

Criterios mineralógicos empleados en el análisis del Permotrias Maláguide

M. D. RUIZ CRUZ

*Departamento de Química Inorgánica, Cristalografía y Mineralogía
Facultad de Ciencias. Campus de Teatinos 29071, Málaga*

RESUMEN

Se recogen en este trabajo los resultados del análisis mineralógico de 11 sucesiones parciales del Permotrias Maláguide, repartidas a lo largo de la Cordillera Bética. En general, es posible poner de manifiesto una gran uniformidad mineralógica horizontal, indicativa de condiciones de depósito y diagénesis muy homogéneas en todo el dominio Maláguide, y una evolución vertical, en gran medida paralela a la evolución litológica. Atendiendo a las características mineralógicas de las muestras globales y de las fracciones $<2 \mu\text{m}$ y $2\text{-}20 \mu\text{m}$ se han establecido una serie de parámetros mineralógicos que con cierto grado de seguridad permiten caracterizar diferentes miembros detríticos. La interpretación del significado genético de los diferentes parámetros determinados permite concluir que en la mineralogía de los miembros detríticos ha tenido una influencia decisiva el tipo de medio de depósito junto con los procesos diagenéticos iniciales, íntimamente ligados a aquél y, en menor medida, los procesos tectodiagenéticos, relacionados con la orogenia alpina.

Palabras clave: Cordilleras Béticas, Complejo Maláguide, Permotrias, caolinita, clorita, dickita, illita, diagénesis.

ABSTRACT

The results of a mineralogical analysis of 11 partial sequences of the Maláguide Permo-Triassic are compiled in this work. From the data ob-

tained it is possible to manifest a great horizontal homogeneity and a vertical change related to the lithological evolution. On the basis of mineralogical characteristics of the whole rocks and of the $<2 \mu\text{m}$ and $2\text{-}20 \mu\text{m}$ size-fractions, a set of parameters have been established, which allows us to conclude that, the type of medium of deposit and the earliest diagenetic processes have had a decisive influence on the mineralogy, along the tectodiagenetic processes related to the Alpine Orogeny.

Key words: Betic Cordilleras, Malaguide Complex, Permo-Triassic, chlorite, dickite, illite, kaolinite.

INTRODUCCIÓN

Algunas características básicas de las series detríticas rojas fueron objeto de estudio en trabajos de Millot y su escuela, existiendo una síntesis en Millot (1970). La mineralogía de estas series guarda una estrecha relación con episodios tectónicos bien definidos, posición paleogeográfica y tipo de clima dominante.

En la Península Ibérica se han realizado estudios mineralógicos detallados en las series detríticas triásicas que bordean la meseta, especialmente en la Cordillera Ibérica. Por el contrario, el Triásico de las Cordilleras Béticas y más concretamente el Permotriás Malaguide, ofrece enormes lagunas de interpretación, debido especialmente a la compleja tectónica que presenta. Uno de los grandes problemas que se plantea es la ausencia de columnas estratigráficas completas. Los autores que han trabajado en distintos sectores de esta cordillera habitualmente presentan columnas «compuestas», deducidas del análisis de numerosos afloramientos, por lo que con frecuencia resulta difícil asignar a las sucesiones locales una posición estratigráfica concreta dentro de la columna general.

Con el análisis mineralógico del Permotriás del Complejo Malaguide se pretende, por una parte, establecer unos criterios mineralógicos básicos que permitan la asignación de una determinada sucesión a uno de los miembros estratigráficos establecidos y, por otra parte, analizar el significado de su mineralogía, diferenciando las características que dependieron del tipo de área fuente de las que dependieron de las condiciones de depósito, de los procesos diagenéticos más o menos tempranos y de aquellos relacionados con la orogenia alpina.

Somos conscientes de las limitaciones de los resultados que aquí se presentan, pero un estudio mineralógico más completo requiere de una estratigrafía detallada, que aún está por realizar.

GEOLOGÍA

El Complejo Maláguide constituye la unidad tectónica superior de las zonas internas de la Cordillera Bética. Tal como fue definido por Durand-Delga (1968), comprende sedimentos que abarcan del Paleozoico al Mioceno. Mäkel (1985) definió tres grandes unidades dentro de este Complejo: La unidad Paleozoica, la unidad Permotriásica y la unidad Mesozoico-Terciaria.

A lo largo de la Cordillera Bética el Complejo Maláguide aparece en numerosos afloramientos siguiendo una «banda» de dirección SW-NE (Fig. 1). En ellos la unidad Permotriásica aparece con diferente extensión, estructurada en una serie de escamas superpuestas que hacen extremadamente difícil el establecimiento de columnas estratigráficas completas. Con objeto de facilitar la descripción hemos delimitado tres sectores en el mapa de la figura 1: El sector occidental comprende el conjunto de afloramientos situados en la zona de Málaga. El sector central comprende los afloramientos de Sierra Arana y el sector oriental el conjunto de afloramientos situados entre el límite de la provincia de Granada y Murcia.

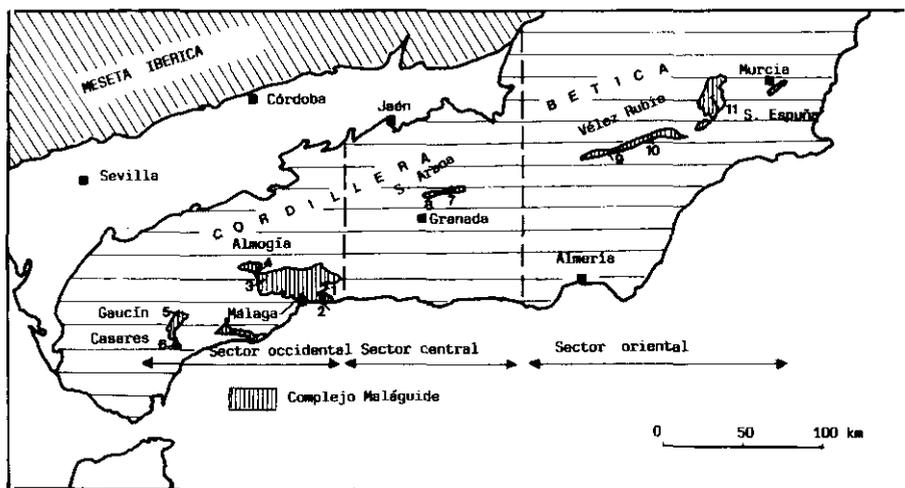


Fig. 1.—Situación de los afloramientos del Complejo Maláguide en la Cordillera Bética y localización de las sucesiones estudiadas: 1 y 2: Málaga; 3 y 4: Almogía; 5: Gaucín; 6: Casares; 7 y 8: Sierra Arana; 9 y 10: Vézlez Rubio; 11: Sierra Espuña.

