	4	8	59
CV-2-duro	42	7	1	8	50
CV-2-blando	61	7	6	13	26
CV-4	47	5	3	8	45
CV-6	33	4	4	8	60
CV-7	55	5	4	9	36
.....
CPL-2	21	-	-	4	75

Tabla V. 152. Resultados del análisis cuantitativo de minerales de la arcilla. Fracción entre 2 y 20 micras.

Muestra	Q	M. L. (x)	(x)			Otros
			Ilita	Cl+K	Mont.	
CV-1	28	72	62	21	17	Q, Int. ?
CV-2-duro	51	49	73	22	5	Q
CV-2-blando	38	62	69	20	11	Q, Int. ?
CV-4	48	52	65	19	16	Q, Int. ?
CV-6	27	73	61	21	18	Q
CV-7	35	55	70	19	11	Q, Int. ?
.....
CPL-2	37	63	49	12	39	Q

En la figura V.203. se representa la variación de los diversos minerales de la arcilla a lo largo de la columna litológica. Los comentarios que se desprenden son los siguientes:

Fracción menor de 2 micras.

- . la ilita aumenta su contenido hacia el techo de la serie. Los valores extremos son 33% (CV-1 y CV-6) y 61% (CV-2-bl.).
- . la clorita más caolinita mantiene porcentajes aproximadamente constantes, excepto en CV-2-bl. El contenido medio es 9%.
- . respecto a la montmorillonita, globalmente considerada, ha de indicarse que su contenido es menor hacia niveles altos de la serie.

Fracción entre 2 y 20 micras.

- las variaciones de todos los minerales son menos acusadas que en el caso anterior.
- se aprecia un mayor contenido en ilita y en clorita más caolinita; menor porcentaje en montmorillonita.
- las variaciones de los porcentajes de cada mineral en relación con la posición en la columna, son idénticas a las de la fracción menor de 2 micras.

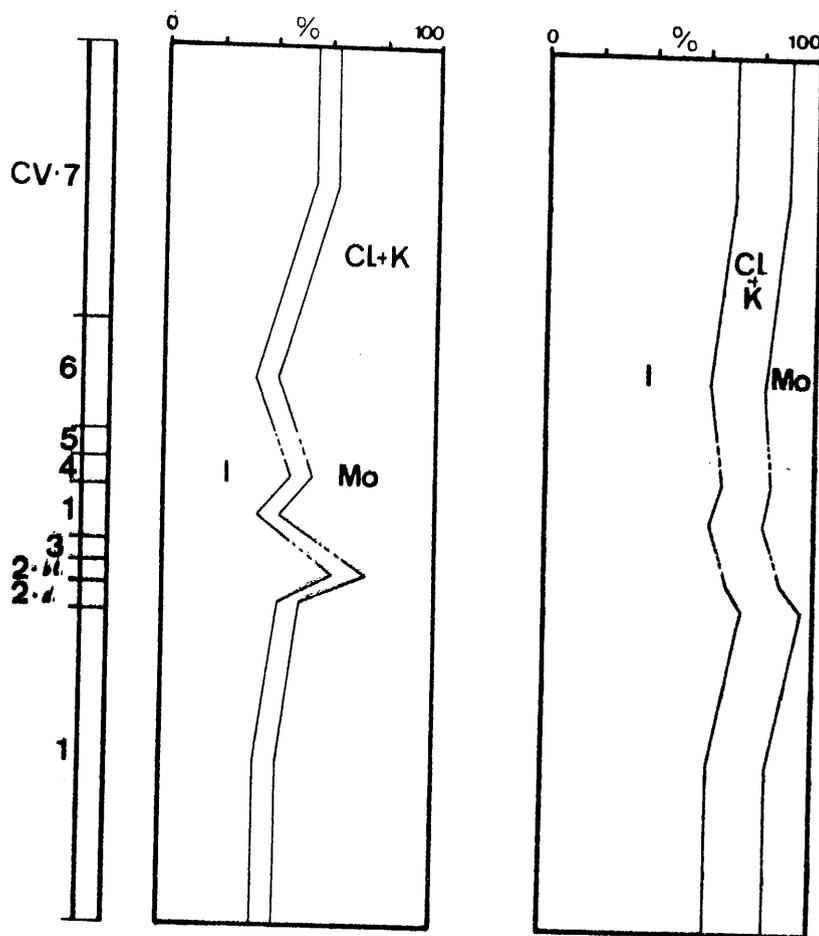


Fig. V. 204. Contenido en filosilicatos de la serie CV. (Fracción menor de 2 micras a la izquierda; entre 2 y 20 micras a la derecha).

En la figura V. 205. se esquematizan las variaciones de la relación minerales de la arcilla heredados/idem. neoformados en los diferentes niveles de la columna litológica. Las dos relaciones poseen el mismo sentido, en cuanto a las variaciones se refiere, excepto el paso del nivel CV-2-duro a CV-2-blando. Por lo demás, el aumento o descenso es paralelo a lo largo de toda la columna. Los valores extremos alcanzados son 0,64 y 2,84 para la fracción menor de 2 micras y 4,88 y 19 para-

la de 2 a 20 micras.

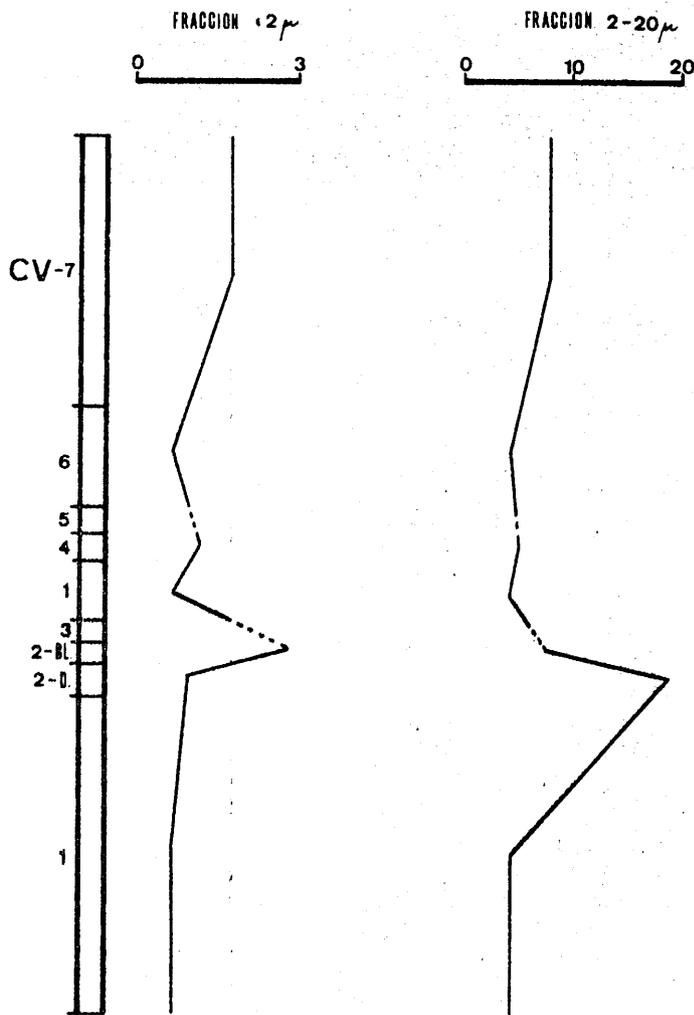


Fig.V.205. Variación de la relación minerales de la arcilla heredados/idem. neoformados.

En la figura V.206, se representa la composición mineralógica de ambas fracciones.

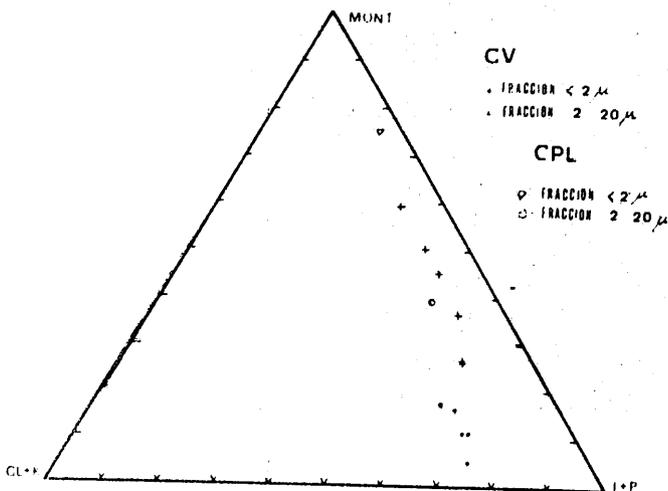


Fig.V.206. Composición mineralógica de las fracciones de CV y CPL.

CORRELACIONES LINEALES ENTRE PAREJAS DE MINERALES DE LA ARCILLA.

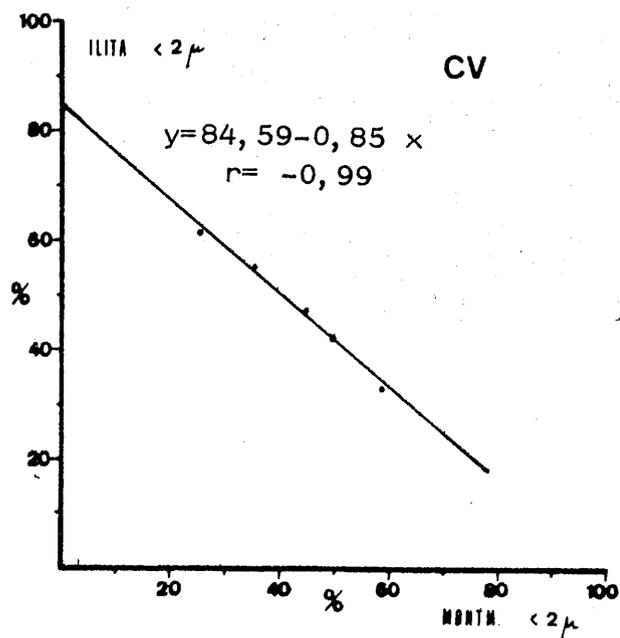


Fig. V. 207.

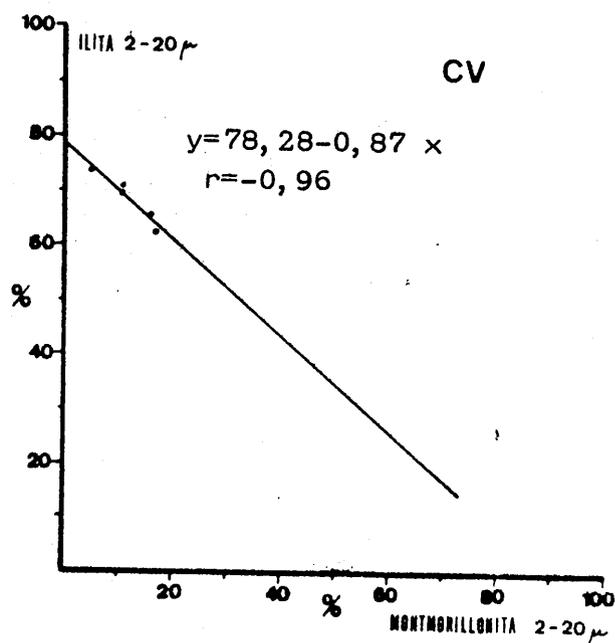


Fig. V. 208.

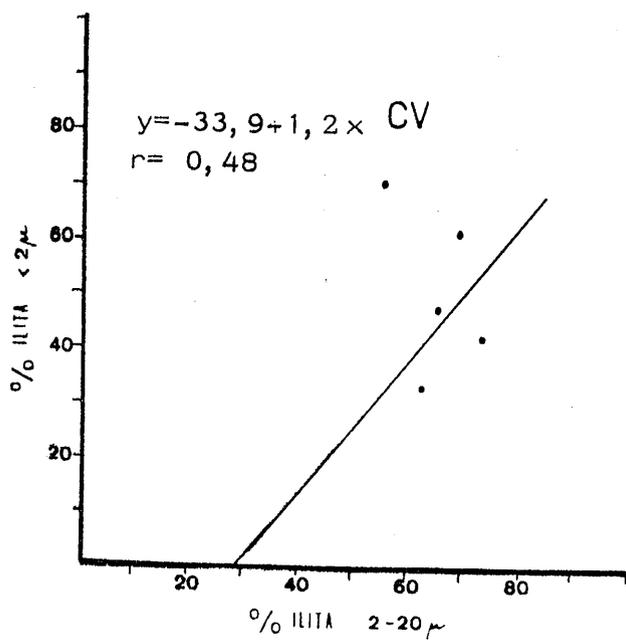


Fig. V. 209.

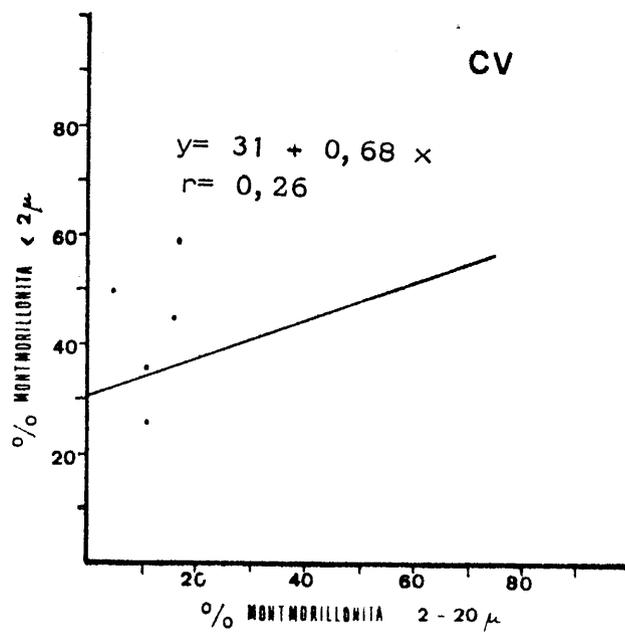


Fig. V. 210.

El estudio de la ilita de la matriz ha dado los resultados que se resumen en la tabla V. 153.

Tabla V. 153. Datos sobre la composición de las ilitas.

Muestra	b_o en A	(0010)A	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
CV-1	9,0072	2,0001	10,83	5,17	6,99	0,54	0,50
CV-2-d	8,9928	1,9985	11,36	4,64	7,59	0,26	0,16
CV-2-bl	8,9916	1,9959	12,50	3,50	7,64	0,23	0,13
CV-4	8,9994	1,9951	12,50	3,50	7,32	0,39	0,32
CV-7	9,0018	1,9951	12,50	3,50	7,22	0,44	0,38
CPL-2	8,9862	n. d.	n. d.	n. d.	7,87	0,12	0,10

En base a la relación I_{004}/I_{002} se ha determinado el contenido en átomos de hierro. Los resultados son los siguientes:

Tabla V. 154. Contenidos en átomos de hierro de las ilitas

Muestra	%Fe ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃ +0,42MgO	Átomos de hierro
CV-1	2,10	2,96	0,60
CV-2-duro	1,30	2,03	0,37
CV-2-blando	2,00	2,83	0,57
CV-4	2,30	3,20	0,66
CV-7	1,90	2,79	0,54
CPL-2	2,65	3,58	0,76

Referente al índice de cristalinidad (índice de Kubler), grado de paragonización, tamaño de partícula y grado de metamorfismo, se resumen los resultados en la tabla V. 155.

Tabla V. 155. Algunos datos sobre las ilitas de la matriz.

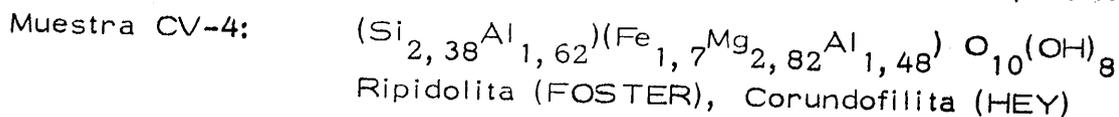
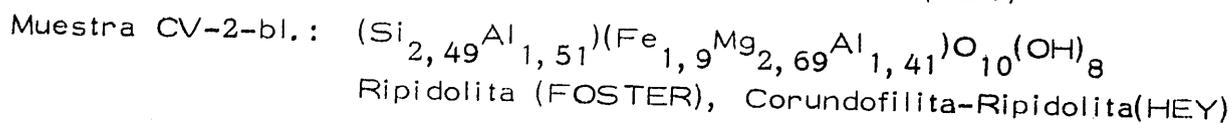
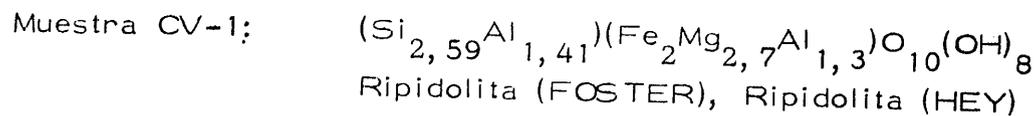
Muestra	I. Kubler (mm)	Na/Na+K	Tamaño de partícula(A)	G. metamorfismo
CV-1	30	0,00	229	Anquizona
CV-2-duro	30	0,00	229	Anquizona
CV-2-blando	27	0,00	258	Anquizona
CV-4	23	0,00	321	Epizona
CV-7	27	0,00	267	Anquizona
CPL-2	33	n. d.	206	Anquizona

En relación con las cloritas se han encontrado los siguientes resultados.

Tabla V. 156. Composición de las cloritas de la matriz.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg
CV-1	2,59	1,41	1,30	0,85	1,15	0,42
CV-2-duro	2,90	1,10	0,97	n. d.	n. d.	n. d.
CV-2-blando	2,49	1,51	1,41	0,95	0,95	0,41
CV-4	2,38	1,62	1,48	0,85	0,85	0,38
CV-7	2,52	1,48	1,37	n. d.	n. d.	n. d.
.....
CPL-2	2,45	1,55	1,45	n. d.	n. d.	n. d.

Las fórmulas estructurales determinadas y el tipo de clorita son los siguientes:



Montmorillonita. Este mineral se encuentra en cantidades importantes, al menos en la fracción menor de 2 micras. Ofrece los siguientes resultados, referentes a índices de cristalinidad y grado de hinchamiento.

Tabla V. 157. Datos sobre la montmorillonita.

Muestra	< 2 micras		2-20 micras	
	V/P	G. H. (A)	V/P	G. H. (A)
CV-1	0,95	16,85	0,81	16,66
CV-2-d	0,72	17,01	n. d.	n. d.
CV-2-bl.	0,91	16,66	0,47	16,35
CV-4	0,97	16,35	0,79	16,35
CV-7	0,93	16,98	0,74	16,35
.....
CPL-2	0,98	16,59	0,91	16,98

Ya se ha indicado con anterioridad, la existencia probable de interestratificados en las fracciones entre 2 y 20 micras. Estudiados, con el detalle que permiten los diagramas de difracción, sólo se puede indicar que parecen tratarse de Interestratificados tipo clorita-ilita y que su cantidad puede considerarse como indicios.

V. 9. 2. 2. CANTOS.

En estos afloramientos se encuentran cantos de rocas de muy diversa procedencia: alpujárrides, maláguides y subbéticos. Los agrupamos, pues, en estos tres grupos. En este apartado, nos guiamos fundamentalmente por la nomenclatura de NAVARRO VILA (1976).

En la figura V. 211. se representa la distribución de las muestras en la columna litológica de la serie de la "Carretera de Víznar".

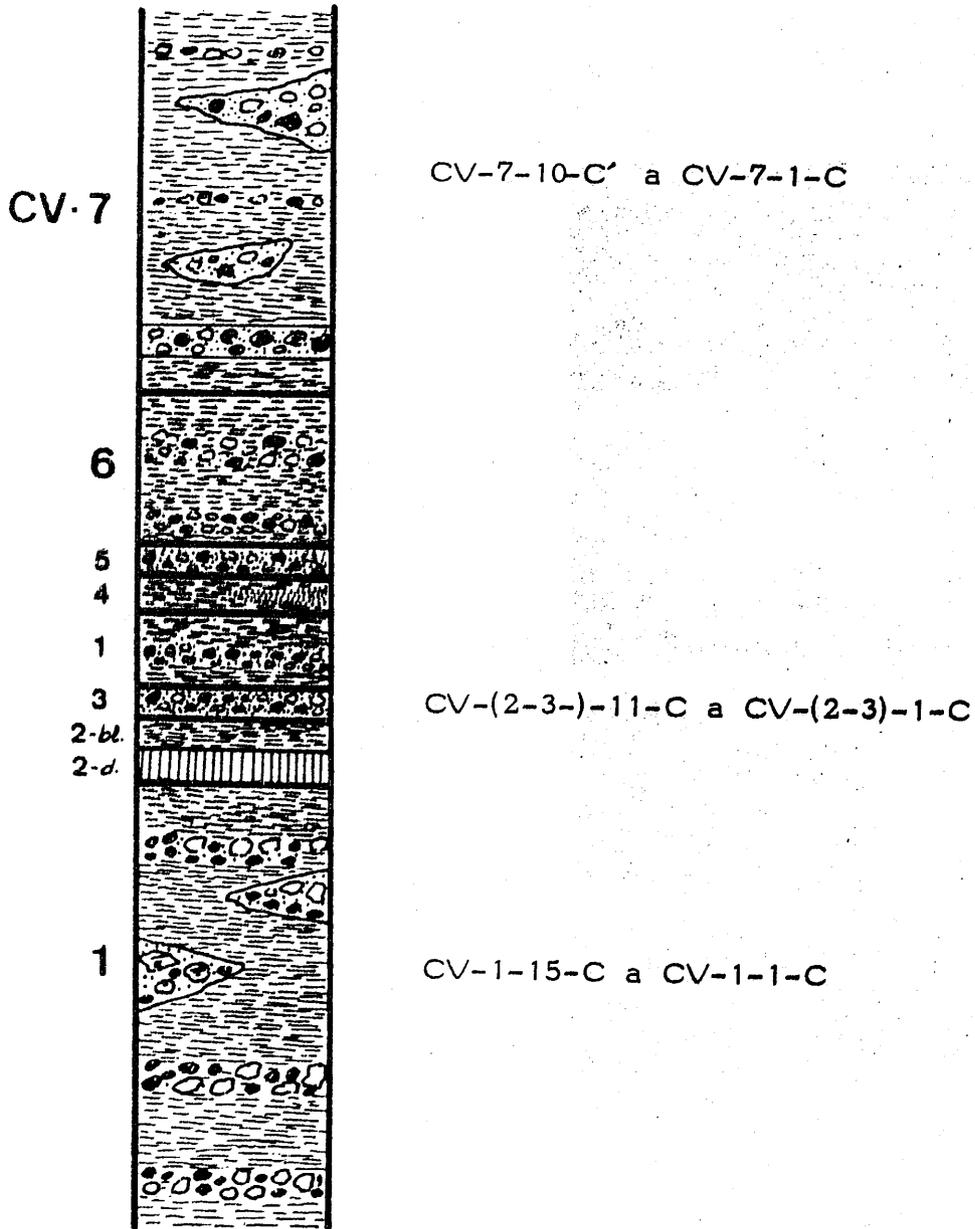


Fig. V. 211. Distribución de los cantos de rocas en la columna litológica. Serie de CV.

La mineralogía encontrada en determinados tipos de rocas es:

Filitas: albíta-oligoclasa, biotita marrón, calcita, clorita, cuarzo, grafito, mica incolora, óxidos y/o hidróxidos de hierro, rutilo, turmalina, zircón.

Micasquistos: estas rocas están representadas en muy escasa proporción. - Los pocos cantos encontrados son micasquistos de grano fino con: albíta-oligoclasa, biotita marrón, clorita, cuarzo, epidotas (pistacita), grafito, mica blanda, óxidos y/o hidróxidos de hierro y turmalina.

Mármoles: Biotita, calcita, clorita, cuarzo, dolomita, mica incolora, óxidos y/o hidróxidos de hierro. Presentan un alto grado de recristalización.

En la figura V.212. se representa un esquema cartográfico que muestra - los materiales que pueden haber influido en la formación de este conglomerado.

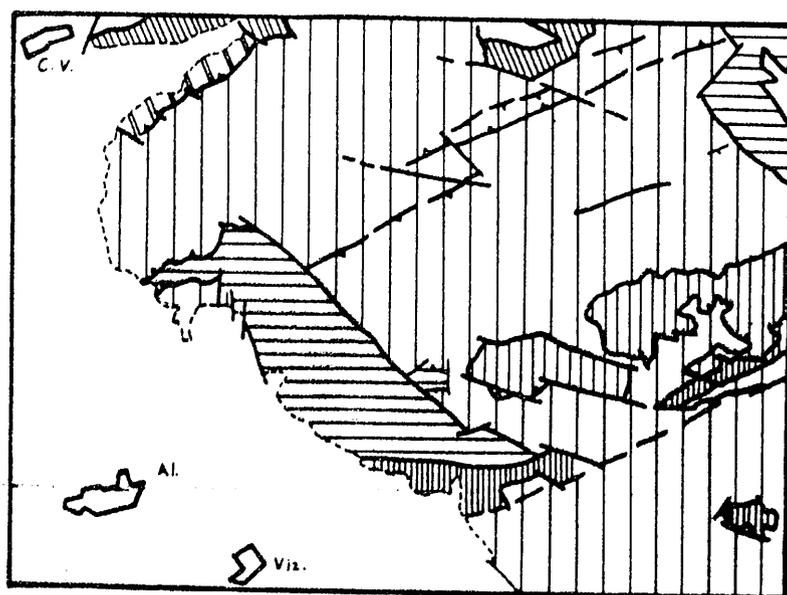
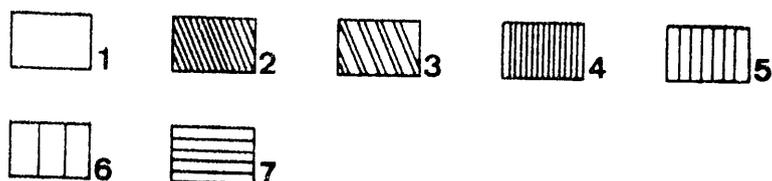


Fig.V.212. Esquema - cartográfico de la zona de Víznar y CPL.

(Según NAVARRO VILA, 1976).



1. Mioceno superior y Cuaternario;
2. Complejo maláguide;
3. Complejo maláguide;
4. Manto de la Plata (Complejo Alpujárride);
5. Manto de Carbónales (Complejo Alpujárride);
6. Manto de la Alfaguara (Complejo Alpujárride);
7. Unidad de la Mora (Complejo Alpujárride).

De las muestras señaladas en la columna litológica, puede asegurarse su presencia en los siguientes casos:

1. Alpujarrides y Maláguides.

CV-1-1-C: Filita (Manto de la Plata).
 CV-1-5-C: Mármol (Mantos de la Plata, Alfaguara)
 CV-1-6-C: Mármol (Mantos de la Plata, Alfaguara)
 CV-19-C: Micasquisto de grano fino con biotita (Manto de Carbonales-Plata?)
 CV-1-11-C: Filita con biotita (Manto de la Plata)
 CV-1-12-C: Micasquisto de grano fino con biotita (Manto de Carbonales-Plata)
 CV-(2-3)-8-C: Metagrauvaca (maláguide)
 CV-(2-3)-9-C: Mármol (Mantos de la Plata, Alfaguara)
 CV-7-2-C: idem.
 CV-7-2-C': idem.
 CV-7-6-C: metagrauvaca (maláguide)
 CV-7-8-C: Mármol (Mantos de la Plata, Alfaguara)
 CV-7-9-C: Mármol (Mantos de la Plata, Alfaguara)

2. Materiales Subbéticos.

CV-1-2-C: biopelmicrita
 CV-1-3-C: intrabiomicrita
 CV-(1-2)-4-C: pelbiomicrita o intrapelbiomicrita
 CV-(2-3)-1-C: biomicrita
 CV-7-1-C: pelbiomicrita
 CV-7-3-C: biopelmicrita
 CV-7-4-C: biopelmicrita
 CV-7-10-C: dolomía brechificada

El resto de las muestras no presentan criterios que ofrezcan garantías para asignarlas a un manto u otro.

En lo que sigue describiremos algunas muestras pertenecientes al apartado de materiales subbéticos.

<u>Muestra</u>	<u>Descripción</u>
CV-1-2-C:	Caliza. Biopelmicrita. Presencia de equinódermos, espículas de esponjas y radiolarios.
CV-1-3-C:	Caliza. Intrabiomicrita. Muy brechificada y atravesada por fracturas tectónicas tardías y rellenas de carbonato cálcico.
CV-7-1-C:	Pelbiomicrita. La matriz está recristalizada a microesparita. Fragmentos fósiles, fundamentalmente equinodermos, pelecípodos, espículas, etc.

- CV-7-3-C: Caliza. Biopelmicrita. Facies de espiculitas. Abundancia de espículas de esponja. También algún radiolario. Fracturas calcíticas tardías.
- CV-7-4-C: Caliza. Biopelmicrita.

Respecto a la serie de Collado de Puerto Lobo, indicamos lo siguiente:

- CPL-1-6-C: Micasquisto con andalucita (manto de la Plata)
- CPL-1-7-C: Mármol (manto de la Plata o de la Alfaguara)
- CPL-1-8-C: Micasquisto de grano fino con biotita y andalucita (manto de la Plata)
- CPL-(1-2)-5-C: grauvaca (maláguide)
- CPL-(1-2)-11-C: Mármol (mantos de la Plata o de la Alfaguara)
- CPL-(1-2)-13-C: Grauvaca (maláguide)
- CPL-(1-2)-15-C: Metagrauvaca (maláguide)
- CPL-(1-2)-16-C: Grauvaca (maláguide)
- CPL-(1-2)-18-C: Mármol (mantos de la Plata o de la Alfaguara)
- CPL-(1-2)-19-C: Grauvaca (maláguide)
- CPL-2-2-C: Micasquisto con estaurolita (manto de la Plata)
- CPL-2-11-C: Areniscas (maláguide)
- CPL-2-13-C: Micasquisto con biotita y granate (mantos de la Plata, Carbonales)
- CPL-2-14-C: Idem.
- CPL-1-3-C: Biopelmicrita. Subbética
- CPL-(1-2)-4-C: Pelbiomicrita o intrapelbiomicrita. Subbética.
- CPL-(1-2)-2-C: Pelbiomicrita. Subbética.
- CPL-2-12-C: Dolomía brechificada. Subbética.

Describiremos, seguidamente, dos muestras de estos materiales:

- CPL-(1-2)-2-C: Pelbiomicrita. Brechificación tardía, con fracturas rellenas de carbonato cálcico.
- CPL-(1-2)-4-C: Pelbiomicrita o intrapelbiomicrita. Presencia de algunos fragmentos fósiles, pelets, lumps, intraclastos. Bastante brechificada. La brechificación es tardía y las fracturas están rellenas de cemento calcítico.

El estudio de las moscovitas ha dado los siguientes resultados.

Tabla V. 158. Datos sobre las moscovitas de los cantos de rocas.

Muestra	b_o en A	Muestra	b_o en A
CV-1-1-C	8,9886	CPL-1-1-C	9,0111
CV-1-12-C	9,0348	CPL-1-5-C	8,9916
CV-(2-3)-7-C	8,9952	CPL-(1-2)-4-C	8,9994
CV-(7-3)-1-C	8,9952	CPL-(1-2)-8-C	8,9928
		CPL-(1-2)-14-C	8,9862
		CPL-(1-2)-17-C	8,9862
		CPL-2-1-C	8,9874
		CPL-2-2-C	8,9862
		CPL-2-4-C	8,9886
		CPL-2-5-C	8,9838

En la figura V.213. se representan los histogramas de frecuencia de los valores de b_o en las moscovitas de los cantos.

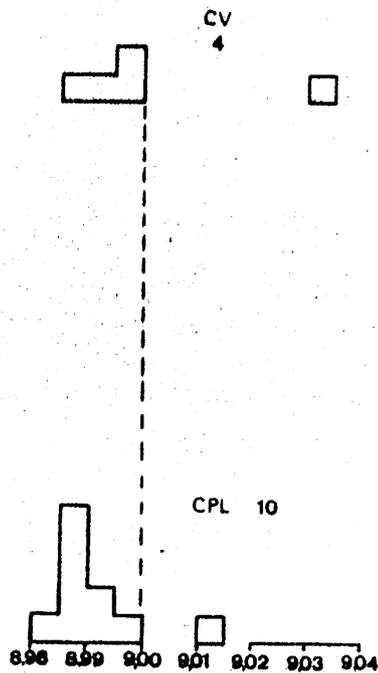


Fig. V. 213. Histograma de frecuencia de b_o de las moscovitas de los cantos de rocas

La tabla V. 159. resume los resultados obtenidos respecto al contenido en Si, Al, Fe y Mg de estas moscovitas, en la serie CV.

Tabla V. 159. Datos sobre la composición de las moscovitas de los cantos

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
CV-1-1-C	12, 23	3, 77	7, 77	0, 17	0, 10
CV-1-11-C	15, 53	0, 47	n. d.	n. d.	n. d.
CV-1-12-C	14, 83	1, 17	5, 85	1, 10	1, 16
CV-1-13-C	13, 60	2, 40	n. d.	n. d.	n. d.
CV-(2-3)-7-C	10, 13	5, 87	7, 49	0, 30	0, 22
CV-7-8-C	15, 53	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
CV-7-4-C	12, 63	3, 37	n. d.	n. d.	n. d.

Para los cantos de la serie de Collado de Puerto Lobo se han obtenido los siguientes resultados,

Tabla V. 160. Datos sobre la composición de las moscovitas de los cantos de rocas de la serie CPL.

Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mg
CPL-1-1-C	13, 60	2, 40	6, 83	0, 62	0, 60
CPL-1-5-C	12, 23	3, 77	7, 63	0, 23	0, 13
CPL-(1-2-)-5-C	12, 23	3, 77	7, 32	0, 39	0, 32
CPL-(1-2-)-8-C	13, 60	2, 40	7, 59	0, 26	0, 16
CPL-(1-2-)-9-C	14, 96	1, 04	n. d.	n. d.	n. d.
CPL-(1-2-)-10-C	14, 16	1, 84	n. d.	n. d.	n. d.
CPL-(1-2-)-14-C	13, 60	2, 40	7, 87	0, 12	0, 05
CPL-(1-2-)-16-C	12, 50	3, 50	n. d.	n. d.	n. d.
CPL-(1-2-)-17-C	14, 96	1, 04	7, 87	0, 12	0, 03
CPL-2-1-C	13, 60	2, 40	7, 82	0, 15	0, 03
CPL-2-5-C	14, 96	1, 04	7, 92	0, 10	0, 00
CPL-2-8-C	13, 60	2, 40	n. d.	n. d.	n. d.
CPL-2-10-C	11, 53	4, 47	n. d.	n. d.	n. d.

En base a la relación de intensidades de las reflexiones (004) y (002) se ha determinado el contenido en átomos de hierro (tabla V. 161.).

Tabla V. 161. Contenidos en átomos de hierro de las moscovitas.

Muestra	%Fe ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃ +0,42MgO	Atomos de hierro
CV-1-1-C	1, 75	2, 63	0, 50
CV-1-11-C	2, 10	3, 00	0, 50
CV-1-12-C	2, 65	3, 52	0, 76
CV-1-13-C	1, 30	2, 20	0, 40
CV-(2-3)-7C	1, 60	2, 45	0, 46
CV-(2-3)-8-C	2, 65	3, 58	0, 76
CV-7-3-C	1, 60	2, 47	0, 46
CV-7-4-C	2, 65	3, 58	0, 76
.....			
CPL-1-1-C	2, 20	3, 08	0, 63
CPL-(1-2-)-8-C	2, 85	3, 82	0, 81
CPL-(1-2-)-9-C	2, 05	2, 88	0, 58
CPL-(1-2-)-10-C	2, 30	2, 96	0, 66
CPL-(1-2-)-14-C	2, 65	3, 58	0, 76
CPL-2-1-C	2, 20	3, 08	0, 63
CPL-2-4-C	2, 85	2, 82	0, 81
CPL-2-5-C	2, 30	2, 96	0, 66
CPL-2-8-C	2, 20	3, 08	0, 73
CPL-2-10-C	2, 05	2, 88	0, 58

Los valores de cristalinidad son los siguientes.

Tabla V. 162. Cristalinidad de las moscovitas de los cantos de rocas.

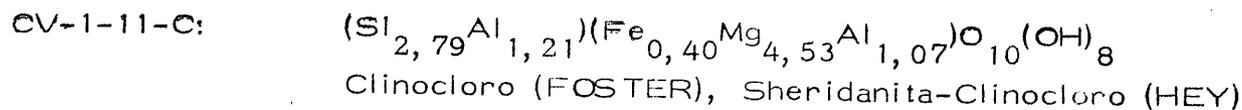
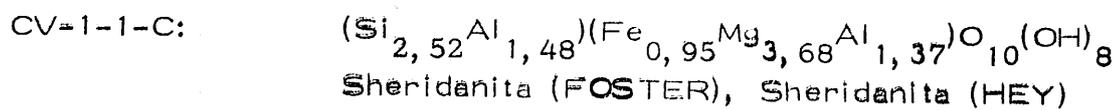
Muestra	I. Kubler (mm)	Muestra	I. Kubler (mm)
CV-1-1-C	14	CPL-1-1-C	14
CV-1-11-C	13	CPL-(1-2-)-8-C	15
CV-1-12-C	13	CPL-(1-2-)-9-C	13
CV-1-13-C	14	CPL-(1-2-)-10-C	16
CV-(2-3-)-7-C	15	CPL-(1-2-)-14-C	13
CV-(2-3-)-8-C	16	CPL-2-1-C	17
CV-7-3-C	17	CPL-2-4-C	17
CV-7-4-C	17	CPL-2-5-C	17
		CPL-2-8-C	15
		CPL-2-10-C	16

Sobre las cloritas se han obtenido los siguientes resultados.

Tabla V. 163. Datos sobre las cloritas de los cantos de las series CV y CPL.

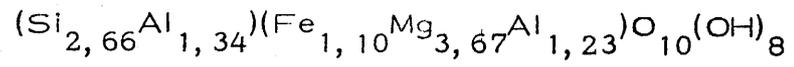
Muestra	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{VI}	Fe ^{Br.}	G. A.	Fe ²⁺ / Fe ²⁺ +Mg
CV-1-1-C	2,52	1,48	1,37	0,90	0,05	0,85	0,19
CV-1-11-C	2,79	1,21	1,07	0,40	0,00	0,75	0,08
CV-1-13-C	2,79	1,21	1,07	1,16	0,01	1,15	0,24
CV(2-3-)-7-C	2,66	1,34	1,23	0,91	0,00	1,15	0,19
CV-(2-3-)-8-C	2,66	1,34	1,23	0,88	0,02	0,86	0,19
CV-7-3-C	2,79	1,21	1,07	1,25	0,45	0,80	0,34
.....							
CPL-1-1-C	2,52	1,48	1,37	1,10	0,00	1,15	0,24
CPL-(1-2-)-5C	2,52	1,48	1,37	1,33	0,17	1,15	0,32
CPL-(1-2-)-8-C	2,38	1,62	1,48	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
CPL-(1-2-)-9-C	2,38	1,62	1,48	0,00	0,00	1,10	0,00
CPL-(1-2-)-10-C	2,38	1,62	1,48	0,30	0,00	0,65	0,09
CPL-(1-2-)-14-C	2,38	1,62	1,48	0,40	0,00	1,30	0,09
CPL-(1-2-)-16-C	2,38	1,62	1,48	1,10	0,00	1,15	0,24
CPL-(1-2-)-17-C	2,38	1,62	1,48	0,85	0,10	0,75	0,21
CPL-2-1-C	2,66	1,34	1,23	1,10	0,00	1,14	0,23
CPL-2-5-C	2,66	1,34	1,23	0,20	0,00	0,70	0,04
CPL-2-8-C	2,80	1,20	1,08	0,25	0,00	0,70	0,07
CPL-2-10-C	2,52	1,48	1,37	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.

Las fórmulas y el tipo de clorita determinados son los siguientes.



- CV-1-13-C: $(\text{Si}_{2,79}\text{Al}_{1,21})(\text{Fe}_{1,18}\text{Mg}_{3,75}\text{Al}_{1,07})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Clinocloro-Brunsvigita(FOSTER), Ripidolita-Picnoclorita (HEY)
- CV-(2-3)-7-C: $(\text{Si}_{2,66}\text{Al}_{1,34})(\text{Fe}_{0,91}\text{Mg}_{3,86}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)
- CV-(2-3)-8-C: $(\text{Si}_{2,66}\text{Al}_{1,34})(\text{Fe}_{0,9}\text{Mg}_{3,87}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)
- CV-7-3-C: $(\text{Si}_{2,79}\text{Al}_{1,21})(\text{Fe}_{1,70}\text{Mg}_{3,23}\text{Al}_{1,07})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Brunsvigita (FOSTER), Ripidolita-Picnoclorita(HEY)
-
- CPL-1-1-C: $(\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48})(\text{Fe}_{1,10}\text{Mg}_{3,53}\text{Al}_{1,37})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita-Ripidolita(FOSTER), Ripidolita(HEY)
- CPL-(1-2)-5-C: $(\text{Si}_{2,52}\text{Al}_{1,48})(\text{Fe}_{1,5}\text{Mg}_{3,31}\text{Al}_{1,37})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Ripidolita (FOSTER), Ripidolita (HEY)
- CPL-(1-2)-9-C: $(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_0\text{Mg}_{4,52}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita(FOSTER), Corundofililita(HEY)
- CPL-(1-2)-10-C: $(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_{0,3}\text{Mg}_{4,22}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Corundofililita (HEY)
- CPL-(1-2)-14-C: $(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_{0,40}\text{Mg}_{4,12}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Corundofililita (HEY)
- CPL-(1-2)-16-C: $(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_{1,1}\text{Mg}_{3,42}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita-Ripidolita(FOSTER), Corundofililita(HEY)
- CPL-(1-2)-17-C: $(\text{Si}_{2,38}\text{Al}_{1,62})(\text{Fe}_{0,95}\text{Mg}_{3,57}\text{Al}_{1,48})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita(FOSTER), Corundofililita (HEY)
- CPL-2-1-C: $(\text{Si}_{2,66}\text{Al}_{1,34})(\text{Fe}_{1,10}\text{Mg}_{3,67}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Ripidolita (HEY)
- CPL-2-5-C: $(\text{Si}_{2,66}\text{Al}_{1,34})(\text{Fe}_{0,20}\text{Mg}_{3,57}\text{Al}_{1,23})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Sheridanita (FOSTER), Sheridanita (HEY)
- CPL-2-8-C: $(\text{Si}_{2,80}\text{Al}_{1,20})(\text{Fe}_{0,25}\text{Mg}_{3,47}\text{Al}_{1,08})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Clinocloro (FOSTER), Sheridanita-Clinocloro(HEY)

CPL-2-9-C:



Sheridanita (FOSTER), Ripidolita (HEY)

VI. DISCUSION

VI. 1. MATRIZ.

VI. 1. 1. MINERALOGIA GLOBAL.

Recordaremos, en primer lugar y brevemente, la disposición de las muestras en los diagramas triangulares de las figuras V. 3. (Nigüelas), V. 15. (Río Torrente), V. 58. (Chite), V. 64. (Carretera de Motril), V. 89. (Güejar Sierra y Güejar Sierra Este), V. 122. (Monachil), V. 143. (Balzaín), V. 163. (Dílar-Gójar) y V. 202. (Carretera de Víznar y Collado de Puerto Lobo).