Fig. 1.—Situation of the Malaguide Complex outcrops in the Betic Cordilleras and location of the studied sections: 1 and 2: Málaga; 3 and 4: Almogía; 5: Gaucín; 6: Casares; 7 and 8: Sierra Arana; 9 and 10: Vézlez Rubio; 11: Sierra Espuña.

En el sector occidental el Permotriás está presente en numerosos afloramientos, especialmente frecuentes en los montes de Málaga, donde fueron descritos con cierto detalle por Azéma (1961) y Boulin (1970). En el sector central el Permotriás aparece expuesto en una estrecha banda, al sur de Sierra Arana, donde el Complejo Maláguide ha sido estudiado por Navarro-Vila (1976) y Aldaya, García Dueñas & Navarro-Vila (1979). El sector oriental ofrece una serie de afloramientos, frecuentemente agrupados en dos áreas, el área de Sierra Espuña y el área de Vélez Rubio, con características muy similares. La zona de Sierra Espuña ha sido estudiada, entre otros, por Fernex (1968), Paquet (1969) y Mäkel (1981). La zona de Vélez Rubio ha sido investigada con cierto detalle por Soediono (1971), Roep (1972) y Geel (1973).

Las columnas mas completas se han descrito en el sector oriental (Sierra Espuña), donde Mäkel (1981) diferencia seis miembros (figura 2):

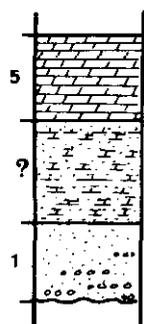
1. Miembro conglomerático inferior.
2. Miembro de areniscas abigarradas.
3. Miembro dolomítico medio.
4. Miembro conglomerático superior.
5. Miembro dolomítico superior.
6. Miembro de calizas y margas.

Los miembros 5 y 6 han sido asignados, de forma unánime al Triásico Medio-Superior. Los restantes miembros, a falta de fósiles característicos, se asignan de forma genérica al Permotriás. En este mismo sector los autores citados diferencian dos unidades tectónicas: la unidad inferior, sin rocas post-Triásicas, y la unidad superior, con rocas post-Triásicas, con desigual desarrollo de los miembros descritos (Fig. 2, c y d).

En los sectores central y occidental el Permotriás presenta espesores notablemente menores, generalmente por ausencia de alguno de los miembros definidos en el sector oriental (Fig. 2, a y b). Los miembros comunes a las diferentes columnas ofrecen, no obstante, características similares a lo largo de toda la Cordillera. La siguiente descripción es un resumen de los datos recogidos por Mäkel (1985), referidos especialmente al sector oriental de la Cordillera:

Fig. 2.—Columnas estratigráficas simplificadas del Permotriás Maláguide. a: Sector occidental (zona de Málaga). b: Sector central (área de Sierra Arana). c y d: Sector oriental (zonas de Vélez Rubio y Sierra Espuña), unidades tectónicas superior (c) e inferior (d) (según Azéma, 1961, Felder, 1978, Geel, 1973, Mäkel, 1985, Navarro-Vila, 1976, Roep, 1972 y Soediono, 1971).

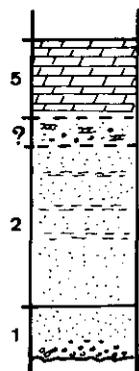
Fig. 2.—Simplified stratigraphic columns of the Maláguide Permo-Triassic. a: Western sector (Málaga zone). b: Central sector (Sierra Arana area). c y d: Eastern sector (Vélez Rubio and Sierra Espuña areas), higher (c) and lower (d) tectonic units (after Azéma, 1961, Felder, 1978, Geel, 1973, Mäkel, 1985, Navarro-Vila, 1976, Roep, 1972 and Soediono, 1971).



a

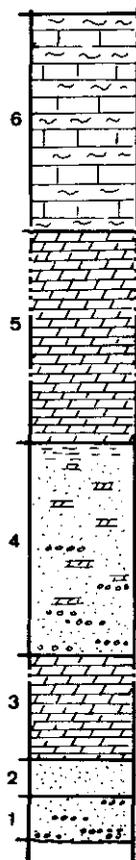
Málaga

250 m



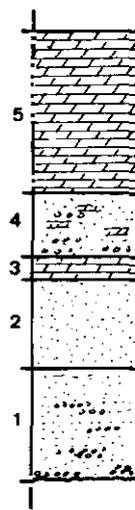
b

Sierra Arana



c

Sierra Espuña



d

LEYENDA



Calizas



Dolomias



Margocalizas



Lutitas



Areniscas



Conglomerados

1. El miembro conglomerático inferior comprende conglomerados, areniscas y lutitas, predominantemente rojos. Los conglomerados aparecen constituidos por cantos de cuarzo, cuarcita, chert y jaspe, en una matriz arenosa, con cemento de cuarzo. Las areniscas se caracterizan por el elevado contenido en cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado, en una matriz rica en óxidos de Fe, junto con la ausencia o escasez de feldespatos. Las lutitas presentan las características concreciones calcáreas generadas en condiciones subaéreas.

2. El miembro de areniscas abigarradas comprende areniscas diversamente coloreadas, con frecuentes intercalaciones de lutitas. Localmente aparecen niveles de margas y yeso. El contenido detrítico consiste fundamentalmente en cuarzo, rocas metamórficas de bajo grado y abundantes feldespatos, en un cemento silíceo.

Este miembro, junto con la parte superior del miembro 1, es interpretado por los autores citados como depósitos producidos en sistemas fluviales de alta sinuosidad. La base del miembro 1 representaría, en cambio, la parte inferior de abanicos aluviales.

3. El miembro dolomítico intermedio aparece bien desarrollado en el sector oriental de la cordillera, especialmente en las unidades tectónicas superiores, si bien de forma local parece haber sido identificado en los sectores central y occidental. Consiste en una alternancia de dolomías grises y margas claras. El depósito habría tenido lugar en un medio marino de poca profundidad.

4. De forma similar al miembro 3, el miembro conglomerático superior sólo aparece claramente diferenciado en el sector oriental de la Cordillera. No obstante, en ciertas sucesiones del sector central, algunos niveles, siempre con escaso desarrollo, han sido asignados por Mäkel (1985) a este miembro. Litológicamente comprende areniscas diversamente coloreadas y conglomerados, con frecuentes intercalaciones de lutitas y dolomías. Los conglomerados están constituidos por cantos fundamentalmente calcáreos, con matriz arenosa y cemento carbonatado. Las areniscas contienen abundantes feldespatos potásicos y cemento carbonatado. El medio de depósito se interpreta como marino de poca profundidad, localmente de «lagoon».

5. El miembro dolomítico superior se extiende, con diferente grado de desarrollo, a lo largo de toda la Cordillera y comprende esencialmente dolomías ocreas, con típicos colores marrones de meteorización.

6. El miembro de calizas y margas sólo aparece bien representado en el sector oriental de la Cordillera, en concreto en las unidades tectóni-

cas más altas. Está constituido por margas de colores claros con intercalaciones de calizas, conglomerados y yeso.

La microfauna es indicativa, en los miembros 5 y 6, de un medio marino somero.

Con objeto de uniformizar la descripción, en este trabajo se mantiene la división y terminología utilizados por Mäkel (1985)

MATERIAL Y MÉTODOS

El estudio mineralógico del Permotriás Maláguide se inició en el sector occidental de la Cordillera Bética, concretamente en los afloramientos próximos a Málaga. Un sumario de los resultados obtenidos en esta zona ha sido recogido por Ruiz Cruz & Puga (1992). El estudio prosiguió con el análisis de los afloramientos más occidentales, en el límite de las provincias de Málaga y Cádiz. Ello nos permitió constatar que las características mineralógicas básicas se mantenían constantes en todo el sector occidental.

Posteriormente el análisis se ha extendido a los sectores central y oriental, aunque en estos últimos el número de sucesiones analizadas ha sido notablemente menor. El número de orden de las sucesiones representadas en la figura 1 responde, por ello, al orden que se ha seguido en esta investigación. En la tabla I se recoge el número de muestras analizadas en cada una de las sucesiones y la localización de las mismas.

El análisis mineralógico se ha realizado utilizando como técnicas fun-

TABLA I.—*Localización de las muestras analizadas*

<i>Sector</i>	<i>Sucesión</i>	<i>N.º de muestras</i>
Occidental	1 (Málaga)	15
»	2 »	21
»	3 (Almogía)	8
»	4 »	13
»	5 (Gaucín)	10
»	6 (Casares)	6
Central	7 (Sierra Arana)	8
»	8 »	10
Oriental	9 (Vélez Rubio)	9
»	10 »	12
»	11 (Sierra Espuña)	21

damentales la difracción de rayos X (DRX) y la microscopía óptica (MP). No obstante, el estudio detallado de ciertos minerales de la arcilla se ha completado mediante técnicas térmicas (ATD-TG), espectroscopía de infrarrojos (IR), microscopía electrónica de barrido (MEB) y de transmisión (MET) (Ruiz Cruz & Moreno Real, 1993). El análisis químico mediante microsonda electrónica se ha utilizado para la más exacta caracterización de micas y cloritas (Ruiz Cruz, 1996).

Los parámetros mineralógicos que se proponen en este trabajo se han basado en los datos de DRX; se ha utilizado un difractómetro Siemens D-501, con ánodo de cobre y monocromador de grafito. Los difractogramas se han realizado entre 2 y 65° (2 θ), con tamaño de paso = 0,2 y tiempos de contaje por paso = 1-2 s.

La estimación semicuantitativa de los constituyentes mineralógicos de las muestras totales se ha realizado a partir de difractogramas de polvo, utilizando los poderes reflectantes de Schultz (1964). La mineralogía de la fracción fina se ha determinado analizando dos fracciones de tamaño: 2-20 μm y < 2 μm , utilizando diferentes tratamientos y los poderes reflectantes de Islam & Lotse (1976). La determinación de la cristalinidad de la illita (IC) se ha realizado siguiendo las recomendaciones de Kisch (1991).

Al microscopio petrográfico se ha llevado a cabo el estudio de los niveles de areniscas y conglomerados. Por contaje de puntos se ha determinado el contenido en granos detríticos, matriz, cemento y porosidad visible.

MINERALOGÍA

En el análisis mineralógico realizado se ha hecho especial hincapié en los miembros detríticos (1, 2 y 4) de las diferentes sucesiones. Por ello, los resultados que aquí se exponen se limitan exclusivamente a ellos.

De forma general, la evolución mineralógica vertical es paralela, a lo largo de toda la Cordillera, a la evolución litológica y ya había sido, en cierta medida, puesta de manifiesto por los autores citados. Señalaremos, por tanto, sólo aquellas características mineralógicas que constituyen un aporte nuevo o que resultan más significativas en el análisis e interpretación de las diferentes sucesiones.

1. El miembro conglomerático inferior se caracteriza por la escasez de feldspatos y carbonatos, la presencia discreta de micas y el notable desarrollo de un cemento de dickita, habitualmente confundido con cuarzo microcristalino.

La transición de este miembro al miembro de areniscas abigarradas viene claramente señalada en el sector occidental por un tramo de algunos metros a algunas decenas de metros, en el que alternan las areniscas típicas del miembro 1, con niveles de areniscas micáceas, ricas en clorita y con escaso desarrollo de cemento de dickita. Este tramo «mixto» es habitualmente incluido, por sus características litológicas, en el miembro 2, pero la semejanza mineralógica es notablemente mayor con el miembro inferior.

2. El miembro de areniscas abigarradas, muy bien desarrollado en ciertas secuencias de la zona de Vélez Rubio, viene caracterizado por el descenso del contenido en micas detríticas y matriz arcillosa (casi exclusivamente íltica) y el aumento considerable en la proporción de feldespatos. En el sector oriental este miembro viene caracterizado asimismo por la escasez de cemento carbonatado.

En el sector occidental, los tramos habitualmente asignados a este miembro contienen considerables cantidades de carbonatos y en la matriz arcillosa es frecuente la clorita. Estas diferencias mineralógicas, junto con la ausencia del tramo dolomítico medio, nos permiten cuestionar la correcta asignación estratigráfica de este miembro detrítico, en la zona de Málaga.

3. El miembro detrítico superior (miembro 4) se ha caracterizado mineralógicamente en las unidades tectónicas superiores de la zona de Sierra Espuña, donde aparece bien desarrollado y con una posición estratigráfica bien determinada. Además de la abundancia de clastos calcáreos hay que señalar el contenido localmente importante en feldespatos y el notable desarrollo de cemento dolomítico. La matriz arcillosa está constituida por ílita y clorita.

CRITERIOS MINERALÓGICOS PROPUESTOS

La evolución mineralógica señalada permite establecer una serie de parámetros que caracterizan los diferentes miembros detríticos. Se han seleccionados los siguientes:

- a) Contenido en carbonatos (C).
- b) Contenido relativo en feldespato (Fd/Q).
- c) Contenido relativo en micas detríticas (M/Q).
- d) Mineralogía de la matriz.
- e) Tipo de cemento no carbonatado.