En un análisis de conjunto (puesto que el pormenorizado ya se hizo en su momento), se desprende que existen situaciones diversas si comparamos series levantadas en afloramientos pertenecientes al mismo sector. Así, encontramos unas en las que la dispersión de las muestras es pequeña hallándose alineadas (series N; RT, en parte; CM; GS; M, en parte; B y CV-CPL); otras veces la dispersión es mayor y no se pueden definir posibles líneas que engloben, en su recorrido, a las muestras representadas (tales son los casos de las series RT en su parte sur; CH; GSE; M, en parte y DG). Igualmente ha de indicarse que la dispersión en la disposición de tales muestras no es exclusiva de ninguno de los sectores estudiados. Por el contrario, se distribuye irregularmente, con una inclinación -desde luego- mayor hacia composiciones mineralógicas análogas.

En la tabla VI. 1. se resumen los contenidos medios de cada serie, en cuarzo, carbonatos y minerales laminares así como los porcentajes medios de cada uno de los sectores. Ello nos dará una idea de conjunto, más objetiva, al entrar en juego mayor número de muestras.

La figura VI. 1. sintetiza -gráficamente- la composición mineralógica media de los afloramientos estudiados.

Tabla VI. 1. Resultados de la media aritmética del análisis cuantitativo en las distintas series y sectores.

Afloramiento	Cuarzo	Carbonatos	Min. Laminares
Nigüelas	48	12	40
Río Torrente	31	14	55
Río Torrente (Sur)	33	37	30
Chite	49	28	23
Carretera Motril	40	18	42
Güejar Sierra	32	21	47
Güejar Sierra (ESTE)	36	19	45
Monachil	37	7	56
Balzaín	49	0	51
Dílar-Gójar	41	23	36
Carretera Vízcar	18	47	35
Collado Pto. Lobo	27	12	61
.....			
Sector SE	40	22	38
Sector NE	39	14	47
Sector N	22	30	48

El primer examen que la figura VI. 1. nos proporciona es una imagen de dispersión en la representación de las series. No obstante, esta imagen puede cambiarse si se realiza un análisis más detenido. Así, la mediana (MM') que pasa por el vértice C-D nos marcará series con idéntica relación Cuarzo/Min. laminares, lo que equivale -en el presente caso-- a decir que la influencia ejercida por los carbonatos es mínima. De igual manera, dicha mediana separa, en dos poblaciones, las series estudiadas. Sin atender, por ahora, a la posición que ocupan las del sector Norte (CV y CPL), las de los sectores SE y NE resultan, en general, separadas por esta demarcación.

Los afloramientos pertenecientes al sector SE quedan claramente situados en la parte superior de la mediana (series de N, RT-sur, CH) a excepción de la serie RT-niveles (punto 2); la serie Carretera de Motril (punto 5) se sitúa muy cerca y por debajo de esta línea. Se piensa, sin embargo, que su posición no está claramente definida y que en su composición global se observa manifiesta influencia de ambos sectores.

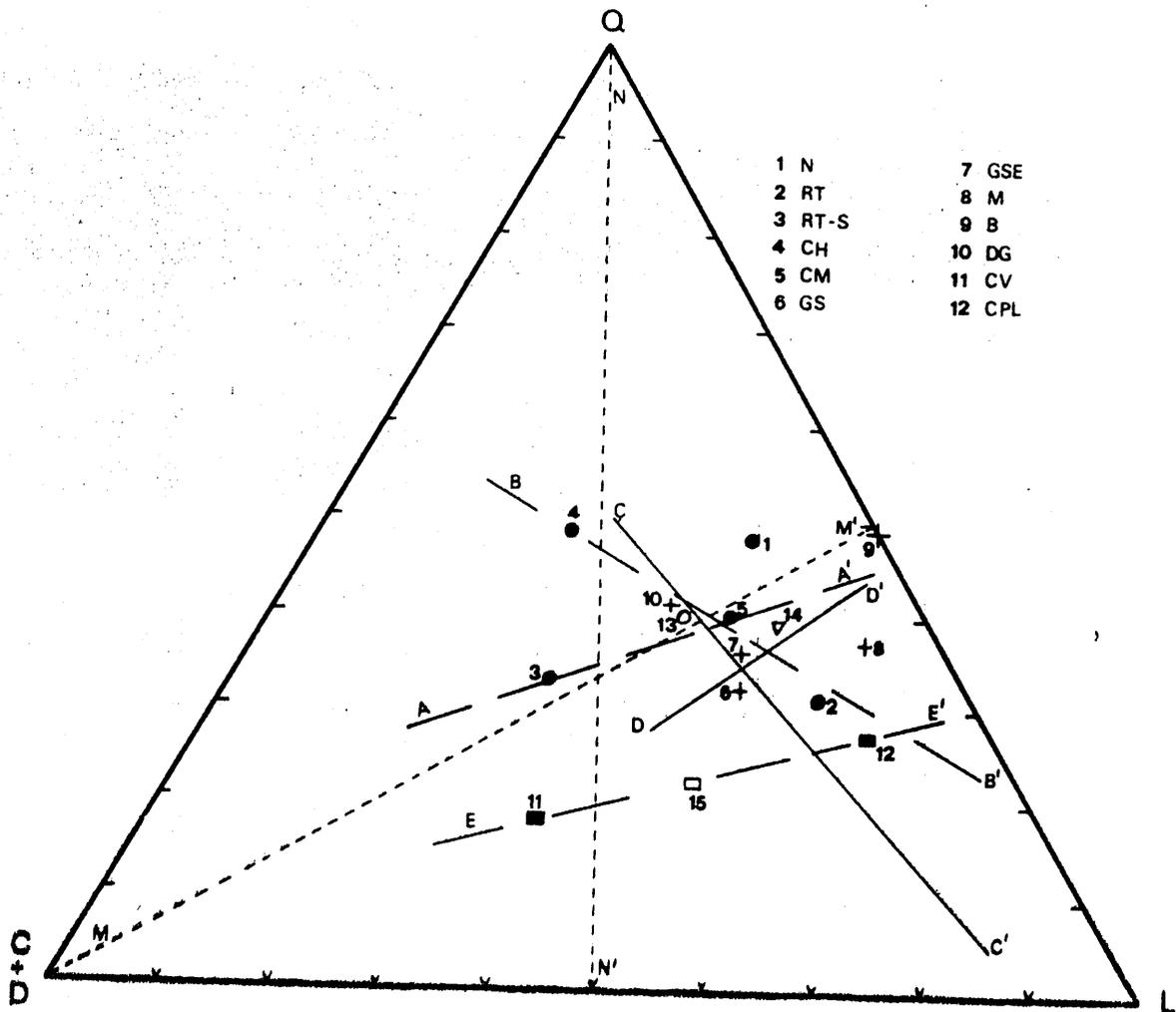


Fig. VI. 1. Composiciones mineralógicas medias y alineaciones de los diversos afloramientos y sectores.

Respecto al sector NE es muy neta la posición de los afloramientos de Güejar Sierra (punto 6), Güejar Sierra Este (punto 7) y Monachil (punto 8). Sucede que la serie de Dílar-Gójar (punto 10) se enmarca con las del sector SE y la de Balzaín (punto 9) de la que cabe hacer idénticas consideraciones que en el caso de Carretera de Motrill (punto 5).

La mediana NN' delimita dos grandes zonas. Una, en la que se incluyen la mayor parte de los afloramientos; una segunda, que agrupa a las series Chite (punto 4), Río Torrente (Sur) (punto 3) y Carretera de Víznar (punto 11) en las que el contenido en carbonatos es superior a los restantes. Ello se debe a la existencia de rocas carbonatadas de

naturaleza diversa en CH; a la presencia de materiales detríticos finos, en RT-sur y a la existencia de materiales carbonatados subbéticos, alpujárrides y maláguides en Carretera de Víznar. En estas series, el contenido en minerales laminares no presenta grandes variaciones. Las mayores influencias se deben a los contenidos y diferencias en el cuarzo y carbonatos.

El sector Norte ofrece caracteres mineralógicos propios y netamente diferenciables del resto de los afloramientos, sobre todo en el denominado CV(punto 11), y menos en el CPL(punto 12) (1). Esta peculiaridad, explicitada en el capítulo de resultados, es producto de las diferentes unidades que influyen en aquella zona. Ya, en el diagrama propio del afloramiento se intuía la existencia de diferentes áreas fuentes de distinta naturaleza. La figura VI. 1. lo confirma a la vez que separa estas series de los afloramientos de los sectores NE y SE.

Por sectores, veamos las posibles alineaciones entre los diversos afloramientos.

En el SECTOR SE, la recta AA' alinea a las series RT-sur (punto 3), y CM(punto 5), y de ella equidistan, aproximadamente, las de Nigüelas (punto 1) y RT (punto 2). Queda excluida, únicamente la serie de Chite (punto 4). Sin embargo, la recta BB' nos indica que, respecto a ella, se alinean las series de Chite (punto 4), CM(punto 5), RT(punto 2) y equidistan las de Nigüelas (punto 1) y RT-sur (punto 3). Ambas rectas (AA' y BB') forman un ángulo de 50° y se cortan en un punto que coincide con el que representa la composición media de la serie CM (punto 5).

Todo ello hace pensar en lo siguiente: la manifiesta alineación de las series indica que la naturaleza del área fuente es aproximadamente homogénea y que fluctúa entre dos puntos extremos, sin otros aportes. A la vez, el hecho de que dichas rectas se corten en un punto que coinci-

(1) Los datos numéricos correspondientes a la serie CPL y expresados en la tabla VI. 1. no pueden tomarse con el mismo rigor que los demás ya que corresponden a la media aritmética de dos niveles.

de con la serie CM(punto 5) implica que dicho afloramiento representa la composición media de todas las series del sector SE, es decir que recibe influencia de las composiciones extremas.

En el SECTOR NE, la recta CC' alinea a los afloramientos de Güejar-Sierra (punto 6), Güejar Sierra Este (punto 7) y Dílar-Gójar (punto 10). La recta DD' presenta una dirección tal que de ella equidistan los afloramientos de GS (punto 6), GSE (punto 7), M (punto 8), B (punto 9). Ambas rectas intersectan en un punto que está situado entre las series-GS y GSE, más cerca de esta última.

De ello concluimos, siguiendo un razonamiento análogo al caso anterior, que la composición media de la "Block formation" en este sector, estaría representada por una serie intermedia entre las dos de Güejar Sierra, en la que exista material detrítico fino (similar al de GS) aunque con predominio de material conglomerático (similitud con GSE). Dado que en este afloramiento existe un cambio de facies, a cuyos lados se han levantado ambas series, una que se hubiese establecido allí donde se produce tal cambio representaría la composición media de los materiales del sector NE.

A conclusiones idénticas se llega si representamos las composiciones medias de ambos sectores en base a los datos de la tabla VI.1. Los puntos 13 y 14 indican la composición media de los sectores SE y NE respectivamente. Como se observa, ocupan posiciones muy próximas a las intersecciones de las rectas AA' y BB', por un lado y CC' y DD', por otro.

Desde luego, de la situación de los puntos 13 y 14 se deduce que las diferencias de composición son escasas. El contenido en cuarzo es prácticamente el mismo y las diferencias en el porcentaje de carbonatos y minerales laminares son del 7 y 8%, respectivamente.

Ya se ha indicado que la litología de la "serie tipo" o "serie de composición media" del sector NE correspondería a material conglomerático

predominante pero en la que existan niveles detríticos finos. La figura - V. 63. representa gráficamente la litología de la columna del afloramiento de la carretera de Motril. Sucede que, en dicho afloramiento, la columna litológica la integran niveles de conglomerados, esencialmente, pero - existen también otros de limos y arenas a la par que lentejones de areniscas. Los paquetes de conglomerados presentan -en general- abundante matriz de tamaño limo y arena.

Se concluye, pues, que independientemente de las variaciones locales o puntuales que presentan las diferentes series establecidas en los afloramientos estudiados en estos sectores, las columnas litológicas de los - afloramientos "tipo" (CM y GS-GSE) son prácticamente idénticas. Igualmente, la composición mineralógica de los mismos es muy análoga como - se deduce de la figura VI. 1. Respecto al área fuente se deduce que es común para todos los afloramientos a la vista del diagrama de la citada - figura y que la constituyen exclusivamente los materiales del complejo de Sierra Nevada (Mantos del Mulhacén y del Veleta), los suelos desarrollados sobre dichas rocas y -en muy escasa proporción- materiales alpujárrides. Estos materiales han suministrado los cantos de rocas (como se verá más adelante) y los minerales constituyentes de la matriz del conglomerado así como de los niveles detríticos más finos.

Las variaciones litológicas y mineralógicas locales, de cada afloramiento, se hacen patentes en los diagramas de las figuras citadas al comienzo de este capítulo, en las que -aún existiendo escasa dispersión- la situación de las muestras acusan dichas diferencias. Cada afloramiento presenta - un diagrama específico y en algunos (CV y CPL) se reconocen claramente varias zonas de influencia; hecho que también se deja sentir en Güejar Sierra, Balzáñ, Carretera de Motril y Monachil (parcialmente).

La explicación de esta diversidad litológica y mineralógica local la encontramos en que el depósito de la "Block formation" no fue uniforme y - homogéneo en todos los puntos, sino que corresponde a un régimen torren

cial, de arrollada, en el que -más o menos esporádicamente- se producen grandes avalanchas de aguas que arrastran materiales del complejo de Sierra Nevada. Así se obtendrá una situación muy diferente en cada afloramiento en función esencialmente de diversos factores: situación respecto al área fuente, red hidrográfica en la que se enmarque dicho afloramiento, dirección de las corrientes, número de ellas, posibles zonas circundantes de influencia, etc.

Lo que aquí se indica sobre estos aspectos, concuerda y conviene ligarlo con algunas cuestiones ya señaladas (en el capítulo de Antecedentes) por GONZALEZ DONOSO (1967), SANZ DE GALDEANO (1977) y DABRIO et al. (1977).

SANZ DE GALDEANO (1977) escribe que "la observación de los distintos niveles de la Block formation conducen a la idea de un depósito condicionado por transporte fluvial de gran energía. Por la distribución de sus afloramientos y por el hecho de que se observan acúñamientos laterales se puede deducir que no se formaba a partir de una sola corriente de agua, sino que fueron varias".

Igualmente, este autor señala que del estudio de la "Block formation" en los afloramientos de Cenes de la Vega, Monachil, Hervidero y Dílar, "la Block formation corresponde a un período en el que la inestabilidad tectónica, responsable de la creación de relieves aptos para ser atacados por la erosión, fue muy acusada. Conforme temporalmente disminuyeron estos relieves y la inestabilidad tectónica también, disminuyó el tamaño de grano por lo que se volvió a un tipo de depósito similar al que se producía antes de su irrupción".

Sobre este particular, DABRIO et al. (1977) señalan que "durante el depósito de las lutitas con Dentalium, el levantamiento de Sierra Nevada condicionó la existencia de un relieve elevado que se convirtió en el área fuente de una serie de abanicos aluviales que descendían hacia las partes más deprimidas ocupadas por el mar y situadas al N. y NE. de los relieves. Estas zonas forman parte hoy día de la Depresión de Granada".

Más adelante indican: "En una fase posterior se estableció una orla de abanicos aluviales en este borde de la Sierra Nevada ancestral, de modo que sus depósitos cubrieron todo el sector. Corresponde esta fase al depósito del nivel conglomerático principal. El ensanchamiento superficial se llevó a cabo de modo diferente en Pinos Genil que en Monachil... El de -

psito se lleva a cabo durante todo este tiempo en ambiente submarino - por procesos propios de abanicos aluviales. Los arrecifes tienen la oportunidad de desarrollarse cuando una parte subacuática del abanico no está sometida a la influencia directa de los flujos y su enterramiento tiene lugar cuando la zona es afectada de nuevo por ellos. Eventualmente, parte de la orla pudo pasar a medio subaéreo por colmatación y ser meteorizada. La ulterior subsidencia restableció las condiciones subacuáticas originales".

Como ellos mismos indican "esto es válido sólo para aquellas áreas que, en líneas generales estuvieron sumergidas, pues, evidentemente, las áreas proximales permanecerían en régimen subaéreo de modo continuo".

También estos autores consideran de importancia la influencia de otras áreas "ya que por esta época se dejó sentir intensamente el levantamiento de Sierra Arana" con "una influencia doble: a) introdujo material de distinta procedencia en la cuenca (materiales maláguides, y subbéticos, además de los alpujarrides)... y b) produjo discordancias internas dentro del paquete principal de conglomerados".

En nuestra opinión habría que analizar -desde un punto de vista geomorfológico e hidrogeológico- la influencia que la red hidrográfica ha tenido en la génesis de la "Block formation" y -consecuentemente- las características que presenta en cada afloramiento, la selección de material, etc.-

El afloramiento de Güejar Sierra habrá estado condicionado por el río Genil y su red hidrográfica. Los de Monachil y Balzain por el río Monachil y su red; la zona de Dílar-Gójar habrá sido surtida por el río Dílar y sus afluentes. Por último, para el sector SE habrá de considerarse la acción de los ríos Durcal, Torrente, Tablate y Lanjarón así como sus respectivas redes hidrográficas.

Desde luego no ha de olvidarse que todos estos ríos son más modernos que los materiales en cuestión, pero parece lógico pensar que la red hidrográfica actual siga -siquiera sea a grandes rasgos- la que existía cuando se formó la "Block formation".

BARAHONA FERNANDEZ (1974) estudia -desde otro punto de vista- yacimientos de arcillas, algunos de los cuales pueden compararse, en sentido amplio, con nuestros resultados. Así intentaremos relacionar los siguientes:

<u>BARAHONA (1974)</u>	<u>Esta Memoria</u>
Cantera de Acequias Limos y arcillas pertenecientes al 2º y 3º subtramo del tramo superior del Mioceno	Serie de Nigüelas y Rfo Tórrente
Cantera de Monachil-2 3º subtramo del tramo superior del Mioceno	Serie de Monachil
Cantera de Pinos Genil Limos del 3º subtramo del tramo superior del Mioceno	Serie de GS

Este intento de correlación o comparación se establece fundamentalmente en base a la proximidad geográfica y a una cierta analogía en la edad de los materiales comparados. Hemos utilizado como directriz la composición media de los afloramientos. Las diferencias obtenidas se señalan en los resultados de BARAHONA con respecto a los nuestros.

- Acequias ----- Rfo Torrente y Nigüelas
 - mayor contenido en minerales laminares (10%)
 - menor contenido en cuarzo (12-15%)
 - igual contenido en carbonatos.
- Monachil-2 ----- Monachil
 - mayor contenido en minerales laminares (10%)
 - menor contenido en cuarzo (15%)
 - mayor contenido en carbonatos (15%)

Pinos Genil ----- Güejar Sierra (GS)

- mayor contenido en minerales laminares (25%)
- menor contenido en cuarzo (20%)
- igual contenido en carbonatos

Con las premisas expuestas anteriormente, y teniendo en cuenta que no corresponden a materiales idénticos, destacamos que los resultados obtenidos en ambos casos son similares. El mayor contenido en minerales laminares se debe -lógicamente- a que sus muestras corresponden a niveles arcillosos. En cualquier caso, esta similitud apunta hacia origen y materiales de partida comunes.

En las figuras VI.2. y VI.3. se representan las variaciones del contenido en cuarzo y minerales laminares con la distancia al área fuente.

Las distancias se han tomado (en kms.) en relación al contacto del complejo nevadofilábride, siguiendo la dirección de la red hidrográfica principal; por consiguiente, los datos se dan por defecto. Lo que aquí interesa - no obstante- es la variación relativa en kilómetros, por lo que los errores posibles se amortiguan.

En general, los porcentajes de cuarzo varían entre 32 (GS) y 48 (N, CH, B). El perfil que indica dichas oscilaciones es sinuoso con aumentos y disminuciones bruscas. Siendo el cuarzo, un mineral muy resistente a la erosión y meteorización, y -bajo el supuesto ya establecido de un área fuente común para todos los afloramientos-, se piensa que estas oscilaciones hacen patente un régimen de depósito de la "Block formation" turbulento, en el sentido ya expresado con anterioridad. Igualmente nos indica que el contenido en cuarzo no puede utilizarse como criterio para establecer la madurez o evolución de dichas series en relación con la distancia recorrida desde el área fuente. Quizá porque las distancias son pequeñas.

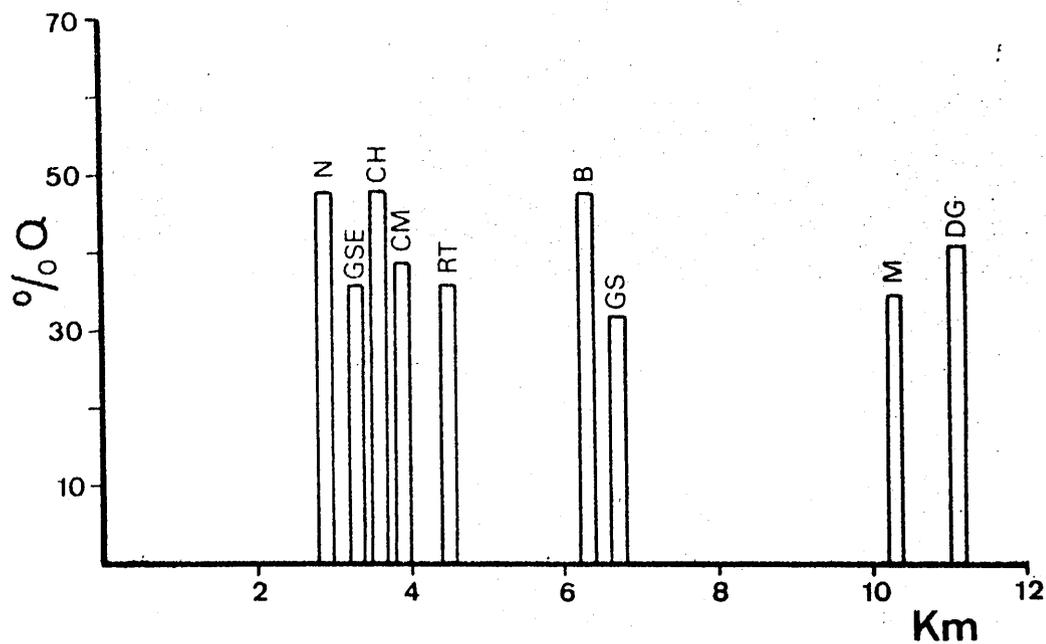


Fig. VI. 2.

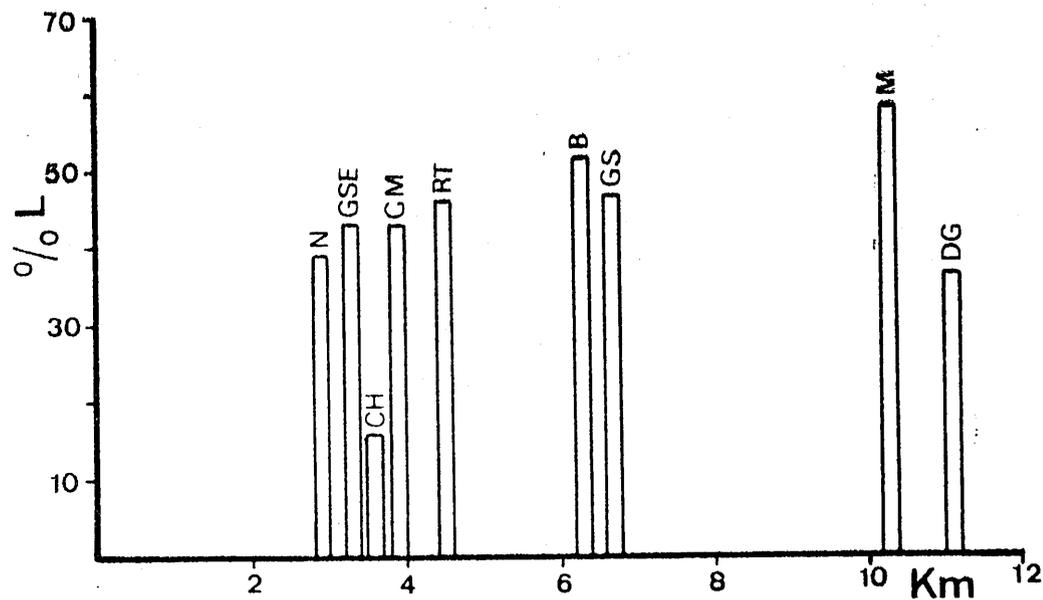


Fig. VI. 3.

Variación de los contenidos en cuarzo y minerales laminares en relación con la distancia al complejo de Sierra Nevada

En este comentario -igual que en el que haremos para la figura VI. 3.- han de tenerse en cuenta dos factores.

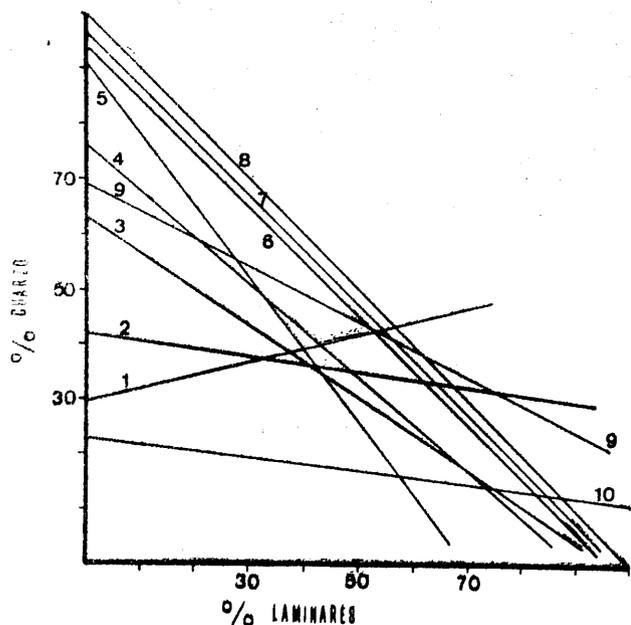
Uno, que proviene de la diferente litología (abundancia de niveles detríticos finos o conglomerados) local de los afloramientos. El segundo a considerar es la presencia de carbonatos. Lógicamente, al manejar porcentajes relativos de tres grupos de minerales (cuarzo, carbonatos y minerales laminares), la ausencia o no de uno de ellos puede variar considerablemente los otros resultados. En estas figuras no se han eliminado los carbonatos porque creemos que así se obtienen resultados más reales. Y ello porque, sin tener en cuenta el contenido en dichos minerales, resulta una curva con un perfil aproximadamente igual, pero alguna serie (Chite, por ejemplo), al ser elevado su porcentaje en carbonatos, arroja un contenido excesivamente elevado en cuarzo.

Sin embargo, la figura VI. 3. ofrece algunos datos más concretos. Exceptuamos la serie de Chite por lo indicado anteriormente. Hecha esta salvedad, se constata una tendencia general hacia un incremento en los minerales laminares al aumentar la distancia al área fuente. Aunque en la serie Dilar-Gójar (DG) no se cumple estrictamente esta norma, pensamos que no invalida esta afirmación por cuanto los procesos edáficos a que ha estado sometida dicha serie, han podido variar, en alguna medida, los resultados.

El hecho que se desprende, pues, es que se aprecia un indicio claro de selección de tamaño con la distancia al área fuente. Esta selección, de alguna manera, ha sido importante ya que, en distancias pequeñas, se observa con nitidez. Ello abogaría por un régimen acuoso de elevada energía que separase más o menos netamente (en una primera fase) las fracciones y minerales de mayor tamaño (cuarzo y feldespatos) de aquellos otros más fácilmente suspendibles (minerales laminares). Una vez realizado este proceso, estos últimos se seleccionan de acuerdo con la distancia recorrida. Hemos de indicar, lógicamente, que al ser distancias cortas- estos fenómenos no han finalizado puesto que, aunque en diversa proporción, encontramos cuarzo y feldespatos en las fracciones-

de menores tamaños (sobre todo en la de 2 a 20 micras; casi nunca en la menor de 2 micras).

La figura VI.4. resume las correlaciones efectuadas entre cuarzo y minerales laminares en los afloramientos estudiados.



1. DG-niveles, $y=29,73+0,24x$, $r=0,31$
2. GSE, $y=41,85-0,14x$, $r=-0,31$
3. GS, $y=62,95-0,65x$, $r=-0,74$
4. CM, $y=75,85-0,85x$, $r=-0,41$
5. RT-niveles, $y=91,13-1,3x$, $r=-0,35$
6. RT-suelos, $y=93,7-0,97x$, $r=-0,77$
7. M, $y=95,85-0,98x$, $r=-0,70$
8. B, $y=100-x$, $r=-1,00$
9. DG-suelos, $y=68,5-0,51x$, $r=-0,82$
10. CV, $y=23-0,12x$, $r=-0,23$

Fig. VI.4. Resumen de las correlaciones lineales entre Q y minerales laminares.

Como norma general ha de establecerse que esta correlación es de carácter negativo. La pendiente positiva de la recta número 1 (DG-niveles) se explica porque la disposición de la nube de puntos es tal que una pequeña variación implicaría una pendiente de signo contrario, ya que los contenidos en cuarzo y minerales laminares oscilan entre márgenes muy estrechos.

A medida que el coeficiente de correlación se aproxima a la unidad, el contenido en carbonatos es menor. Así, aquel adquiere un valor 1 en la serie de Balzaín. Son prácticamente paralelas las rectas números 6, 7 y 8 (series RT-suelos, Monachil y Balzaín, respectivamente).

Las rectas con menor pendiente implican, en este caso, series menos evolucionadas ya que en ellas existe mayor cantidad de fracción gruesa (cuarzo).

Si comparamos estos resultados con la conclusión establecida en base a la interpretación de la figura VI. 3. se observa una concordancia bastante estrecha. Sin embargo, no ha de olvidarse que los coeficientes de correlación obtenidos poseen diferente grado de significación, no pudiendo establecerse, por tanto, un patrón estático y concluyente con igual nivel de certeza. Se han considerado significativas las correlaciones obtenidas con un coeficiente igual o superior a 0,41.

VI. 1. 2. MINERALOGIA DE ARCILLAS.

Si en los diagramas triangulares que resumen la composición mineralógica global, existía dispersión, en diferentes grados, en la situación de las muestras, al representar la mineralogía de arcillas dicha dispersión desaparece prácticamente.

La tónica general -ahora- se reduce, por tanto, a una manifiesta alineación de los puntos y a una separación clara entre la composición de la fracción menor de 2 y entre 2 y 20 micras. Estos dos fenómenos son muy patentes en los afloramientos de Río Torrente (niveles), GS, GSE, M, B, CV y CPL. No puede decirse lo mismo de la serie CM, en la que aparece una neta dispersión en ambas fracciones. Respecto a la de DG, las fracciones menor de 2 micras sí se sitúan según una línea recta - pero las de 2 a 20 micras lo hacen según una dirección totalmente distinta, debido a la escasez de montmorillonita.

Esta visión parcial -ya comentada en el capítulo de Resultados- trataremos de ampliarla al conjunto de los afloramientos y sectores.

En la tabla VI. 2. se resumen las composiciones medias de cada afloramiento y sector.

Tabla VI.2. Composición mineralógica media de las fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras, en cada afloramiento y sector.

Serie	menor de 2 micras					2-20 micras				
	Ilita	Cl	K	Mont.	P	Ilita	Cl	K	Mont.	P
N	75	10	3	7	5	83	12	t	t	5
RT	48	13	5	29	5	59	15	2	15	9
CH	46	6	5	39	4	50	6	7	33	4
CM	60	7	3	25	5	73	5	3	12	7
GS	48	8	3	36	5	70	13	5	5	7
GSE	49	10	4	33	4	61	12	9	12	6
M	25	4	t	68	3	69	11	t	14	6
B	32	2	2	61	3	47	9	2	36	6
DG	50	19	9	15	7	56	27	6	3	8
CV	45	5	4	46	0	67	Cl+K=20		13	0
CPL	21	Cl+K = 4		75	0	49	Cl+K=12		39	0
.....										
SECTOR SE 57		8	4	26	5	66	11	4	13	6
SECTOR NE 41		9	4	42	4	60	14	5	14	7
SECTOR N 34		Cl+K=5		61	0	58	Cl+K=16		26	0

Con estos datos se ha construido la figura VI.5. que expresa gráficamente dichos resultados en lo que concierne a la fracción menor de 2 micras.

Fracción menor de 2 micras.

Tratados globalmente todos los afloramientos, sus posiciones en dicho diagrama, permiten indicar que se alinean (en diverso grado) según la línea que une Monachil (punto 5) con Nigüelas (punto 1). Se separa, más claramente, de esa dirección la serie de Dílar-Gójar (punto 13).

Si consideramos las series situadas por debajo de la mediana 100% Cl+K ----50% Mont., es decir los sectores SE y NE (a excepción de los afloramientos de Monachil y Balzañ) se pueden establecer los siguientes criterios guías:

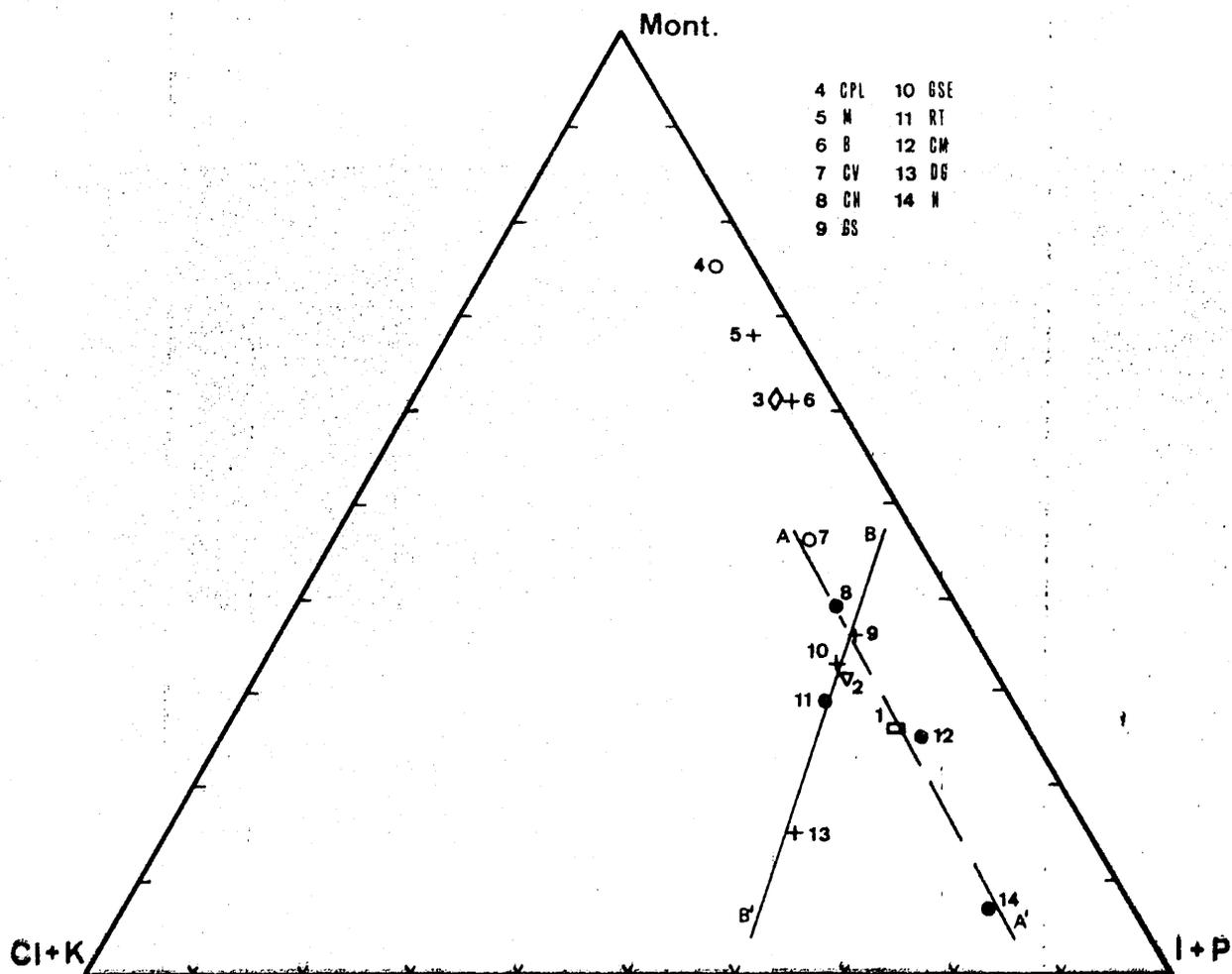


Fig. VI. 5. Composición mineralógica media de las series estudiadas.

- la línea AA' alinea todas las series del sector SE (a excepción de la RT) y al punto 1 que representa la composición media de dicho sector.
- la recta BB' engloba en su recorrido todas las series del sector NE y al punto 15, indicador de la composición media de este sector. La única "anormalidad" -en todo caso- sería que la serie RT, aún perteneciente al sector SE, se sitúa dentro del recorrido BB'.
- ello se explica en función de una similitud con la de Dflar-Gójar, debido a la existencia -en ambas- de varios niveles de paleosueños que modifican sensiblemente los contenidos en montmorillonita (menor cantidad) y en clorita (mayor porcentaje).

Las composiciones medias de los sectores SE y NE las indican los puntos 1 y 2 respectivamente. Dichos puntos se sitúan muy próximos a los números 12 (serie CM) y a los 10 y 9 (series de GSE y GS). Sucede, pues, que también estas series representan las series "tipo" de ambos sectores en lo que respecta a la mineralogía de arcillas, igual que ocurría al analizar la mineralogía de la fracción íntegra. Sus composiciones son prácticamente idénticas; las únicas diferencias estriban en la illita (8%) siendo muy similares los contenidos en clorita, caolinita y montmorillonita (1).

Los afloramientos del sector Norte (CV y CPL, puntos 7 y 4) presentan contenidos muy diferentes en montmorillonita y en illita, lo que hace tan distante su situación, aunque no rompen la norma de conjunto ya indicada.

Los datos cuantitativos encontrados por BARAHONA (1974) en las series que pueden compararse con las nuestras, reflejan las siguientes diferencias:

.. Acequias ----- Río Torrente

- mayor contenido en montmorillonita (30%)
- menor contenido en illita y paragonita (25%)
- similar contenido en clorita y caolinita

.. Monachil-2 ----- Monachil

- similitud en los contenidos de todos los minerales de la arcilla.

(1) No se han considerado los porcentajes de montmorillonita de las series de Balzañ y Monachil. Pensamos que su elevado contenido -producto, en gran parte, de neoformación (cuya discusión se hará después)- desviaría la visión del sector, en su conjunto.

.. Pinos Genil ----- Güejar Sierra (GS)

- mayor contenido en montmorillonita (15%)
- menor contenido en illita y paragonita (20%)
- similar contenido en clorita y caolinita

RODRIGUEZ GALLEGO (1961) estudia la composición mineralógica de las arcillas de los ríos que bañan la Depresión de Granada, estableciendo los siguientes resultados (tabla VI. 3.).

Tabla VI. 3. Composición mineralógica de las arcillas de los ríos que bañan la Depresión de Granada (según RODRIGUEZ GALLEGO, 1961).

Río	Mont.	Clorita	Illita	Caolinita
Genil	---	x	xxx	xx
Dílar	xxx	xx	x	x
Monachil	xx	xx	x	x
Aguas Blancas	x	xx	xxx	x

Mont.: montmorillonita

-----: ninguna x: poca cantidad xx: mediana cantidad

xxx: mucha cantidad

Algunos de los afloramientos estudiados en el presente trabajo están en relación con estos ríos. Así, los de Güejar Sierra (GS y GSE) la mantienen con los ríos Genil y Aguas Blancas; el río Dílar con el afloramiento de Dílar-Gójar; el río Monachil con el de Monachil y los ríos Dílar y Huenes (1) con el afloramiento de Balzafn.

Aún cuando RODRIGUEZ GALLEGO estudia los minerales de la arcilla en los materiales de la Vega de Granada -no siendo, por tanto, sus resultados comparables estrictamente con los nuestros- ha de indicarse:

(1) El río Huenes se supone que es una captura del río Monachil (PAS - CUAL, 1975).

.. Afloramiento de Monachil.

- la montmorillonita es muy abundante
- la illita está en mediana cantidad
- la clorita y caolinita son escasas

En general, coinciden con los datos del citado autor, a excepción de la clorita.

.. Afloramiento de G5 y GSE.

- la montmorillonita aparece en mediana cantidad
- la illita es más abundante
- la clorita y caolinita están en mediana cantidad

La diferencia fundamental estriba en que en los niveles de la "Block formation" existe montmorillonita, mineral no encontrado por Rodríguez Gallego.

.. Afloramiento de Balzaín.

- la montmorillonita es abundante
- la illita está en cantidad media
- la clorita y caolinita son muy escasas

En lo que respecta a la montmorillonita, los resultados son totalmente coincidentes; no sucede así con la illita, clorita y caolinita. Queda la posibilidad de que ello se deba a la acción del río Huenes.

.. Afloramiento de Dfilar-Gójar.

- en este caso, únicamente coinciden los contenidos de clorita y caolinita. Sin embargo, la montmorillonita y la illita aparecen con porcentajes inversos a los expresados por Rodríguez Gallego.

Desde luego, globalmente, coincidimos con este autor en que "existe una gran homogeneidad en la composición mineralógica de las muestras de los ríos Dfilar, Monachil", al menos en lo que se refiere a los afloramientos de Monachil y Balzaín. La razón de que el afloramiento de Dfilar-Gójar se separe de esta norma puede deberse a la existencia de un elevado grado de edafización, además del hecho, apuntado con anterioridad, que se refiere a la peculiaridad mineralógica y litológica de cada afloramiento.

VI. 1. 2. 1. ORIGEN DE LOS MINERALES. AREA FUENTE.

En las figuras VI. 6., VI. 7., VI. 8. y VI. 9. se resumen las variaciones de los minerales de la arcilla de la fracción menor de 2 micras en relación con la distancia al área fuente.

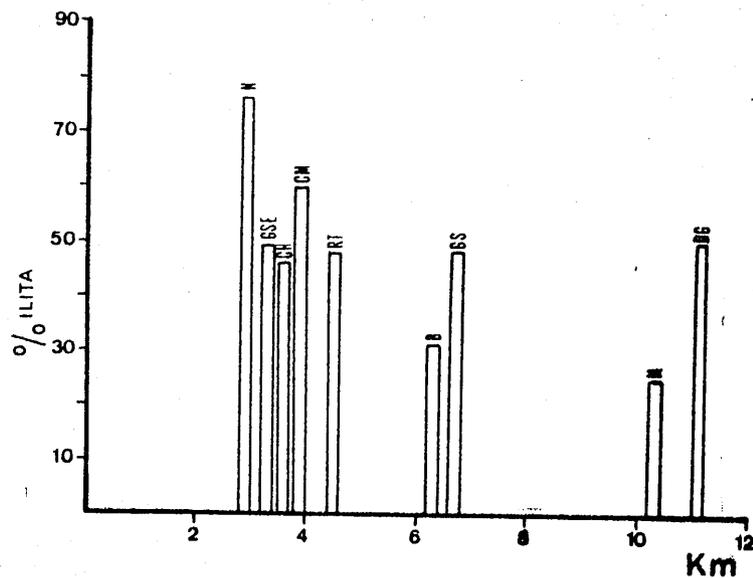


Fig. VI. 6. Variación del contenido en illita en relación con la distancia al área fuente.