Mineralogía de roca total (criterios a, b y c)

La tabla II recoge la composición mineralógica de las rocas utilizadas en este trabajo. La evolución de los tres primeros parámetros aparece recogida en las figuras 3 y 4, donde se ha representado, en función del contenido en carbonatos y de la relación M/Q, la relación Fd/Q. La elección de estos parámetros ofrece ciertas ventajas e inconvenientes. La ventaja principal consiste en su fácil determinación, ya que puede realizarse a partir de los difractogramas de las muestras totales: Los parámetros *a* y *b* se han calculado a partir de la determinación semicuantitativa (% de cuarzo, feldespato y carbonatos). El parámetro *c* corresponde, en cambio, a la relación de las intensidades del pico a 10 Å de la mica y del pico a 4,26 Å del cuarzo, ya que la reflexión habitualmente utilizada en la cuantificación de los filosilicatos (4,44 Å) incluiría también el contenido en caolinita y dickita. Entre los inconvenientes más notables que presenta la utilización de estos parámetros hay que citar, por una parte, la imposibilidad de diferenciar feldespatos detríticos y feldespatos autigénicos, y por otra parte, la determinación del parámetro *c* nos ha forzado a eliminar, en las correspondientes representaciones, las muestras correspondientes a los niveles lutíticos, en los que lógicamente el contenido en ilitas es notablemente superior.

La figura 3a muestra la distribución de puntos en la sucesión núm. 8 de Sierra Arana (Fig. 2b). Las muestras representadas son areniscas y conglomerados asignados por Mäkel (1985) al miembro 1 y, en gran parte, al miembro 2. La relación Fd/Q es $< 0,1$ y el contenido en carbonatos $< 7\%$. La única diferencia mineralógica entre los diferentes litotipos viene marcada por el contenido en micas detríticas y clorita (Fig. 4a).

La figura 3b muestra la distribución de puntos correspondiente al miembro de areniscas abigarradas, en la zona de Vélez Rubio (Fig. 2d). La escasez de carbonatos y la concentración de puntos entre Fd/Q = 0,05 y 0,3 son características comunes a estas muestras. La escasez de micas detríticas determina asimismo que la distribución de puntos en la figura 4b quede también restringida a una estrecha banda.

La figura 3c muestra la disposición de las areniscas y conglomerados del miembro detrítico superior en la zona de Sierra Espuña (Fig. 2c). El variable contenido en feldespatos y carbonatos en este miembro origina una distribución bastante más amplia que en los casos anteriores. El contenido en micas detríticas, también variable, condiciona asimismo una amplia distribución de puntos en la figura 4c.

El hecho de no haber sido claramente reconocido el miembro 4 en el

Tabla II.—Composiciones mineralógicas.

Sector occidental. Sucesiones 1 y 2 (Málaga)												
(1)	(2)	(3)	(4)	Muestra total				Fracción <2 μm				
				Qz	Fd	C	F	Di*	Il	Cl	I.C.	
1	I		41	83	--	--	17	43	57	--	0.41	
			42	65	--	--	35	30	70	--	0.50	
			43	82	--	--	18	34	66	--	0.53	
	II		I	44	62	--	--	38	36	64	--	0.34
			44-1	50	--	--	50	41	55	4	0.36	
			44-2	63	--	--	37	34	61	5	0.35	
			44-3	72	--	--	28	40	58	2	0.33	
			44-4	55	--	--	45	32	66	2	0.38	
			44-5	60	--	Tr	40	35	60	15	0.37	
			44-6	62	--	Tr	38	39	61	--	0.42	
			45	25	--	--	75	29	71	--	0.49	
			46	61	--	10	29	--	90	10	0.52	
			IV?	47	42	--	36	22	--	85	15	0.70
				48	59	10	10	21	--	100	Tr	0.92
				49	17	5	10	68	--	90	10	0.70
50	60	7		20	13	10	80	10	0.68			
2	II	IV?	51	59	3	23	15	--	81	19	0.65	
			52	12	--	51	37	--	86	14	0.75	
			53	16	--	69	15	--	100	--	0.83	
			54	72	13	15	Tr				n.d.	
			56	69	9	20	2	--	100	--	0.68	
			57	18	6	10	66	10	90	--	0.90	
			59	32	3	48	17	Tr	100	--	0.85	
			60	19	Tr	50	31	--	95	5	1.20	
			61	12	2	61	25	--	100	--	1.30	
			62	59	15	8	13	--	90	10	0.82	
			63	32	4	30	34	12	88	--	1.30	
			64	37	6	57	Tr	--	93	7	0.92	
			65	17	6	6	70	--	90	10	1.30	
			66	62	7	21	10	--	86	14	0.60	
			67	17	7	8	68	--	98	2	0.69	
			68	64	16	13	7	--	100	Tr	0.45	
			69	23	6	25	46	--	98	2	0.66	
			70	11	6	6	77	--	97	3	0.75	
			71	56	3	41	Tr				n.d.	
			72	47	7	24	22	--	88	12	0.59	
			73	73	6	13	8	--	100	--	0.80	
V	V	74	10	3	83	Tr			n.d.			
		75	15	Tr	85	Tr			n.d.			

TABLA II.—Composiciones mineralógicas, (Continuación).

Sector occidental. Sucesiones 3 y 4 (Almogía), 5 (Gaucín) y 6 (Casares).												
(1)	(2)	(3)	(4)	Muestra total				Fracción <2 μ m				
				Qz	Fd	C	F	Di*	H	Cl	I.C.	
3	I	I	95	48	--	4	48	20	80	--	0.39	
			96	92	--	--	8	40	60	--	0.53	
			97	35	3	8	54	22	78	--	0.41	
			98	75	--	--	25	67	33	--	0.60	
			99	63	--	--	37	46	54	--	0.51	
			100	57	Tr	11	31	80	20	--	0.40	
			101	77	--	--	23	49	51	--	0.55	
			102	84	--	--	16	21	79	--	0.61	
4	II	I	103	55	2	7	39	44	56	--	0.58	
			104	47	2	--	50	24	76	--	0.48	
			105	91	--	--	9		n.d.			
			106	37	3	6	54	22	78	--	0.45	
			107	50	3	4	47	--	81	19	0.50	
			108	23	2	32	43	10	90	--	0.39	
			I-II	109	55	11	--	34	--	86	14	0.31
				110	57	10	6	27	--	85	15	0.25
	111	52		10	18	20	10	80	10	0.33		
	112	47		12	15	26	3	79	18	0.39		
	113	49		3	3	45	10	83	7	0.33		
	114	77		--	5	19	39	61	--	0.41		
	115	53		3	30	14	15	80	5	0.36		
	5	I	I	121	76	--	--	24	71	29	--	0.51
				122	73	--	--	27	60	40	--	0.50
123				78	--	7	15	30	70	--	0.51	
124				33	3	--	64	40	60	--	0.60	
125				57	--	--	43	21	79	--	0.40	
126				81	--	--	19	90	10	--	0.41	
127				43	--	--	57	10	90	--	0.39	
128				74	--	3	23	33	67	--	0.41	
129				80	--	--	20	42	58	--	0.53	
130				41	--	--	59	18	82	--	0.39	
6				I?	I	131	57	--	3	40	15	85
	132	62	--			--	38	25	75	--	0.53	
	133	33	3			15	51	4	96	--	0.39	
	134	74	--			--	26	31	69	--	0.54	
	135	72	--			--	28	40	60	--	0.58	
	136	61	--			4	35	33	67	--	0.52	

Tabla II.—Composiciones mineralógicas, (Continuación).