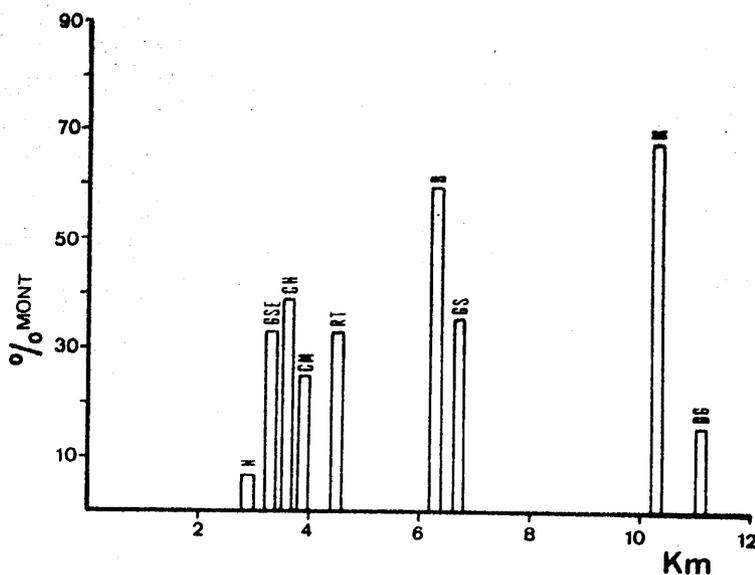


Fig. VI. 7. Variación del contenido en montmorillonita en relación con la distancia al área fuente.

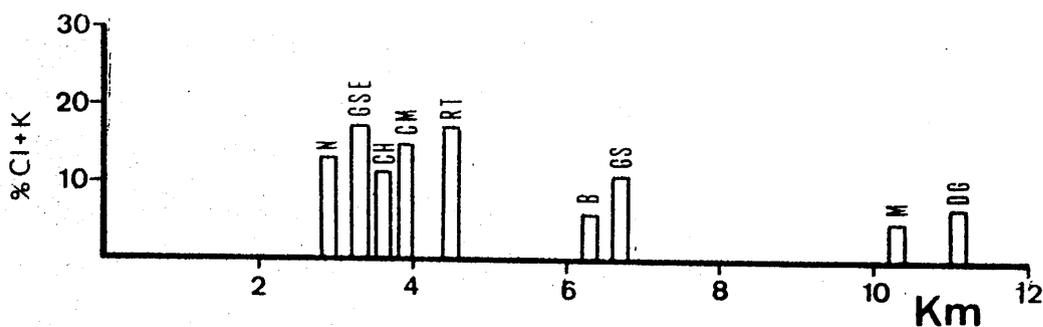


Fig. VI. 8. Variación del contenido en clorita y caolinita en relación con la distancia al área fuente.

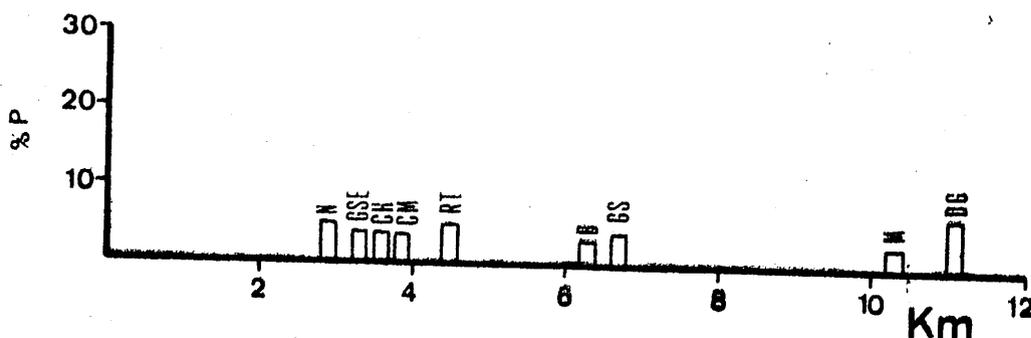


Fig. VI. 9. Variación del contenido en clorita y caolinita en relación con la distancia al área fuente.

La ilita presenta contenidos variables, aunque se observa una ligera tendencia a disminuir con el aumento de la distancia.

La montmorillonita -en general- ofrece resultados contrarios. Incrementa el contenido en las series más alejadas del área fuente. Esto no se cumple para la de Dílar-Gójar; creemos que debido al proceso edáfico -que ha sufrido.

Sin embargo, la deducción de que este mineral aumenta con la distancia al área fuente no debe tomarse en sentido muy estricto ya que, más adelante, defenderemos un origen de neoformación para una parte, al menos, de la montmorillonita de Balzaín y Monachil (entre otros).

La paragonita, clorita y caolinita presentan contenidos prácticamente constantes en todos los afloramientos, si bien -en el caso de la clorita- más caolinita- se inicia una disminución al aumentar la distancia al área fuente.

En definitiva, al ser distancias pequeñas las recorridas por estos minerales no se aprecian criterios de evolución cuantitativa suficientemente claros, porque, aún siendo intensa la erosión física, no han tenido prácticamente lugar fenómenos de meteorización y alteración química importantes.

No obstante, el indicio de incremento en el contenido en montmorillonita con la distancia al área fuente está en relación con la velocidad de sedimentación de los minerales de la arcilla. Así, WHITEHOUSE et al. (1960) encuentran las siguientes velocidades de sedimentación para la illita y montmorillonita (en agua salada): 15,8 y 1,3 metros/día, respectivamente. Dichas velocidades no sólo están en relación con las dimensiones del cristal sino también con los fenómenos de protección que ejercen, sobre la montmorillonita, los aniones orgánicos.

Por otro lado, si tenemos en cuenta las ideas de WEAVER (1957), las variaciones en los contenidos de los minerales de la arcilla apuntan hacia un depósito pulsacional para la "Block formation"; en períodos de fuertes corrientes y crecidas de aguas serán más abundantes los minerales más resistentes. Este hecho confirma lo apuntado -en este sentido- en función de los datos deducidos de la mineralogía global de las muestras.

Una vez comparados nuestros resultados con los de otros autores y discutidas las variaciones que en ellos se encuentran, creemos necesario abordar cual es el área o áreas fuentes posibles para la formación de estos minerales. Nos referiremos, principalmente, a criterios válidos para los sectores SE y NE, sectores influidos claramente por materiales del complejo de Sierra Nevada.

En la figura VI.5. se representaba la composición media de los diferentes afloramientos, en minerales de la arcilla. El criterio general aludido, al comentar dicha figura, hacía referencia a la alineación de las

muestras.

¿Qué nos indica esta alineación?. De acuerdo con NEIHEISEL y WEAVER (1967), la composición de las arcillas varía considerablemente en función de la localización de las corrientes de agua en el área fuente, tormentas, etc. Por consiguiente, una cuenca de drenaje extensa puede ser afectada -desde este punto de vista- en diversas zonas con litología diferente. Este hecho se reflejará, naturalmente, en la composición de los minerales de la arcilla transportados por la red hidrográfica correspondiente.

BARAHONA y LINARES (1970) esquematizan las ideas anteriores (figura VI.10.) para el supuesto de que la red de drenaje afecte a dos áreas de distinta litología y/o condiciones de meteorización. En este caso, la composición de las arcillas oscilará entre la composición media de las dos áreas fuentes.

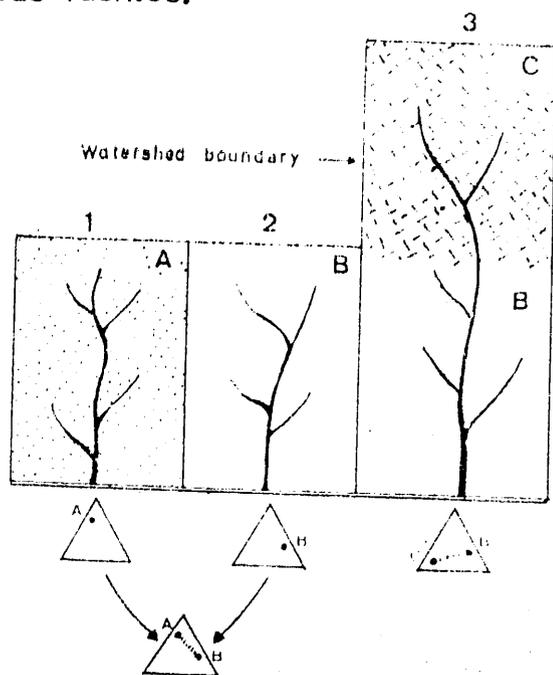


Fig.VI.10. Diagrama triangular que muestra las posibilidades de cambio en la composición de los minerales de la arcilla en función de la influencia de cada corriente. (Según Barahona y Linares, 1970).

Este esquema es aplicable a nuestro caso. La composición de las arcillas de los diversos afloramientos de "Block formation" se sitúan según

una línea (aproximadamente) entre dos composiciones extremas. Como existe dispersión en pequeño grado, concluimos que no son dos las áreas de influencia sino que -aunque en escasa medida- han jugado otras zonas litológicas de la cuenca de drenaje.

Los ríos que -en la actualidad- discurren próximos a los afloramientos de "Block formation" y que bañan la Vega de Granada, nacen en Sierra Nevada, y no todos encajan en los mismos materiales ni recorren idénticos trayectos sobre rocas iguales (1). El área fuente, pues, la constituyen los materiales del complejo de Sierra Nevada y los suelos desarrollados sobre sus rocas. La escasa dispersión evidencia lo indicado en las líneas precedentes así como la diversidad de rocas que existen en este complejo, sin que este hecho perturbe (por decirlo de alguna manera) el esquema general de alineación entre dos puntos extremos.

Quando nos referíamos a las figuras VI. 6., VI. 7., VI. 8. y VI. 9. se indicaba que no se observan evoluciones cuantitativas. Ello se ve confirmado por las ideas de los autores citados en las páginas precedentes. La similitud de área fuente y de los factores ambientales (clima, erosión física, meteorización, etc.) -que son los determinantes en la composición mineralógica de las arcillas estudiadas- se superponen al otro factor -el transporte-, único capaz (en nuestro caso) de conseguir una distribución cuantitativa de estos minerales, de modo que la variación de los porcentajes de los diferentes minerales se debe a una distribución de acuerdo con el peso y el tamaño de partícula. Esto no se hace patente puesto que la distancia recorrida es pequeña, como se decía anteriormente.

(1) Indicamos de nuevo que, a pesar de no corresponder esta red fluvial a la existente cuando el depósito de la "Block formation", muy probablemente la de entonces presentaría características muy parecidas a la actual.

VI. 1. 2. 1. 1. Minerales heredados.

Consideramos como minerales heredados en su totalidad, la illita (moscovita), paragonita, clorita y caolinita. Una parte de la montmorillonita también responde a este esquema genético.

En concreto, la illita y clorita proceden de los micasquistos, esencialmente. También de los gneises, cuarcitas, cuarzosquistos, mármoles y anfíbolitas. La paragonita, de micasquistos y mármoles. MARTIN RAMOS (1976) encuentra la paragonita ligada a la moscovita $2M_1$, a excepción de en las cuarcitas micáceas del techo del manto del Veleta y en los gneises. Tampoco la suele encontrar en el resto de las cuarcitas micáceas.

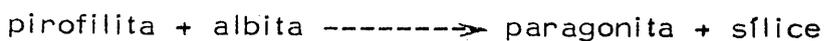
Los contenidos encontrados de paragonita (en nuestro caso) no resultan elevados como parece corresponder -por otro lado- a la abundancia de este mineral en las rocas de Sierra Nevada. No obstante, puede afirmarse que en el material original se encuentra en mayor proporción. Lo que sucede es que al representar, el análisis cuantitativo, porcentajes relativos, los minerales minoritarios están sujetos a las constantes variaciones de los otros, con el consiguiente riesgo de producir falsas conclusiones.

Esta paragonita puede haberse originado por los siguientes mecanismos, entre otros:

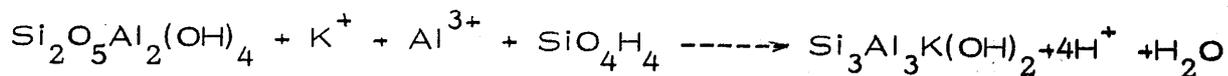
- . A partir de caolinita y albita (WINKLER, 1967)
 $2 \text{ caolinita} + \text{albita} \text{ -----} \rightarrow \text{paragonita}$

- . A partir de caolinita, cuarzo y albita (WINKLER, 1967).
 $1 \text{ caolinita} + 2 \text{ cuarzo} \text{ -----} \rightarrow 1 \text{ pirofilita} + 1 \text{H}_2\text{O}$

Si la pirofilita se halla en presencia de albita, al progresar la acción metamórfica, reaccionará del siguiente modo:



La caolinita es heredada fundamentalmente, de la alteración de los feldespatos según el esquema general:



de acuerdo con TARR y KELLER (1938), DUCHAUFOR (1960), KELLER (1964), BAILY (1972) y HUANG (1973).

GARRELS y HOWARD (1959) estudian las reacciones de feldespato y mica con agua a bajas presiones y temperaturas. Encuentran que la mica puede aparecer como un producto intermedio de la secuencia de reacción feldespato----->caolinita. En teoría este paso puede no ocurrir, pues con suficiente cantidad de agua el feldespato se transforma en caolinita, directamente. Sin embargo, es muy frecuente el paso intermedio.

El paso directo de feldespato a caolinita, supone un proceso de hidrólisis total de los feldespatos y unas condiciones de lavado tales que la sílice y la alúmina se encuentren en la misma razón que en la caolinita. TARR y KELLER (1938) admiten este proceso en casos en que directamente puede determinarse una caolinita depositada a partir de soluciones. Los trabajos de síntesis de caolinita de LA IGLESIA et al. (1976) apoyan esta idea.

En el área fuente, los feldespatos no son abundantes. Nos inclinamos porque puede darse más fácilmente el proceso de transformación de feldespatos, vía mica, tal como señala LOPEZ AGUAYO y MARTIN VIVALDI (1973) para la facies Wealdense del sector septentrional de la cuenca Norte y del sector subbético.

Estos procesos podrían estar en relación con el desarrollo de algunos tipos de suelos existentes en Sierra Nevada. De hecho, estudios realizados por MARTIN VIVALDI et al. (1973) sobre suelos actuales, Ranker de Mull, Ranker de Moder y Rendsina parda, ponen de manifiesto que la

caolinita está en proporciones que oscilan entre 10 y 50%.

Por último, la montmorillonita procede de suelos desarrollados en Sierra Nevada (1).

Antes hemos afirmado que, sobre la "Block formation" de los sectores SE y NE, sólo han influido los materiales del complejo de Sierra Nevada. No ha sucedido así con los del complejo alpujarride, aunque -en la actualidad- ocupan zonas más próximas a la "Block formation". Esto, que será una conclusión, no podemos ahora más que apoyarlo en los datos de la mineralogía global, de la fracción arcilla y de la similitud de la litología de las series Dflar-Gójar (la más al sur del sector NE) y Río Torrente y Nigüelas (las más al norte del sector SE). Más adelante veremos los resultados obtenidos del estudio de los cantos de rocas, aunque ya se adelantaba algo en el capítulo de Antecedentes.

Sin embargo, ha de indicarse que SANZ DE GALDEANO (1977) concluye -a partir de datos de neotectónica- que la escasez de cantos carbonatados en la "Block formation" puede hacer pensar "que amplias áreas que ahora presentan materiales dolomíticos alpujarrides, así la Silleta, el Trevenque y el Purche... se encontraban aún sumergidos o aún no daban un relieve que fuese atacado por la erosión. Sólo el sector del núcleo de Sierra Nevada (en la hoja de Güejar) era el lugar donde los procesos erosivos se mostraban más activos y donde hacía ya tiempo fueron erosionados los materiales alpujarrides suprayacentes. De hecho aún existen restos de material mioceno en el Purche y en la Silleta".

Se han estudiado exhaustivamente las illitas y cloritas tanto de los niveles detríticos, como de los cantos de rocas y de los horizontes de suelos.

(1) Volveremos sobre ella más adelante.

Creemos conveniente discutir conjuntamente los resultados; por lo tanto, ello se hará al final de este capítulo, una vez expuestos los datos parciales.

Respecto al área o áreas fuentes, en el sector Norte (afloramientos de CV y CPL), la interacción de distintos materiales es mayor. Allí suministran minerales las rocas carbonatadas subbéticas, los materiales del complejo alpujarride y del complejo maláguide.

Se puede establecer que la illita, clorita, caolinita y montmorillonita (esta última en menor proporción) son minerales heredados de las rocas ya indicadas. Quizá la influencia mayor se deba a los materiales carbonatados subbéticos y a los del complejo alpujarride, sobre todo a los mantos de La Plata, Carbonales y Alfaguara (nomenclatura de NAVARRO VILA, 1976), ya que son los cantos de las rocas que se encuentran con mayor frecuencia.

Aunque la presencia de paragonita ha sido -a menudo- citada en secuencias alpujarrides (GONZALEZ et al., 1970; OROZCO, 1972 y GALLEGOS, 1975), sobre todo en las series de cobertura permowerfenense, no parece encontrarse en ninguna de las muestras estudiadas en este trabajo (1).

(1) NAVARRO VILA (1976) se refiere a este mineral en la página 95 de su Tesis de Doctorado, de la siguiente manera: "No se han hecho sobre ellas (refiriéndose a las micas) determinaciones de rayos X, pero los datos que proporciona la literatura sobre los realizados en niveles análogos de diferentes lugares de la Cordillera, son coincidentes en que la mica blanca está constituida por moscovita y en parte paragonita".

En nuestra opinión, esta ausencia de paragonita es claramente relacionable -en unos casos- con el relativamente alto grado de metamorfismo (andalucita-biotita-estauroilita) encontrado. Con esta paragénesis, la paragonita es inestable en el gradiente geotérmico que se supone han sufrido -estas rocas (entre 550 y 600^o C para un margen de presión comprendido entre 3 y 5,5 Kb., HOLDAWAY, 1971). Este último valor viene indicado por la presencia de andalucita como único silicato de aluminio (HOLDAWAY, 1971). La formación de albíta más andalucita puede ser debido -el menos en parte- a la desaparición de paragonita (CHATERJEE, 1975).

En aquellas muestras de menor grado de metamorfismo, la ausencia de paragonita no puede explicarse más que por controles composicionales - (GUIDOTTI, 1968); es decir, en tales rocas la composición química global no es suficientemente rica en Al_2O_3 y/o Na_2O como para permitir la aparición de la paragonita como fase independiente o en coexistencia con otras micas (moscovita) o aluminosilicato y albíta.

TORRES ROLDAN (1974, 1978) encuentra resultados similares en otras zonas de materiales alpujárnides.

MARTIN RAMOS (1976) llega a resultados análogos también en materiales alpujárnides.

VI. 1. 2. 1. 2. Minerales de transformación.

Conviene -ahora- analizar algunos resultados obtenidos sobre la montmorillonita. La figura VI. 11. expresa la variación de la cristalinidad media de cada afloramiento (índice de Biscaye, V/P), en relación con la distancia al área fuente.

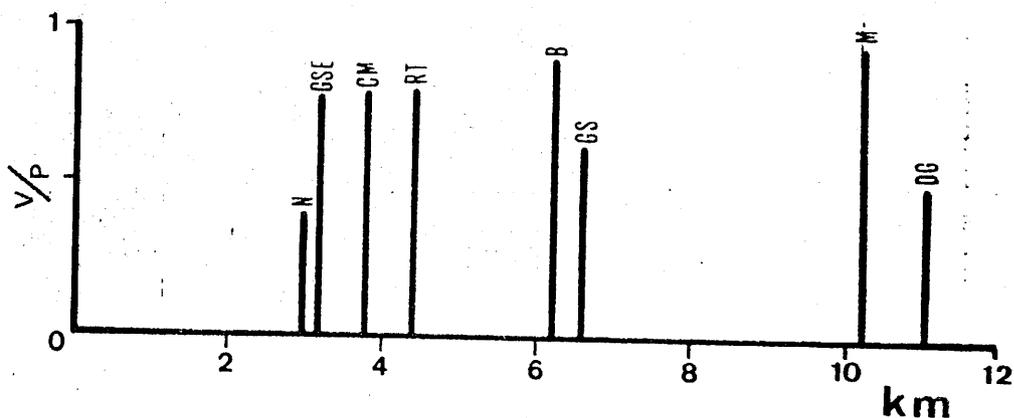


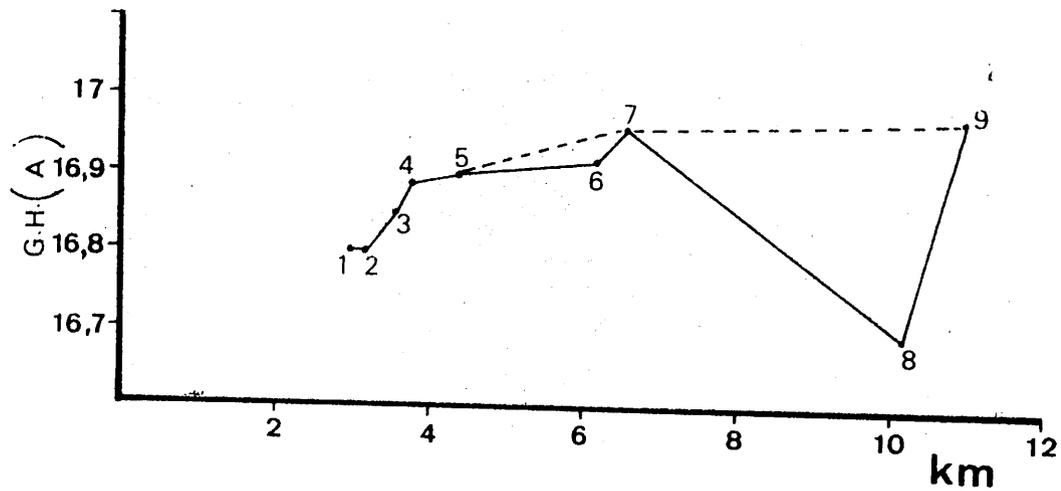
Fig. VI. 11. Variación de la cristalinidad de la montmorillonita con la distancia al área fuente.

Excepto en las series de Nigüelas (N), Güejar Sierra (GS) y Dílar-Gójar (DG), la cristalinidad es elevada (superior a 0,75). Aparentemente, el comportamiento de la serie de Nigüelas parece anómalo, dado que es el afloramiento más cercano al área fuente y con un índice V/P menor. Sin embargo, pensamos que este resultado no puede considerarse con rigor ya que su contenido medio en montmorillonita es del 7%.

Efectivamente, aquellos afloramientos con porcentajes similares de montmorillonita y situados a distancias relativamente iguales del área fuente (Güejar Sierra Este, Carretera de Motril y Río Torrente) presentan valores de cristalinidad muy semejantes.

Este índice (V/P) disminuye a medida que nos alejamos del área fuente, excepción hecha de las series de Balzaín (V/P=0,90) y Monachil (V/P, igual a 0,95). Los valores anómalamente elevados de estos dos afloramientos hace pensar en la existencia, en ellos, de montmorillonita de diferente origen (neoformación).

Por otro lado, la figura VI. 12, esquematiza el grado medio de hinchamiento de este mineral (en cada serie) en relación, también con la distancia al área fuente.



1	N	6	B
2	GSE	7	GS
3	CH	8	M
4	CM	9	DG
5	RT		

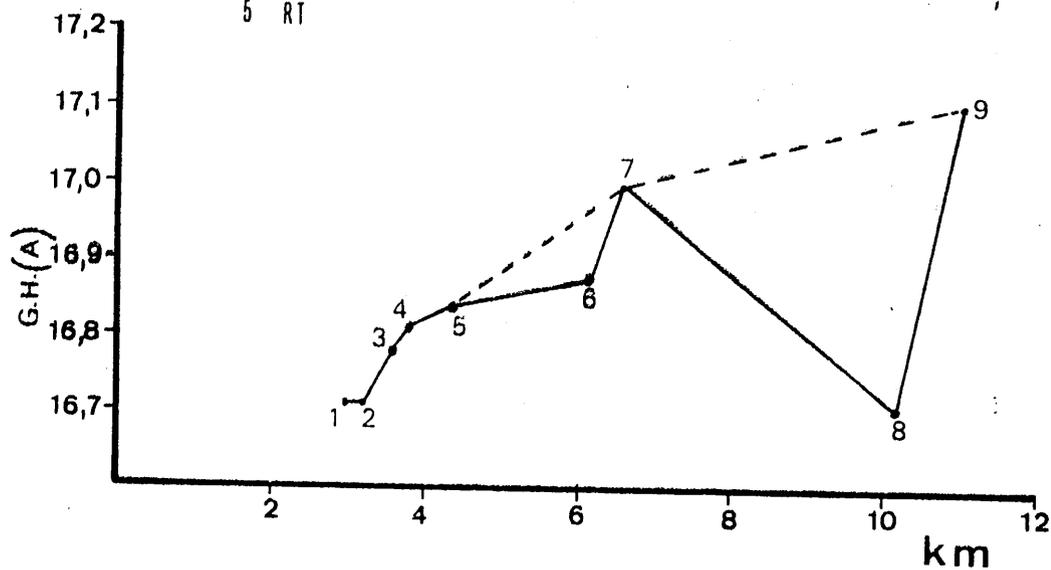


Fig. VI. 12. Relación entre el grado de hinchamiento y la distancia al área fuente.

(gráfica superior, fracción menor de 2 micras; gráfica inferior, fracción 2-20 micras).

La impresión, de conjunto, al analizar ambas gráficas es que existe un aumento en el grado de hinchamiento conforme se incrementa la distancia al área fuente. Es decir, el fenómeno contrario al señalado sobre la cristalinidad.

Esta deducción, no es válida para las series de Balzaín y Monachil en la que el grado de hinchamiento es menor (16,70 A en la fracción menor de 2 micras y 16,71 A en la de 2 a 20 micras para Monachil; 16,92 A y 16,88 A para la serie de Balzaín). Parece, también según este criterio, como si la montmorillonita de estos afloramientos no tuviese ninguna relación genética con la del resto de las series. La recta o curva que cabría esperar es la que continua desde el punto 5 con trazo discontinuo. Este hecho sugiere también la posibilidad de neoformación apuntado anteriormente.

El comportamiento del resto de los afloramientos (mayor grado de hinchamiento a mayor distancia recorrida) es idéntico al señalado por HUERTAS et al. (1977) al estudiar la distribución de los minerales de la arcilla en un cañón submarino italiano. Encuentran mayor cantidad de montmorillonita hacia la facies distal. En nuestro caso, la montmorillonita de las series más alejadas presenta un comportamiento más típico de este mineral; diríamos que, en ellas, puede hablarse de montmorillonita *s. str.* Ello está ligado necesariamente al proceso de sedimentación diferencial y la velocidad de depósito (WHITEHOUSE et al., 1960).

Sin embargo, HUERTAS et al. (1977) encuentran valores V/P mayores en la zona distal que en la proximal; situación -en parte- contraria a la nuestra. Lo explican como un hecho debido a la existencia de gran cantidad de materia orgánica que impida el transporte de las partículas de menor tamaño o a que la montmorillonita de cristalinidad más elevada tenga un origen diferente.

Esto último refuerza lo reseñado por nosotros para la montmorillonita de los afloramientos de Balzaín y Monachil, en los que -aún estando alejados del área fuente- aparecen los mayores valores de V/P.

Ya hemos señalado algunos de los criterios en que apoyamos un origen de neoformación para la montmorillonita de Balzañ y Monachil, sin que se descarte la existencia de una parte heredada. Dicha neoformación exigiría la existencia de quimismo alcalino en la cuenca. La neoformación de la montmorillonita parece ser independiente de la salinidad de los medios - siendo unicamente necesario para su crecimiento el medio básico (MILLOT 1964).

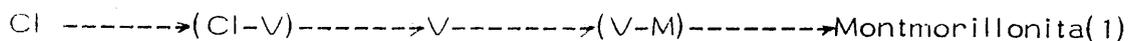
VI. 1. 2. 1. 3. Transformaciones.

Interestratificados. Aparte de los existentes en suelos, que se discutirán en su momento, se han detectado los tipos clorita-montmorillonita en la serie de Monachil; clorita-ilita y clorita-montmorillonita en la de Balzañ, así como indicios de clorita-ilita en la de Carretera de Víznar. Todo ello se ha expuesto con detalle en el capítulo anterior.

Se han indicado los minerales típicamente heredados y algunos de los mecanismos genéticos. En segundo lugar, se ha discutido la existencia de montmorillonita neoformada. Ahora, en tercer lugar, indicamos que, en base al conocimiento global de la "Block formation", parece existir un proceso general de meteorización y alteración química que, en algunas zonas concretas, conecta con los fenómenos de edafización y que, eventualmente, deriva interestratificados.

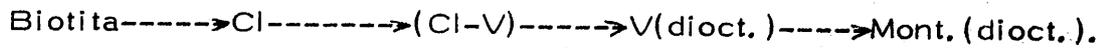
El proceso general es de transformación por degradación (en el sentido de Millot). No hay que olvidar que estos procesos pueden originar, también, parte de la montmorillonita de los afloramientos de Balzañ, Monachil y Carretera de Víznar (este último en menor proporción).

DROSTE (1962) propone el siguiente mecanismo:

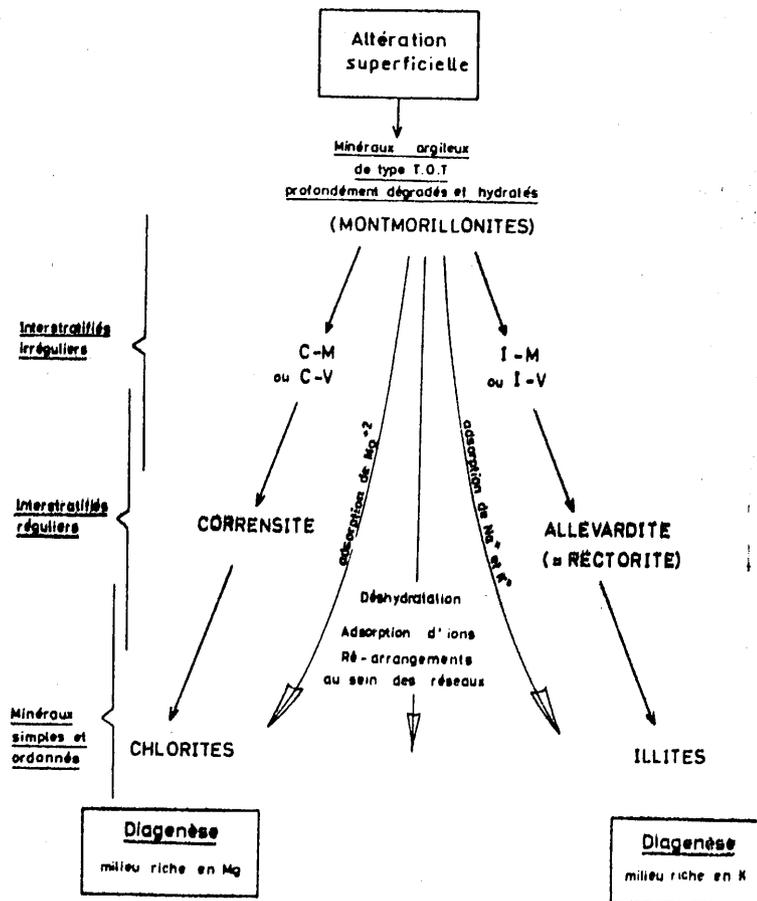


(1) Cl: clorita, V:vermiculita, M:montmorillonita

Según MILLOT (1964) puede explicarse mediante procesos de degradación y propone el siguiente esquema general:



DUNOYER (1969) esquematiza, del modo siguiente, la formación del interestratificado tipo clorita-montmorillonita.



La asignación de los interestratificados al tipo clorita-montmorillonita y no clorita-vermiculita ha sido ampliamente considerada. En nuestras muestras se encuentran comportamientos más propios del segundo tipo que del primero. Sin embargo, al no existir vermiculita (como fase mineral) en ninguna de las muestras es muy improbable la presencia de dicho interestratificado (SUDO y SHIMODA, 1977).

Por otro lado, los interestratificados con minerales hinchables presentan un comportamiento ligeramente distinto del que mantienen como fase mineral única, de modo que el grado de hinchamiento es menor así como diferente su respuesta al tratamiento térmico (WEAVER, 1956; MARTIN - VIVALDI y MACEWAN, 1958; VENIALE y VAN DER MAREL, 1963; NISHIYAMA y SHIMODA, 1975; SUDO y SHIMODA, 1977).

En este sentido, NAGASAWA y TSUZUKI (1972) estudian interestratificados clorita-mineral hinchable e indican que las capas hinchables pertenecen a montmorillonita y no a vermiculita, aunque -a veces- pueden corresponder a situaciones intermedias. Su hipótesis se basa también en el comportamiento anómalo cuando se tratan con etilén-glicol y su resistencia a colapsar con el calentamiento. Estos autores lo explican mediante un modelo en el que las capas tetraédricas tengan una composición similar (no siendo ni de clorita normal ni de montmorillonita normal) y cuyas cargas sean intermedias entre las de clorita y montmorillonita.

Por otro lado, PONDER y KELLER (1959) señalan que los interestratificados clorita-montmorillonita son relativamente estables a la acción del etilén-glicol, hecho observado en nuestro caso.

Respecto al origen, ECHARDT (1958) sugiere el siguiente esquema:

Cl magnésica----"corrensita"---saponita alúmnica---mont. alúmnica.

BUNDY y MURRAY (1959), GRIM et al. (1960), PETERSON (1961) y REX (1967) indican que se produce por reacción química del hierro y magnesio de la montmorillonita y que la transformación de la clorita en montmorillonita tiene lugar por lavado de cationes.

En ambos casos, las transformaciones propuestas tienen cabida, en general, dentro del proceso de alteración propuesto, por nosotros, para la génesis de estos interestratificados.

Los interestratificados tipo clorita-ilita son citados, en sedimentos similares, por KELLER (1958, 1962), en formaciones jurásicas y terrenos posteriores de la región de Colorado; KHANKWALL (1959, 1960); BHATTACHARYA et al. (1963, 64) en sedimentos del Mioceno superior y Plioceno inferior en la India junto a otros del tipo clorita-montmorillonita e ilita-montmorillonita; SHIROZU et al. (1972) y NISHIYAMA y SHIMODA (1975).

AGUILERA y JACKSON (1953) y TAMURA (1955) encuentran que los óxidos de hierro y la alúmina influyen en la estabilidad del interestratificado en cuestión y son causantes del paso del tipo ilita-vermiculita a clorita-ilita o incluso clorita-vermiculita-ilita.

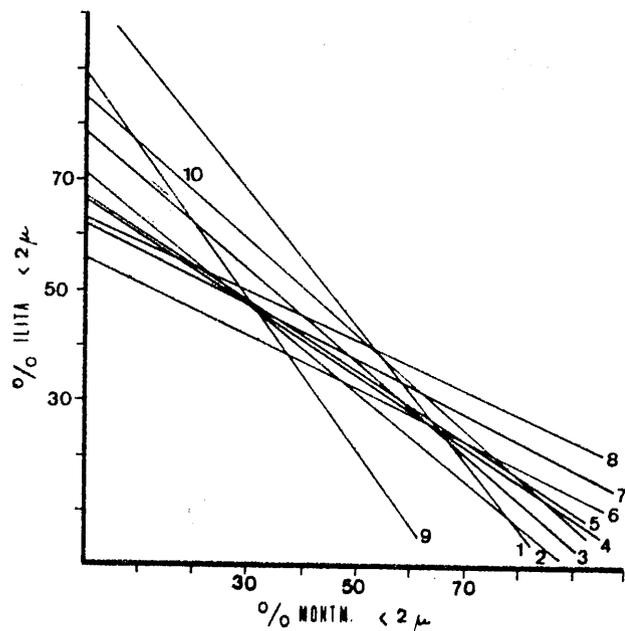
Ello es congruente con nuestras observaciones. Así, en los paleosuelos de la serie Río Torrente, en que fueron extraídos los geles de hierro con ditionito y citrato sódico, aparecen interestratificados que, por su comportamiento, son asimilables al tipo ilita-vermiculita, mientras que en Balzaín (donde abundan los óxidos de hierro y no han sido eliminados) encontramos el tipo clorita-ilita.

En resumen, se indica que los interestratificados clorita-montmorillonita (y todos en general) se producen en una etapa post-deposicional de los materiales de la "Block formation" ya que la montmorillonita posee tendencia a fijar iones Na, K y Mg y a engendrar redes micáceas o cloríticas. Por consiguiente, las soluciones intersticiales no son pobres en todos o algunos de los mencionados cationes.

PINZWICK y MURRAY (1958) proponen este origen para estos interestratificados en materiales de depósito similar a los nuestros, en el Golfo de Méjico.

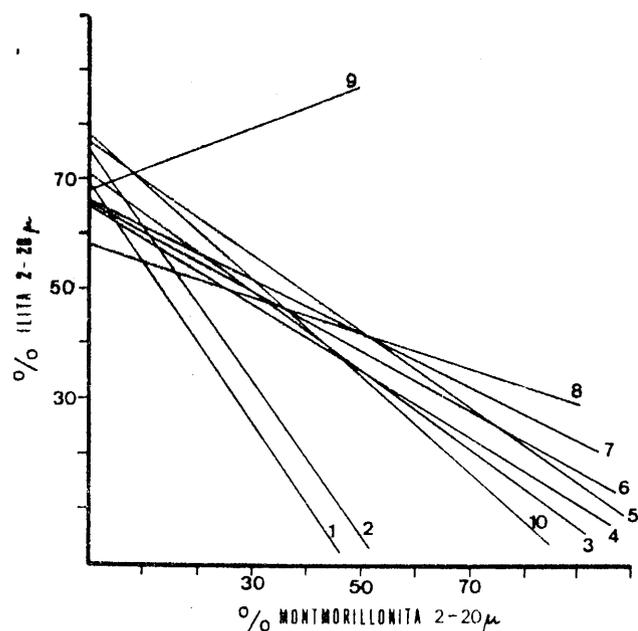
VI. 1. 2. 2. CORRELACIONES.

En los diagramas de las figuras VI. 13. a VI. 18. se resumen las correlaciones entre diferentes parejas de minerales de la arcilla.



1. B, $y=103,2-1,20x$, $r=-0,87$
2. DG-s, $y=70,2-0,79x$, $r=-0,86$
3. GS, $y=84,5-0,78x$, $r=-0,92$
4. RT-n, $y=66,25-0,64x$, $r=-0,84$
5. M, $y=67,32-0,63x$, $r=-0,98$
6. DG-n, $y=56,08-0,47x$, $r=-0,99$
7. GSE, $y=62,24-0,49x$, $r=-0,96$
8. RT-s, $y=62,75-0,44x$, $r=-0,55$
9. CM, $y=89,68-1,37x$, $r=-0,59$
10. CV, $y=84,59-0,85x$, $r=-0,99$

Fig. VI. 13. Correlación entre los contenidos en ilita y montmorillonita (fracción menor de 2 micras).



1. DG-s, $y=69,15-1,48x$, $r=-0,88$
2. GS, $y=75,08-1,37x$, $r=-0,83$
3. B, $y=71,08-0,70x$, $r=-0,98$
4. RT-s, $y=65,04-0,59x$, $r=-0,60$
5. M, $y=76,85-0,69x$, $r=-0,95$
6. GSE, $y=66-0,54x$, $r=-0,87$
7. RT-n, $y=65,87-0,45x$, $r=-0,59$
8. DG-n, $y=57,72-0,32x$, $r=-0,65$
9. CM, $y=68,35+0,38x$, $r=0,53$
10. CV, $y=78,28-0,87x$, $r=-0,96$

Fig. VI. 14. Correlación entre los contenidos en ilita y montmorillonita (fracción 2-20 micras)

La pareja illita-montmorillonita presenta unos coeficientes de correlación de elevado grado de significación, tanto en la fracción menor de 2 micras como en la de 2 a 20 micras. Únicamente la serie Carretera de Motril, queda excluida de lo anterior, con un coeficiente de correlación de 0,53 (para la fracción de mayor tamaño de grano).

Todos los afloramientos presentan correlaciones de pendiente negativa a excepción del de la Carretera de Motril (CM), hecho relacionable con la falta de significación de sus resultados; además, la disposición de la nube de puntos permite que pequeñas variaciones originen una recta de pendiente negativa.

Lo que se desprende de ambos diagramas es una vinculación estrecha entre esta pareja de minerales, de manera que aumenta el contenido de montmorillonita a medida que disminuye el de illita, y viceversa. Este hecho es más visible -al menos en unos afloramientos- en la fracción entre 2 y 20 micras.

En la figura VI. 15. se indica la correlación entre la montmorillonita de ambas fracciones.

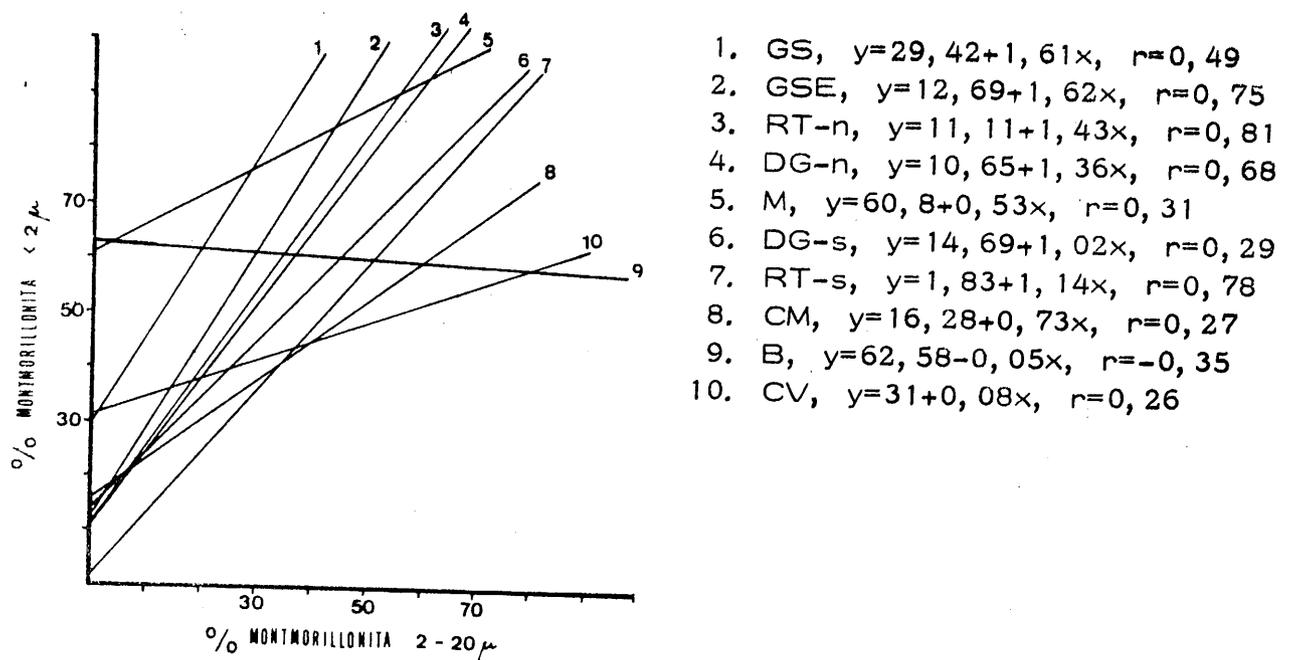


Fig. VI. 15. Correlación entre los contenidos de montmorillonita.

Como cabía esperar, los coeficientes de correlación son positivos, excepto en la serie de Balzaín ($r=-0,32$); por tanto, las variaciones son siempre en el mismo sentido.

Aquellas rectas con mayor pendiente, representarán series más evolucionadas ya que existe un predominio de la fracción fina.

Las series de Monachil y Balzaín presentan un valor elevado para la ordenada en el origen. Su situación en dicha figura las separa netamente del resto de los afloramientos. Ello puede indicar la existencia de montmorillonita de neoformación. El resto de los afloramientos se agrupan en torno a un mismo punto (muy cerca del origen de coordenadas), con la excepción de las de Güejar Sierra (GS) y Carretera de Vízcar (CV) (puntos 1 y 10).

Estos datos son coincidentes con lo ya señalados sobre el origen de los minerales de la arcilla. Sólo puede hablarse de neoformación en Balzaín y Monachil. En las demás series, si existe montmorillonita con este origen su porcentaje es mínimo.

La correlación Clorita más Caolinita (en ambas fracciones) se resume en la figura VI. 16.