Sector central. Sucesiones 7 y 8 (Sierra Arana), 9 y 10 (Vélez Rubio).											
(1)	(2)	(3)	(4)	Muestra total				Fracción <2 μm			
				Qz	Fd	C	F	Di*	Il	Cl	I.C.
7	I	I	351	89	--	Tr	11	24	76	--	0.65
			352	68	--	--	32	41	59	Tr	0.62
	II	II	353	50	17	Tr	33	--	64	36	0.59
			354	41	13	--	46	--	71	29	0.60
			355	62	11	--	27	--	66	34	0.48
			356	51	3	--	46	47	53	--	0.41
			357	36	4	--	60	--	78	22	0.54
			358	33	10	--	57	--	64	36	0.62
8	II	I	359	44	19	8	29	--	59	41	0.32
			360	77	--	--	23	37	63	--	0.39
			360	55	Tr	--	45	31	69	--	0.40
			361	51	--	--	49	37	63	--	0.41
			364	58	--	--	42	64	36	--	0.35
	I	I	365	84	--	--	16	49	51	--	0.48
			366	63	--	9	28	48	52	--	0.40
			367	74	10	--	16	33	60	7	0.50
			368	51	8	7	34	18	82	Tr	0.39
			369	47	5	8	40	21	76	3	0.37
9	I	I	295	75	--	--	25	--	92	8	0.32
			296	55	4	Tr	39	13	87	--	0.53
			297	68	--	3	29	21	79	--	0.52
			298	65	--	--	35	10	90	--	0.58
			299	79	3	4	14	28	72	--	0.63
	II	II	300	74	4	--	22	--	97	3	0.39
			301	69	3	--	28	--	100	--	0.40
			302	65	12	9	14	--	80	20	0.41
			303	45	9	5	41	--	86	14	0.68
			10	II	II	304	65	30	Tr	5	--
305	70	20				--	10	--	100	--	0.80
306	79	13				Tr	8	--	100	--	1.30
307	75	10				Tr	15	--	100	--	1.3
308	78	11				Tr	11	--	100	--	0.42
309	60	19				6	15	--	100	--	0.51
310	82	9				Tr	9	--	98	2	0.53
311	80	10				4	6	--	97	3	0.52
312	93	7				Tr	Tr			n.d.	
313	69	6				2	23	Tr	100	--	0.49
314	67	15				4	14	--	95	5	0.44
315	83	7				6	4			n.d.	

TABLA II.—Composiciones mineralógicas, (Continuación).

Sector oriental. Sucesión 11 (Sierra Espuña).												
(1)	(2)	(3)	(4)	Muestra total				Fracción <2 µm				
				Qz	Fd	C	F	Di*	Il	Cl	I.C.	
11	IV	IV	316	45	--	29	26	--	92	8	0.53	
			317	58	2	15	25	--	98	2	0.50	
			318	70	5	17	8	--	100	Tr	0.45	
			319	59	4	15	22	--	97	3	0.47	
			320	50	10	17	23	--	91	9	0.42	
			321	60	12	20	8				n.d.	
			322	74	11	Tr	15	--	100	--	0.48	
			323	66	--	5	29	--	100	--	0.43	
			324	68	3	10	19	--	90	10	0.49	
			325	33	--	33	34	--	91	9	0.41	
			326	40	--	30	30	--	95	5	0.42	
			327	48	Tr	16	36	--	87	13	0.42	
			328	50	3	20	27	--	100	Tr	0.41	
			329	64	5	7	24	--	87	13	0.45	
			330	70	7	5	18	--	100	--	0.41	
				III	III	331	18	--	71	11		
		332	14			--	80	6			n.d.	
		II	II	333	79	13	4	4			n.d.	
				334	75	13	Tr	12	--	100	--	0.53
				335	81	9	5	5				n.d.
				336	60	14	7	19	--	95	5	0.64
				337	35	14	--	51	18	76	5	0.60
				338	73	12	Tr	15	--	100	--	0.40
				339	40	10	8	42	9	93	--	0.52
				340	63	14	Tr	23	--	100	--	0.58

- (1) Sucesión.
- (2) Miembros a los que corresponderían las muestras de acuerdo con los datos bibliográficos.
- (3) Asignación probable, de acuerdo con los resultados mineralógicos.
- (4) Número de las muestras. El número de muestras recogido en esta tabla no coincide necesariamente con el citado en la tabla I, ya que aquí se incluyen muestras correspondientes a miembros no detríticos y/o muestras no recogidas en las figuras.

Qz: Cuarzo. Fd: Feldespato. C: Carbonato. F: Filosilicatos. Di*: Dickita en los miembros 1 y 2; caolinita en el miembro 4. Il: Ilita. Cl: Clorita. I.C.: Índice de cristalinidad de la ilita.

La composición de la fracción <2 µm se ha recalculado, eliminando cuarzo, feldespatos y carbonatos, para mostrar más claramente la relación entre los diferentes filosilicatos.