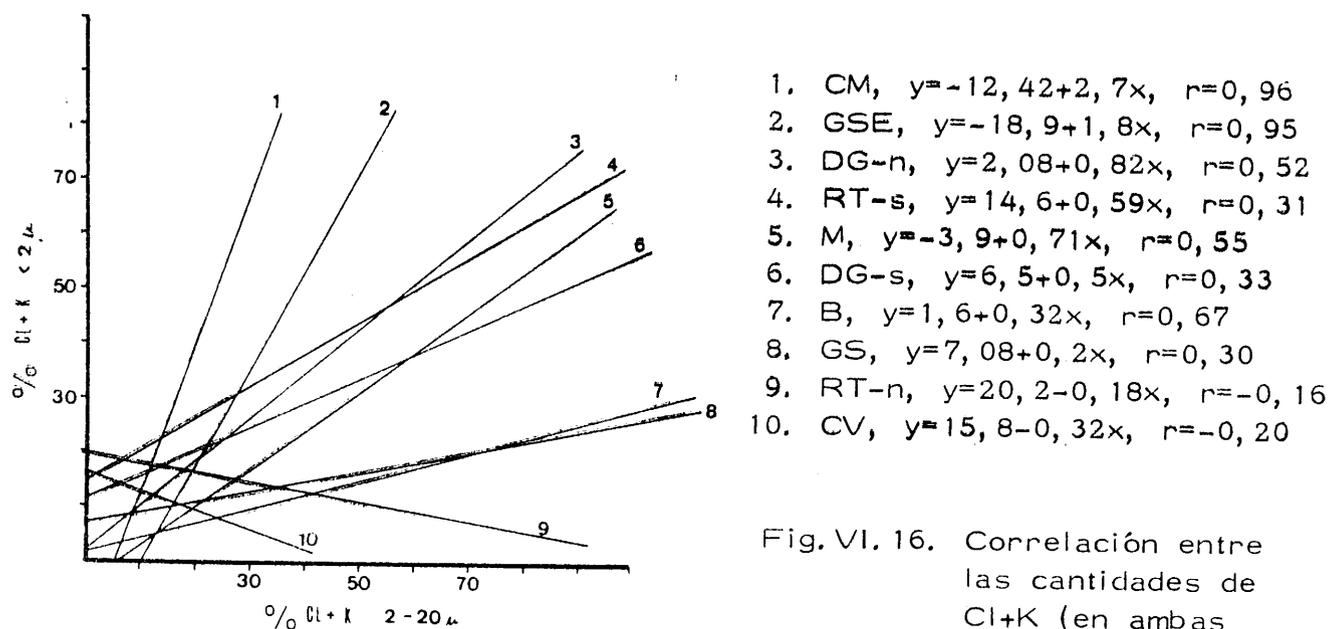


Fig.VI. 16. Correlación entre las cantidades de Cl+K (en ambas fracciones).

Todas las rectas son de pendiente positiva, excepto las números 9 y 10 (RT-niveles y Carretera de Viznar) que presentan unos coeficientes de correlación -en absoluto- significativos: $-0,16$ y $-0,20$, respectivamente.

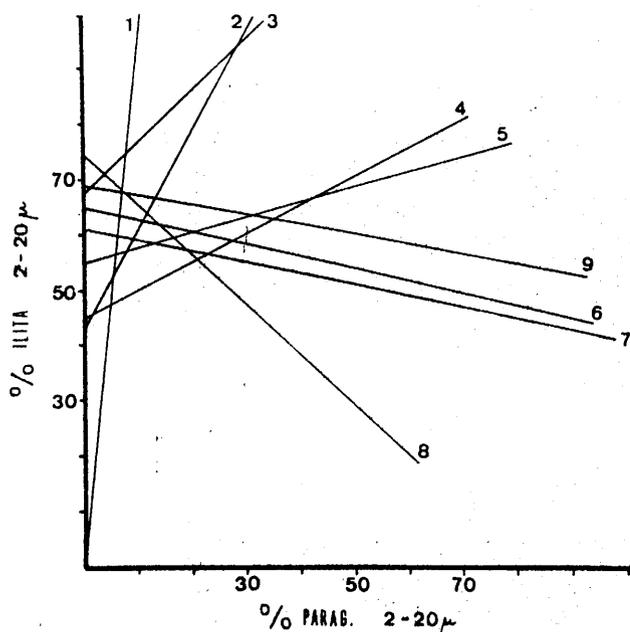
En este caso cabría esperar que la clorita de la fracción entre 2 y 20-micras, mediante la acción de fenómenos físicos y químicos, se transformara en cristales de tamaño más pequeño (fracción menor de 2 micras).- Esto lo denotarían rectas de pendiente negativa; sin embargo, no ofrecen garantías dichas rectas -en nuestro caso- por la falta de significación de los coeficientes de correlación.

Por consiguiente, si encontramos rectas, en casi todos los casos, con pendientes positivas quiere decir que no existen fenómenos de transformación química (al menos con cierta intensidad) que hagan pasar clorita de un tamaño a otro, sino que ambas proceden de un mismo material que, al transformarse (erosionarse), origina cloritas con tamaños de grano diferente.

Lo indicado anteriormente, pensamos que tiene validez aunque en el diagrama de la figura VI. 16. se representa conjuntamente clorita y caolinita, ya que la cantidad de caolinita es muy pequeña. Igualmente, ha de señalarse que, dados los bajos contenidos en ambos minerales, la discusión precedente se hace tomando como zona indicadora de las rectas, la comprendida entre 30% de clorita más caolinita (menor de 2 micras) y 30% de clorita más caolinita (2-20 micras).

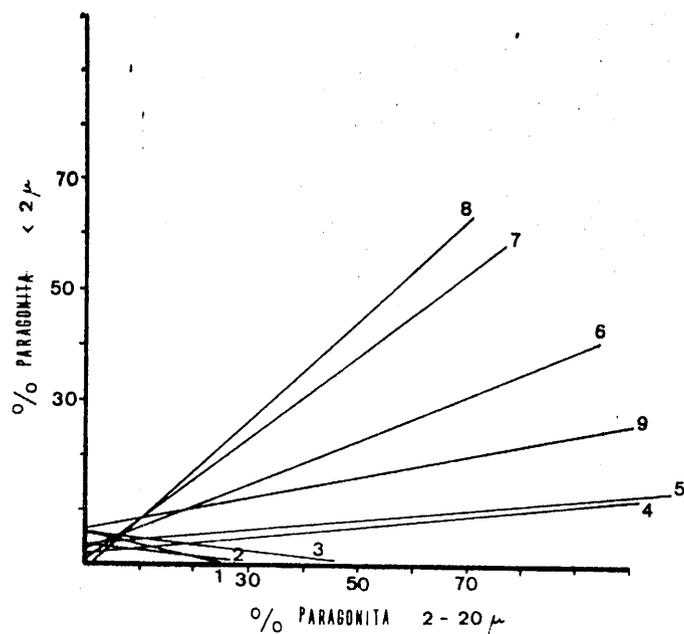
Resaltamos, igualmente, que son series más evolucionadas aquellas en las que predomina la fracción de menor tamaño, es decir, allí donde la pendiente de la recta es mayor.

Como final, incluimos las correlaciones de las figuras VI. 17. y VI. 18.



1. B, $y=2,9+9,3x$, $r=0,88$
2. DG-s, $y=43,15+8,76x$, $r=0,27$
3. CM, $y=67,7+0,91x$, $r=0,69$
4. DG-n, $y=44,68+0,52x$, $r=0,13$
5. RT-n, $y=55,18+0,28x$, $r=0,13$
6. RT-s, $y=64,9-0,22x$, $r=-0,12$
7. GSE, $y=60,7-0,2x$, $r=-0,07$
8. GS, $y=70,55-0,87x$, $r=-0,25$
9. M, $y=68,38-0,16x$, $r=-0,09$

Fig. VI. 17. Correlación entre los contenidos en ilita y paragonita (fracción 2-20 micras).



1. GSE, $y=5,42-0,2x$, $r=-0,21$
2. B, $y=3,2-0,1x$, $r=-0,30$
3. RT-n, $y=5,8-0,18x$, $r=-0,25$
4. M, $y=1,96+0,1x$, $r=0,24$
5. GS, $y=3,73+0,09x$, $r=0,07$
6. RT-s, $y=2,82+0,40x$, $r=0,70$
7. DG-s, $y=0,69+0,75x$, $r=0,66$
8. CM, $y=-0,7+0,9x$, $r=0,77$
9. DG-n, $y=5,6+0,20x$, $r=0,27$

Fig. VI. 18. Correlación entre los contenidos en paragonita.

En ambos casos, las rectas manifiestan diversidad de posiciones y presentan, en general, coeficientes de correlación muy poco o nada significativos, como -por otro lado- era de esperar. Quiere decir que no existe una interrelación clara en ninguno de los dos casos.

VI. 1. 2. 3. LA MINERALOGIA DE ARCILLAS EN RELACION CON LAS CONDICIONES DE DEPOSITO.

En este capítulo -a lo largo de la discusión- se han señalado conclusiones parciales aportadas por la mineralogía global de las muestras estudiadas y por la proporción de minerales laminares en los afloramientos así como por su variación respecto al área fuente. Han sido estas, conclusiones sobre régimen energético de transporte y depósito esencialmente que hacen referencia a: criterios sobre la necesidad de un medio acuoso de elevada energía (torrencial), la existencia de un depósito de tipo pulsacional (rítmico), la presencia de minerales más resistentes en períodos de fuertes corrientes y crecidas de aguas (y menos resistentes cuando estas disminuyen), etc. Igualmente se ha indicado la ausencia de transformaciones químicas (meteorización) durante el transporte, siendo los procesos de carácter físico los únicos que han influido en la distribución mineralógica cuantitativa, así como la velocidad diferencial de sedimentación propia de cada mineral.

Nos referiremos -ahora- a la importancia de los minerales de la arcilla en el establecimiento de dichas condiciones de depósito.

Los estudios realizados en sedimentos recientes ponen de manifiesto que los sedimentos ricos en caolinita son, en general, de carácter continental (fundamentalmente de tipo deltaico o de medio costero), mientras que aquellos sedimentos en que la caolinita disminuye en favor de la montmorillonita, se interpretan como correspondientes a medios de carácter marino, fundamentalmente de tipo nerítico (NELSON, 1960; HIRST, 1962; MILLOT, 1964; PORRENGA, 1966; HERON, 1969; LOPEZ AGUAYO y CABALLERO, 1973).

PRYOR y GLASS (1961) indican, a partir de los sedimentos cretáceos de la Bahía del Mississippi, que puede establecerse un carácter fluvial para aquellos con caolinita dominante, nerítico exterior para los montmorilloní-

ticos y nerfítico interior para los que contienen cantidades similares de caolinita, illita y montmorillonita. WEAVER (1961) y BEALL(1964) confirman estas ideas.

PARHAM (1966) sintetiza los datos existentes sobre asociaciones de minerales de la arcilla y medios de depósito; asimismo, estudia las variaciones laterales de estas asociaciones y su significado en la determinación de la dirección de transporte de los sedimentos. Ambos hechos se resumen en la figura VI, 19.

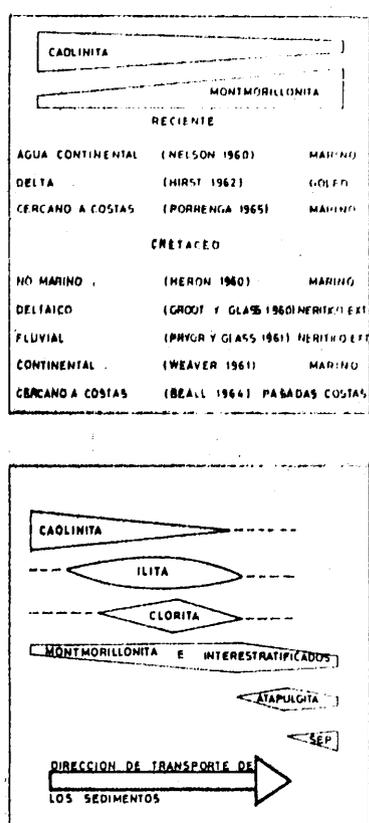


Fig. VI. 19. Datos sobre tipos de depósito, a partir de las asociaciones de minerales de la arcilla (Según Parham, 1966).

En nuestro caso, la asociación mineralógica que puede utilizarse como indicadora es la siguiente: montmorillonita, illita y caolinita. Asimismo la presencia de paleosuelos rojos ayuda al establecimiento de estos criterios.

Pensamos que la cantidad de caolinita -considerada aisladamente y con rigor- no puede emplearse en este estudio como indicadora de las condiciones de depósito. Y ello porque en todos los afloramientos, su porcen

taje medio es poco representativo (máximo del 9%).

Este hecho podría inducir a error si de él se dedujera que, por consiguiente, el régimen de depósito hubiese sido marino (nerfítico), de forma que hubiera transformado este mineral hasta quedar en esas proporciones. No obstante, este fenómeno únicamente podría jugar algún papel en los afloramientos de Balzaín y Monachil, para los que se propone un medio acuoso, pero la razón esencial que determina el contenido en caolinita de las diversas series, se debe a la escasez de este mineral en el área fuente, en función de la pequeña proporción de otros minerales (feldespatos) que -por transformación- originasen caolinita y al predominio de la erosión física que impide estos procesos de transformación.

En nuestra opinión, la montmorillonita puede aportar criterios más definitivos sobre las condiciones de depósito. Los elevados contenidos de los afloramientos de Balzaín y Monachil (si exceptuamos los del sector Norte) se deben -muy esencialmente- a procesos de neoformación como ya se ha indicado. Ello implica un menor carácter detrítico y un medio acuoso, de acuerdo con los autores citados anteriormente.

En el resto de los afloramientos, este mineral es -sobre todo- heredado como se ha demostrado en base a criterios de cristalinidad, grado de hinchamiento y contenidos relativos.

La illita se mantiene con unos porcentajes que están en relación inversa a los de montmorillonita.

En cuarto lugar consideremos la presencia de paleosuelos rojos intercalados en los afloramientos de la "Block formation", citados por DABRIO et al. (1977) en el afloramiento de Monachil, por GONZALEZ DONOSO (1967) en la zona de Dúrcal y encontrados por nosotros en el área de Dílar-Gójar, Nigüelas y Barranco del Río Torrente.

La presencia de tales suelos, con un diferente desarrollo según los afloramientos considerados, permite establecer diferencias entre las series de Monachil y las de Nigüelas, Río Torrente y Dílar-Gójar.

Desde luego, en los dos casos, los paleosuelos son indicativos de épocas en que la "Block formation" ha estado emergida (carácter aéreo), sin que tenga lugar depósitos de nuevos materiales sino fenómenos de erosión y meteorización.

La diferencia radica en que, en los afloramientos de Dílar-Gójar y Río Torrente, se han distinguido cuatro niveles de paleosuelos y un mínimo de cinco, respectivamente (1), mientras que en Monachil sólo ha sido citado uno.

Por consiguiente, se propone para las series de Río Torrente y Dílar-Gójar (parte Norte del sector SE y Sur del sector NE) un depósito en medio continental (aéreo o subaéreo), toda vez que la presencia de estos niveles de paleosuelos, en series de escasa potencia, hace muy difícil considerar cambios importantes y repetidos, en las condiciones de depósito. Los datos proporcionados por el contenido en montmorillonita avalan lo precedente.

Por el contrario, la presencia de un nivel rojo, asimilable a un paleosuelo (DABRIO et al., 1977) en Monachil no invalida la existencia de un medio de depósito acuoso para este afloramiento, ya que es factible que, en un momento dado, se haya producido -parcialmente- la emersión de los materiales con la consiguiente formación de dicho nivel.

(1) Los datos de micromorfología indican que se conservan, en la actualidad, horizontes que corresponden a suelos antiguos que han sido erosionados.

Ello viene apoyado por la distribución de los contenidos de montmorillonita a lo largo de la columna estratigráfica. En efecto, en la tabla correspondiente de la serie de Monachil, se observa un nivel en que el porcentaje de montmorillonita está muy por debajo del resto de la serie (muestra M-15). Este nivel puede corresponder o coincidir con un período de emersión, de ausencia de depósito y de intensa meteorización hasta la formación del nivel rojo (posible suelo).

A partir de las consideraciones anteriores se ha establecido una línea hipotética que señala la división entre dos medios de depósito diferentes, para la "Block formation", en los sectores SE y NE, (figura VI. 20.).

Esta divisoria representa ambiente continental hacia los límites actuales de la Depresión de Granada y acuoso hacia dentro de la Depresión.

LEYENDA DE LA FIGURA VI. 20.

1. Límites actuales de la Depresión de Granada (según GONZALEZ DONOSO, 1967).
2. División en sectores (Según GONZALEZ DONOSO, 1967).
3. Línea de costas hipotética, propuesta por nosotros. En trazo discontinuo las zonas en que es supuesta.
4. Illita más Paragonita
5. Clorita
6. Caolinita
7. Montmorillonita

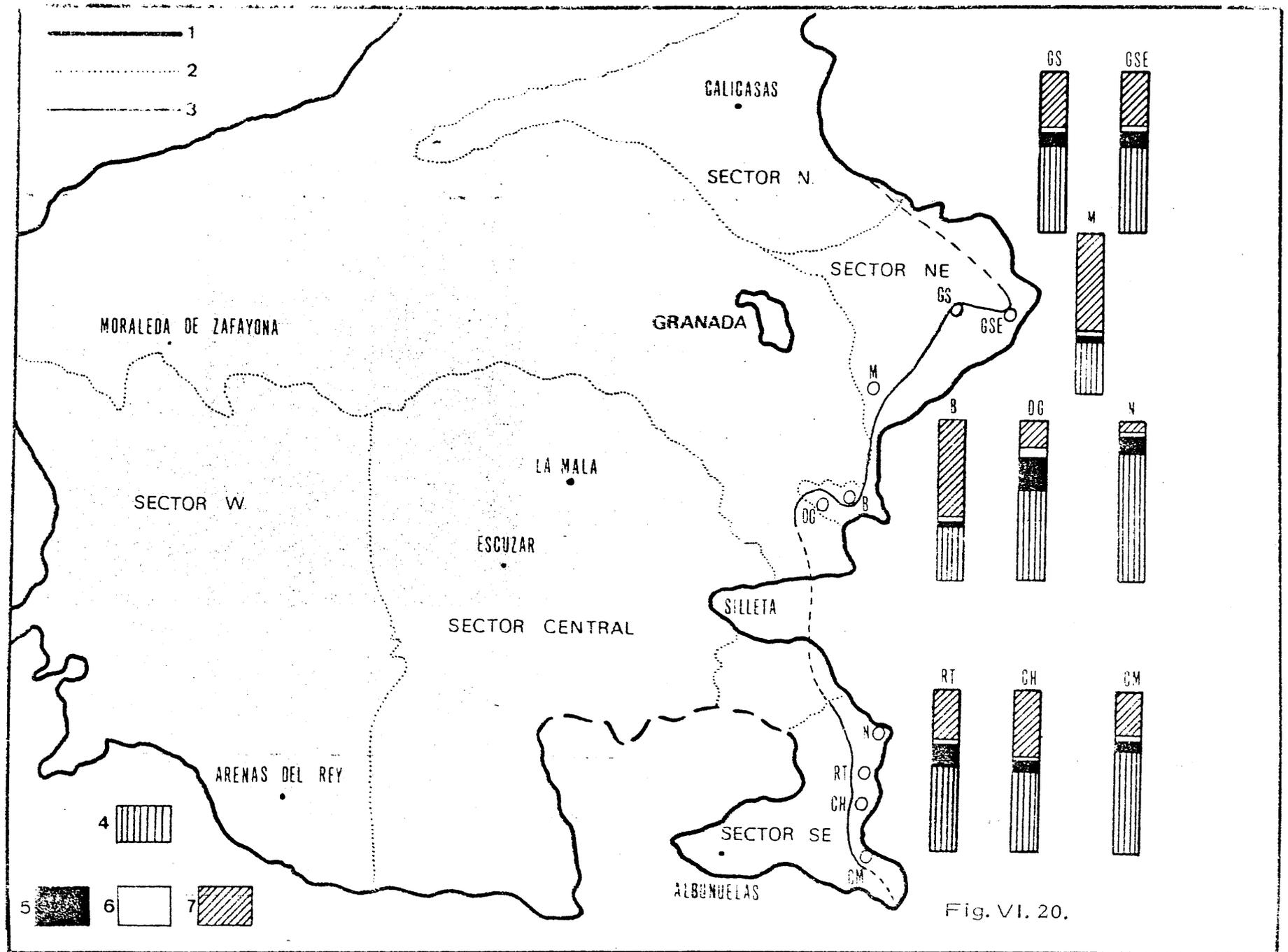


Fig. VI. 20.

Se concluye finalmente que la "Block formation" se depositó en un ambiente continental, en los afloramientos de Güejar Sierra (GS y GSE) y Dfilar-Gójar (DG), ambos en el sector NE; y en los de Nigüelas (N), Rfo. Torrente (RT), Chite(CH) y Carretera de Motril (CM), en el sector SE. Unicamente los de Monachil(M) y Balzaín (B) -sector NE- ofrecen pruebas mineralógicas que hacen pensar en un depósito efectuado en medio acuoso.

La serie de Monachil representa el ambiente con influencia acuosa más notoria. Hacia el norte y sur de este afloramiento, se observa una clara disminución de esta influencia; así, en los extremos (series de GS y DG) aparece netamente la influencia continental.

Parece lógico pensar que también ha existido depósito de "Block formation" en el área que separa los sectores NE y SE y que -actualmente- corresponde a las elevaciones de la Silleta del Padul. Los resultados mineralógicos y edafológicos indican una gran similitud en el comportamiento de las series de Dfilar-Gójar (DG) y las de Nigüelas (N) y Rfo. Torrente (RT), siendo correlacionables ambas -en un principio- e inclinándonos a pensar que debió existir un depósito de "Block formation" continuo entre ambas series.

Ello nos obliga a suponer que el umbral actual (Silleta del Padul) que separa las vertientes mediterránea y atlántica, debe ser posterior al depósito de la "Block formation". Efectivamente, SANZ DE GALDEANO (1977) indica que la aparición de este umbral tuvo lugar en el Cuaternario medio, encontrándose hoy, en la parte superior de dicha elevación, materiales correspondientes a la parte inferior del Mioceno medio, lo que implica que han sido erosionados los depósitos de materiales más modernos (entre ellos, la "Block formation").

La línea de costas de la figura VI.20. ha de entenderse como válida exclusivamente para el depósito de la "Block formation". Ha sido trazada de acuerdo con los datos mineralógicos medios de cada afloramiento, lo que equivale a decir que supone una visión general en la que no están represen

tadas las fluctuaciones experimentadas a lo largo de una misma serie y que han sido puestas de manifiesto a lo largo de este apartado.

Ha de indicarse, igualmente, que los límites de la Depresión de Granada están -en la actualidad- más adelantados hacia el centro de la misma que cuando -tuvo lugar el depósito de los materiales en estudio.

VI.2. CANTOS DE ROCAS.

A lo largo del capítulo de Resultados se han puesto de manifiesto datos sobre las rocas que constituyen los niveles de conglomerados y otros, detríticos - más finos. Han sido datos sobre los tipos de rocas, parámetros de las micas (moscovita y paragonita) y estudio de las cloritas. La cuestión a resolver, - ahora, es ofrecer una visión integradora de todos los afloramientos. Algunos aspectos (cristalquímica de micas, estudio de cloritas) se tratarán después - de aportar los datos correspondientes en los paleosuelos.

En el estudio óptico de los cantos de rocas se han diferenciado los siguientes tipos:

Sectores SE y NE: albititas, anfibolitas, cuarcitas, cuarzoescuiss - tos, epidotitas, gneises, mármoles, micacitas, - micasquistos y serpentinitas.

En algunas ocasiones, mármoles y micasquistos mineralizados por goethita, hematites y siderita (Serie CM); hematites, goethita, ilmenita y rutilo (Serie RT).

Sector N: filitas, mármoles y micasquistos alpujarrides; - areniscas maláguides; rocas carbonatadas subbéticas.

La tabla VI.4. resume los porcentajes de cada tipo de roca existente en los diversos afloramientos.

Tabla VI.4. Porcentajes de los diversos tipos de rocas encontradas en la "Block formation".

Serie	Nº de muestras	TIPOS DE ROCAS									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
N	16	-	-	-	12	-	-	-	-	88	-
RT	61	-	16	11	-	-	3	6	-	64	-
CH	20	5	5	-	-	-	5	20	-	65	-
CM	25	-	16	-	-	-	-	4	8	72	-
GS	62	-	6	6	-	-	-	1	-	85	2
GSE	60	-	13	-	5	1	4	5	-	70	-
M	48	-	-	4	-	-	-	2	2	92	-
B	26	-	-	15	-	-	-	8	-	77	-
DG	51	-	14	4	-	-	-	4	-	78	-
		<u>Alpujárnides</u>			<u>Maláguides</u>			<u>Subbéticos</u>			
CV	45	57			18			25			
CPL	49	60			31			9			

1, Albititas; 2, Anfibolitas; 3, Cuarcitas; 4, Cuarzoesquistos; 5, Epidotitas; 6, Gneises; 7, Mármoles; 8, Micacitas; 9, Micasquistos; 10, Serpentinitas.

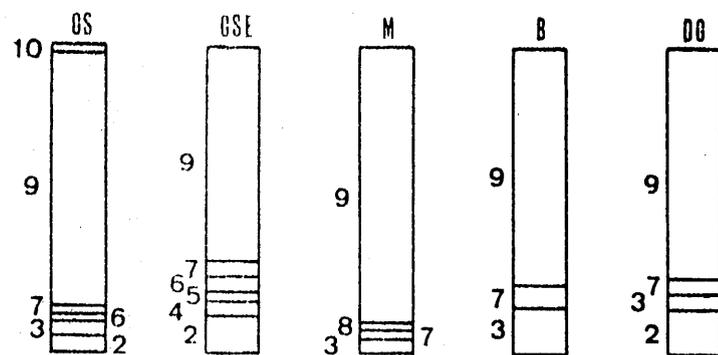
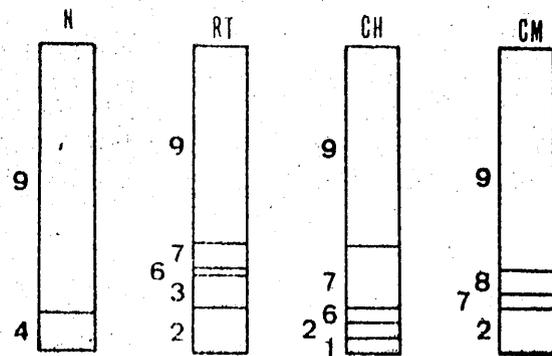
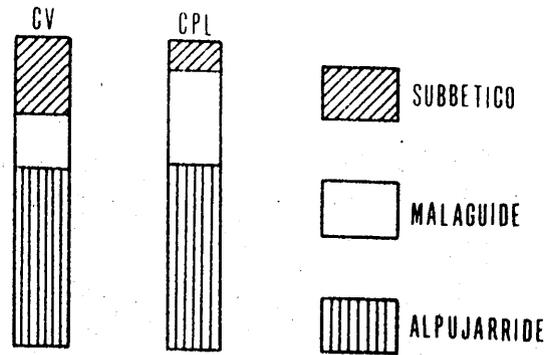
La figura VI.21., construída en base a los datos expuestos en la tabla anterior, representa gráficamente la abundancia de cada tipo de roca. Pueden indicarse los siguientes hechos relativos a la abundancia y frecuencia de las rocas.

Sector Norte (Series de CV y CPL).

- predominio de cantos de procedencia alpujárnide, en ambos casos.
- en CV, le siguen los cantos subbéticos y, en menor proporción, - los maláguides.
- en la serie de CPL se invierte la relación cuantitativa; aumentan considerablemente los de procedencia maláguide, quedando los subbéticos en una proporción del 9%.

Sectores SE y NE.

- predominan claramente los micasquistos, con mayores porcentajes en los afloramientos del sector NE.
- en el sector SE, de norte a sur, los porcentajes de estas rocas dibujan una curva de Gauss, con un máximo en las series de RT y CH, lo que equivale a decir que estos afloramientos son los de menores contenidos en micasquistos.



- | | | | |
|---|-----------------|----|---------------|
| 1 | ALBITITAS | 6 | GNEISES |
| 2 | ANFIBOLITAS | 7 | MARMOLES |
| 3 | CUARCITAS | 8 | MICACITAS |
| 4 | CUARZOESQUISTOS | 9 | MICASQUISTOS |
| 5 | EPIDOTITAS | 10 | SERPENTINITAS |

Fig. VI. 21. Los tipos de rocas y su abundancia relativa en la "Block formation".

- para el sector NE -también de norte a sur- se observa un incre^umento en el número de micasquistos, desde GSE a Monachil, donde se alcanza el máximo. A partir de aquí, disminuye hacia Balzaín y Dílar-Gójar, aunque no existe gran diferencia.

Los tipos de micasquistos se distribuyen con la frecuencia que se indica en la figura VI. 22.

- en las series del sector SE, siguen -en abundancia- las anfibolitas y mármoles con similar representación. Ambos tipos de rocas se encuentran en todos los afloramientos, excepto en el de Nigüelas. Para el sector NE, las anfibolitas, cuarcitas y mármoles son las rocas mejor representadas, después de los micasquistos.

Los restantes tipos de rocas son albititas, cuarcitas, cuarzoquistos, gneises y micacitas para el sector SE; cuarcitas, cuarzoquistos, epidotitas, gneises, micacitas y serpentinitas, para los afloramientos del sector NE.

- la frecuencia con que aparecen las diferentes rocas, en conjunto para los sectores SE y NE, es la siguiente: micasquistos---mármoles---anfíbolitas---cuarcitas---gneises---(cuarzoquistos-micacitas)---(albititas-epidotitas-serpentinitas).
- globalmente, los afloramientos del sector NE contienen mayor variedad de rocas que los del SE, siendo los más ricos los de GSE y RT; los más monótonos los de Balzaín y Nigüelas.

Con respecto a la posición de los afloramientos y la situación del área fuente, han de indicarse dos hechos:

- no existe relación entre abundancia de tipos de rocas y la distancia al complejo de Sierra Nevada.
- tampoco se observa vinculación entre la variedad de rocas y la separación del área fuente.

Puede afirmarse que no existen rocas de procedencia alpujarride. La razón de este hecho ha sido ya citada en este mismo capítulo.

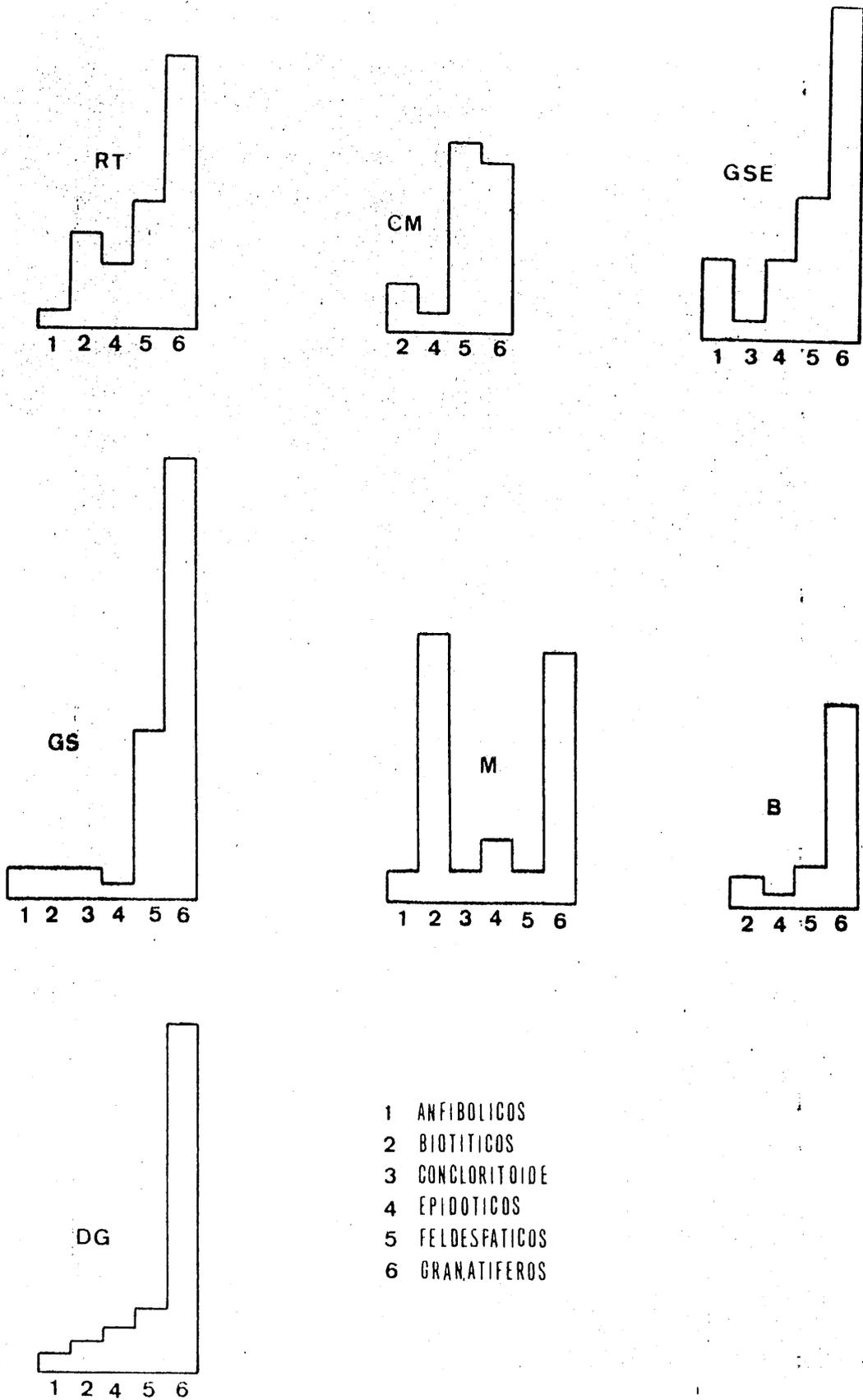


Fig.VI.22. Los tipos de micasquistos y su abundancia relativa.

También se han situado las muestras de rocas en los diversos niveles - de la columna litológica. Del análisis de dicho reparto se deduce que no hay una distribución ordenada, sino que -a lo largo de la serie- se mezclan unas rocas y otras sin que predominen determinados tipos en la ba- se y otros en el techo.

Cabría esperar -en buena lógica- lo contrario. Sin embargo, la disposi- ción encontrada está en armonía con otros hechos (ya señalados) que - apuntan - igual que este- hacia un transporte en avalancha, torrencial y en distintas fases, que remueve y mezcla incluso los materiales deposita dos con anterioridad hasta conseguir la disposición actual.

Analizados los diversos tipos de rocas así como su distribución espacial y en el tiempo, conviene detenerse en algunas características de ciertos minerales.

En las figuras VI.23. y VI.24. se reúnen los histogramas de frecuencia del parámetro b_0 de las moscovitas con objeto de adquirir una visión de conjunto y comparar con otros autores.

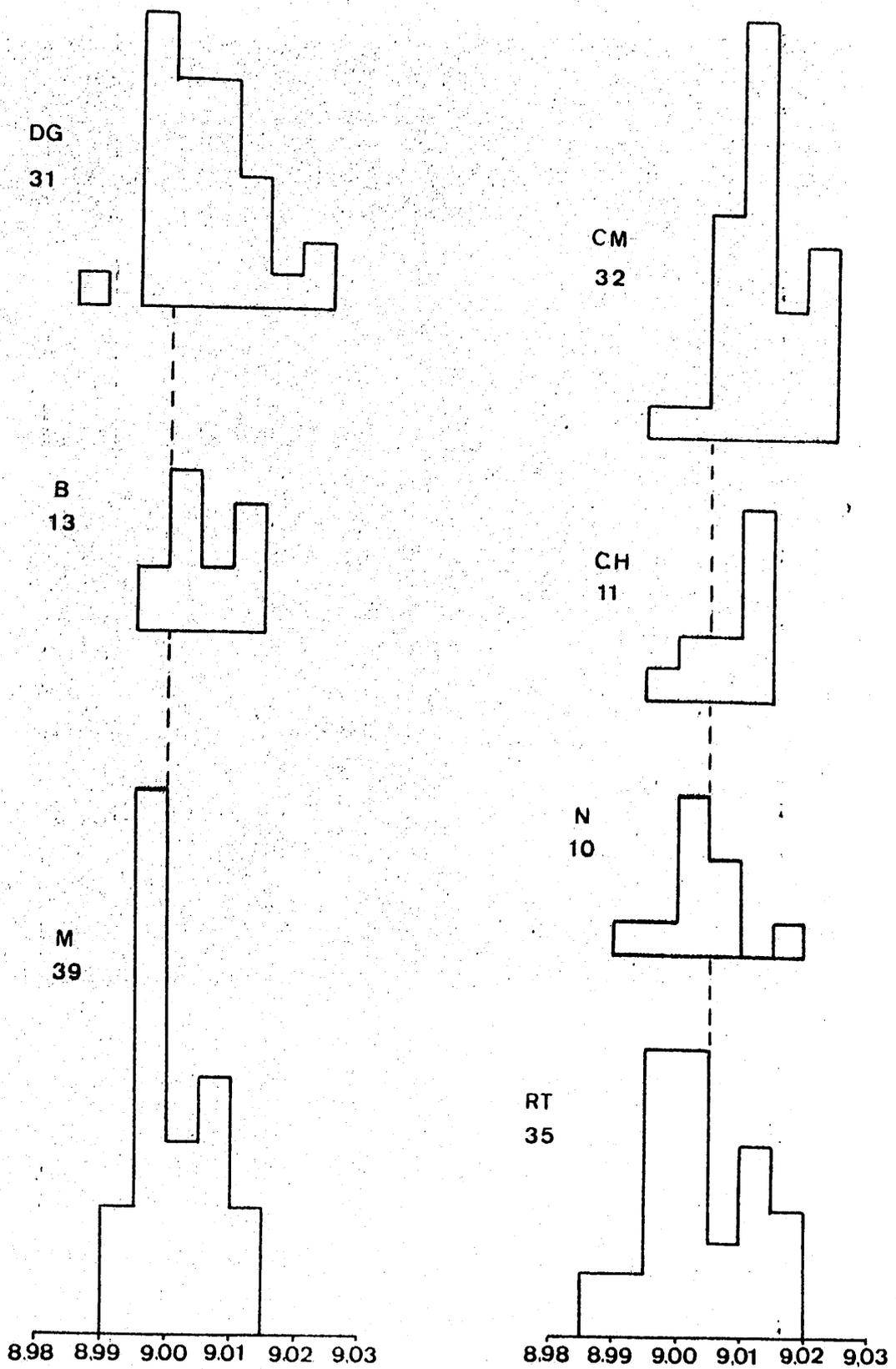


Fig. VI. 23. Histogramas de frecuencia de los valores del parámetro b_0 en moscovitas de los cantos de rocas.

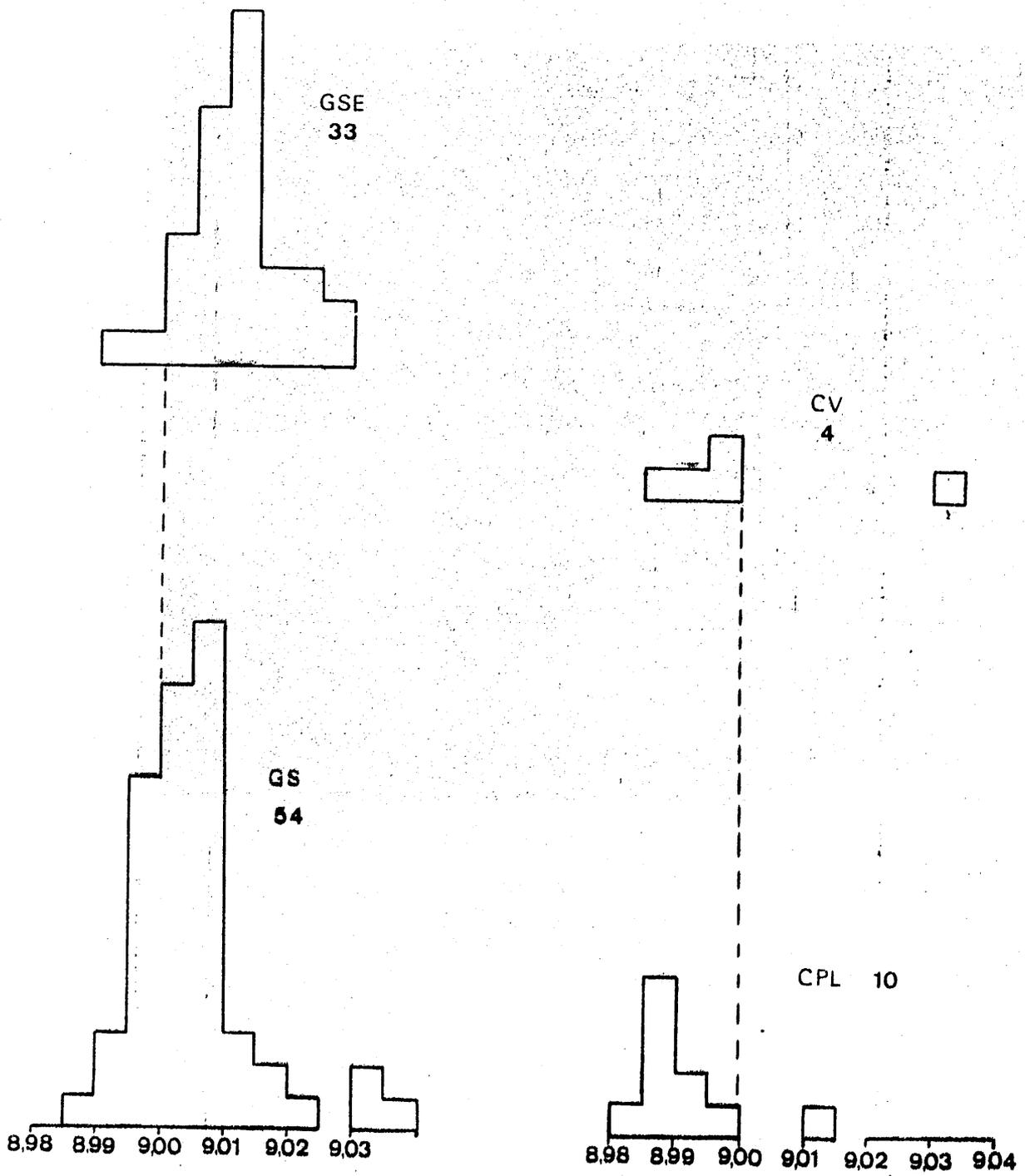


Fig. VI.24. Histogramas de frecuencia de los valores del parámetro b_0 en moscovitas de los cantos de rocas.

Pues bien, en la figura VI.25. se representa la variación del valor medio del b_o de las moscovitas de cada afloramiento, en relación con la distancia al área fuente.

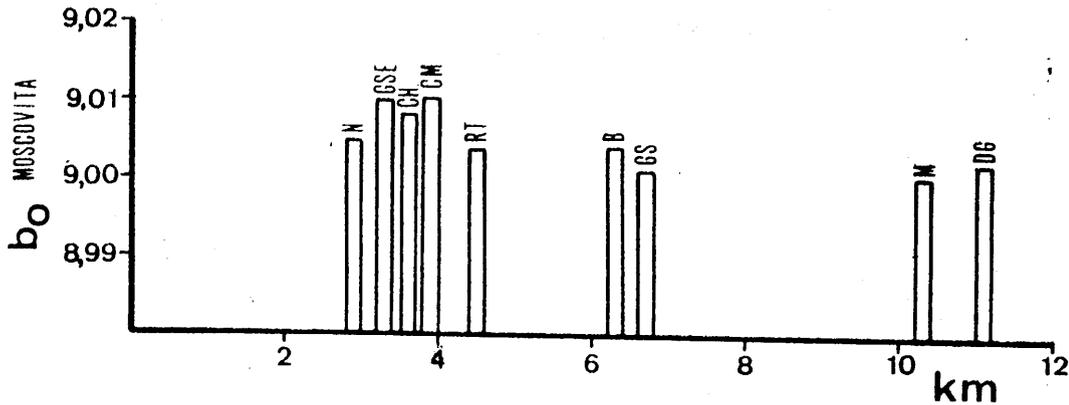


Fig. VI.25. Relación entre el b_o de las moscovitas y la distancia al área fuente. Cantos de rocas.

Sin que pueda establecerse con rigurosidad para cada serie concreta, - dicha figura muestra -en general- una disminución de las dimensiones del b_o conforme nos alejamos del área fuente. Este hecho puede interpretarse de varias formas:

- La dimensión del b_o es función de las sustituciones tetraédrica y octaédrica. Por consiguiente, la disminución se deberá a un menor grado de sustitución tetraédrica, octaédrica o de ambas conjuntamente.
- La disminución del b_o con el transporte (erosión y meteorización) es asimilable al efecto encontrado por WHITE(1960) cuando sustituye iones potasio por hidronio.

Este hecho es explicado por RADOSLOVICH (1960, 1961, 1962) y por RADOSLOVICH y NORRISH (1962) de la siguiente forma: la removilización de cantidades de potasio interlaminar en la moscovita produce una disminución en la dimensión del b_o , debida a una amplia rotación de los tetraedros de forma que permite un mejor ajuste entre las capas octaédrica y tetraédrica.

MARTIN RAMOS (1976) (en las mismas rocas que se estudian en el presente trabajo, pero tomadas en el área fuente) indica que el eje b_o de la moscovita aumenta con el contenido en Si, Fe y Mg. Disminuye con el contenido en Al tetra- y octaédrico. Añade, que los cationes interlaminares tienen muy poca influencia sobre su desarrollo.

En nuestra opinión, pensamos que la disminución del b_o , encontrada en las muestras estudiadas, se debe a la menor sustitución tetraédrica ya que dicho proceso estaría relacionado con los fenómenos de erosión y meteorización que han sufrido las muestras que aquí se tratan, lo cual está también en consonancia con las ideas apuntadas por WHITE (1960) y por RADOSLOVICH y NORRISH (1962).

La figura VI.26, representa la variación del b_o de la paragonita con la distancia al área fuente.

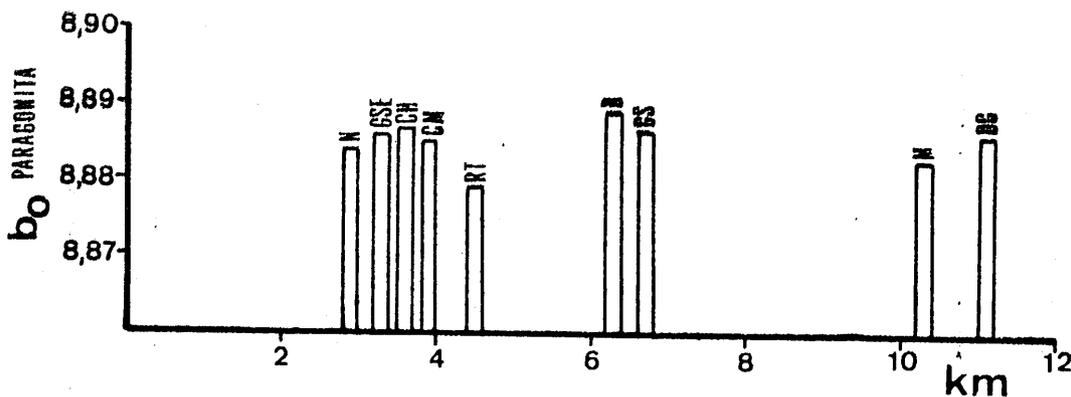


Fig. VI.26. Variación del b_o de la paragonita con la distancia al área fuente.

En el diagrama de la figura VI.27, se resume la frecuencia de aparición de las dimensiones del b_o (en moscovitas) con la distancia al área fuente. En dicha figura se aprecia mejor lo indicado al comentar la figura VI.25, y es que a mayor lejanía del área fuente, menores son los valores medios de dicho parámetro, aunque esto no se cumple en todos los afloramientos (por ejemplo en Nigüelas y Gúejar Sierra).

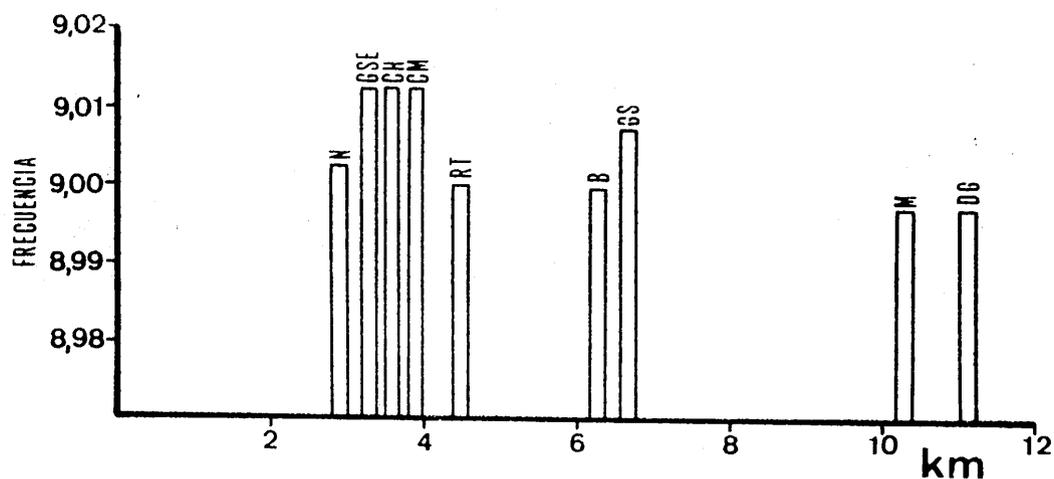


Fig. VI. 27. Frecuencia de b_0 en moscovitas y distancia al área fuente.

En relación a la cristalinidad de la moscovita (Índice de Kubler), la gama de valores encontrados se resume en la figura VI. 28.

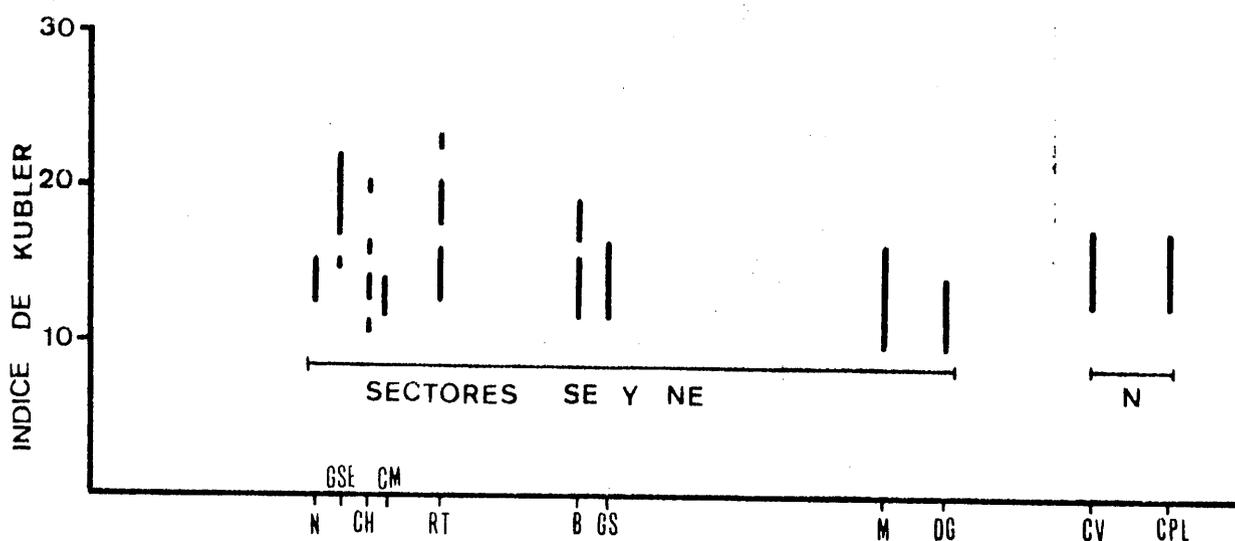


Fig. VI. 28. Valores de cristalinidad (Índice de Kubler) en las moscovitas de los cantos de rocas.

Pueden hacerse las siguientes consideraciones al respecto:

- en todos los casos, el índice de Kubler se halla comprendido - entre 10 y 23 mm.
- la frecuencia mayor se agrupa entre 10 y 20 mm., valores que recogen prácticamente la totalidad de las series estudiadas.

- no se observa relación entre la cristalinidad de la moscovita y la distancia al área fuente, al menos en lo que se refiere a la amplitud de valores.
- los valores de cristalinidad encontrados por nosotros son muy-análogos a los hallados por MARTIN RAMOS(1976) para mues - tras "in situ", pertenecientes a los mantos del Veleta y del - Mulhacén.
- dicha analogía, unida al hecho de que no existe relación visi - ble, entre cristalinidad y distancia al área fuente, indica que - el transporte, la erosión física y los procesos de alteración - (meteorización) apenas han influido en la moscovita de los can - tos de rocas de la "Block formation". Unos procesos, los físicos, por ser el transporte corto; otros, los químicos, porque - apenas ha tenido lugar como se ha puesto de manifiesto por - otros criterios.

Ambos fenómenos, únicamente son apreciables en la superficie - de algunos cantos al presentarse estos alterados, en diversos grados.

En base a los valores de cristalinidad se han construído histogramas de frecuencia, con objeto de establecer posibles diferencias entre unos - afloramientos y otros, ya que la gama de valores encontrados son muy-análogos en todos los casos (figura VI.29.).

A este respecto cabe señalar lo siguiente:

- los afloramientos del sector SE no presentan máximos de fre - cuencia netos, a excepción de la serie de Nigüelas. En el res - to de las series, o apenas es discernible (Chite) o está acom - pañado por otros máximos (Carretera de Motril), o la gama de - valores es tan extensa que -en realidad- lo que existe son di - versos histogramas (serie Río Torrente).
- a pesar de tales divergencias, se constata que la mayor fre - cuencia se sitúa en un índice de Kubler de 13 mm. aproximada mente, con excepción de la serie Río Torrente cuyos máximos - más visibles son 16 y 20 mm.
- respecto al sector NE la situación es diferente. Existen máxi - mos muy netos en la sseries de GS, M y DG. Menos claros en las de B y GSE.

- se pone de manifiesto -igual que en el sector anterior- que los valores más frecuentes corresponden a un índice de Kubler de 13 mm. en todos los casos, excepto en GSE en el que la cristalinidad es más pobre, con una gama de valores entre 15 y 23 milímetros.

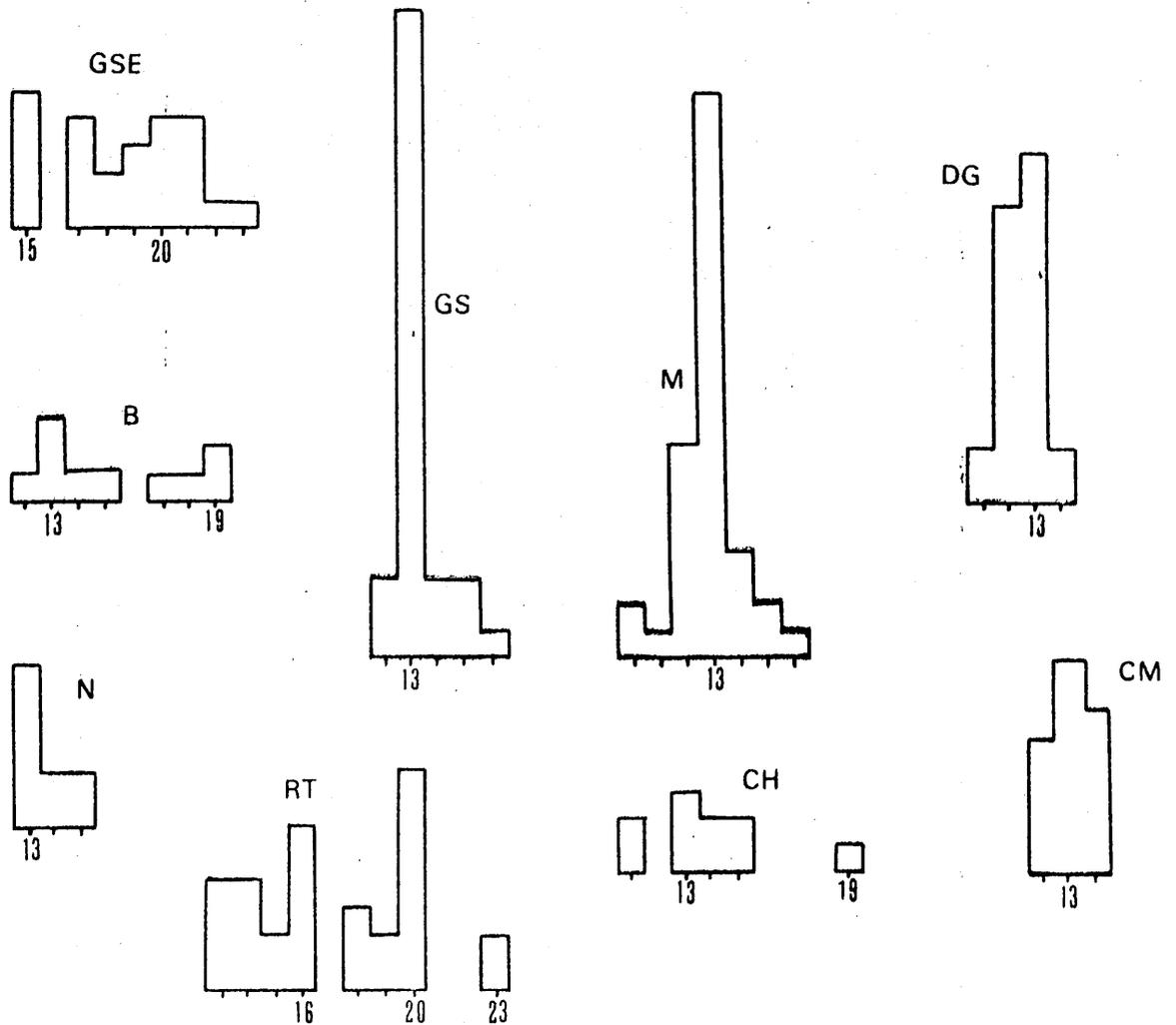


Fig. VI. 29. Histogramas de frecuencia de cristalinidad en moscovitas. Cantos de rocas.

Para el sector Norte, estas medidas se representan en la figura VI. 30.



Fig. VI. 30. Histogramas de frecuencia de cristalinidad en moscovitas. Cantos de rocas.

Los valores de cristalinidad que presenta la moscovita de estas dos series se sitúan en una gama de igual amplitud y dentro de los márgenes señalados para el resto de los afloramientos. Los resultados son similares a los encontrados por MARTIN RAMOS (1976) para filitas alpujarrides. Las pequeñas diferencias se deben al hecho de que, en nuestro caso, existen también medidas realizadas sobre rocas maláguides, además de que están muy distantes los alpujarrides muestreados por dicho autor y los que surten la "Block formation" en este sector.

Valorando -en sus términos adecuados- las consideraciones anteriores -referente al sector Norte, se puede concluir igual que para los sectores SE y NE, en lo referente a cristalinidad y fenómenos de transporte y alteración de la moscovita.

Otros datos sobre las micas (moscovita, esencialmente) y cloritas serán expuestos más adelante junto a los resultados obtenidos en la matriz y en suelos.

Ahora, por último, trataremos de asignar los cantos de rocas de la "Block formation" a las diversas unidades del complejo de Sierra Nevada. Para ello, utilizaremos dos tipos de diagramas: uno, que agrupa los datos de medidas del b_0 en forma de histogramas (figuras VI. 29. y VI. 30.); el segundo, relaciona el espaciado basal de la reflexión (0010) de la moscovita con el incremento angular de dicha reflexión entre moscovita y pagonita. Los resultados parciales y los diagramas correspondientes fi -

guran en el capítulo de Resultados.

En todo ello se dan como criterios guías válidos, los desarrollados por MARTIN RAMOS (1976) de forma que las técnicas empleadas en ambos casos son idénticas. En definitiva, este autor distingue -mediante parámetros cristalquímicos- diferentes unidades del complejo de Sierra Nevada. Nosotros comparamos nuestros resultados con los suyos e inferimos -criterios de pertenencia a una u otra unidad.

Sobre las medidas del parámetro b_o en moscovitas, se utilizarán los datos del autor citado que figuran en los diagramas números 109 (para los sectores SE y NE) y 110 (para el sector N.). Las comparaciones se resumen en el cuadro siguiente.

VALORES DADOS EN ESTE TRABAJO			VALORES DADOS POR MARTIN RAMOS (1976)		
Afloramiento	Máximo (1)	Gama de valores(2)	Máximo (1)	Gama de valores(2)	Unidad
GSE	9,010	8,99-9,03	Histogramas E, F, H	Histog. F, H	Zona sup. Caldera y Sabinas
GS	9,005	8,985-9,025	E, F, H	F, H	Idem.
GS	9,03-9,04				Presencia de gneises.
M	8,9970	8,99-9,015	E, F, G-H	F, H	Zona sup. Caldera y Sabinas
B	9,000	8,995-9,015	E, F, H	E, F, H	Idem.
DG	9,000	8,985-9,025	E, F, H	E, F, H	Idem.
N	9,001	8,99-9,020	E, F, H	F, H	Idem.
RT	9,000	8,985-9,02	E, F, H	F, H	Idem.
CH	9,010	8,995-9,015	E, F, H	F, H	Idem.
CM	9,010	8,995-9,025	E, F, H	F, H	Idem.
	9,020		F		
CV	-----	8,985-9,000	-----	D, E	Fillitas alpujárri-des
CPL	8,985	8,99-9,00	D	D, E	Idem.

LEYENDA: Histogramas de referencia (MARTIN RAMOS, 1976).
Sectores SE y NE.

E: Mulhacén (Unidad de La Caldera)
F: Cañar (Unidad de La Caldera)
G: Collado de Las Sabinas (Unidad de las Sabinas)
H: Cañar-Lanjarón (Unidad de las Sabinas)

Sector N.

D: Manto de Cástaras (ALDAYA, 1969)
E: Manto de Alcázar (ALDAYA, 1969)

Respecto a los diagramas $\Delta 2\theta(0010)M-P$ ----- espaciado basal (0010)M, recordamos que los resultados parciales aparecen en el capítulo de Resultados.

Si comparamos nuestros resultados con los obtenidos por MARTIN RAMOS (1976) y representados en la figura 117 de su trabajo, obtenemos las siguientes conclusiones. Señalemos previamente que la ausencia de paragonita en las rocas del sector Norte, impide la aplicación de tal diagrama.

Afloramiento	Unidad (es) de procedencia
Nigüelas	Parte superior de Caldera y Sabinas
Río Torrente	Idem.
Chite	Caldera y Sabinas
Carretera de Motril	Parte superior de Caldera y Sabinas
Güejar Sierra este	Caldera y Sabinas
Güejar Sierra	Parte superior de Caldera y Sabinas
Monachil (1)	Caldera, Sabinas y manto del Veleta
Balzaín	Parte superior de Caldera y Sabinas
Dílar-Gójar	Idem.

En resumen, ha de destacarse que se llegan a conclusiones idénticas, en la asignación a unidades del complejo de Sierra Nevada, mediante la utilización de los valores de b_0 , por un lado y de la relación que acabamos de indicar. Únicamente, en el afloramiento de Monachil se ha puesto de relieve (mediante este último método) la presencia de cantos procedentes del manto del Veleta. Este hecho coincide con la gran abundancia de micasquitos biotíticos de esta serie (ver figura VI. 22.).

(1) Las rocas de las que proceden los cantos de este afloramiento no han alcanzado una temperatura excesivamente elevada en la última fase estática alpina. Por ello los valores del incremento angular de la reflexión (0010) M-P se agrupan alrededor de 1,70 al mismo tiempo que el b_0 aumenta.

VI. 3. LOS PALEOSUELOS Y SUELOS.

En este apartado comentaremos conjuntamente tanto los resultados obtenidos en la serie Río Torrente (RT) como en la de Dílar-Gójar (DG). No obstante, indicaremos los aspectos específicos en cada caso. En gran medida se han comentado diversas cuestiones en el capítulo de Resultados, por lo que la visión de conjunto sólo se conseguirá teniendo esto en cuenta.

No se insiste respecto a la mineralogía de los paleosuelos, puesto que se detalló y comentaron sus variaciones, suficientemente. No obstante, sí nos detendremos en la discusión de los interestratificados. Únicamente se han puesto de manifiesto en la serie Río Torrente. Se han detectado los tipos clorita-ilita (como más abundante), ilita-montmorillonita, clorita-montmorillonita y no se descarta la presencia de ilita-vermiculita-montmorillonita. En la discusión que se ha hecho en este mismo capítulo se ponen de relieve una serie de esquemas genéticos válidos para los interestratificados encontrados en los niveles detríticos, algunos de los cuales son aptos también para suelos. Además, indicamos, específicamente los siguientes, en relación con procesos edáficos.

Respecto al tipo ilita-montmorillonita (mica-montmorillonita), BRINDLEY y SANDALAKI (1963) invocan, como origen, la redistribución de cationes entre posiciones cambiables y no cambiables, con iones sodio o hidronio como iones de cambio y potasio y calcio como no cambiables.

HOWER y MOWATT (1966) concluyen que las capas no expandibles tienen menor carga que la mica verdadera y llegan a conclusiones similares a los anteriores autores.

DUNOYER (1969) indica que la alteración superficial es la responsable de la formación de estos interestratificados y que pueden evolucionar hacia ilita o hacia clorita por fijación de potasio o magnesio, respectivamente.

Los interestratificados tipo clorita-montmorillonita que aparecen en suelo - los son considerados como productos de meteorización de la clorita (VAN DER MERWE y HEYSTEK, 1955; DROSTE, 1956; DROSTE y THARIN, 1958; HARRISON y MURRAY, 1959; DROSTE et al., 1962).

TAMURA (1957) indica que se forman por deposición de hidróxidos entre las capas de montmorillonita o por degradación de la clorita. Por último, DROSTE et al. (1960) afirma que la clorita de la roca madre, origina, - por alteración, montmorillonita con interestratificados mezcla de clorita, - vermiculita, montmorillonita. Otras veces, la illita de la roca madre origina montmorillonita a través del interestratificado illita-montmorillonita.

Pueden ser aplicables a nuestros casos, la totalidad de estos esquemas. - Sin embargo, nos inclinamos como más factibles por aquellos que invocan esencialmente los procesos de alteración, como origen de los interestratificados señalados.

Conviene plantearse -además- algunas cuestiones de importancia, tales - como:

- VI. 3. 1. Material originario y fisiografía.
- VI. 3. 2. Clima y edad.
- VI. 3. 3. Micromorfología.
- VI. 3. 4. Génesis y evolución.
- VI. 3. 5. Clasificación.

VI. 3. 1. MATERIAL ORIGINARIO Y FISIOGRAFIA. Los suelos estudiados se observan en una gama de materiales litológicos relativamente variada; aparecen sobre conglomerados (con mayor o menor abundancia de matriz) - constituidos por cantos de rocas metamórficas; otras veces, lo hacen sobre niveles de margas con abundantes cantos metamórficos angulosos y - subangulosos.

Los estudios realizados, a mayor escala, ponen de manifiesto una gran -

diversidad en cuanto a litología del material originario (calizas, gravas, costras calcáreas, conglomerados, areniscas, pizarras, basaltos, granitos, etc.) y a la edad de estos materiales (ALIAS y PEREZ PUJALTE, 1969; GUERRA et al., 1972).

Estos hechos parecen -pues- indicar que el material originario puede considerarse como un factor menos importante en el desarrollo de estos suelos.

En general, se ha dado en considerar a los suelos rojos mediterráneos desarrollados sobre calizas puras, conglomerados, costras calcáreas y gravas como correspondientes a formaciones sedimentarias alóctonas, en contraste con la teoría autóctona de los suelos rojos como producto residual de la disolución de calizas. Coincidimos con GUERRA et al. (1972) cuando señalan que: "...en ningún caso se pueden encontrar suelos rojos formados exclusivamente de los productos de alteración de los materiales litológicos subyacentes ni que tampoco se pueden encontrar suelos rojos en los que, aunque sus materiales provengan en muy alta proporción de sedimentos alóctonos, no tenga el substrato calizo una influencia decisiva en la naturaleza del proceso fundamental de su formación".

En nuestro caso, la mineralogía observada es muy uniforme dentro de cada perfil e incluso entre perfiles diferentes. Ello estará en concordancia con un carácter autóctono.

Es un hecho relativamente generalizado en los suelos estudiados por nosotros la existencia de truncamiento en los mismos. Buena muestra de ello la constituyen los suelos RT-1 y RT-2; DG-3 y DG-10. En todos los casos, estas discontinuidades se ponen de relieve mediante el estudio micromorfológico. Sin embargo, excepto en el suelo DG-3, la mineralogía corrobora esta cuestión, de manera que se observa la desaparición de ciertos minerales (feldespatos, anfíbol, carbonatos) y un considerable incremento de otros (cuarzo y/o laminares). Esta capa superpuesta (ho-

rizonte Cb) puede corresponderse con una delgada capa alóctona.

Por último, sobre la relación o no de estos suelos con el material subyacente ha de indicarse que, según se deduce del estudio mineralógico y micromorfológico, el horizonte C procede en su totalidad de la alteración de la roca (conglomerado).

Respecto a su fisiografía, hemos de señalar que los suelos estudiados aparecen a una altitud de 850-900 metros en Dílar-Gójar, y entre 800 y 860 metros en Río Torrente. Este tipo de suelos se encuentra bajo condiciones topográficas muy diferentes condicionados exclusivamente por el relieve originado por el material geológico subyacente (ALEIXANDRE, 1967; ALIAS y PEREZ PUJALTE, 1969; BADORREY et al., 1969; BENAYAS, 1970; GUERRA ET al., 1972, entre otros).

VI. 3. 2. CLIMA Y EDAD.

La variedad climática de estos suelos es grande; aparecen en zonas de clima semiárido (KLINGE, 1957), de clima subhúmedo e incluso húmedo (KLINGE, 1957; NEJGEBAUER, 1958; DUCHAUFOUR, 1960). La pluviosidad varía desde 300 mm. hasta más de 1.500 mm., lo que parece ser un motivo para considerarlos como suelos relictos. Sin embargo, la presencia de estos suelos en regiones donde no se dan las condiciones climáticas para su formación (1) obliga a los autores a considerarlos como suelos policíclicos.

En nuestro caso, la temperatura media actual es de aproximadamente 15^o C; la pluviosidad oscila entre 600 mm (en Río Torrente) y 700 mm (en Dílar-Gójar).

(1) Según BOULAINÉ (1966) la pedogénesis actual para la formación de esos suelos es de una pluviosidad y temperatura en la que el mínimo de aquella coincide con el máximo de esta.

Independientemente de la edad que se atribuya a estos paleosuelos (1) intercalados en la "Block formation" parece ser que el clima reinante en - entonces no difería esencialmente del actual; sería ligeramente hipertérmico (MILLER, 1966; TRICART, 1952; STRAHLER, 1977). Por otro lado, los limos con yeso del tercer subtramo miocénico de la Depresión de Granada implicarían un clima semiárido; en el sector de Víznar, se superpone a la "Block formation" niveles de lutitas con areniscas y lignitos, por lo que el clima debería ser cálido-húmedo. Parece lógico pensar, pues, que entre estos márgenes debe oscilar la climatología durante el depósito de la "Block formation". A resultados similares se llega al analizar el suelo RT-5, para el que se ha supuesto la existencia de una flora de gramináceas con raíces profundas, que implicarían un clima algo más húmedo que en la actualidad.

Señaladas estas ideas, ha de advertirse que los hechos quizá no puedan reducirse a esquemas demasiado simples. Han de tenerse muy en cuenta diversos factores como son la topografía durante el depósito de la "Block formation", la considerable variabilidad del clima mediterráneo, la existencia de microclimas, así como el hecho de que la evolución de un suelo de este tipo probablemente sea más el resultado de las condiciones climáticas extremas que de las medias.

Según algunos autores, la edad de los suelos rojos se remonta al Terciario medio como límite más antiguo, lo cual no quiere decir que no se hayan formado también antes y posteriormente evolucionen hacia otros tipos de suelos (suelos policíclicos).

En este aspecto, la datación de los paleosuelos que estamos considerando, sólo puede estimarse -con los medios de que disponemos- mediante crite-

(1) Paleosuelo en el sentido de suelo formado en el pasado.

rios estratigráficos. Existiendo, sin embargo, diversas opiniones sobre la edad de la "Block formation", la datación de estos paleosuelos mediante palinología habría ayudado al esclarecimiento de esta cuestión.

Por lo que respecta al suelo aflorante (S-1) de Río Torrente, puede decirse que corresponderá a uno de los períodos interglaciares Wurm o Mindel. Existe acuerdo en los diversos autores sobre este punto (GUE RRA et al., 1954, 1963; GONZALEZ GARCIA et al., 1962; MONTURIOL y GALLARDO, 1970).

VI. 3. 3. CARACTERES MICROMORFOLOGICOS.

La micromorfología de los suelos estudiados es muy similar. En todos los horizontes el esqueleto está constituido por cuarzo, feldespatos, micas y trozos de rocas metamórficas (micasquistos, cuarcitas, gneises, etc.).

El plasma presenta texturas básica granular, en algún dominio aglomeroplásmica; Intertéctica o porfiroesquelética. La textura plásmica es de los siguientes tipos: insépica, limasépica, esquelmosépica (con dominios crística, a veces), esquelinsépica, vo-esquelmosépica y omnisépica.

En el plasma de los paleosuelos de Río Torrente, se pueden observar diversos tipos de texturas tanto básicas como plásmicas. Se constata como en los horizontes argílicos siempre se presenta textura básica-porfiroesquelética acompañada de textura plásmica esquelmosépica, mientras que la textura básica de los horizontes superiores suele ser intertéctica y -en algún caso- aglomeroplásmica.

En los horizontes situados por debajo del argílico, la textura básica suele ser igualmente intertéctica mientras que en la plásmica se presentan texturas más variadas, con frecuentes dominios de textura crística debida al lavado de carbonatos de horizontes superiores y fuerte cristalización posterior en los horizontes inferiores.

En la serie de Dílar-Gójar, observamos cómo en los horizontes cámbicos la contextura básica es intertética y la plásmica varía de aséptica a débilmente séptica (inséptica)

Los poros están constituidos por huecos de empaquetamiento, huecos planares, canales (a veces interconectados) y cavidades (orto y meta), y reflejan -en parte- las condiciones de formación del suelo. Así, los huecos de empaquetamiento son típicos de horizontes C donde apenas existen agentes cementantes. Los huecos planares son típicos de horizontes argílicos, debidos a procesos de expansión y retracción de las arcillas; y los canales y cavidades son debidos a rasgos de origen biológico, bien debidos a raíces o a la acción de la microfauna del suelo.

Los tipos de cútanos encontrados son: organanos (antecedente coloidal - junto con un proceso de humificación abiológica o casi abiológica), arcilanos de presión y difusión, ferriarcilanos (iluviación-presión), matranos (difusión), esqueletanos, calcitanos, calcanos (recristalización) y "min" - arcilanos y "min" ferriarcilanos, debidos exclusivamente a alteración.

En cuanto a glébulas se observan nódulos calcíticos, litorelictos, nódulos de sesquióxidos de hierro y manganeso y pápulas.

VI. 3. 4. GENESIS Y EVOLUCION.

Aunque se verá con detalle la génesis del perfil RT-1, no conviene olvidar que existen aspectos comunes a todos y que, por consiguiente, pueden ofrecerse con carácter general y desde una óptica más amplia.

Consideramos como proceso inicial (sea conglomerado o margas con cantos metamórficos, la roca originaria) la decarbonatación del perfil. Sin embargo, esta decarbonatación del perfil no está demasiado claro que sea del todo necesaria, pues son ya numerosos los autores (WIEDER y YAA-

LON, 1978) - y otros- que indican que la iluviación puede tener lugar - existiendo carbonatos, es decir que la descarbonatación no es totalmente necesaria en el proceso de iluviación. Este hecho hemos podido constatarlo en el horizonte RT-2-4 en el que se aprecia iluviación sobre el material carbonatado. No obstante, la descarbonatación ocurre en otros perfiles de los estudiados por nosotros, como es el perfil RT-1. Posteriormente a este proceso tendrán lugar los fenómenos de rubefacción, - pues la presencia de carbonatos impide la movilidad de la arcilla.

Con posterioridad, se formará el horizonte B textural, bien como evolución de un B estructural o directamente en el caso de que el material - originario no contenga carbonatos inicialmente. Esto último puede haber ocurrido en algunos de nuestros perfiles, sin descartar, en algún caso, el mecanismo primero.

De cualquier forma, ello supone la descarbonatación y la formación de - horizontes de acumulación de carbonato cálcico, la alteración de los minerales primitivos y la acumulación de minerales de la arcilla, cuya naturaleza vendrá condicionada por la del material originario.

Sin embargo, aún siendo una característica de los suelos rojos la formación de minerales de la arcilla, el que se forme un horizonte B textural dependerá de las condiciones climáticas y de la permeabilidad o no del material de partida.

En nuestro caso, suponiendo un clima aproximadamente igual para los - suelos de Río Torrente y Dílar-Gójar, -sin embargo- existen horizontes B texturales en los primeros y no en los segundos. Pensamos, pues, que en el Río Torrente los productos liberados por la hidrólisis son eliminados en muy pequeña proporción produciéndose una acumulación de minerales de la arcilla junto con óxidos libres, de hierro y aluminio. Por el contrario, en Dílar-Gójar han debido influir otros factores como pueden ser: las condiciones topográficas, orientación, gran escorrentía, mi

croclima no lo suficientemente húmedo, etc., de manera que se impide - la formación de un horizonte B textural.

La formación de este horizonte (horizonte argílico) se ha llevado a cabo con iluviación o transporte de arcilla, en contraste con lo que ocurre en la mayoría de los suelos rojos estudiados; concretamente los estudiados por GUERRA et al. (1972). No obstante, a pesar de que indicamos que en la génesis del horizonte argílico ha habido transporte de arcilla (índice de iluviación siempre superior a 1,5 y, en algún caso, - incluso superior a 3) no se presenta en ningún caso horizonte de eluviación (A2). A pesar de esto, las características que presentan estos - suelos son similares a los suelos rojos de la Formación Alhambra, que sí poseen un horizonte A2 constante y adaptado a la superficie, por lo que pensamos que los suelos, objeto del presente estudio, debido a su - situación topográfica y a las propias características del horizonte A2 - lo han perdido en el pasado.

Veamos, ahora, algunas cuestiones relativas al color rojo de estos paleosuelos.

En ninguno de los horizontes se ha detectado la existencia de minerales de hierro hidratados (hematites, goethita) o sin hidratar. Ello demuestra que la causa del color ha de buscarse en componentes de hierro que están formando glomérulos de baja cristalinidad. La tonalidad roja se - manifiesta en los cutanes arcillosos. Por otro lado, el clima mediterráneo (en sentido amplio) no permite la formación de óxidos de hierro hidratados en cristales grandes, debido a los contrastes de humedad y - sequía.

Para el desarrollo de estas formas se requiere períodos muy largos de humedad. Por ello, los hidróxidos de hierro libre desarrollados en el período húmedo, al llegar la estación estival pueden sufrir un proceso parcial de deshidratación o una recristalización (MASON, 1960).

Estas formas pseudocristalinas recubren los granos y acompañan a la arcilla en la formación de cutanes. Los fenómenos compresivos, que destruyen los cutanes, hacen que pasen a la masa del suelo. En estas condiciones (formas pseudocristalinas asociadas a los arcilanes) una pequeña cantidad de hierro libre tiñe el suelo. De ahí, la correspondencia biunívoca entre arcilanes y rubefacción, y la posible simultaneidad de la argillización y rubefacción.

Como norma general, pues, el color rojo está ligado al microclima del suelo aunque se vé favorecido por el clima mediterráneo, en general.

En cuanto a los minerales de la arcilla se observa un predominio de la mica (illita) mientras que la caolinita y montmorillonita, aún estando presentes, lo hacen en pequeña cantidad. En concreto, la montmorillonita es muy escasa. Pensamos que ello se debe a la influencia del material original (herencia) y no a la posible evolución y transformación posterior en caolinita.

En relación al carácter policíclico o no de estos paleosuelos, la cuestión parece centrarse en si se consideran procesos independientes o no la descarbonatación, argillización y rubefacción. En el primer caso, el carácter sería policíclico. Ahora bien, anteriormente hemos señalado la posible simultaneidad de los procesos de argillización y rubefacción en función de que el clima mediterráneo así lo permite. En este caso serían paleosuelos (1) monocíclicos. Estos son los criterios utilizados por GUERRA et al. (1972) para otros suelos rojos de España.

En lo que sigue, resumimos los aspectos referentes a la génesis del perfil RT-1, por ser este el más completo.

(1) Paleosuelo en el sentido de suelo formado en el pasado pero no necesariamente bajo condiciones climáticas muy diferentes.

Génesis del perfil RT-1.

Perfil complejo en el que se reconocen varias etapas de formación. Indudablemente el suelo tiene un origen metamórfico. La roca madre fue un micasquisto, cuarcita, etc. ya que el cuarzo metamórfico es muy abundante en todos los horizontes del suelo y además ha debido sufrir aporte lateral de grandes cantidades de carbonato cálcico ya que este es muy abundante en casi todos los horizontes del suelo.

Su formación, se piensa que es la siguiente.

A partir de rocas metamórficas se originó un suelo en épocas pasadas con unas características fensialíticas marcadas. Dadas las características de la masa plásmica pensamos que este suelo se debió formar en uno de los períodos interglaciares (Wurm o Mindel) ya que la iluviación de arcillas es muy marcada con un índice de iluviación superior a 3, en algún caso.

Dado que el contenido en carbonatos es elevado, antes de esa iluviación de arcillas tuvo que producirse un lavado de carbonatos imprescindible para que la migración de arcillas tenga lugar. Que este lavado de carbonatos tuvo lugar nos lo corrobora el desarrollo de una cristalaría muy potente en los horizontes IIB31Ca y IIB32Ca junto con la ausencia de los mismos en el horizonte IIB22t y de una cantidad media en el IIB23t.

Posteriormente, por erosión, desaparecieron los horizontes A del suelo primitivo quedando los horizontes B, más compactos, al descubierta, y que han hecho de verdadera roca madre sobre el suelo actual.

Este suelo actual presenta características diversas como son una carbonatación secundaria ya que no se puede explicar de otra forma la presencia de carbonatos en los horizontes A12 y B21t sin existir en el IIB22t y una cierta melanización y agregación producida por el aporte de materia orgánica propia de la vegetación actual.

Los esquemas de formación los podemos representar así:

A1				A11
A2				A12
B22		B22		B21t
B23	erosión	B23	edafogénesis	IIB22t
B31Ca	-----	B31Ca	-----	IIB23t
B32Ca		B32Ca	actual	IIB31Ca
R		R		IIB32Ca
				R

Más específicamente, se ha observado en el perfil RT-5, además, los siguientes hechos.

Por el contenido en materia orgánica de dicho perfil, pensamos que los horizontes corresponderían a AB y B2. Ahora bien, al encontrar un porcentaje de arcilla inferior en el horizonte RT-5-2 nos extrañó, máxime teniendo en cuenta que el índice de iluviación es menor en RT-5-1 que en RT-5-2. No obstante, como el grado de disrupción es alto en RT-5-1, puede quedar como un horizonte B2 y B3; sin embargo, bajo este supuesto, el contenido en materia orgánica resulta algo anómalo.

Este hecho no puede explicarse más que suponiendo que primitivamente existía una vegetación de gramíneas con raíces profundas que incorporaron al suelo materia orgánica a gran profundidad, como sucede en suelos tipo Brunizem en los que son típicos valores de materia orgánica del 2 al 3%. Ello implicaría la existencia de un clima más húmedo que el actual.

Como complemento a lo especificado para la génesis y evolución de estos suelos, nos fijaremos, además, en los siguientes criterios.

Cristalinidad de la mica (ilita). Los índices de Kubler señalan unos valores similares a los encontrados para las micas (ilitas) de la matriz del conglomerado y para las moscovitas de los cantos de rocas. Incluso, en

cada afloramiento, se observa que la cristalinidad aumenta en los paleosuelos más profundos.

Estos hechos parecen indicar una evolución pequeña para estos suelos - en conjunto (al menos, desde el punto de vista mineralógico), de modo - que las micas encontradas en ellos son análogas a las del área fuente. - El grado de evolución sería menor en los paleosuelos más profundos. Se constata, también, que los paleosuelos de Dílar-Gójar están menos evolucionados que los de Río Torrente.

Presencia de clorita e interestratificados. En todos los casos la clorita es un mineral abundante. Siendo un mineral heredado, su presencia en estas proporciones abogaría por un carácter poco evolucionado para el conjunto de los suelos, de modo que no han existido importantes transformaciones en las fases minerales. Por otra parte, aunque se señalan interestratificados en todos los suelos de la serie Río Torrente ya indicábamos que su proporción cuantitativa es muy pequeña y que son más abundantes en los perfiles RT-1 y RT-2.

Todos estos hechos concuerdan con los señalados anteriormente y abogan por una evolución pequeña (mayor en los perfiles más superficiales). -

VI. 3. 5. CLASIFICACION DE LOS SUELOS.

Perfil RT-1.

Presenta un horizonte argílico con V superior al 35%. Epipedon ochrico en superficie, en razón de espesor y color, lo que supone orden alfisol. Presenta un color del horizonte argílico con un "hue" más rojo que 5YR y un "value" menor de 4. Suborden Rhodoxeralf.

El horizonte argílico con más de 15 cms. de espesor y un horizonte cál-

cico en el primer metro y medio.

Se clasifica como Rhodoxeralf cálcico.

Perfil RT-2.

El horizonte A de este paleosuelo ha sido erosionado. Suponemos, por tanto, lo especificado en el perfil anterior. Posee un horizonte argílico de 60 cms. de espesor, con un "hue" 2,5YR y un "value" menor de 4. Si el horizonte ochrico desaparecido tuviera 50 cms. de espesor (cosa que no parece lógica) se trataría de un Rhodoxeralf típico, ya que el horizonte cálcico estaría por debajo de 1,5 metros. Si le suponemos menor espesor, sería igual que en el perfil anterior: Rhodoxeralf cálcico.

Perfil RT-3.

Presenta en superficie, un horizonte ochrico en razón del color y materia orgánica. En subsuperficie un horizonte argílico de más de 15 cms. El color del horizonte argílico no siempre es más rojo que 5YR y además el "value" nunca es inferior a 4. No se trata, por consiguiente, de Rhodoxeralf.

Pensamos que pertenece al suborden Palexeralf porque la arcilla no decrece desde el máximo en un 20%. El subgrupo reúne todas las características del típico, excepto la que hace referencia a un incremento de la arcilla en el horizonte argílico superior al 15% absoluto.

En función del intergrado a que daría lugar, se clasifica como: Palexeralf haplico.

Perfil RT-4.

Cumple todos los requisitos del Rhodoxeralf típico excepto el que hace referencia al espesor del argílico, por lo que se propone como Rhodoxeralf entico.