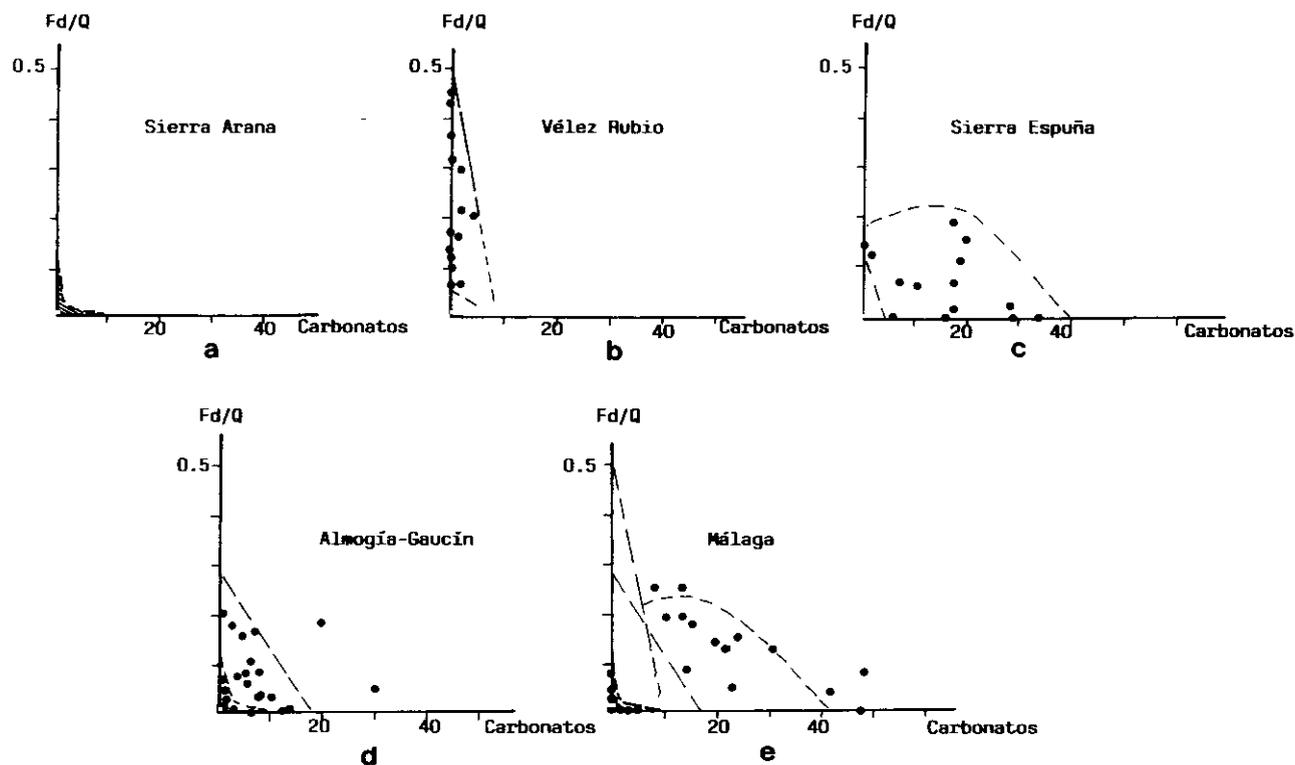
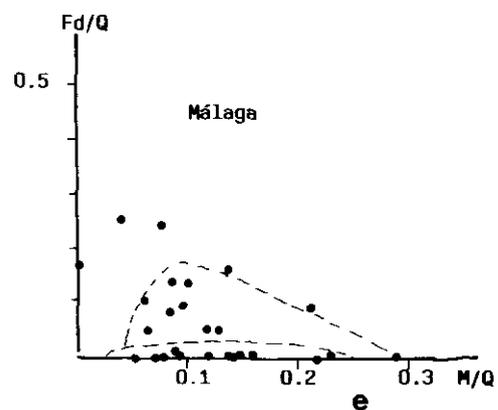
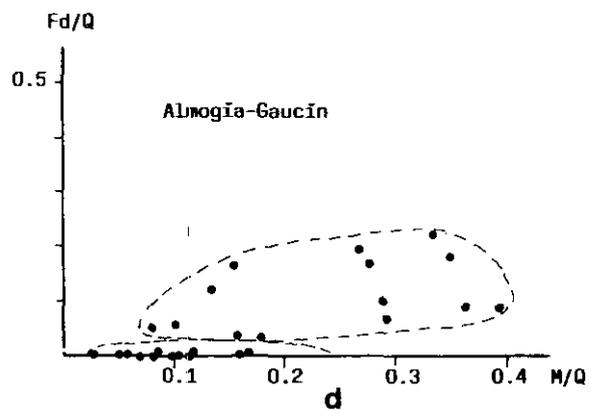
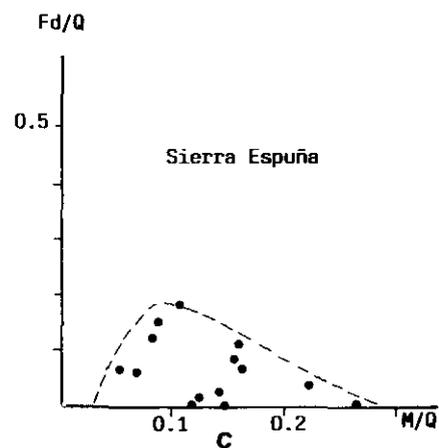
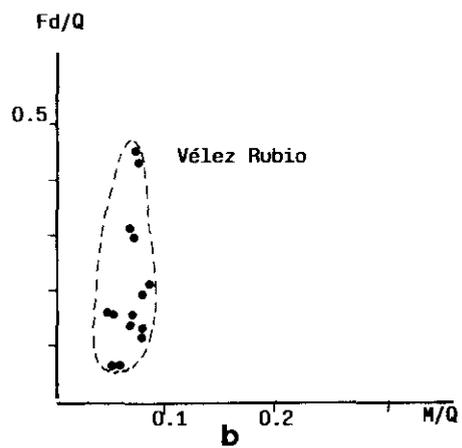
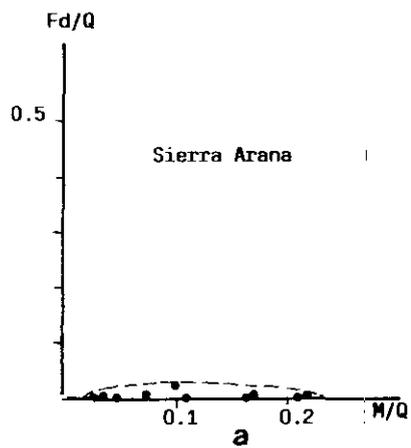


Fig. 3.—Representación de la relación Fd/Q frente a contenido en carbonatos. a: Sucesión n.º 8 de Sierra Arana, miembro 1. b: Sucesiones de Vélez Rubio, miembro 2. c: Sucesión de Sierra Espuña, miembro 4. d, e: Situación de las muestras correspondientes a varias sucesiones del sector occidental.

Fig. 3.—Plot of Fd/Q ratio versus carbonate content. a: Sierra Arana section (8), member 1. b: Vélez Rubio sections, member 2. c: Sierra Espuña section, member 4. d and e: Situation of the samples of some western sector sections.



sector occidental, junto con la complicada tectónica de la zona hacen que la asignación de los numerosos afloramientos existentes a los miembros definidos en el sector oriental sea a menudo difícil, y hasta el momento ha venido realizándose atendiendo a criterios litológicos, especialmente color y proporción de niveles lutíticos. Las figuras 3 (d, e) y 4 (d, e) corresponden a sucesiones del sector occidental (Fig. 2a), asignadas habitualmente a los miembros 1 y 2 (Mäkel, 1985, Martín Algarra, 1987). Si bien el miembro 1 aparece claramente diferenciado en ambos casos, incluso en sucesiones en las que no aparecen los conglomerados, la situación de los restantes niveles es claramente diferente en las sucesiones de Almogía (Figs. 3d y 4d) y de Málaga (Figs. 3e y 4e). En las primeras existe una clara continuidad composicional entre todo el conjunto de niveles representados, especialmente en la figura 3d. Estas sucesiones pueden ser asignadas, por lo tanto, al miembro 1 y a la transición del miembro 1 al 2. La distribución de puntos en las figuras 3e y 4e es claramente diferente. Un número considerable de puntos se sitúa en el campo composicional del miembro conglomerático inferior, y su asignación al miembro 1 está fuera de dudas. El campo de las areniscas micáceas (transición 1-2) aparece vacío en la representación de la figura 3e, lo que indica la ausencia, en las sucesiones de Málaga, de estos niveles. Igualmente aparece vacío el campo de las areniscas abigarradas s.e., determinado en la zona de Vélez Rubio (Fig. 3b). El conjunto de los niveles representados se sitúa, en gran medida, dentro del campo composicional del miembro detrítico superior, determinado en Sierra Espuña (Fig. 3c), lo que sugiere la asignación de estas sucesiones al miembro 4 y no al 2, como es habitual.

Mineralogía de la matriz (criterio d)

La matriz, analizada en la fracción $< 2 \mu\text{m}$, está constituida por cuarzo, una pequeña proporción de feldespato y filosilicatos, fundamentalmente illita, y, en proporción muy subordinada, clorita (Tabla II). En el

Fig. 4.—Representación de la relación Fd/Q frente al contenido relativo en mica. a: Sucesiones de Sierra Arana, miembro 1 y probable transición 1-2. b: Sucesiones de Vélez Rubio, miembro 2. c: Sucesión de Sierra Espuña, miembro 4. d y e: Situación de las muestras correspondientes a varias sucesiones del sector occidental.

Fig. 4.—Plot of Fd/Q versus mica relative content. a: Sierra Arana Sections, Member 1 and probable transition 1-2. b: Vélez Rubio sections, member 2. c: Sierra Espuña Section, member 4. d and e: Situation of the samples of some western sector sections.

miembro 1 la matriz es casi exclusivamente íltica. Los índices de cristalinidad de la illita determinados en este miembro se agrupan en dos intervalos bastante reducidos: 0,35-0,41 y 0,48-0,65. En el tramo de transición del miembro 1 al 2 el contenido en clorita aumenta apreciablemente (hasta el 35 por 100 de la fracción $< 2 \mu\text{m}$). El índice de cristalinidad de la illita abarca de 0,25 a 0,62. El miembro 2 es predominantemente íltico en el sector oriental. En el sector central, en cambio, algunos de los tramos asignados a este miembro, contienen proporciones altas de clorita. Los valores determinados para IC abarcan de 0,41 a 1,3. En el miembro detrítico superior de nuevo es frecuente la clorita, si bien en proporciones inferiores al 15 por 100. Los valores de IC muestran asimismo una escasa dispersión, de 0,41 a 0,53.

Tipo de cemento no carbonatado (criterio e)

Tres son los tipos de cemento no carbonatado dominantes: cuarzo, dickita y feldespato. En el miembro 1 el cuarzo presenta frecuentes recrecimientos sobre los granos detríticos. El espacio intergranular está ocupado casi exclusivamente por dickita, que llena por completo los poros y reemplaza al cuarzo (Fig. 5).

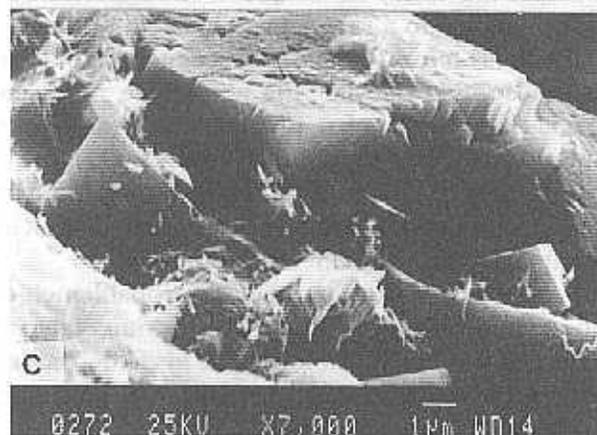
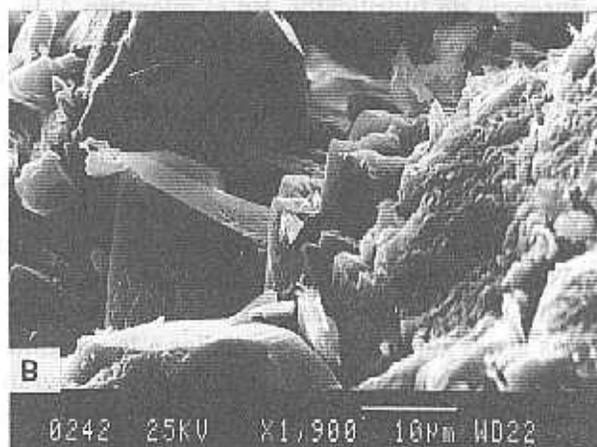
A partir de la zona de transición en la que son frecuentes las micas y cloritas autigénicas, el cemento cuarzo-feldespático es claramente dominante, especialmente en la zona de Vélez Rubio, y se mantiene en el miembro 4. Habitualmente la microclina crece a partir de los feldespatos detríticos, originando características morfologías rómbicas. No obstante, al MEB es frecuente observar asimismo un cemento microcristalino de feldespato.

SIGNIFICACIÓN GENÉTICA

La evolución mineralógica recogida en el apartado anterior es el resultado de la conjunción de una serie de factores: evolución del área

Fig. 5.—Fotografías al MEB de algunos de los más frecuentes cementos. A: Cemento de dickita (miembro 1, Almogía). B: Cemento de cuarzo (miembro 1, Málaga). C: Cemento de carbonatos e illita [miembro 2 de Mäkel (1985), Málaga].

Fig. 5.—Photomicrograph (SEM) of some frequent cements. A: Dickita cement (member 1, Almogía). B: Quartz overgrowth (member 1, Málaga). C: Cement of carbonate and illite [member 2, after Mäkel (1985), Málaga].



fuelle, del medio de depósito, procesos diagenéticos tempranos y tardíos, entre otros. Analizaremos brevemente la influencia de algunos de ellos en la mineralogía del Permotriás.

El tipo de aportes se mantiene sensiblemente constante en los tramos 1 y 2: Cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado son los detríticos más abundantes. Las únicas diferencias que pueden ponerse de manifiesto se refieren al contenido y tipo de micas, clorita y tipos de feldespatos detríticos, determinados en los niveles lutíticos, donde los feldespatos parecen no haber sufrido transformaciones posteriores de importancia. En este sentido hay que señalar un predominio de los feldespatos sódicos en los miembros basales, que son sustituidos gradualmente por ortosa en el miembro 2. Simultáneamente se da una evolución en la composición de los filosilicatos detríticos en el sentido moscovita → biotita + clorita → ausencia de filosilicatos. En el miembro 4, la influencia de los aportes procedentes de los propios materiales Permotriásicos se pone de manifiesto en el aumento considerable de clastos de naturaleza dolomítica y en el descenso local del contenido en feldespatos.