Perfil RT-5.

En parte, se han adelantado algunas consideraciones en el apartado de - Génesis y evolución.

Admitiendo lo especificado en el mismo, el suelo primitivo podría ser un Argixeroll puesto que el porcentaje de materia orgánica en superficie tuvo que ser mucho mayor. Actualmente, dado que ha perdido los horizontes A y teniendo en cuenta el color del horizonte argílico (más rojo de 5YR), podría tratarse de un Rhodoxeralf. Sin embargo, al ser el "value" menor de 4 no puede admitirse esta clasificación.

Tendrá que ser un Pale o Haploxeralf. Se propone como Palexeralf ya que dado los contenidos en arcilla de los horizontes existentes, no es probable que el horizonte A tuviera menos del 4% de arcilla.

En la serie Dílar-Gójar, sólo podemos clasificar los perfiles DG-8 y DG-6. Presentan un horizonte ochrico en superficie en razón del color y un horizonte B cámbico.

Dado el porcentaje de arcilla (menor del 8%) y la materia orgánica irregularmente distribuida, se trata de Fluventic xerochrepts.

VI.4. LAS MICAS Y LAS CLORITAS.

Se pretende, en este apartado, conjuntar la visión de estos minerales en los diferentes afloramientos, así como en los diversos materiales en que aparecen.

MICAS. Aquí nos referimos esencialmente a moscovita e illita, ya que la paragonita ha sido estudiada con menos detalle, en general.

De los resultados sobre Cristalinidad (Índice de Kübler), expuestos en el capítulo de Resultados, se desprende que este mineral presenta valores muy análogos -en relación con los márgenes de variabilidad- tanto en los cantos de rocas como en los niveles detríticos de conglomerados y en los paleosuelos. Ciertamente que, en cuanto a frecuencia de estos índices, -existen diferencias acusadas en los cantos de rocas (figura VI. 29.), pero que se amortiguan en los suelos y niveles detríticos.

Ello supone que el tamaño de partícula encontrado para las micas de dichos niveles y suelos, las haga corresponder con un grado de metamorfismo de epizona. En algunas muestras, se alcanza solamente el límite anquizona-epizona; muy pocas (menos del 1%) se sitúan en la anquizona (serie de Balzaín); otras, presentan tamaños de partícula propios de un grado de metamorfismo superior al de epizona.

Respecto al grado de paragonitización ($Na/(Na+K)$) de estas moscovitas, se ha representado gráficamente su gama de valores. (figura VI. 31).

Como se desprende de su examen, existen, en algunos casos, valores muy próximos a 0,50 e incluso superiores. Sin embargo, los márgenes más frecuentes se sitúan hasta 0,42; es decir la mitad de los afloramientos representados presentan este valor.

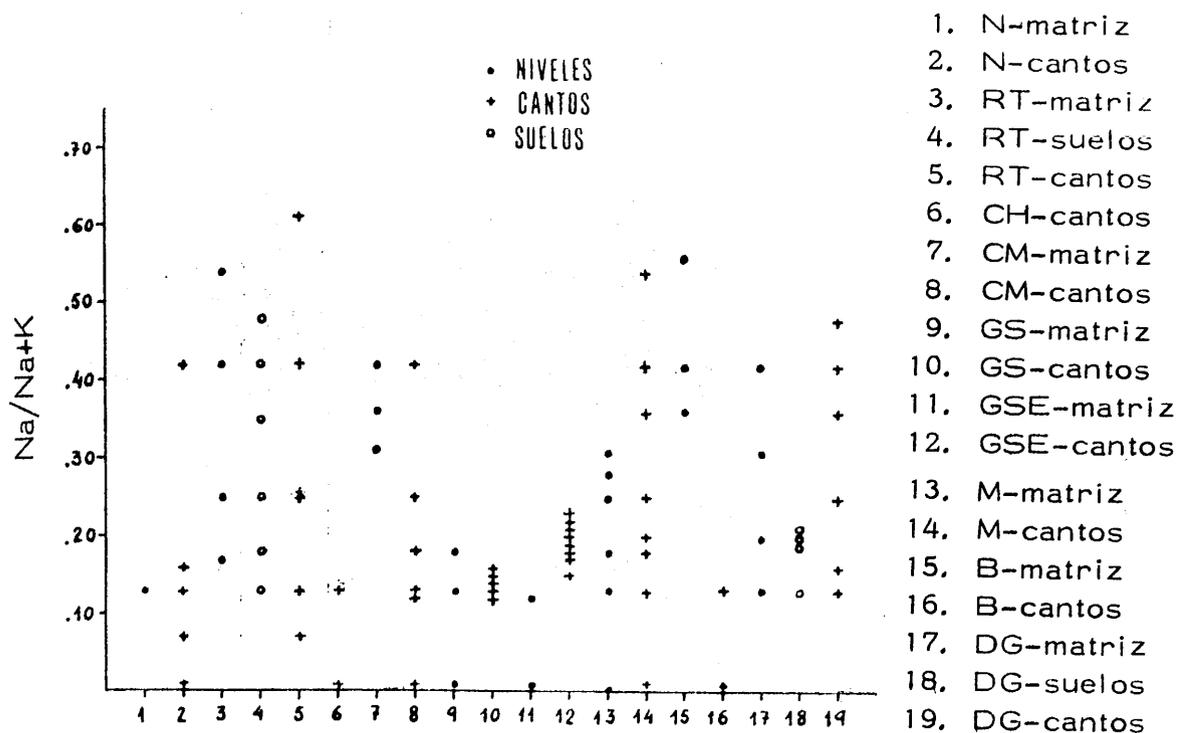


Fig. VI. 31. Gama de valores del grado de paragonitización de la moscovita e illita.

De cualquier forma, con objeto de no inducir a error, hemos de introducir la frecuencia de dichos valores. Puede asegurarse que el máximo de frecuencia se sitúa entre 0,12 y 0,25, con lo que el resto de los valores han de considerarse como menos significativos, al menos desde un punto de vista general.

Los cocientes $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ más homogéneos aparecen en los cantos de las series GS y GSE. Con grados de paragonitización inferiores a 0,25 se sitúan los siguientes afloramientos: Nigüelas (matriz), Nigüelas (cantos), Chite(cantos), Gúejar Sierra (matriz y cantos), Gúejar Sierra este (matriz y cantos), Balzaín (cantos). La relación $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ es más elevada en la Carretera de Motril (matriz) y en Balzaín (matriz).

A pesar de estas aparentes diferencias, se insiste en que esta relación ha de entenderse como variable entre 0,12 y 0,25 para todos los afloramientos con las excepciones señaladas.

Aunque los trabajos de GUIDOTTI (1966) han establecido que la moscovita puede tener hasta un 30% de sodio sin que se desarrolle la paragonita como fase independiente, en nuestro caso siempre existe este mineral aún cuando no se alcance dicho valor. Solamente en las series del sector norte no se ha detectado su presencia por causas ya explicadas en este mismo capítulo (páginas 410 y 411).

Por consiguiente, en las series de los sectores SE y NE, y tanto para cantos como en niveles detríticos y paleosuelos, hemos de hablar de moscovitas paragoníticas en grado similar.

La similitud en el grado de paragonitización y en los valores de cristalinidad reafirma algo que se viene poniendo de manifiesto a lo largo de este capítulo y es la ausencia de transformaciones químicas importantes que, obviamente, se reflejarían en una variación importante en estos parámetros.

En relación al grado de fengitización de las moscovitas e illitas hemos de indicar lo siguiente. Tomamos como criterio guía que valores de b_0 entre 8,980 y 9,025 Å corresponden a moscovita; entre 9,0250 y 9,070 Å a fengitas (CIPRIANI et al., 1968). De acuerdo con ello, se alcanzan valores de 9,025 Å o superiores en los cantos de las series DG, CM, GS y GSE; y en las micas de los niveles detríticos de RT y GS. En los paleosuelos, los valores de b_0 no sobrepasan el límite establecido para la moscovita. En todos los casos, la frecuencia de esta medida es muy pequeña por lo que no debe descartarse la posibilidad de que obedezca, en parte, a errores de método.

Sea así o no, queda manifiestamente claro que existe un grado, en diversa medida, de fengitización, que puede establecerse si analizamos los valores de mayor frecuencia y no el conjunto de histogramas.

Ordenados los afloramientos por grado creciente de fengitización (en cantos de rocas) resulta: (DG-M)--RT--(N-B)--GS(ÇM-GSE). Por lo que se refiere a la illita de la matriz, la mayor frecuencia se alcanza en valores de b_0 ligeramente menores que los obtenidos en los cantos. Ello implica un menor grado de fengitización. Ahora bien, estas diferencias son tan pequeñas que puede afirmarse que las moscovitas de los cantos y las illitas de la matriz presentan idéntico grado de fengitización. Esta afirmación es extensible también a las illitas de los paleosuelos.

Las diferencias de valores de b_0 se deben exclusivamente a los efectos erosivos en general y de transporte en particular, que favorecen la parcial hidratación de los retículos.

En las figuras VI.32.a a VI.45. se representa el grado de sustitución tetraédrica y octaédrica (grado de fengitización) en las moscovitas de los cantos de rocas y en las illitas de la matriz y paleosuelos.

En todos los afloramientos y, tanto en la sustitución tetraédrica como octaédrica, las muestras se alinean según una recta de pendiente similar. Los resultados obtenidos en todas las series son aproximadamente iguales. Los márgenes de variación de la sustitución de Si por Al^{IV} y de Al^{VI} por Fe y Mg, son similares. No se observa que dichas micas formen poblaciones diferentes según pertenezcan a materiales litológicos distintos o a afloramientos diversos. Por el contrario, se mezclan unos con otros e incluso coinciden en bastantes casos.

Se constata -también por este método- que las micas de la matriz y de los paleosuelos no han experimentado una evolución significativa respecto de los cantos de rocas ni de los materiales del área fuente.

Sustituciones tetraédrica y octaédrica en las micas de los cantos de rocas, matriz y paleosuelos.

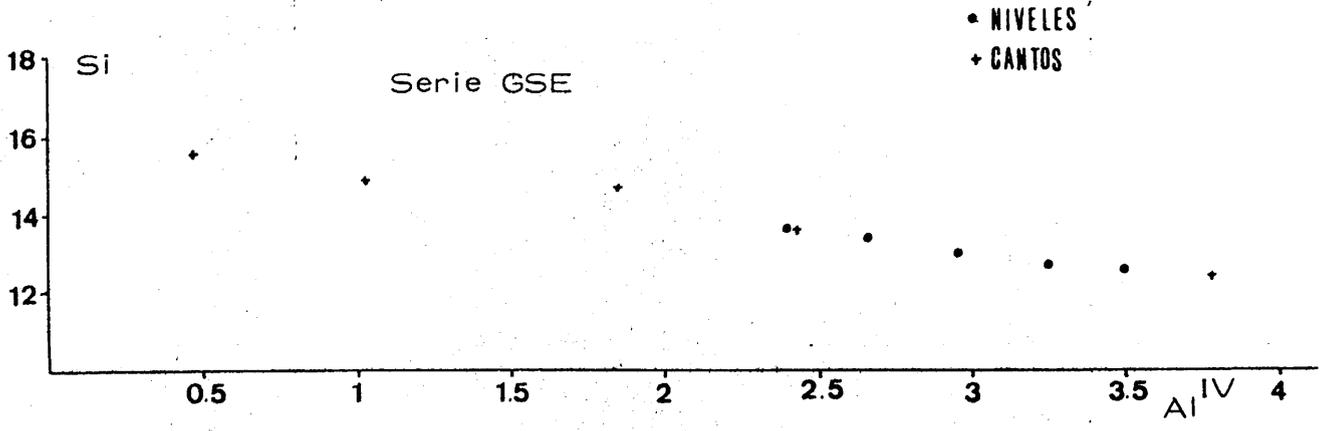


Fig. VI. 36.

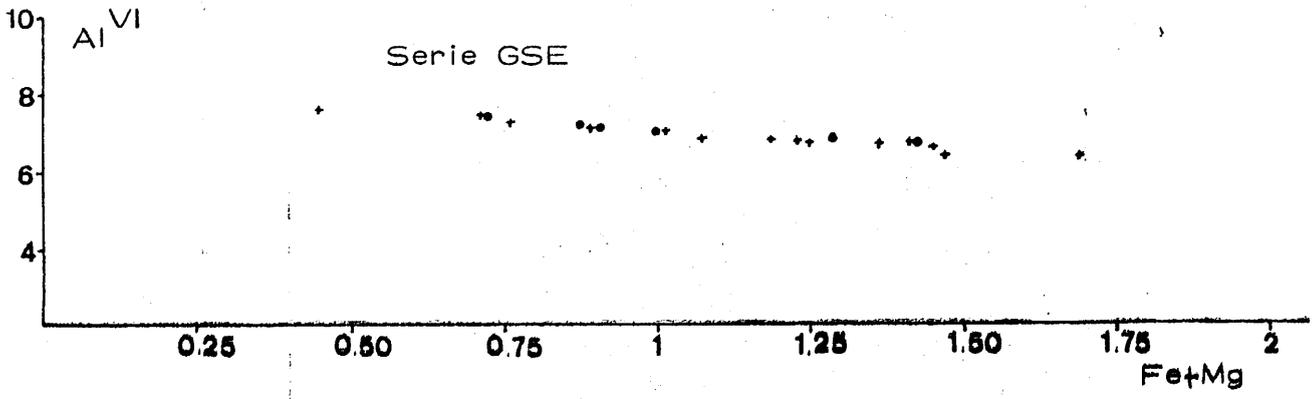


Fig. VI. 37.

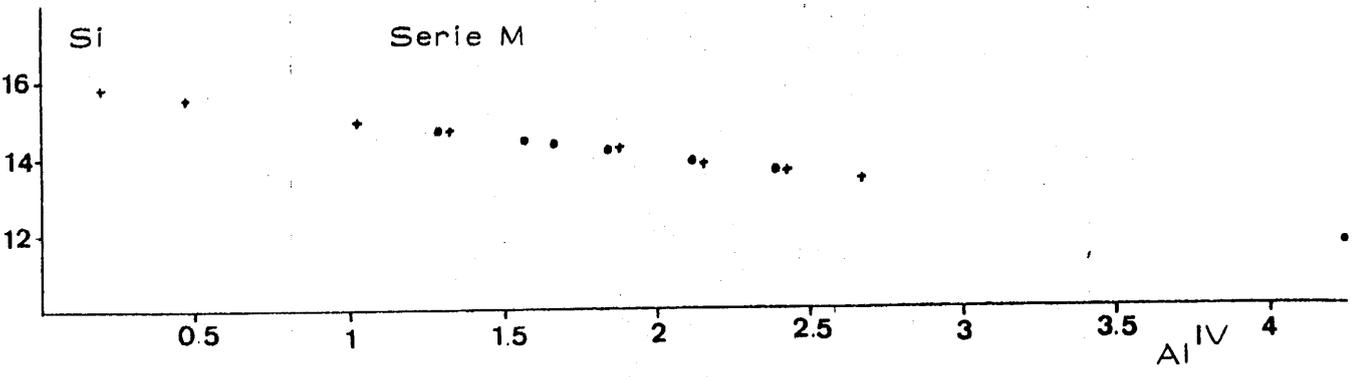


Fig. VI. 38.

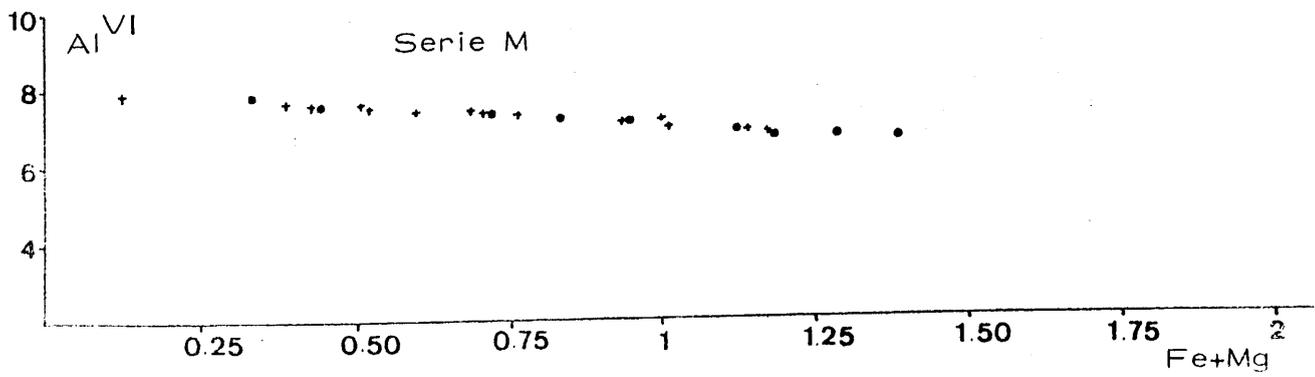


Fig. VI. 39.

Sustituciones tetraédrica y octaédrica en las micas de los cantos de rocas, matriz y paleosuelos.

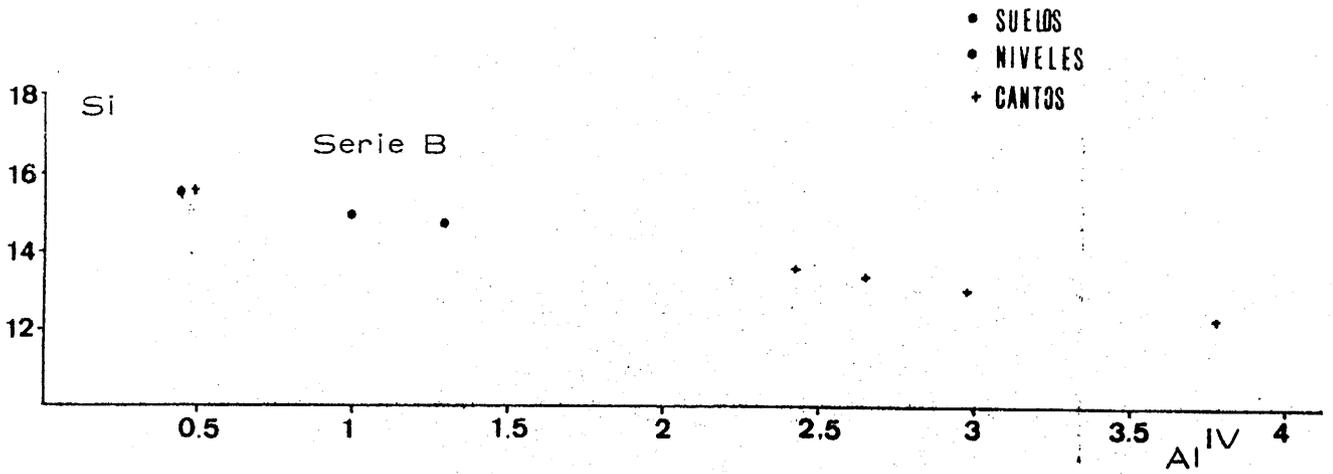


Fig. VI. 40.

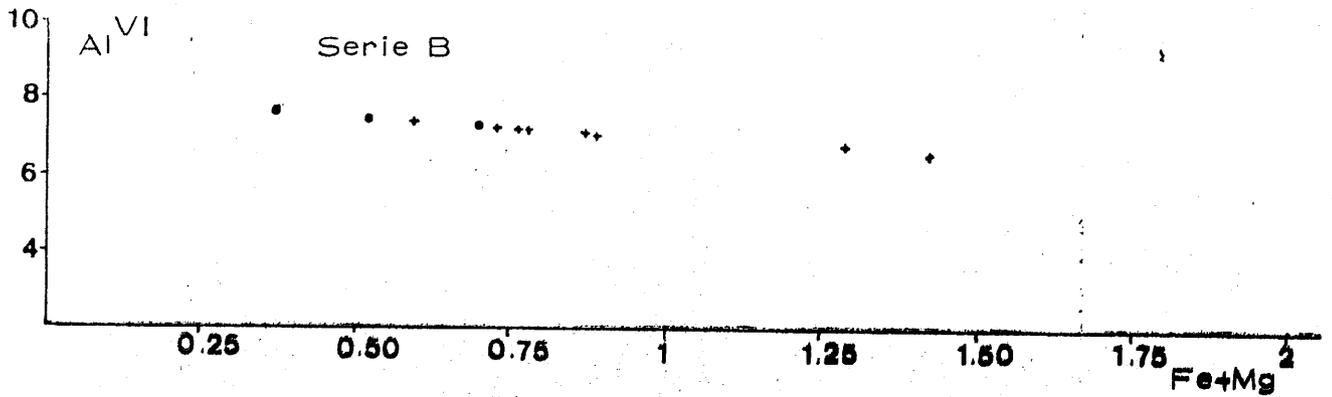


Fig. VI. 41.

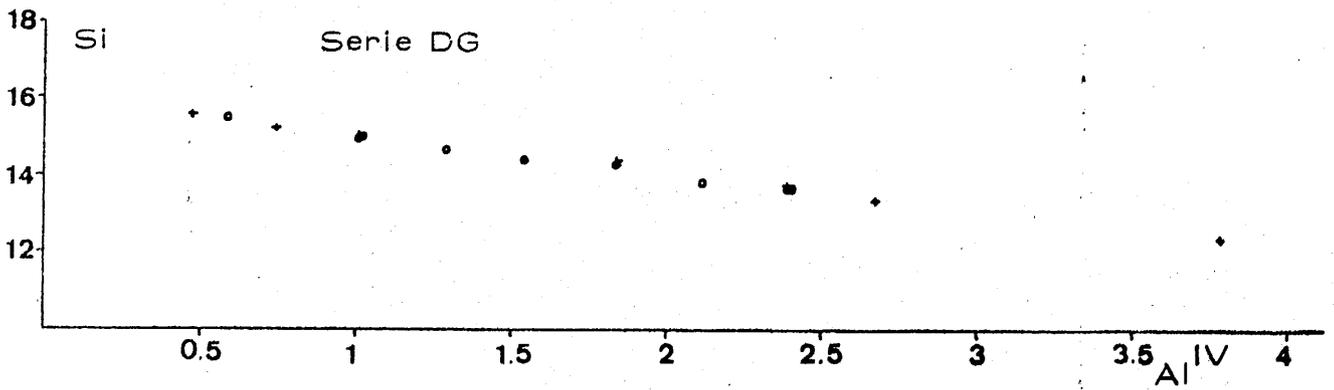


Fig. VI. 42.

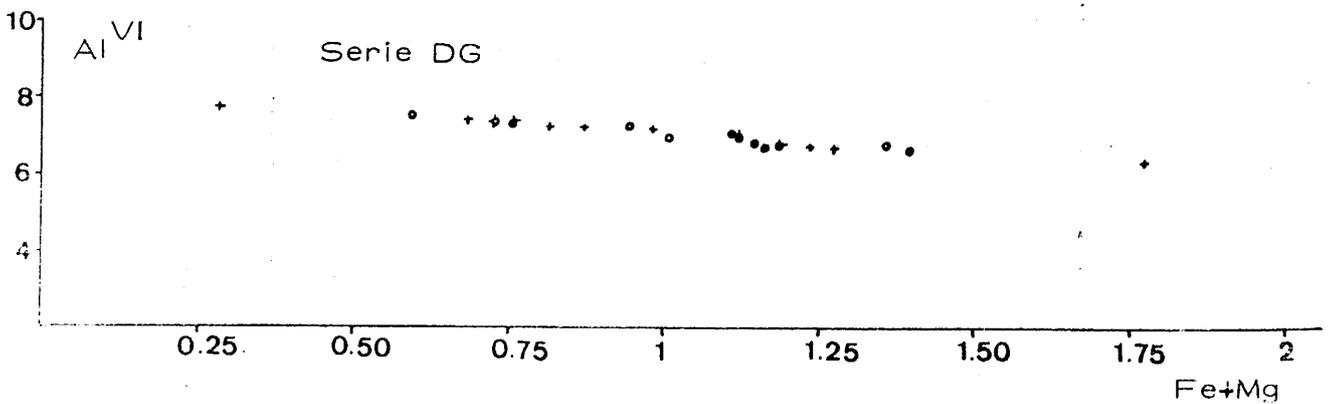


Fig. VI. 43.

Sustituciones tetraédrica y octaédrica en las micas de los cantos de rocas, matriz y paleosuelos.

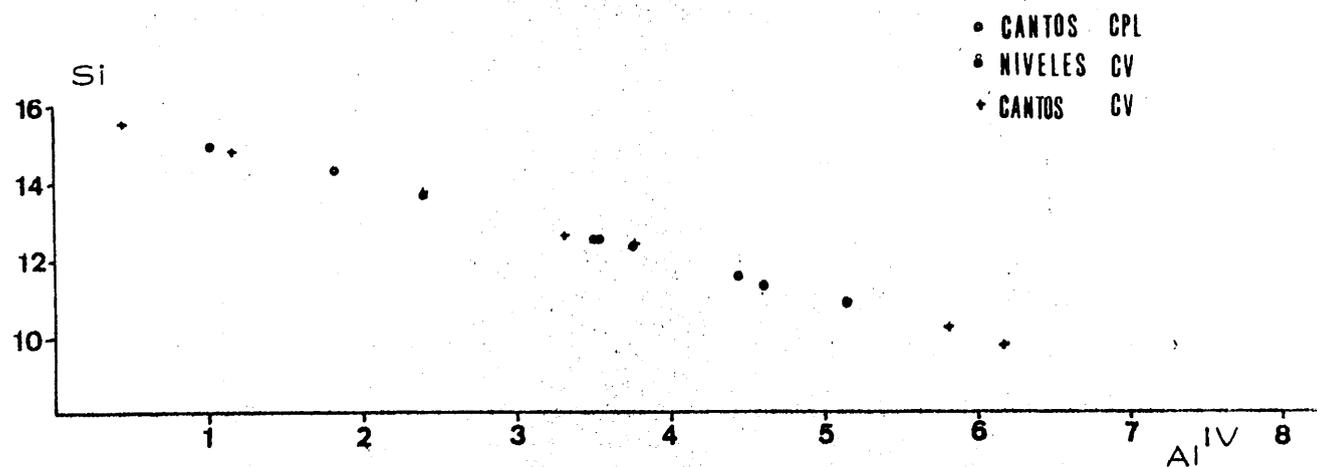


Fig. VI. 44.

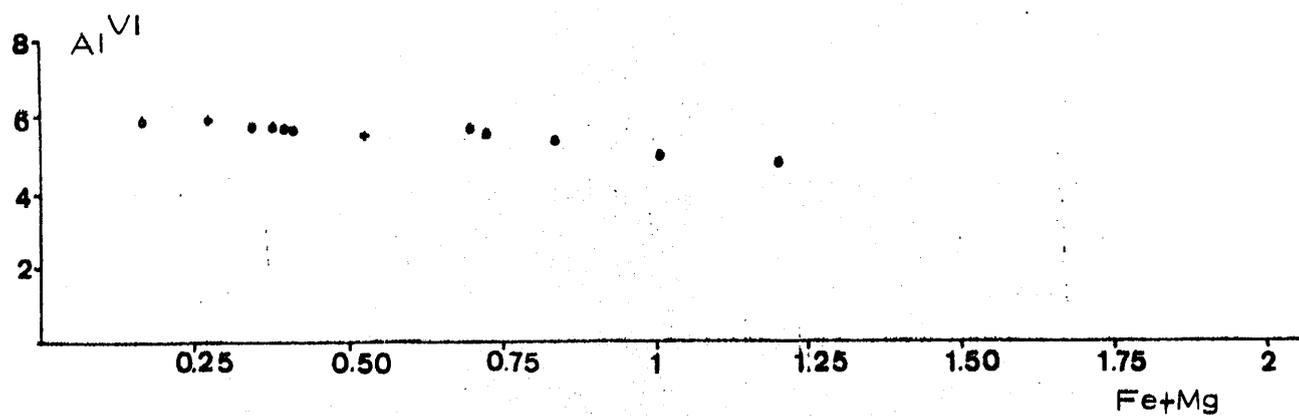


Fig. VI. 45.

Por otra parte, el estudio de las cloritas ha permitido distinguir las siguientes especies, según la clasificación de FOSTER(1962).

Afloramiento	1	2	3	4	5	6	7	8
Nigüelas-matriz						x		
Nigüelas-cantos		x				x		
RT-matriz						x		
RT-cantos		x			x		x	
RT-suelos				x		x		
CM-matriz						x		
CM-cantos						x		
GSE-matriz						x		
GSE-cantos		x		x		x		
GS-matriz						x		
GS-cantos		x		x		x		
M-matriz						x		x
M-cantos				x	x	x	x	
B-cantos						x		x
DG-matriz						x		
DG-cantos		x				x	x	
DG-suelos	x			x		x		
CV-matriz				x				
CV-cantos	x	x	x			x		
CPL-cantos		x		x		x		x

1, Brunsvigita; 2, Clinocloro; 3, Clinocloro-Brunsvigita; 4, Ripidolita; 5, Ripidolita-Brunsvigita; 6, Sheridanita; 7, Sheridanita-Clinocloro; 8, Sheridanita-Ripidolita

En la figura VI.46. se han representado los valores de la intensidad de las reflexiones (003) y (005) en relación con el espaciado (001) de la clorita.

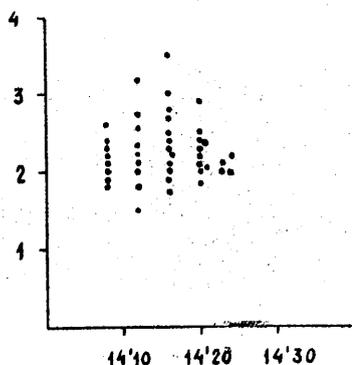


Fig. VI. 46. Distribución de las cloritas en función de la relación de intensidades (003) y (005) (en ordenadas) y del espaciado de la reflexión (001) en abscisas.

Se comprueba que, en efecto, las muestras se distribuyen según una serie de poblaciones con espaciados (001) a 14,08; 14,12; 14,16; 14,20; - 14,21 y 14-23--14,24 A; y con una relación de intensidades que oscila - entre 1,5 y 3,5. La mayor frecuencia aparece entre 1,8 y 2,5. En definitiva, este diagrama demuestra que existen diversos tipos de cloritas, - independientemente de que la asignación de un nombre concreto pueda variar según la clasificación utilizada.

Pues bien, bajo este supuesto, y volviendo al cuadro resumen de la página anterior, podemos concluir los siguientes hechos:

- . el término de clorita más frecuente, tanto en cantos de rocas como en la matriz y en los suelos, es el de Sheridanita, presente en todos los afloramientos estudiados.
- . le siguen el clinocloro y la ripidolita. El primero aparece exclusivamente en cantos de rocas, mientras que la ripidolita lo hace también en suelos y en la matriz detrítica.
- . la brunsvigita aparece como fase mineral propia en los suelos de DG y en los cantos de la serie CV.
- . además, existen una serie de términos intermedios entre clinocloro-brunsvigita, ripidolita-brunsvigita, sheridanita-clinocloro y sheridanita-ripidolita.

VI. 5. EL GRADO DE DIAGENESIS.

Consideraremos como diagénesis el conjunto de mecanismos que suceden en una zona delimitada por las de sedimentación y metamorfismo (CORRENS, 1967 en DUNOYER, 1969).

Utilizaremos diferentes criterios. En primer lugar, ha de tenerse en cuenta la densidad de los materiales suprayacentes a la "Block formation". Están constituidos por limos, arcillas y conglomerados con potencia no muy elevada, diferente de unos puntos a otros, y de una edad reciente. Estos materiales ejercerán, pues, una presión litostática mínima sobre los de la "Block formation". Se admite una densidad media de estos materiales de $2,5 \text{ gr/cm}^3$ (como máximo), teniendo en cuenta que al no estar compactados contendrán bastante cantidad de agua (al menos los limos y las arcillas).

Veamos, sin embargo, criterios mineralógicos para la discusión de este apartado.

La mica (ilita, moscovita) como mineral muy abundante en los sedimentos estudiados puede suministrar información al respecto. Los diagramas de ESQUEVIN (1969) y DUNOYER (1969) consideran una heterogeneidad grande en la ilita de la zona de diagénesis precoz, y una cristalinidad elevada y uniforme para la zona de la diagénesis tardía.

En el apartado anterior, analizábamos la cristalinidad de las micas y se llegaba a la conclusión de que la máxima frecuencia oscilaba entre valores del Índice de Kubler de 12 a 25 mm., no sólo en los cantos de rocas sino también en la matriz detrítica y en los paleosuelos. Este hecho podría inducir a error si de él dedujéramos que los materiales de la "Block formation" han sufrido un grado de diagénesis elevado. Por el contrario, la cristalinidad de las micas no puede utilizarse como índice de diagénesis más que en sentido negativo. Es decir, la extremada similitud de la cristalinidad en el área fuente y en los cantos, suelos y matriz supone que

no ha existido ningún tipo de transformación significativa y -por consi-
guiente- tampoco se ha dejado sentir la acción de la diagénesis.

Otro mineral, cuya información sobre los procesos de diagénesis es im-
portante, es la Montmorillonita. Este mineral es inestable en la diagéne-
sis de recubrimiento. La presión es el factor más influyente en su ines-
tabilidad. La compactación ocasiona su deshidratación y su paso a illita,
(BURST, 1959).

LONGNIVENKO y KARPOVA (1968) sitúan la desaparición de la montmo-
rillonita en la zona de epigénesis (zona superior de la diagénesis tardía).

En nuestro caso, este mineral alcanza proporciones medias o elevadas, -
según los afloramientos, pero en cualquier caso está bien representado-
(1). Por consiguiente la diagénesis no llegó a la zona de epigénesis.

Por otra parte, su presencia implica que no han actuado soluciones día-
genéticas ya que se hubiese producido el paso de este mineral a illita, ba-
jo el supuesto de que sean ricas en potasio (LONG y NEGLIA, 1968). -
Además, la abundancia de montmorillonita implica que no han existido al-
teraciones importantes ya que se destruye desde el momento en que los-
lavados provocan una pérdida suficiente en cationes y sílice.

Respecto a la caolinita cabe indicarse lo siguiente. Se trata de un mi-
neral muy poco abundante, cuya escasez está ligada a la mineralogía del
área fuente (como ya se ha indicado). En este sentido, la caolinita no es
un mineral utilizable como indicador del grado de diagénesis puesto que
no se puede hacer una determinación de su polítipo ni aplicar con segu-
ridad las ideas referentes a una posible illitización (DUNOYER, 1969) o -
de una diagénesis regresiva (epidiagénesis), según FAIRBRIDGE (1967).

(1) Nos referimos exclusivamente a los sedimentos y no a los suelos, en
los que su bajo porcentaje depende de procesos edáficos y no de los
diagénéticos.

La clorita que, en un proceso de diagénesis, aparece en la zona de la -
diagénesis tardía (profunda) por un proceso de transformación de otros -
minerales, tampoco es utilizable en nuestro caso, puesto que el análisis
comparado de nuestros resultados con los obtenidos para diversas rocas
del área fuente (LOPEZ AGUAYO, en elaboración) pone de manifiesto -
que las cloritas de ambas formaciones son similares en composición y -
cristalinidad.

Por todos estos hechos, el grado de diagénesis se situaría en la zona -
superior de la diagénesis precoz.

Adicionalmente, la presencia de interestratificados, en cantidades muy pe-
queñas, no puede ser utilizado como criterio de evolución diagenético de
las series estudiadas, puesto que parecen estar ligados a procesos eda-
fológicos posteriores, que -incluso- pueden estar desarrollándose en la -
actualidad.

VII. CONCLUSIONES

VII. CONCLUSIONES.

Puesto que a lo largo del capítulo de Discusión se han expuesto, siquiera sea parcialmente, diversas conclusiones, trataremos ahora de aquellas - que nos provean de una visión global sobre el presente trabajo.

1. Los afloramientos de "Block formation" presentan localmente series litológicas variadas y diferentes entre sí. Sin embargo, un tratamiento del problema a nivel de los sectores de la Depresión de Granada, pone de relieve que las series de composición media de los sectores - SE y NE coinciden no sólo en litología sino también en composición - mineralógica.

Consiguientemente, se proponen como series tipo, la de Carretera de Motril (CM) para el sector SE y una intermedia entre las de Gúejar - Sierra (GS) y Gúejar Sierra Este (GSE), para el sector NE. Es decir, una serie con conglomerados predominantes, pero en la que existen niveles detríticos de menor tamaño de grano.

El sector Norte presenta caracteres litológicos y mineralógicos propios y netamente diferenciables del resto de los afloramientos, como producto de los diferentes complejos litológicos que rodean aquella zona.

2. La composición mineralógica global media de la "Block formation" en los distintos sectores es la siguiente:

Sector SE: 40% Cuarzo, 22% Carbonatos, 38% M. laminares
Sector NE: 39% Cuarzo, 14% Carbonatos, 47% M. laminares
Sector N: 22% Cuarzo, 30% Carbonatos, 48% M. laminares

3. Los minerales de la arcilla encontrados son los siguientes: caolinita, clorita, interestratificados, micas (illita y paragonita) y montmorillonita.

- 3a. La moscovita e illita presentan unos valores de cristalinidad (Índice de Kubler) análogos tanto en los cantos de rocas como en la matriz detrítica y en los paleosuelos, que a su vez son similares a los de las rocas del área fuente. Ello implica que el tamaño de partícula las haga corresponder a un metamorfismo de epizona, en general (Según el método de Weber et al., 1976).

Existe diverso grado de fengitización en la moscovita. Ello se ha puesto de relieve al analizar los valores de b_o y el grado de sustitución de Si por Al^{IV} y de Al^{VI} por Fe y Mg. Por ambos métodos, se concluye que este grado de fengitización es muy análogo entre paleosuelos, niveles detríticos y cantos de rocas, así como similar al encontrado en las moscovitas del área fuente por MARTIN RAMOS, 1976.

- 3b. Los niveles del sector Norte no presentan paragonita; en ellos, además el grado de paragonitización de las illitas es cero.

La ausencia de este mineral se justifica de dos formas.

1. Por ser inestable en las condiciones de temperatura que se supone han sufrido las rocas del complejo alpujárnide, metamorfismo relativamente de alto grado (Andalucita-Biotita-Estauroilita).
 2. En aquellas muestras de bajo grado de metamorfismo, por controles composicionales: tales rocas no son suficientemente ricas en Al_2O_3 y/o Na_2O como para permitir la aparición de paragonita como fase independiente o coexistiendo con otras micas o aluminosilicatos y albita.
- 3c. Los interestratificados encontrados son irregulares y del tipo clorita-montmorillonita, clorita-illita, en niveles detríticos. En los suelos aparecen clorita-illita, illita-montmorillonita y clorita-montmorillonita.

- 3d. Los términos de clorita encontrados son: sheridanita, clinocloro, ripidolita, brunsvigita, clinocloro-brunsvigita, ripidolita-brunsvigita, sheridanita-clinocloro y sheridanita-ripidolita.

La sheridanita se encuentra en todos los materiales de los afloramientos. El clinocloro aparece ligado a los cantos de rocas.

En función de la razón $\text{Si}/\text{Al}^{\text{IV}}$ (expresada según $d(001)$) se encuentran cuatro poblaciones netamente definidas. La razón $\text{Fe}^{2-}/\text{Fe}^{2-} - \text{Mg}$ (I_{003}/I_{005}), por el contrario, presenta una variación continua en todas las poblaciones.

- 3e. El índice de cristalinidad de la montmorillonita disminuye, con la distancia al área fuente. Por el contrario, el grado de hinchamiento aumenta. En ambos casos han de exceptuarse los afloramientos de Balzaín y Monachil lo que indica, en parte, un origen diferente de este mineral, al resto de las series.

- 3f. La caolinita es un mineral escaso en todos los afloramientos. Este hecho se debe exclusivamente a la mineralogía del área fuente.

4. Los tipos de rocas encontrados en la "Block formation" son diferentes según los sectores considerados.

En los sectores SE y NE aparecen: albititas, anfibolitas, cuarcitas, cuarzoquistos, epidotitas, gneises, mármoles, micacitas, micasquistos y serpentinitas. A veces, mármoles y micasquistos mineralizados por goethita, hematites, siderita e ilmenita.

En el sector N.: filitas, mármoles y micasquistos alpujarrides (mantos de la Alfaguara, Carbonales y la Plata); areniscas maláguides y rocas carbonatadas subbéticas (biopelmicrita, intrabiomicrita, pelbiomicrita, intrapelbiomicrita).

5. La distribución media de dichos cantos es la siguiente: 77% micas - quistos, 8% anfibolitas, 6% mármoles, 4% cuarcitas y alrededor del 1% para los restantes tipos de rocas.

En el sector norte, 58% rocas alpujárnides, 24% rocas maláguides, 18% rocas subbéticas.

La frecuencia de los tipos de rocas, en los sectores SE y NE, y en orden decreciente es la siguiente: micasquistos--mármoles--anfibo litas--cuarcitas--gneises--(cuarzoesquistos-micacitas)--(albititas-epi dotitas=serpentinitas).

Los tipos de micasquistos, por orden decreciente de abundancia, son: granatíferos--feldespáticos--biotíticos--epidóticos--con cloritoide-- -- --anfibólicos.

6. Se observa que los valores del parámetro b_0 de la moscovita en los cantos de las rocas disminuyen al aumentar la distancia al área fuente. Este hecho es fundamentalmente consecuencia del transporte sufrido por dichas rocas.
7. La asignación de los cantos de la "Block formation", de los sectores SE y NE, a las diferentes unidades del Complejo de Sierra Nevada, se ha realizado a partir de las medidas del parámetro b_0 y de la relación $2\theta(0010) M-P-d(0010)M$. Por ambos métodos se han obtenido resultados análogos. Estos cantos pertenecen al manto del Mulhacén en todos los afloramientos. Ocasionalmente se ha distinguido la zona superior de Caldera. En el afloramiento de Monachil aparecen además rocas del manto del Veleta. No se han detectado cantos de rocas alpujárnides.
8. A partir de la mineralogía de las arcillas se ha deducido que el área fuente de los sectores SE y NE es la misma. La dispersión de los cantos observada entre dos composiciones extremas podría ser el

resultado de diferencias litológicas sectoriales en dicha área y de la posible selección de materiales introducida por la red de drenaje.

Por el contrario, en el sector Norte, se deduce que los materiales que han influido corresponden a complejos diferentes: alpujarride, maláguide y subbético.

9. Son minerales heredados del área fuente: las micas (ilita y paragonita), la caolinita y la clorita. Mientras que las micas y cloritas proceden directamente de las rocas de este área, la caolinita procede probablemente de alteraciones experimentadas en ellas. En este sentido, se propone como más factible, la alteración de feldespatos y micas. Estos procesos podrían estar en relación con el desarrollo de algunos tipos de suelos en Sierra Nevada. La montmorillonita presenta un doble origen: mientras que en varios de los afloramientos puede considerarse como heredada, en Monachil y Balzafn (sector NE) y sector Norte, es esencialmente neoformada.
10. Los materiales estudiados pertenecen a una "formación" esencialmente heredada, cuyo depósito no ha sido uniforme y homogéneo en todos los puntos sino que corresponde a un régimen torrencial, desarrollada, en el que más o menos esporádicamente se producen grandes avenidas de agua que arrastran materiales del área fuente. Así, se darán posibilidades diversas en función de distintos factores: situación respecto al área fuente, red hidrográfica, dirección de las corrientes, número de ellas, localización de las tormentas, posibles zonas circundantes, etc.

Se aprecia un comienzo de selección de tamaños con la distancia al área fuente. Esta selección ha sido importante ya que, en distancias pequeñas, se observa separación entre tamaños muy diferentes.

Sin embargo, en minerales de tamaños similares (minerales de la ag

cilla) no se aprecian criterios de evolución cuantitativa suficientemente claros porque -aún siendo intensa la erosión física- no han tenido prácticamente lugar fenómenos de meteorización y alteración química importantes, como lo demuestra la extremada analogía en la composición y cristalinidad de las cloritas y micas así como la similitud en el grado de paragonitización y fengitización entre estas y las del área fuente.

11. Se proponen como criterios de medida de evolución de las series estudiadas las relaciones Cuarzo/Minerales laminares y Montmorillonita/Otros minerales laminares.
12. En los afloramientos de Río Torrente y Dílar-Gójar, se ha puesto de manifiesto la presencia de cuatro niveles de paleosuelos intercalados en los materiales de la "Block formation".
13. De la mineralogía se deduce que ha existido escasa influencia del material originario en el desarrollo de estos suelos y que estos presentan un marcado carácter autóctono.
14. Como proceso inicial de formación del suelo se indica, para algunos de los perfiles estudiados, la descarbonatación. Por el contrario, en el perfil RT-2 se considera que este proceso puede no haber tenido lugar ya que se ha apreciado la iluviación sobre material carbonatado.
15. En nuestro caso, la formación del horizonte argílico se ha producido por iluviación o transporte de arcilla, en contraste con lo que sucede en la mayoría de los suelos rojos españoles estudiados. No obstante, a pesar de que el índice de iluviación es superior a 1,5 y, en algún caso, incluso superior a 3, no se presenta nunca un horizonte de eluviación (A2); probablemente, ha sido erosionado debido a su situación topográfica.

16. Los horizontes argílicos siempre presentan contextura básica porfiróesquelética acompañada de plásmica esquelmosépica. La contextura básica de los horizontes superiores suele ser intertética y, en algún caso, aglomeroplásmica.

Los horizontes situados por debajo del horizonte argílico presentan contextura básica intertética y plásmica más variada, con frecuentes dominios de contextura crística, como consecuencia del lavado de carbonatos de los horizontes superiores y posterior acumulación en los inferiores.

17. La ausencia, en los paleosuelos, de minerales de hierro hidratados demuestra que el color rojo se debe a la existencia de componentes de hierro que están formando glomérulos de baja cristalinidad e íntimamente unidos a la arcilla formando ferriarcilanes.
18. Los suelos estudiados se clasifican de la siguiente forma: Río Torrente (Rhodoxeralf cálcico, Palexeralf háplico y Rhodoxeralf éntico). En la serie de Dílar-Gójar se trata de Fluventic xerochrepts.
19. En base a la composición mineralógica cuantitativa de la fracción fina y a la existencia de niveles de paleosuelos, se propone una línea de costas que delimita los afloramientos que representan ambiente subaéreo o fluvial, de aquellos otros con influencia acuosa (lago, albufera, lago en comunicación con el mar, etc.).
20. La similitud mineralógica y la existencia de paleosuelos rojos en las series de Dílar-Gójar y Río Torrente, indican que el depósito de los materiales de la "Block formation" debió ocurrir sin solución de continuidad entre ambos afloramientos, lo que representaría la inexistencia del relieve que en la actualidad separa las vertientes mediterránea y atlántica.

Esta conclusión está apoyada por datos de neotectónica obtenidos por SANZ DE GALDEANO (1977) que indica el Cuaternario medio como edad del levantamiento de la Silleta del Padul.

21. Del estudio de los parámetros cristalográficos y cristalquímicos de las cloritas y micas, así como de la distribución de los minerales de la arcilla se concluye que el grado de diagénesis sufrido por los materiales de la "Block formation" no sobrepasó la diagénesis precoz.

Los procesos postdeposicionales que han ocurrido son de carácter edafológico y han dado lugar a la aparición de interestratificados irregulares en pequeña proporción.

VIII. BIBLIOGRAFIA

- ACOSTA ECHEVERRIA, A. (1973). Estudio geológico y mineralógico de los talcos de Somontín y Lúcar (Almería). Tesis de Licenciatura. Fac. Ciencias. Univ. Granada. (Memoria inédita).
- AGUILERA, N.H. y JACKSON, M.L. (1959). Iron oxide removal from soil - and clays. *Soil Sci. Am. Proc.* vol. 17, p. 359.
- AGUIRRE, E. (1958b). Notas sobre la estratigrafía de las depresiones andaluzas. *Est. Geol.* vol. XIV-38, p. 121-126.
- AGUIRRE, E. (1961). La serie estratigráfica del Neógeno de la depresión de Granada y contribución del género *Chlamys* a su caracterización. *Est. Geol.* vol. XVII, p. 7-25.
- ALBÉE, A.L. (1962). Relationships between the mineral association chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Amer. Min.* vol. 47, p. 851-870.
- ALDAYA, F. (1969). Los mantos alpujarrides al sur de Sierra Nevada. - Tesis Doctoral. Fac. Ciencias. Univ. Granada. 527 pp.
- ALEIXANDRE, T. (1967). Estudio de un suelo rojo mediterráneo en Almagro (Ciudad Real). *Anal. Edaf. y Agrob.* vol. 26, p. 1200-09.
- ALIAS, L. J. y PEREZ PUJALTE, A. (1969). Suelos rojos mediterráneos de la provincia de Granada. (Citado por Guerra et al., 1972).
- ARANA CASTILLO, R. (1973). Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada. Tesis Doctoral. Secret. Public. Univ. Granada. 2t.
- ARANA CASTILLO, R. (1973). Petrología y mineralizaciones de la unidad de las Víboras (Cordilleras Béticas). *Cuad. Geol.*, vol. 2, - p. 49-88.
- ARANA CASTILLO, R. y COLETO MORENO, A. (1974). Minerales de la arcilla de algunos niveles carbonatados alpujarrides al N. y NW. de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Est. Geol.* - vol. XXX, p. 385-388.
- ARANA CASTILLO, R. y MARTIN, J.M. (1975). Estudio geológico de las mineralizaciones de fluorita de la Unidad de las Víboras - (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas). *Cuad. Geol.* vol. 6, - p. 75-88.
- ARANA CASTILLO, R. y MARTIN, J.M. (1976). Observaciones geológicas sobre las minas del Cerrajón (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas). *Acta Geol. Hisp.* vol. XI, t. 5, p. 129-132.

- ARANA CASTILLO, R. (1977). Nota sobre la tenantita de Molvízar (Granada). *Est. Geol.* vol. 33, p. 219-222.
- ARANA CASTILLO, R. (1977). Nuevos datos sobre el yacimiento de La Estrella (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas). *Tecniterrae.* vol. 17, p. 1-8.
- BADÖRREY, T.; GALLARDO, J. y RITDEL, W. (1969). Los suelos de la parte occidental del macizo de Gredos y el problema del rotlehm. *An. Edaf. y Agrob.*, vol. 28, p. 155-177.
- BAILY, B. (1972). *Introducción a la Petrología.* Ed. Paraninfo, 437 pp.
- BARAHONA, E. y LINARES, J. (1970). Changes in clay mineral composition in sediments from southern Spain. *Proc. Reun. Hispano-Belga de Minerales de la Arcilla.* p. 219-222.
- BARAHONA FERNANDEZ, E. (1974). Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas. Tesis Doctoral. Univ. Granada. Secret. Publicaciones. 398 pp.
- BEALL, A. O. (1964). Stratigraphy of the Taylor Formation (Upper Cretaceous) east Central Texas. *Bull. Geol. St. Bull.*, vol. 6,
- BENAYAS, J. (1970). *Micromorphologie des sols rouges méditerranéens.* Séminaires de Microscopie du sol, p. 7.
- BERGGREN, W. A. y COUVERING, J. A. van (1974). The late Neogene. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. Ed. Elsevier. 216 pp.
- BERTRAND, M. y KILIAN, W. (1889). Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Malaga (Mission d'Andalousie). *Mém. à l'Acad. Sc. Inst. Nat. France.* vol. 5, t. 30, 2. p. 377-599.
- BHATTACHARYA, N. y MITRA, S. J. (1963-64). Petrology and sedimentation of the middle Siwalik clays at Dholkhand. *Beitr. Min. Petr.* vol. 9, p. 139.
- BISCAYE, P. E. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic and adjacent seas and oceans. *Bull. Geo. Soc. Amer.* vol. 76, p. 803-832.

- BOULAIN, J. (1966). Sur les facteurs climatiques de la génèse des sols rouges. Comm. de la Conferencia de Suelos Mediterr neos. Soc. Esp. de Cienc. del Suelo. Madrid, p.281-284.
- BRADLEY, W.F.(1961). The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. G. Brown Mineralogical Society, Londres.
- BRINDLEY, G.W.(1961). Chlorite minerals. In: The S-Ray identification and crystal structures of clay minerals. Miner. Soc. p. 242-296.
- BRINDLEY, G.W. y SANDALAKI, Z.(1963). Structure composition and - genesis of some long-spacings mica-like minerals. Am. Min. vol.48, p. 138-149.
- BRINKMANN, R.(1966). Compendio de Geología Histórica. Ed. Labor. - 377 pp.
- BROMBERGER, S.H. y HAYES, J.B.(1966). Quantitative determination - of calcite, dolomite-apatite mixtures by X-ray diffraction. - J. Sed. Petr. vol. 36, p. 358-361.
- BUNDY, W.M. y MURRAY, H.H.(1959). Argillization in the Cochiti Mi - ning district, New Mexico. Clays Clay Min, vol.6, p. 342-68.
- BURST, J.F.(1959). Postdiagenetic clay mineral environmental relation - ship in the Gulf coast Eocene. Clay and Clay Min. (6th. - Nat. Conf. 1957), p. 327-341.
- CHALINE, J.(1972). Le Quaternaire. L'histoire humaine dans son envi - ronment. Ed. Doin. Paris. 338 pp.
- CHATERJEE, N.D. y FROESE, E.(1975). A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . Amer. Min. vol.60, p. 985-993.
- CIPRIANI, C.; SASSI, F.P. y VITERBO-BASSANI, C.(1968). La composi - zione delle miche chiare in rapporto con la costante retic - olari e grado metamorfico. Red. Soc. Ital. Min. Petrol. vol. 24, p. 153-187.
- CORRENS, C.W.(1967). Diagenese und fossilisation. In. R. Brinkmann - Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, p. 171-213.

- DABRIO, C.J.; FERNANDEZ, J.; PEÑA, J.; RUIZ BUSTOS, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1977). Rasgos sedimentológicos de los conglomerados miocenos del borde NE de la Depresión de Granada. VIII - Congreso Nac. de Sedimentología. Oviedo-León.
- DELGADO MOYA, S. y MARTIN RAMOS, J.D. (1972). Trabajo práctico - de hidrogeología. Fac. Ciencias. Univ. Granada (Inédito).
- DENTON, G. H.; ARMSTRONG, R. L. y STUIVER, M. (1971). The late Cenozoic glacial history of Antarctica. In "The late Cenozoic glacial ages". Yale Univ. Press. Londres. p. 267-306.
- DIEBOLD, F. E.; LEHMISH, J. y HILTROP, C. L. (1963). Determination of calcite dolomite quartz and clay content of carbonate rocks. J. Sedim. Petrol. vol. 33, p. 124-139.
- DROSTE, J. B. (1956). Alteration of clay minerals by weathering in Wisconsin tills. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 67, p. 911-918.
- DROSTE, J. B.; BHATTACHARYA, N. y SUNDERMAN, J. A. (1962). Clay mineral alteration in some Indiana soils. Clays and Clay Min. (9th. Conf. Nat.), p. 329-342.
- DROSTE, J. B. y THARIN, J. C. (1958). Alteration of clay minerals in Illinoian till with weathering. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 69, p. 61-67.
- DUCHAUFOUR, Ph. (1960). Précis de pédologie. Masson et Cie. Paris. - 438 pp.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969). Les minéraux argileux dans la diagenèse; passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine. vol. 29, 320 pp.
- ECKHARDT, F. J. (1958). Über Chlorite in sedimenten. Geol. Jb. vol. 75, p. 437-474.
- ESQUEVIN, J. (1969). Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau S. N. A. P. vol. 3, p. 147-154.
- EUGSTER, H. P. y YODER, M. S. (1954). Paragonite. Yb. Carnegie Inst. - Washington. vol. 53, p. 111-114.
- EWING, M. (1971). The late Cenozoic history of the Atlantic Basin and its bearing on the cause of the ice ages. In "The late Cenozoic glacial ages". Yale Univ. Press. Londres.

- FAIRBRIDGE, R. W. (1967). Syndiagenesis-anadiagenesis-epidiagenesis Re-
vival and Feedback. VII. Congr. Intern. Sedim. Edinbourg.
- FENOLL HACH-ALI, P. y MARTIN VIVALDI, J. L. (1970). Estudio cristalo-
gráfico de granates de facies metamórficas de Sierra Ne-
vada. Bol. Geol. y Min. vol. LXXXI-VI, p. 614-619.
- FENOLL HACH-ALI, P. y GARCIA-ROSSELL, L. (1975). Las mineraliza-
ciones de hierro tipo "ocres rojos" en la localidad de Gar-
ciez (Jaén, España). Rend. Soc. Ital. Min. e Petr. vol. -
XXX.
- FERNANDEZ RUBIO, R.; ERASO, A.; ORTEGA HUERTAS, M.; ARANA
CASTILLO, R. y ROJAS PACHECO, E. (1975). Estudio de la Sima Ter-
mal de las Fumarolas (Montevives, Granada, España). -
Ann. Spéléol. vol. 30-2, p. 287-302.
- FOSTER, M. D. (1962). Interpretation of the composition and a classifi-
cation of the chlorites. Geol. Survey Professional Paper.
vol. 414-1.
- FURON, R. (1972). Eléments de paléoclimatologie. Ed. Univert. Parfs. -
216 pp.
- GALLEGOS, J. A. (1975). Los Alpujárnides al oeste de Sierra Nevada. -
Tesis Doctoral. Univ. de Granada.
- GALLEGOS, J. A. y RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1973). Las micas inco-
loras en las filitas alpujárnides. Aplicaciones al estudio -
del metamorfismo (NW de Sierra Nevada, Cordilleras Bê-
ticas). Est. Geol. vol. XXIX, p. 329-333.
- GARCIA-CERVIGON BELLON, A. (1973). Estudio mineralógico y geoquí-
mico de los productos de alteración de rocas ígneas del -
NW de la provincia de Murcia (España). Tesis Doctoral. -
Univ. Granada. Secret. Publ. 2 tomos.
- GARCIA-CERVIGON, A.; TORRES RUIZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C.
(1977). Nota sobre los filones hidrotermales asociados a -
un afloramiento de doleritas en Valdohornillo (Fuensanta -
de Martos, Jaén). Est. Geol. vol. 33, p. 275-280.
- GARCIA-ROSSELL, L. y FENOLL HACH-ALI, P. (1972). Nota sobre las
características de un tipo de magnetita del Trías de la pro-
vincia de Jaén. Studia Geologica. vol. IV, p. 95-102.

- GARRELS, R.M. y HOWARD, P.(1959). Reaction of feldspar and mica - with water at low temperature and pressure. *Clays and Clay Min.* (6th. Conf. Nat.). p.68-89.
- GOLDSMITH, J.; WEBER, J.N. y SMITH, F.G.(1961). Rapid determination of calcite dolomite ratios in sedimentary rocks. *J. Sed. Petrol.* vol. 31, p. 130-132.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.(1967). Estudio geológico de la Depresión de Granada. Tesis Doctoral. Univ. Granada.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.(1968). Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada. *Acta Geol. Hispánica.* vol. III, 3. p.57-63.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.(1978). Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. (En prensa).
- GONZALEZ DONOSO, J.M. y VERA TORRES, J.A.(1965). Estudio geológico de una parte de las laderas nortoccidentales de Sierra Nevada (Granada). *Notas y Com. del I.G.M.E.* vol. 78, p. 93-124.
- GONZALEZ GARCIA, F. y Colaboradores (1962). Estudio agrobiológico de la provincia de Sevilla. *Cent. Edaf. y Biol. Apl. del C. Sevilla.*
- GONZALEZ GARCIA, F. y SANCHEZ CAMAZANO, M.(1968). Differentiation of kaolinite from chlorite by treatment with dimethyl-sulfoxide. *Clay Minerals.* vol. 7, p. 447.
- GONZALEZ MARTINEZ, J.; FENOLL HACH-ALI, P.; MARTIN VIVALDI, J.L.(1970). Estudio mineralógico de los niveles arcillosos del Trías alpujarride. *Bol. I.G.M.E.*, vol.LXXXI-VI, p. 620-629.
- GONZALO Y TARIN, J.(1881). Reseña física y geológica de la provincia de Granada. *Bol. del Mapa Geol. de España,* vol.VIII, p. 1-131.
- GRIM, R.E.; DROSTE, J.B. y BRADLEY, W.F.(1960). A mixed-layer clay mineral associated with an evaporite. *Clays Clay Min.* vol. 8, p.228-236.
- GUERRA, A. y MONTURIOL, F.(1954). Memoria del mapa de suelos del término municipal de Ecija (Sevilla). *Inst. Edaf. y Fis. Veg. C.S.I.C. Madrid.*

- GUERRA, A. y Colaboradores (1972). Los suelos rojos en España. Contribución a su estudio y clasificación. Inst. de Edaf. y Biología Vegetal del C.S.I.C. Madrid, 253 pp.
- GUIDOTTI, C.V.(1966). Variations of the basal spacings of muscovite in sillimanite bearing pelitic schists of northwestern Maine. Amer. Miner. vol. 51, p.1778-1786.
- GUIDOTTI, C.V.(1968). On the relative scarcity of paragonite. Amer. Min. vol. 53, p.963-973.
- GULBRANDSEN, R.A.(1960). A method of X-ray analysis for determining the ratio of calcite to dolomite in mineral mixtures. U.S. Geol. Survey Bull. vol. 1111-D, p.147-152.
- HAMMEN, T. van der; WIJMSTRA, T.A. y ZAGWIJN, W.H.(1971). The floral record of the late Cenozoic of Europe. In "The late Cenozoic glacial ages", Yale Univ. Press. Londres, p.391-424.
- HARRISON, J.L. y MURRAY, H.H. (1959). Clay mineral stability and formation during weathering. Clays Clay Min. vol. 6, p.144-153.
- HAYES, J.B.(1961). Missisipian geodes of the Keokuk Iowa region. Ph D. Thesis Univ. of Wisconsin.
- HERON, S.D.(1960). Clay minerals of the outcropping basal Cretaceous beds between cape Fear river North Carolina and Lynches river. Clays and Clay Min. (7th. Nat. Conf.), p.148-161.
- HEY, M.H.(1954). A new review of the chlorites. Min. Mag. vol. 30, p.277-292.
- HIDALGO, J.; DELGADO, S; FERNANDEZ RUBIO, R. y ARANA, R.(1973). Nódulos de manganeso en el Oxfordense de Sierra Gorda (Alhama, Granada). Cuad. Geol. vol. 4, p.5-14.
- HIRST, D.M.(1962). The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Pavia. Geochim. et Cosmochim. Acta. vol.26, p.309-334.
- HOERNES, R.(1905). Untersuchungen der jüngeren Tertiärablagerungen des Westlichen Mittelmeergebietes. Sitzungsberichte Akad. Wiss. vol. CXIV, p.737-763.
- HOLDAWAY, M.J.(1971). Stability of andalucite and the aluminian silicate diagram. Am. Journ. Sci. vol. 271, p.97-131.

- HOWER, J. y MOWATT, T. C. (1966). The mineralogy of illites and mixed layer illite/montmorillonites. *Amer. Min.* vol. 51, p. 825-854.
- HUANG, W. H. (1973). New stability diagrams of some clay minerals in aqueous solution. *Nat. Phys. Sci.* vol. 243, p. 35-37.
- HUERTAS, F.; LINARES, J.; PESCATORE, T.; POZZUOLI, A. (1977). Risultati preliminari sui depositi pelitici di mare profondo nel flysch de Gorgoghione (Appennino Meridionale, Italia). *Geologia Applicata e Idrogeologia*, vol. XII, parte II, p. 251-259.
- KELLER, W. D. (1958). Clay minerals in the Morrison Formation. *Proc. 7th. Nat. Conf. Clays Clay Min.* 293 pp.
- KELLER, W. D. (1962). Clay minerals in the Morrison Formation of the Colorado Plateau. *Geol. Survey Bull.* p. 1150.
- KELLER, B. M. (1973). Great glaciations in the history of the Earth. *Int. Geol. Rev.* vol. XV, 9, p. 1067-1074.
- KEPEZHINSKAS, K. B. (1965). Composition of chlorites as determined from their physical properties. *Dokl. Akad. Nauk. S. S. S. R.* p. 126-129.
- KHARKWAL, A. D. (1959-60). Über den Mineralogischen Bestand des Göttinger Lias. *Beitr. Min. Petr.* p. 7-45.
- KLINGE, H. (1975). Soil-geographical studies of the soil formations on calcareous rocks south and south-east Spain. *An. Edaf. y Fisiol. Veg.* vol. 16, p. 77-131.
- KOWALSKI, K. (1971). The biostratigraphy and paleo-ecology of late Cenozoic mammals of Europe and Asia. In "The late Cenozoic glacial ages", Yale Univ. Press. Londres, p. 465-477.
- LA IGLESIA, A.; MARTIN VIVALDI, J. L. y LOPEZ AGUAYO, F. (1976). Kaolinite crystallization at room temperature by homogeneous precipitation. III. Hydrolysis of feldspars. *Clays and Clay Minerals*. vol. 24, p. 36-42.
- LHENAFF, R. (1965). Neotectonique quaternaire sur le bord occidental de la Sierra Nevada, province de Grenade, Espagne. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.* vol. 2, VII-fasc. 3, p. 205-207.

- LINARES, A. y COLOM, G. (1957). Observaciones sobre la sedimentación -- miocénica en el alto valle del Genil (Granada). Cursillos y Conferencias del Inst. "Lucas Mallada". Fasc. 4, p. 105-110.
- LONGNIVENKO, N. V. y KARPOVA, G. V. (1968). Stages of postdiagenetic - alterations in rocks of coal-bearing formations. 23th. Int. - Geol. Congr. Abstracts. p. 238-239.
- LONG, G. (1968) y NEGLIA, S. (1968). Composition de l'eau interstitielle - des argiles et diagenèse des minéraux argileux. Rev. Inst. - Fr. Petrol. vol. 23, 1, p. 53-69.
- LOPEZ AGUAYO, F. y GONZALEZ LOPEZ, M. (en elaboración). Estudio de las cloritas del borde de la Depresión de Guadix-Baza.
- LOPEZ AGUAYO, F. y CABALLERO, M. A. (1973). Los minerales de la arcilla y su contribución a la diferenciación de facies sedimentarias. Est. Geol. vol. 80, p. 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. vol. XXIX, p. 397-412.
- MARTIN POZAS, J. M.; RODRIGUEZ GALLEGU, M. y MARTIN VIVALDI, J. L. (1969). Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla - por difracción de rayos X. II. Influencia del catión de cambio sobre la intensidad de las reflexiones. An. R. S. Esp. Fís. - y Quím. vol. 50, p. 19.
- MARTIN RAMOS, J. D. (1976). Las micas de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 244 pp.
- MARTIN RAMOS, J. D. y RODRIGUEZ GALLEGU, M. (1977). Barometría y - termometría geológica mediante parámetros cristalográficos - de micas (aplicación a la Cordillera Bética). (En prensa).
- MARTIN VIVALDI, J. L. y MACEWAN, D. M. C. (1957-58). Triassic clays. - Clay Min. Bull. vol. 3, p. 177-183.
- MARTIN VIVALDI, J. L. y MACEWAN, D. M. C. (1960). Corrensite and swelling chlorite. Clay Minerals Bulletin, vol. 4, p. 173-181.
- MARTIN VIVALDI, J. L.; RODRIGUEZ GALLEGU, M. (1961). Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray - diffraction photographs. Part I. Chlorite-kaolinite mixtures - Part. II. Chlorite swelling, chlorite and montmorillonite. - Clay Min. Bull. vol. 4, p. 288-292, 293-298.

- MARTIN VIVALDI, J. L. y RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1964). Estudio mineralógico de la fracción arcilla de los suelos de Granada. - Anal. Edaf. y Agrobiol. vol. 23, p. 485-497.
- MARTIN VIVALDI, J. L.; RODRIGUEZ GALLEGO, M. y MARTIN POZAS, J. M. (1968). Analisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por Difracción de rayos X. I. Modificación del difractor de rayos X para estudios de orientación preferente. - An. R. Soc. Esp. Fís. y Quím. vol. LXIV, p. 101.
- MARTIN VIVALDI, J. L.; RODRIGUEZ GALLEGO, M. y MARTIN POZAS, J. M. (1969). Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos X. II. Influencia del catión de cambio sobre la intensidad (001) y el grado de orientación. - An. R. Soc. Esp. de Fís. y Quím. vol. 65, p. 19-23.
- MARTIN VIVALDI, J. L.; GALAN HUERTOS, E. y LOPEZ AGUAYO, F. (1973). Minerales de la arcilla en suelos de la provincia de Granada. An. Edaf. y Agrobiol. vol. XXXII, 9-10; p. 865-878.
- MARTIN VIVALDI, J. L. y LOPEZ AGUAYO, F. (1975). Presencia de mordernita en un yacimiento de bentonita de la región de Cabo de Gata (Almería). Bol. Geol. y Min. vol. LXXXVI-II, p. 187-192.
- MASON, B. (1960). Principios de geoquímica. Ed. Omega, S. A. Barcelona.
- MERVE, C. R. van der y HEYSTEK, H. (1955). Clay minerals of South African soil groups. III. Soils of temperature regions. Soil Sci. vol. 80, p. 479.
- MILLER, A. A. (1960). Climatología. Ed. Omega, S. A. 379 pp.
- MILLOT, G. (1964). Géologie des argiles. Masson et Cie. París. 499 pp.
- MONTURIOL, F.; GALLARDO, J. y ALEIXANDRE, T. (1970). Los suelos rojos en las formaciones cuaternarias del Campo de Calatrava (Ciudad Real). An. Edaf. y Agrobiol. vol. 29, p. 549-575.
- NAGASAWA, K. y TSUZUKI, Y. (1972). Expansion-collapse characteristics of interstratified chlorite-montmorillonite. Clay Sci. vol. 4, p. 191-198.
- NARAY-SZABO, I. y PETER, E. (1967). Die quantitative Phasenanalyse in der Tonmineralforschung. Acta Geol. Aca. Sci. Hung. vol. 11, p. 347-356.

- NAVARRO VILA, F. (1976). Los mantos alpujárrides y maláguides al Norte de Sierra Nevada. Tesis Doctoral. Univ. de Bilbao, 288 pp.
- NEIHEISEL, H. y WEAVER, C. E. (1967). Transport and deposition of clay minerals of southeastern United States. *J. Sedim. Pet.* vol. 37, p. 1084-1116.
- NELSON, B. W. (1960). Clay mineralogy of the bottom sediments, Rappahannock river, Virginia. *Clays and Clay Min.* (7th. Nat. Conf.).
- NISHIYAMA, R. y SHIMODA, S. (1975). Lithium-bearing tosndite. *Clays - Clay Min.* vol. 23, p. 337-342.
- OROZCO, M. (1972). Los alpujárrides en Sierra de Gádor occidental. Tesis Doctoral. Univ. Granada. Secret. Publicac. 379 pp.
- ORTEGA HUERTAS, M. (1973). Estudio mineralógico del yacimiento de estroncio de Montevives (Granada). Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. (Memoria inédita).
- ORTEGA HUERTAS, M.; ARANA CASTILLO, R. y RODRIGUEZ GALLEGGO, M. (1973). Minerales de la arcilla en el yacimiento de Montevives (Granada). *Est. Geol.* vol. XXIX, p. 451-455.
- PARHAM, W. E. (1966). Lateral variations of clay minerals assemblages in modern and ancient sediments. *Proc. Int. Clay Conf. Oslo.* - p. 135-146.
- PASCUAL MARTINEZ, A. (1975). Estudio hidrogeológico de las cuencas medias de los ríos Monachil y Dílar (Granada). Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. (Memoria inédita).
- PETERSON, M. N. A. (1961). Expandable chloritic clay minerals from carbonate rocks. *Am. Miner.* vol. 46, p. 1245-1269.
- PETRUK, W. (1964). Determination of the heavy atom content in chlorite - by means the X-Ray diffractometer. *Amer. Min.* vol. 49, - p. 61-71.
- PIERCE, J. W. y SIEGEL, F. R. (1969). Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. *Journ. of Sedim. - Petrol.* vol. 39, nº 1. p. 187-193.
- PINSWICK, A. P. y MURRAY, H. H. (1958). Regional clay mineral patterns - In the Gulf of Mexico. *Proc. 7th. Nat. Conf. Clays and Clay Min.* p. 162.

- PONDER, H. y KELLER, W.D.(1959). Geology of selected fireclays from Latah Co. Idaho. Proc. 8th. Nat. Conf. Clays and Clay Min. vol. 44.
- PORRENGA, D.H.(1966). Clay minerals in recent sediments of the Niger-Delta. Clays and Clay Min. 13th. Nat. Conf.
- PRYOR, W.A. y GLASS, H.D.(1961). Cretaceous-Tertiary clay mineralogy of the Upper Mississippi embayment. Journ. Sed. Petr. - vol. 31, p.38-51.
- PUGA, E.(1971). Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental. Cordilleras Béticas, España. Tesis Doctoral. Secret. Publ. Univ. Granada.
- RADOSLOVICH, E.W.(1960). The structure of muscovite. Acta crystallographica. vol. 13, part. II. p.919-932.
- RADOSLOVICH, E.W.(1962). The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. II. Regresion relations. Am. Miner. vol. - 47, p. 617-636.
- RADOSLOVICH, E.W. y NORRISH, K.(1962). The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. II. Regressions relations. - Amer. Miner. vol. 47, p.599.
- REX, R.W. (1967). Authigenic silicates formed from basaltic glass by more than 60 million years' contact with sea water, Sylvania - Guyot, Marshall Islands. Clays Clay Min. vol. 15, p.195-203.
- RODRIGUEZ GALLEGU, M.(1961b). Mineralogía de la fracción fina de los materiales transportados por los ríos que bañan la Vega de Granada. II Reunión Nacional de Sedimentología. p.95-97.
- RODRIGUEZ GALLEGU, M.; MARTIN POZAS, J.M. y MARTIN VIVALDI, J.L.(1969). Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por Difracción de rayos X. III. Influencia de sustituciones isomórficas y cristalinidad. Anal. R.S.E.Fís. y Quím. vol. LXV. 25 pp.
- ROYO GOMEZ, J.(1922). El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. Comm. de Inv. Pal. y Preh. vol. 20.
- SANZ DE GALDEANO (1977). Etapas de deformación producidas desde el Tortonense al Cuaternario en el sector del Padul(Granada).

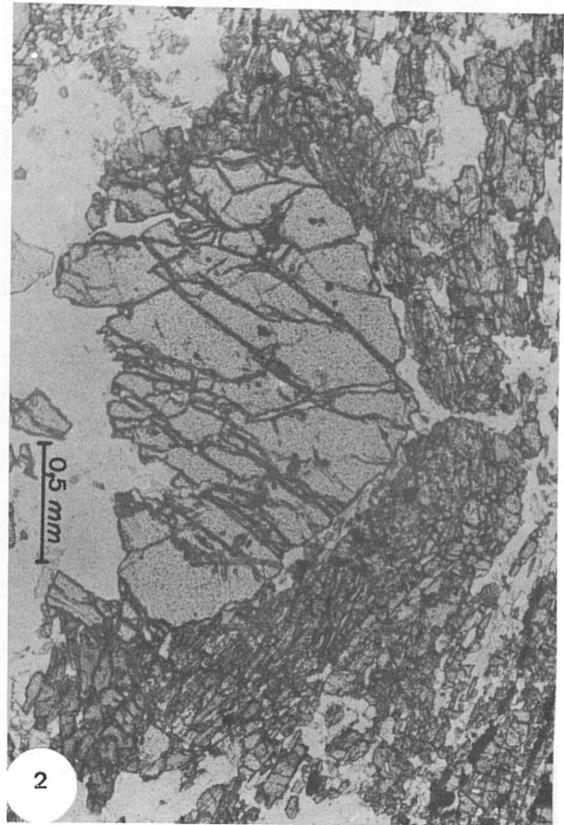
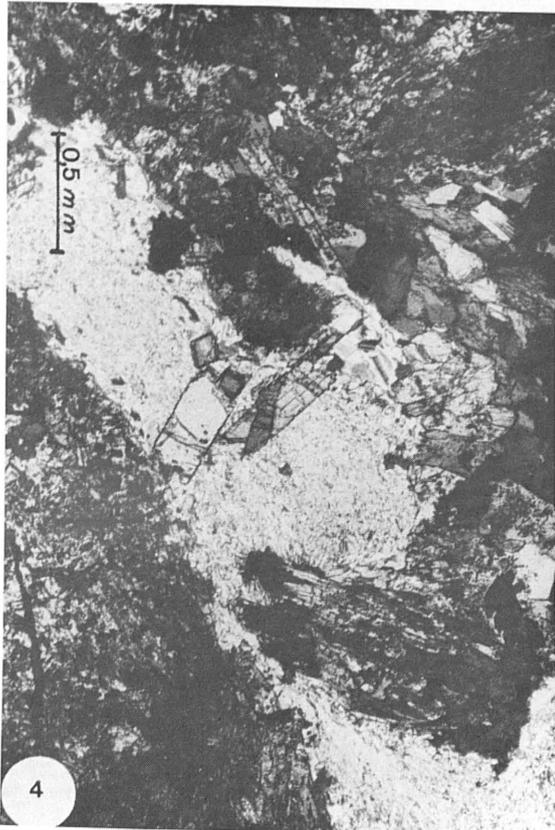
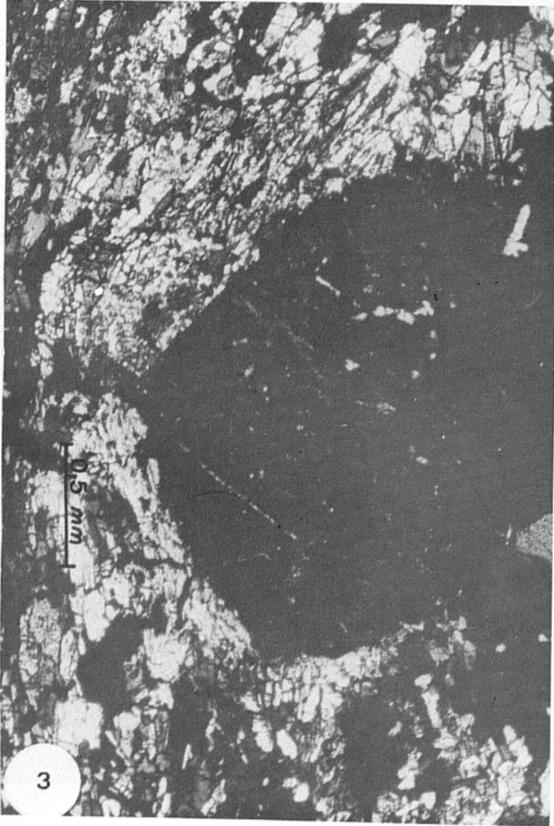
- SANZ DE GALDEANO, C. (1977). Hoja geológica de El Padul del mapa geológico nacional a escala 1:50.000. (En prensa).
- SANZ DE GALDEANO, C.; ORTEGA HUERTAS, M. y ARANA CASTILLO, R. (1976). Nuevo yacimiento de celestina en la Depresión de Granada. Estudio geológico y mineralógico. Est. Geol. vol. 32. p. 435-442.
- SCHULTZ, L. G. (1960). Quantitative X-ray determination of some aluminous clay minerals in rocks, in Swinford, Ada. Clays and Clay Minerals. p. 216-224.
- SCHULTZ, L. G. (1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. - Geol. Surv. Prof. Paper., vol. 391-C.
- SEBASTIAN PARDO, E. (1974). Estudio mineralogenético de la Formación lacustre Gorafe-Huélago (Granada). Tesis de Licenciatura. - Fac. Ciencias. Univ. Granada. (Memoria inédita).
- SHIROZU, H.; OZAKI, M. y HIGASHI, S. (1972). An Interstratified mineral of mica-chlorite (sericite-sudoite) from the Matsumine deposits of the Hanaoka mine, Japan. Clay Sci. vol. 4, p. 45-52.
- SHITESIDE, (1947). Citado por BARAHONA, 1974.
- SOLE DE PORTA, N. y DE PORTA, J. (1977). Primeros datos paleontológicos del Messinense (Turollense) de Arenas del Rey (prov. de Granada). Studia Geologica. vol. XIII, p. 67-88.
- STRAHLER, A. N. (1977). Geografía física. Ed. Omega. Barcelona.
- SUDO, T. y SHIMODA, S. (1977). Interstratified clay minerals: mode of occurrence and origin. Minerals Sc. and Engineering. vol. 9, nº 1. p. 3-24.
- TALVENHEIME, G. y WHITE, J. L. (1952). Quantitative analysis of clay minerals with the X-ray spectrometer. Anal. Chem. vol. 24, p. 1784-1789.
- TAMURA, T. (1955). Weathering of mixed-layer clays in soils. Proc. 4th. Nat. Conf. Clays and Clay Min. p. 413.
- TAMURA, T. (1957). Identification of a 14 A clay mineral component. Am. Miner. vol. 42, p. 107.

- TARR, W.A. y KELLER, W.D.(1938). Some occurrences of kaolinite deposited from solutions. Amer. Min. vol. 22, p.933-935.
- TENNANT, C.B. y BERGER, R.W.(1957). The X-ray determination of dolomite calcite ratio of a carbonate rocks. Amer. Min. vol. - 24, p.23-29.
- TORRES ROLDAN, R.(1974). El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujarrides al SW de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, Sur de España). - Cuad. Geología. vol. 5, p.21-27.
- TORRES ROLDAN, R.(1978). La evolución tectono-metamórfica del Macizo de los Reales (extremo más occidental de la Zona Bética). Un ensayo sobre el origen de gradientes de alta temperatura en el dominio Alpujarride-Málagaide de la zona Bética (Cordilleras Béticas, Andalucía). (En elaboración).
- TORRES RUIZ, J.(1975). Estudio mineralogenético del yacimiento de hierro de Alquife. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. - (Memoria inédita).
- TRICART, J.(1952). Paléoclimats quaternaires et morphologie climatique dans le Midi Méditerranéen. Eiszetaltern Gegenwart. p.172-188.
- VENIALE, F. y VAN DER MAREL, H.W.(1968). A regular talc-saponite-mixed-layer mineral from Ferriere, Nure Valley (Italy). - Contr.Min.Petrol. vol. 17., p.237-254.
- VIENNOT, P.(1930). Observations géologiques dans la région de Grenade (Andalousie). Livre Jubilaire Soc. Geol. de France. vol. II, p.633-660.
- VON DRASCHE, R.(1879). Geologische Skizze des Hochgerbingsteiles der Sierra Nevada in Spanien. Bol. Com. Mapa Geológico de España. vol. VI, p.353-388.
- WEAVER, C.E.(1957). A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks. Clays and Clay Min. (5th.Nat.Conf.). p. - 159-178.
- WEAVER, C.E.(1961). Clay mineralogy of the late Cretaceous rocks of the Washakie basin. Xyo. Geol. Soc. Guidebook symp. on late Cretaceous rocks of Wyoming. p.148-154.

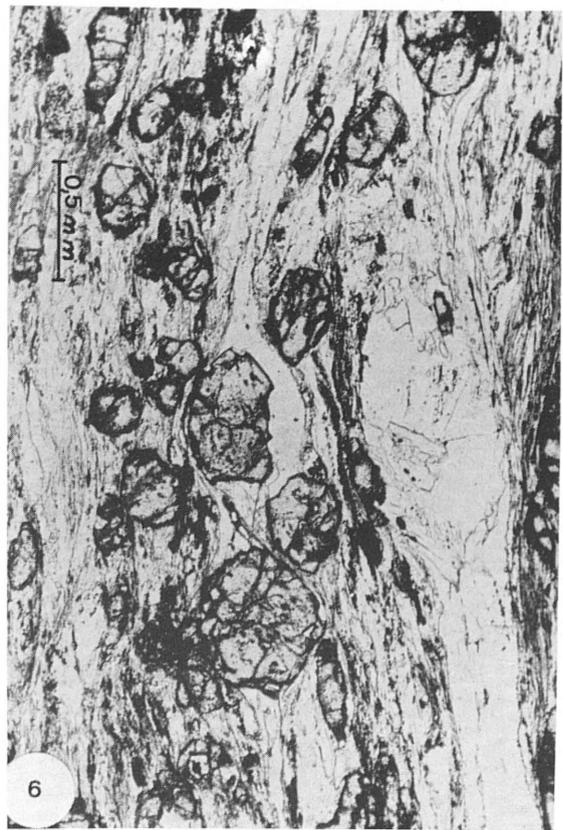
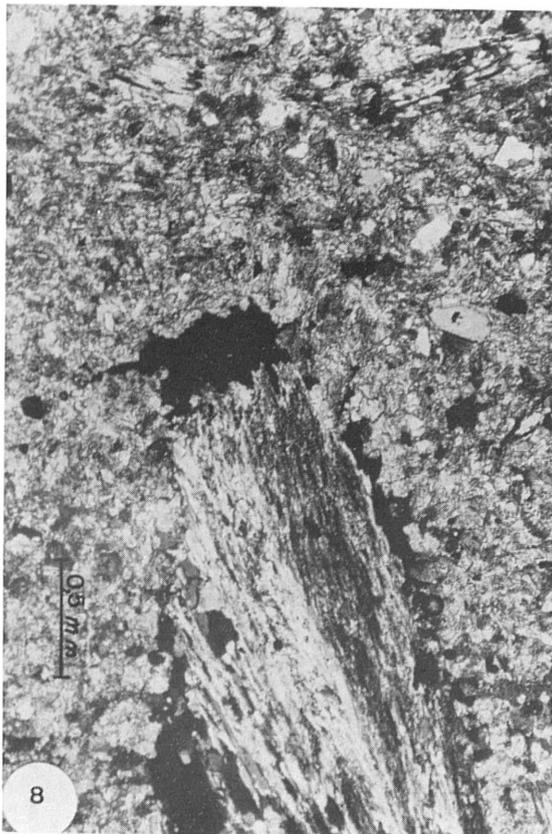
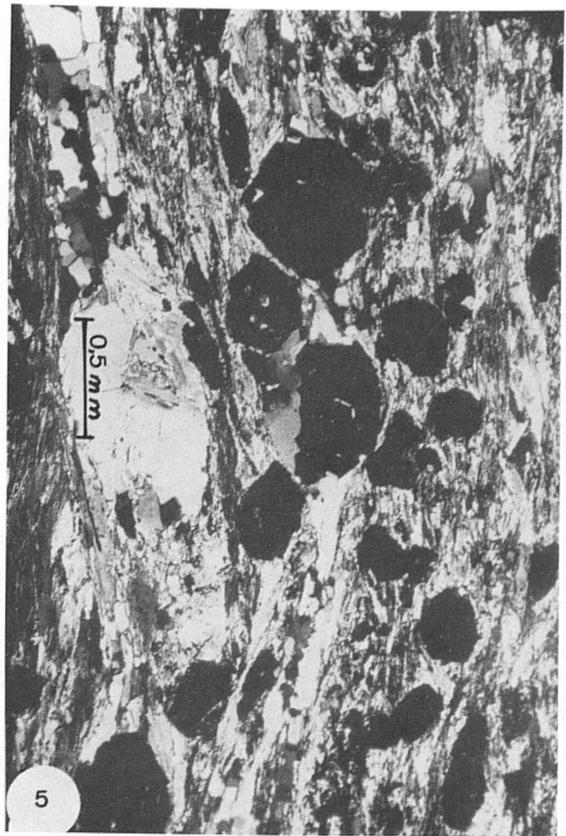
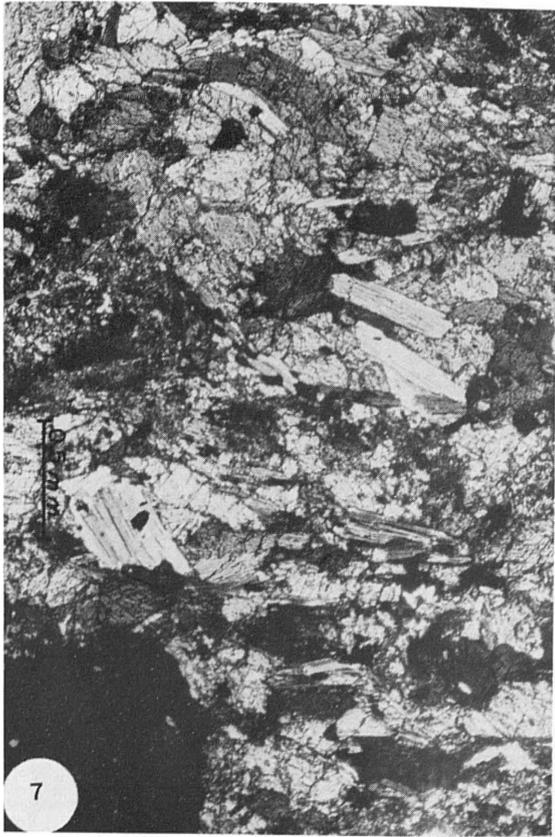
- WEBER, F.; DUNOYER, G. y ECONOMOU, C. (1976). Une nouvelle expression de la "cristalinité" de Illite et de micas. Notion d'épaisseur apparente des cristallites. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. vol. 5, p. 225-227.
- WHITE, J.L. (1960). Influence of potassium content on intensities of basal reflections and b-dimension of dioctahedral micas. Journ. - Paper. Univ. of Indiana. nº 3581, p. 35-44.
- WHITEHOUSE, U. G.; JEFFREY, L. M. y DEBRECHT, J. D. (1960). Differential settling tendencies of clay minerals in saline Waters. Clays and Clay Min. (7th. Nat. Conf.). p. 1-80.
- WIEDER, M. y YAALON, D. H. (1978). Grain cutans resulting from clay - iluviation in calcareous soil material. Soil Microscopy. - p. 1133-1158.
- WINKLER, H. G. F. (1976). Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer - Verlag-Berlin. New York.
- YODER, H. S. y EUGSTER, H. P. (1954). Synthesis and stability of the muscovites. Amer. Miner. vol. 39, p. 350-351.

Láminas

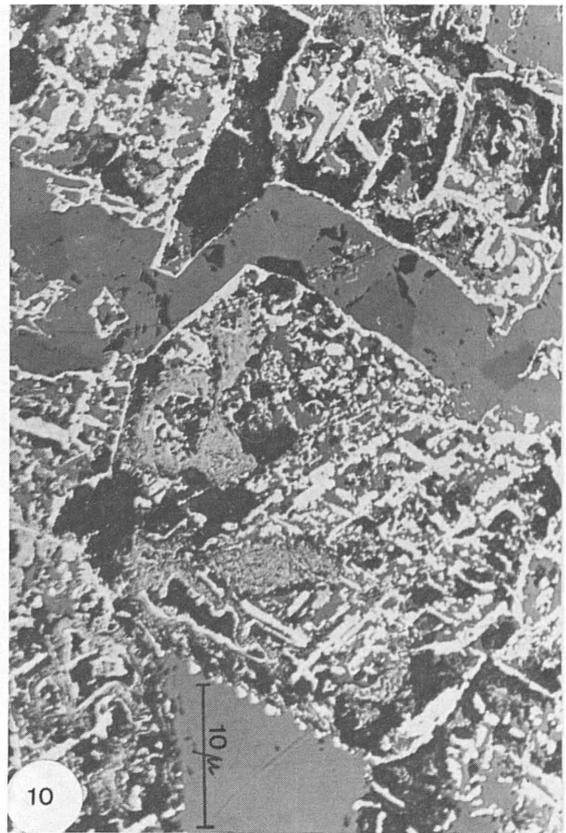
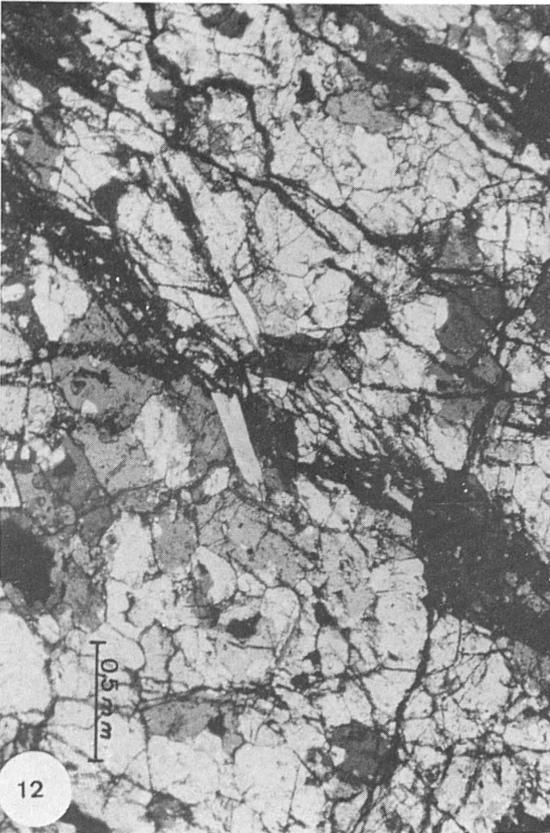
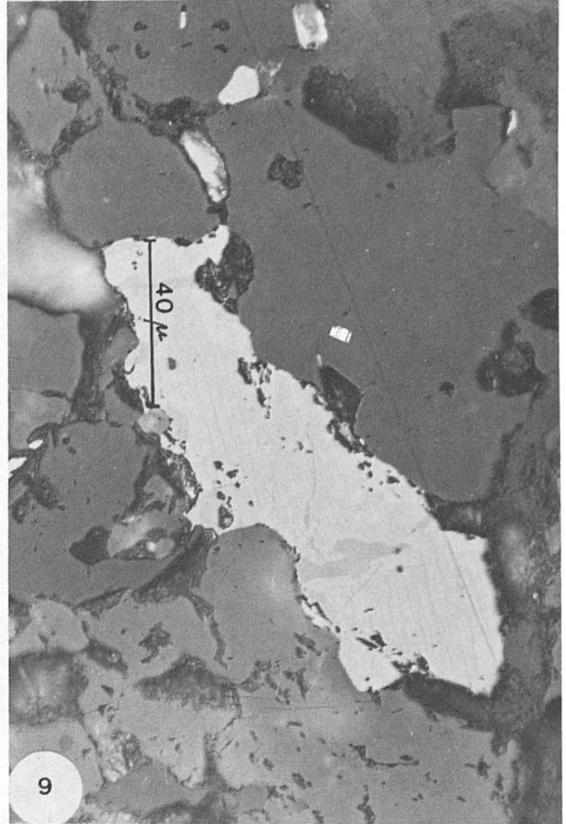
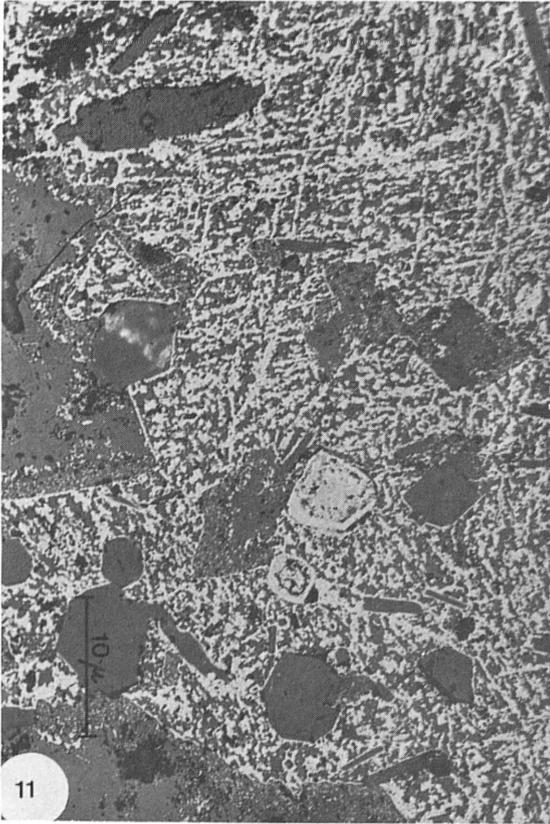
1. Muestra RT-2-7-C. Micasquisto con granate y cloritoide. Granate idiomorfo con textura helicítica. Nx.
2. Muestra RT-3-4-C. Anfibolita epidótica con granate. Granate rodeado de anfíbol y epidota. Nx.
3. Muestra RT-3-4-C. Anfibolita epidótica con granate. Nx.
4. Muestra RT-4-1-C. Anfibolita piroxénica. Nx.



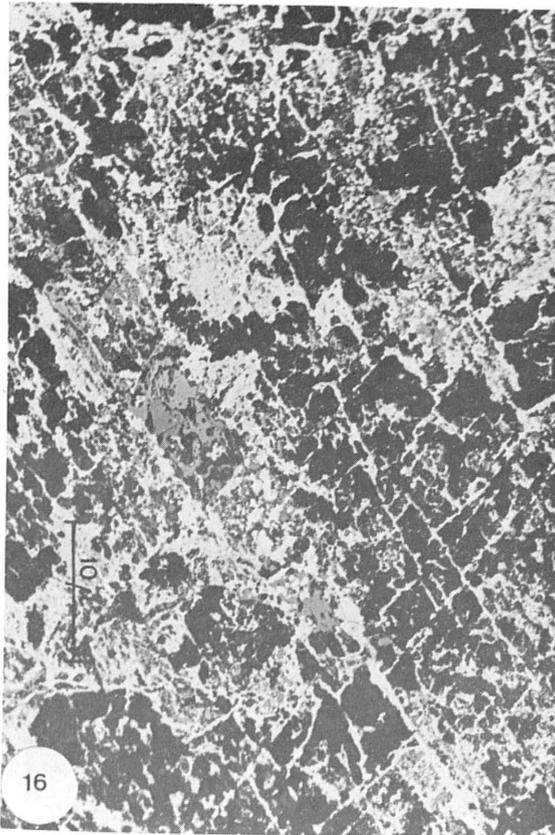
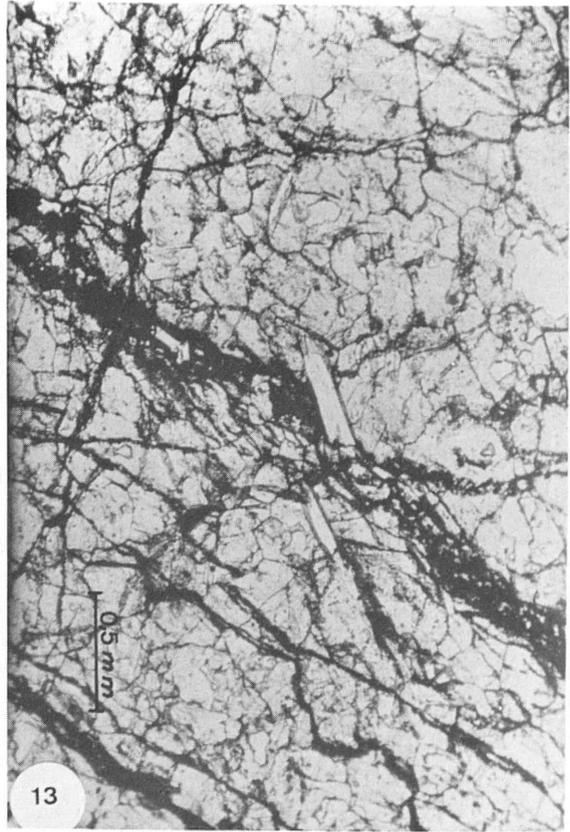
5. Muestra RT-5-1-C. Micasquisto grafitoso con granate y cloritoide. Nx.
6. Muestra RT-5-1-C. Idem.
7. Muestra RT-7-2-C. Anfibolita epidótica. Nx.
8. Muestra RT-9-3-C. Mármol cipolínico. Nx



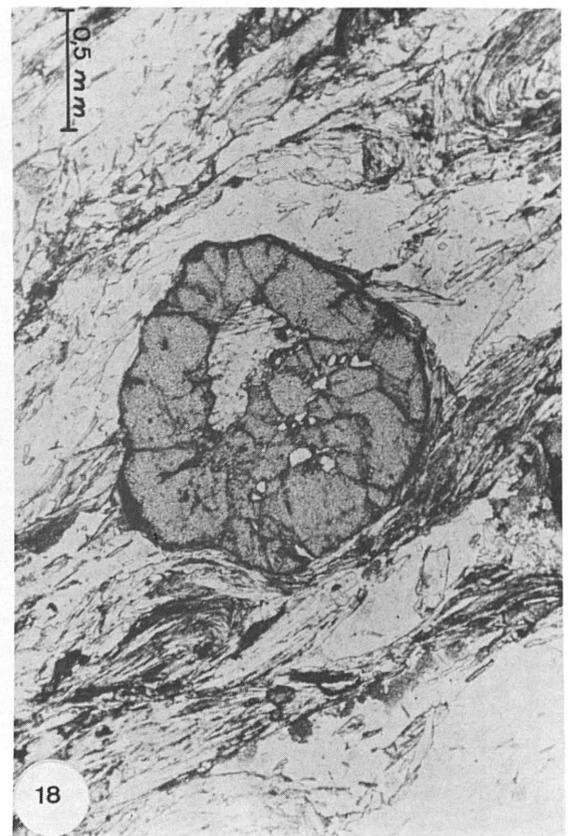
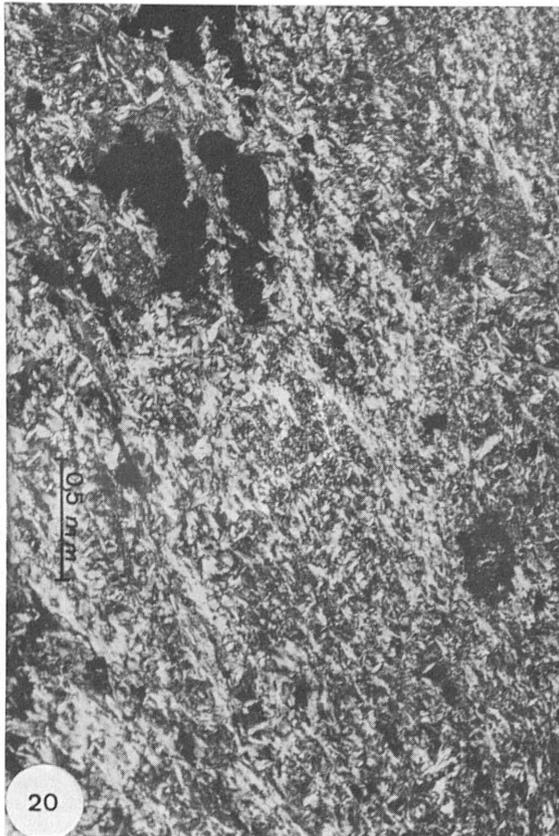
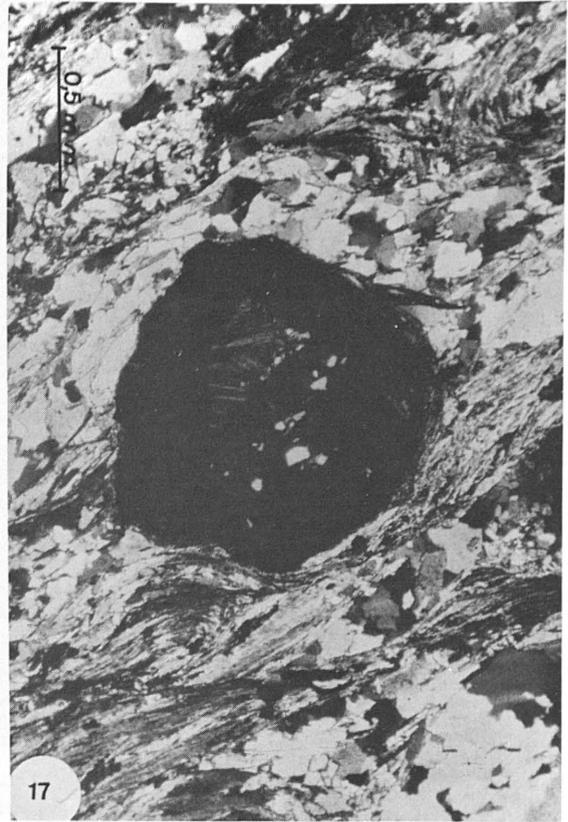
9. Muestra RT-8-2-C. Hematites con exsoluciones de ilmente.
10. Muestra RT-2-2-C. Hematites y goethita reemplazando a carbonatos.
11. Muestra RT-2-2-C. Idem. más cuarzo idiomorfo como ganga.
12. Muestra CM-6-2-C. Mármol cipolínico con abundantes fracturas rellenas de óxidos y/o hidróxidos de hierro.



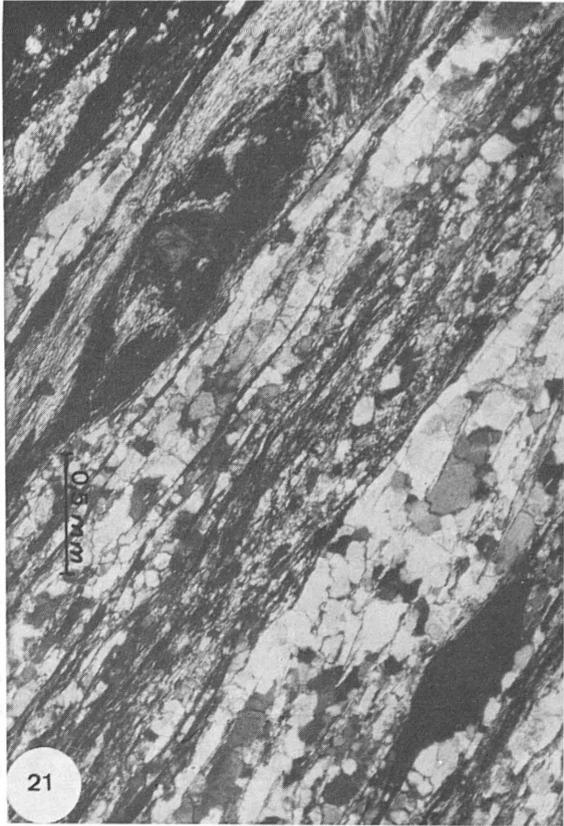
13. Muestra CM-6-2-C. Mármol cipolínico con abundantes fracturas rellenas de óxidos y/o hidróxidos de hierro.
14. Muestra CM-6-6-C. Micacita.
15. Muestra CM-7-5-C. Micasquisto grafitoso con granate y biotita. Obsérvese el desarrollo de dos esquistosidades en los lechos de micas. Nx.
16. Muestra CM-4-11-C. Hematites esquelética pseudomorfizando a carbonatos.



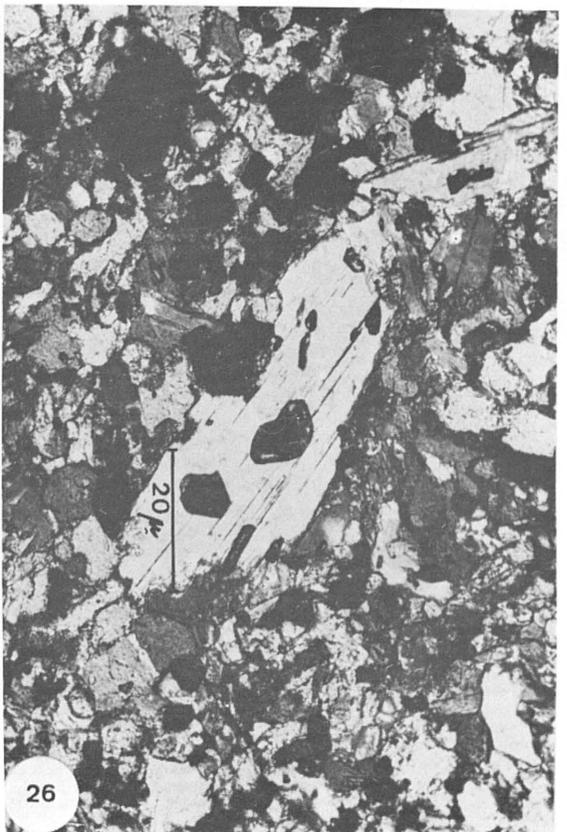
17. Muestra GS-1-1-C. Micasquisto grafitoso con granate y turmalina. Nx.
18. Muestra GS-1-1-C. Micasquisto grafitoso con granate y turmalina.
19. Muestra GS-7-5-C. Micasquisto feldespático. Nx.
20. Muestra GS-10-0-C. Serpentinita. Nx.



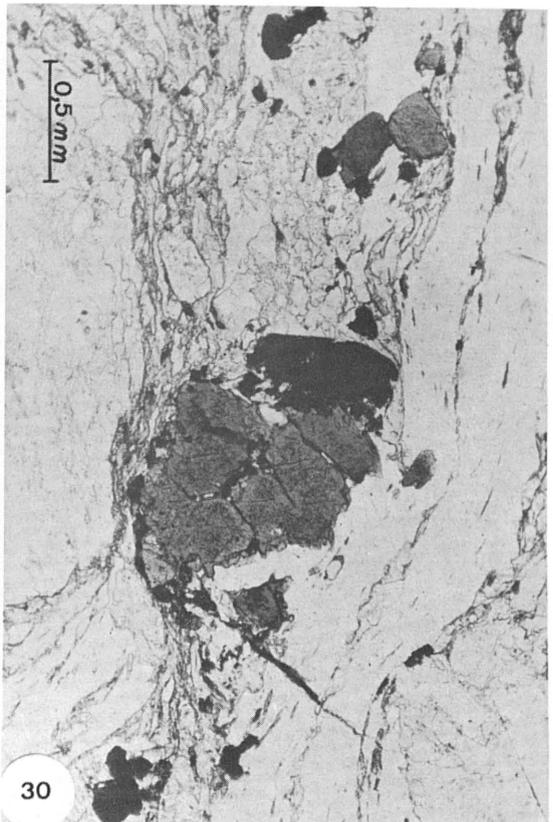
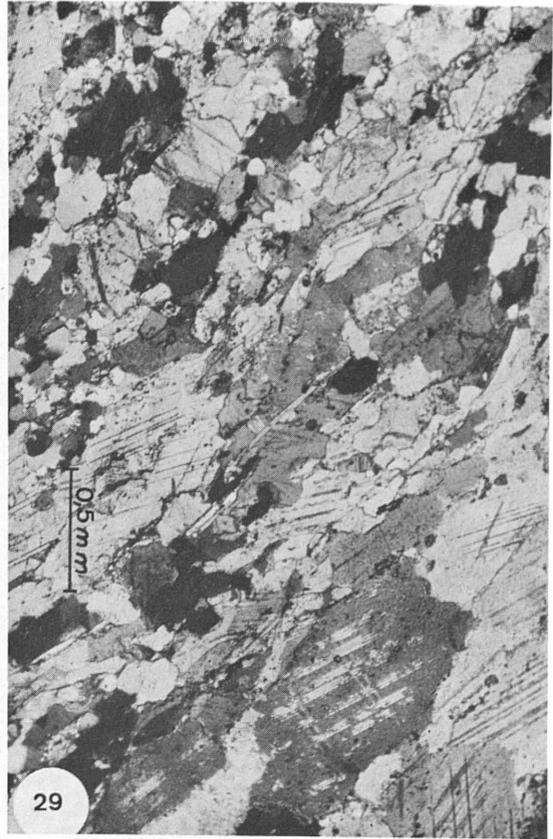
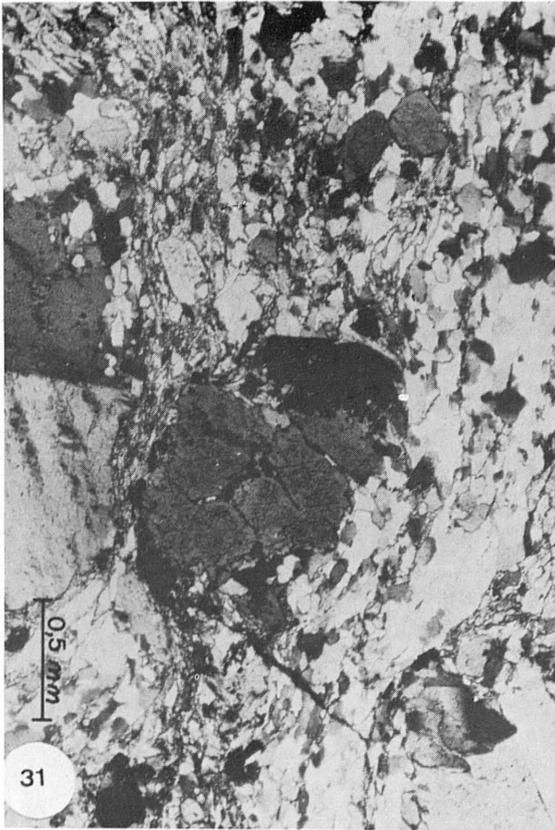
21. Muestra GS-10-3-C. Micasquisto grafitoso con biotita. Nx.
Esquistosidad muy bien definida por lechos de grafito, menas metálicas y micas.
22. Muestra GS-10-5-C. Micasquisto con cloritoide. Nx.
Cristales prismáticos de cloritoide con maclas polisintéticas y abundantes inclusiones de grafito.
23. Muestra GS-10-5-C. Detalle de los cristales de cloritoide. Nx.
24. Muestra GS-10-8-C. Micasquisto biotítico con granate. Nx.
Haces micáceos plegados con patente desarrollo de dos esquistosidades.



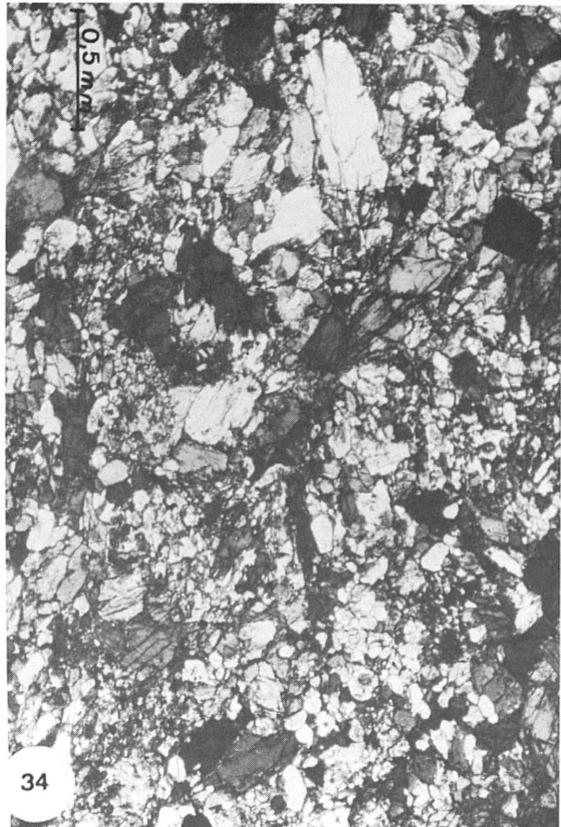
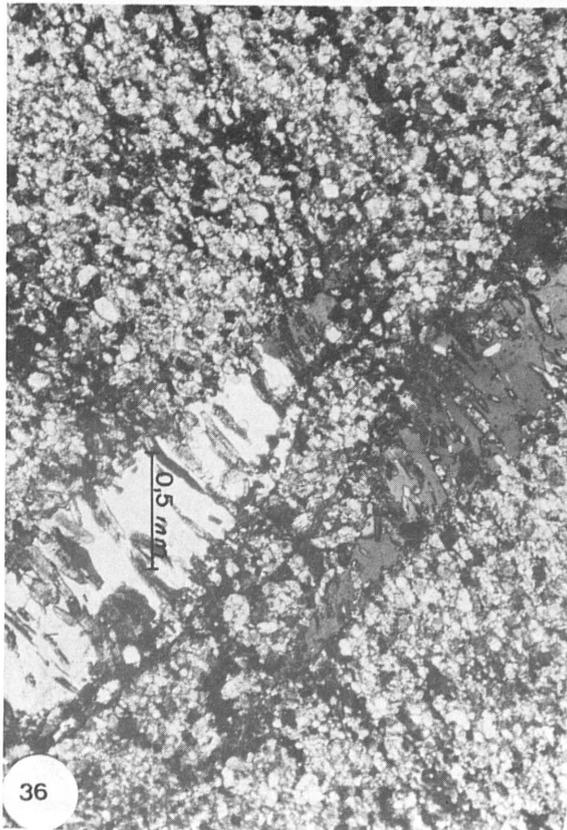
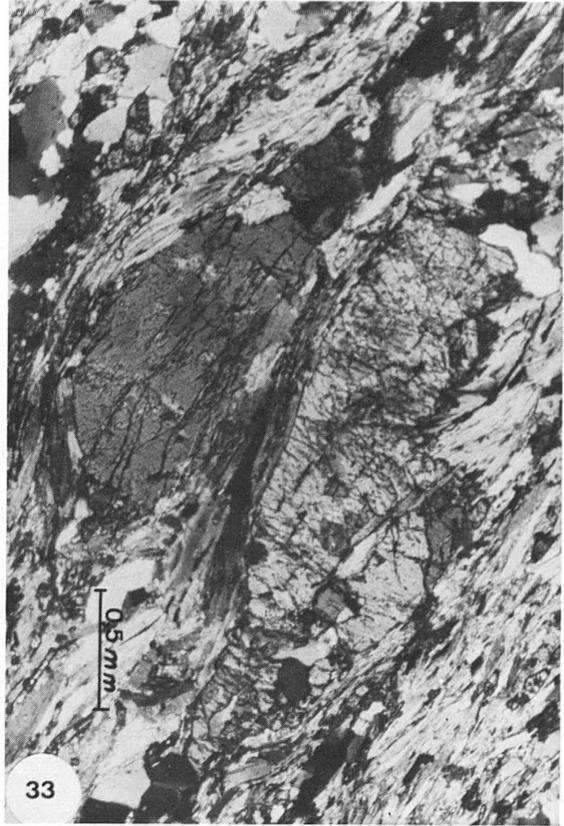
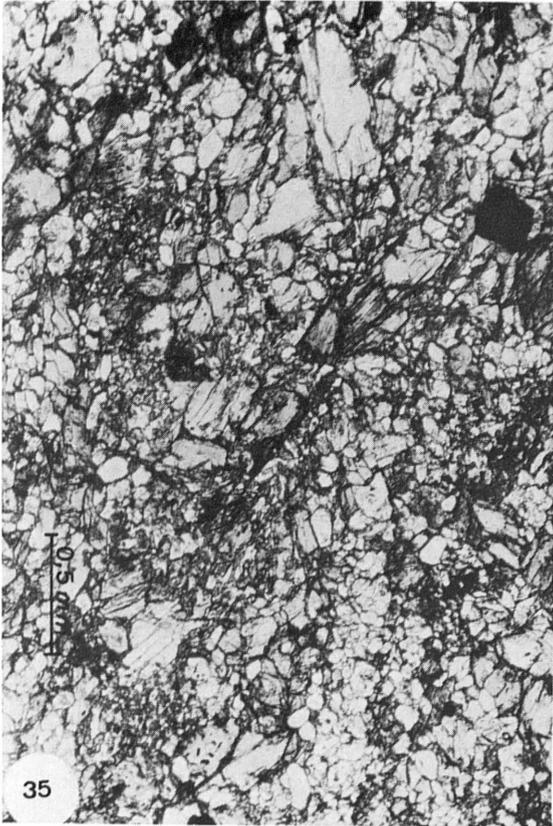
25. Muestra GS-12-1-C. Anfibolita epidótica con granate. Nx.
26. Muestra GS-12-1-C. Anfibolita epidótica con granate. Nx, Importante desarrollo de cristales de mica incolora.
27. Muestra GS-13-1-C. Micasquisto con granate y cloritoide. Nx.
28. Muestra GS-13-1-C. Micasquisto con granate y cloritoide. Nx. Peciloblastos de granate.



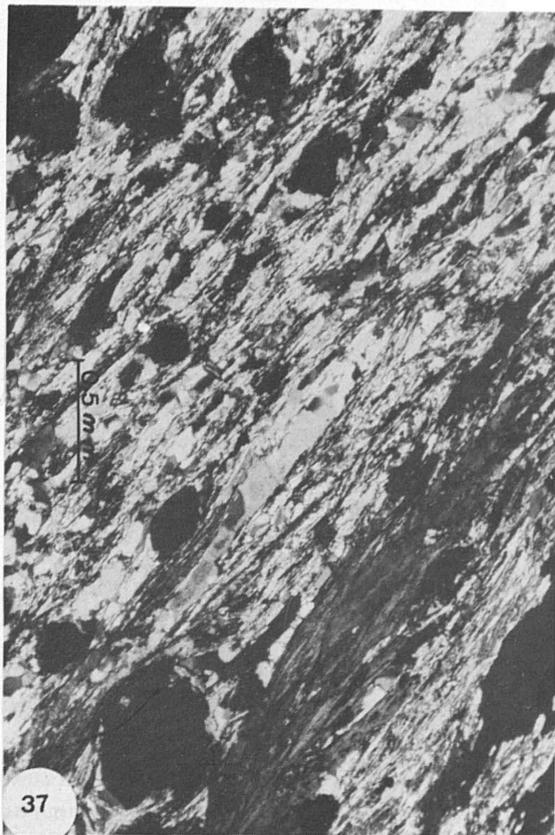
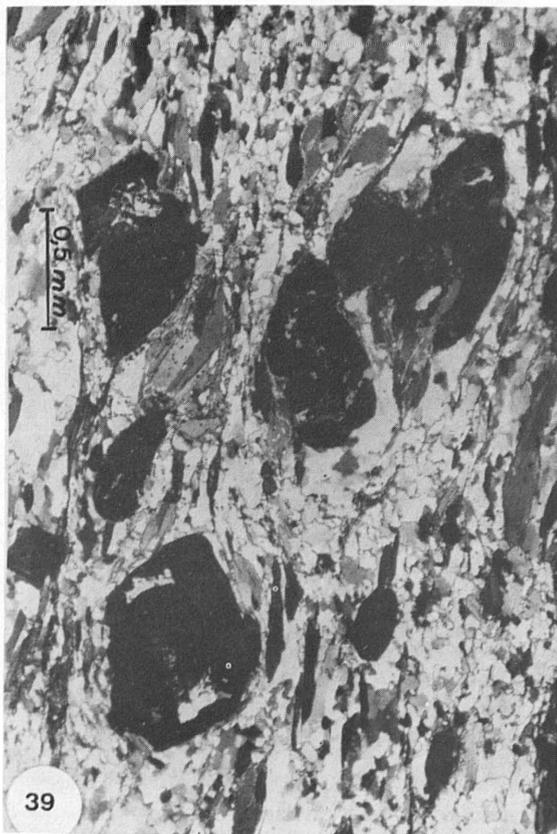
29. Muestra GSE-4-1-C, Mármol cipolínico. Nx.
30. Muestra GSE-10-1-C. Gneis con turmalina. Cristales de turmalina bien desarrollados.
31. Muestra GSE-10-1-C. Gneis con turmalina. Nx. Otro detalle de la preparación.
32. Muestra GSE-10-1-C. Gneis con turmalina. Nx. Fenoblastos de feldespato perfitico.



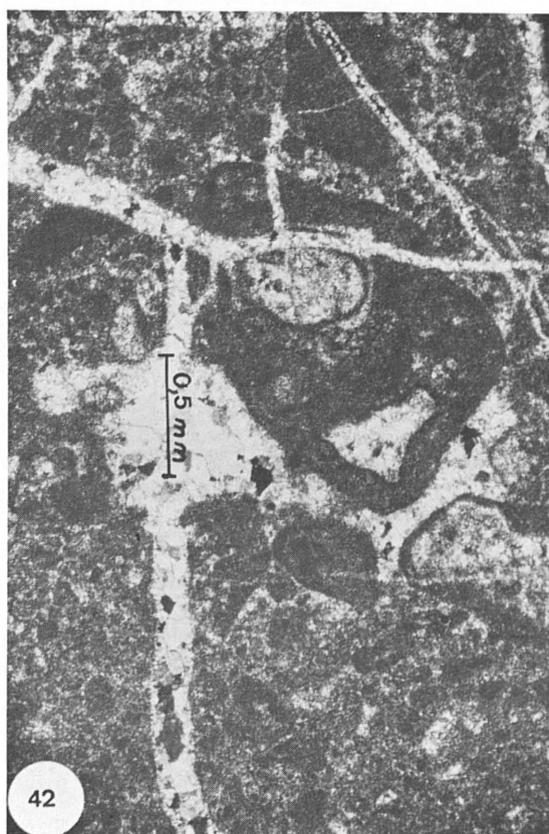
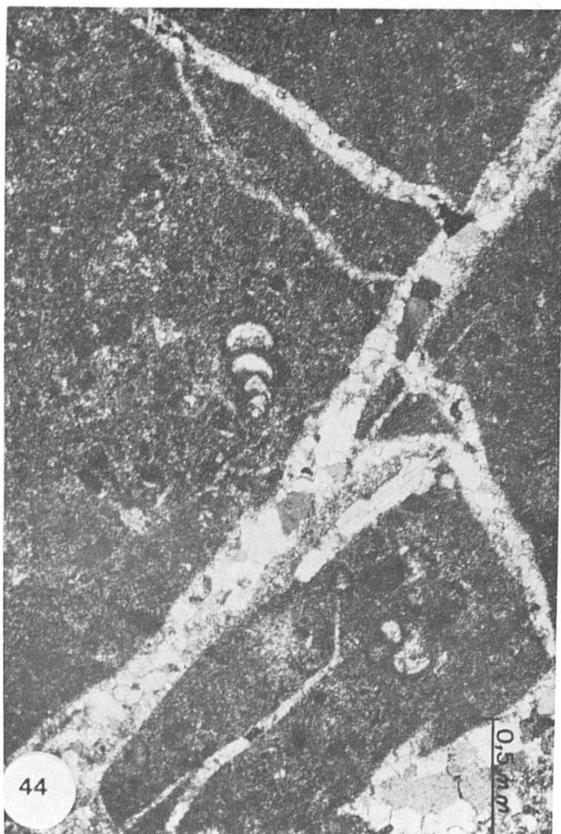
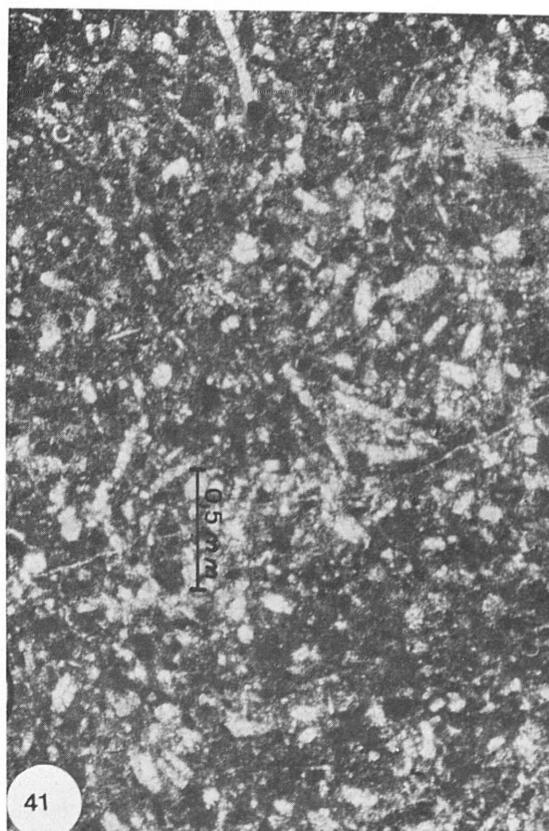
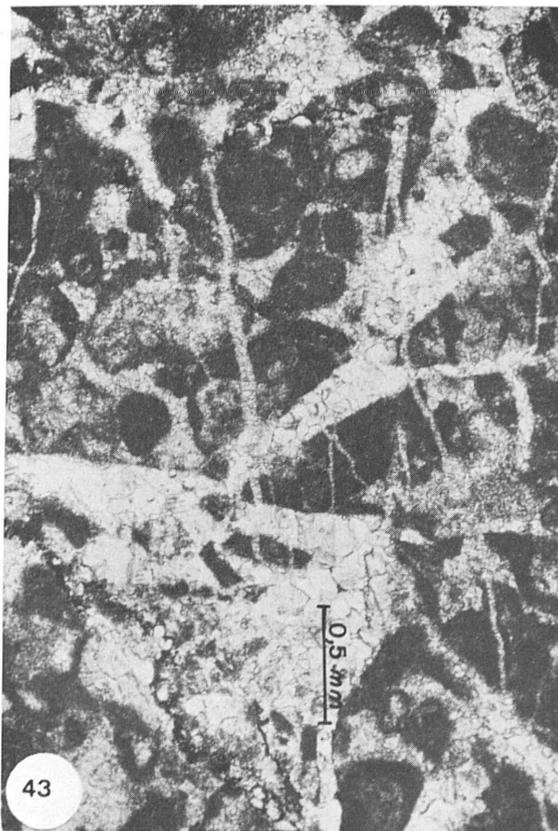
33. Muestra GSE-10-2-C. Micasquisto con anfíbol y epidota. Nx.
Detalle de los cristales de anfíbol.
34. Muestra GSE-18-3-C. Anfíbolita epidótica. Nx.
35. Muestra GSE-18-3-C. Anfíbolita epidótica. Nx.
36. Muestra GSE-18-4-C. Epidotita. Nx.



37. Muestra DG-3-6-C. Micasquisto epidótico con granate. Nx.
38. Muestra DG-6-6-C. Micasquisto con granate. Nx.
39. Muestra DG-8-6-C. Micasquisto granatífero con turmalina. Nx.
Peciloblastos de granate helicítico.
40. Muestra DG-11-6-C. Anfibolita epidótica con granate y feldespato. Nx.



41. Muestra CV-1-2-C.
Biopelmicrita con matriz recristalizada a microesparita. Fragmentos fósiles abundantes (espículas, equinodermos, filamentos). Los pelets son también muy abundantes. Nx.
42. Muestra CV-1-3-C.
Intrabiomicrita. Bioclastos con envueltas micríticas muy desarrolladas. En algunos aloquímicos presentes en esta facies es difícil diferenciar si corresponden a intraclastos o son bioclastos muy micritizados. Fracturas tectónicas tardías con relleno esparfítico. Nx.
43. Muestra CV-1-3-C.
Intrabiomicrita. Muy brechificada. Fracturas rellenas por calcita y penetración en los clastos (recristalización). Nx.
44. Muestra CPL-(1-2)-2-C.
Pelbiomicrita. El carbonato esparfítico rellena fracturas tectónicas tardías. Nx.



41. Muestra CV-1-2-C.
Biopelmicrita con matriz recristalizada a microesparita. Fragmentos fósiles abundantes (espículas, equinodermos, filamentos). Los pelets son también muy abundantes. Nx.
42. Muestra CV-1-3-C.
Intrabiomicrita. Bioclastos con envueltas micríticas muy desarrolladas. En algunos aloquímicos presentes en esta facies es difícil diferenciar si corresponden a intraclastos o son bioclastos muy micritizados. Fracturas tectónicas tardías con relleno esparítico. Nx.
43. Muestra CV-1-3-C.
Intrabiomicrita. Muy brechificada. Fracturas rellenas por calcita y penetración en los clastos (recristalización). Nx.
44. Muestra CPL-(1-2)-2-C.
Pelbiomicrita. El carbonato esparítico rellena fracturas tectónicas tardías. Nx.