El tipo de medio de depósito ha tenido una influencia decisiva en la mineralogía de los tramos detríticos inferiores, que se pone de manifiesto en el contenido relativo en feldespato (Fd/Q). Mientras en los niveles lutíticos esta relación se mantiene prácticamente constante en los miembros 1 y 2, en los niveles de areniscas y conglomerados esta relación varía considerablemente como consecuencia de los diferentes regímenes de circulación de las aguas superficiales asociadas a los distintos medios de depósito. El depósito del miembro 1 y, sin duda de una gran parte de las areniscas asignadas al miembro 2, tuvo lugar en zonas de considerable pendiente (abanicos aluviales) en las que la circulación de agua dulce se vio favorecida, conduciendo a la práctica disolución de los feldespatos y, en cierta medida de las micas. Como consecuencia se podría originó una gran cantidad de caolinita que llena la abundante porosidad y parcialmente sustituye las láminas de mica, proceso que ha sido puesto de manifiesto con anterioridad por diferentes autores (Lønøy, Akselsen & Rønning, 1986; Bjørlykke, 1983, 1989, entre otros). Un cambio gradual en el medio de depósito conduciría a la incompleta disolución de los feldespatos y menor desarrollo de cemento caolinítico.

El depósito en zonas de poca pendiente (probablemente meandros y llanuras de inundación), junto con el aumento de intercalaciones lutíticas, habrían impedido en cambio la disolución de los feldespatos detríticos en la parte superior del miembro 2 y en el miembro 4, presumiblemente depositado en un medio marino poco profundo.

Durante los procesos diagenéticos relacionados con el enterramiento de estos materiales ha tenido lugar en gran medida el desarrollo de cemento de cuarzo, de cementos carbonatados y de feldespato. El notable desarrollo de carbonatos en el miembro 4 y de feldespatos en el miembro 2, parece depender de la composición de las soluciones intersticiales, favoreciéndose el desarrollo de cemento carbonatado en los tramos en que el contenido en carbonatos detríticos es superior. Asimismo las soluciones intersticiales de origen marino pueden haber favorecido el desarrollo de este tipo de cemento.

Por último, a procesos diagenético tardíos, relacionados con la orogenia alpina, hay que asignar la transformación casi completa caolinita → dickita, las transformaciones más o menos avanzadas dickita → mica y dickita → clorita, desarrolladas en los miembros basales, y, el desarrollo de cloritas en la transición 1-2. El aumento notable en la cristalinidad de la illita en algunos de estos tramos es también una consecuencia de las condiciones termodinámicas relacionadas con los procesos tectónicos alpinos.

CONCLUSIONES

1. La mineralogía de los diferentes miembros detríticos Permotriásicos ofrece una gran homogeneidad a lo largo de la Codillera Bética, indicativa de condiciones uniformes en todo el dominio Maláguide durante el depósito e historia posterior de estos sedimentos.

2. Se ha puesto de manifiesto, en cambio, una evolución mineralógica vertical, relacionada, en diferente medida, con el tipo de aportes, el tipo de medio de depósito y las condiciones diagenéticas, tempranas o tardías.

3. Es posible caracterizar los diferentes miembros detríticos atendiendo a unos criterios mineralógicos sencillos.

4. Los criterios elegidos tienen un claro significado genético, por lo cual, su determinación permite, en cada caso, poner de manifiesto los factores que han tenido una mayor influencia en la composición mineralógica observada.

AGRADECIMIENTOS

La autora agradece al profesor J. Bastida, de la Universidad de Valencia, la lectura crítica del manuscrito y sus numerosas sugerencias.

NOTA BIBLIOGRÁFICA:

- ALDAYA, F.; GARCÍA DUEÑAS, V. & NAVARRO-VILA, F. (1979): «Los mantos alpujarrides de las Cordilleras Béticas», *Acta Geol. Hisp.*, 14, 154-166.
- AZÉMA, J. (1961): «Étude géologique des abords de Málaga (Espagne)», *Estudios geol.*, 17: 131-160.
- BJØRLYKKE, K. (1983): «Diagenetic reactions in sandstones», en A. PARKER & B. SELWOODS (eds): *Sediment diagenesis*, 169-213.
- (1989): *Sedimentology and petroleum geology*. Springer-Verlag, Berlín, 363 pp.
- BOULIN, J. (1970): «Les zones internes des Cordillères Bétiques de Málaga à Motril», *Ann. Hébert et Hang, Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Univ. Paris*, 10, 239 pp.
- DURAND-DELGA, M. (1968): «Coup d'oeil sur les unités Malaguides des Cordillères Bétiques (Espagne)», *C. R. Acad. Sc.*, 266: 190-193.
- FELDER, T. E. (1978): «Zur geologischen Entwicklung der Betischen Interzonen der Westlichen Serranía de Ronda (Prov. Málaga, Spanien)», *Mitt. Geol. Inst. ETH Zürich*, 222: 168 pp.
- FERNEX, F. (1968): *Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Parca-Lorca-Aguilas (Cordillères Bétiques, Espagne meridionale)*, Thesis, Univ. Paris, 983 pp.
- GFEI, T. (1973): «The geology of the Betic of Malaga, the Subbetic and the zone between these units in the Velez Rubio area (SE Spain)», *Gua Papers of Geol.*, 1-5: 182 pp.
- ISLAM, A. K. M. E. & LOTSE, E. G. (1976): «Quantitative mineralogical analysis of some Bangladesh soils with X-ray, ion-exchange and selective dissolution techniques», *Clay Miner.*, 21: 31-42.
- KISCH, H. J. (1991): «Illite crystallinity: recommendation on samples preparation, X-ray diffraction setting and interlaboratory samples», *J. Met. Geol.*, 9: 665-670.
- LØNØY, A.; AKSELSEN, J. & RØNNING, K. (1986): «Diagenesis of a deeply buried sandstone reservoir: Hild Field, Northern North Sea», *Clay Miner.*, 21: 497-511.
- MAKEL, G. H. (1981): «Differences in tectonic evolution of superposed Malaguide and Alpujarride Tectonic units in the España area (Betic Cordilleras, Spain)», *Geol. Mijnbouw*, 60: 203-208.
- (1985): «The geology of the Malaguide Complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rift orogen (Southern Spain and northern Morocco)», *Gua papers of Geology*, 22: 263 pp.
- MARTÍN ALGARRA, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y externas de las Cordilleras Béticas (Sector central y occidental)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 1271 pp.
- MILLOT, G. (1970): *Géologie des argiles*. Masson et Cie. Paris, 499 pp.
- NAVARRO-VILA, F. (1976): *Los mantos Alpujarrides y Malaguides al N de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, Andalucía)*, Tesis, Univ. de Bilbao, 288 pp.
- PAQUET, J. (1969): «Étude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)», *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 48: 270 pp.
- ROEP, Th. B. (1972): «Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladilla Formation and its tectonic setting in the Betic of Málaga (Vélez Rubio region, SE Spain)», *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, B 75: 223-247.
- RUIZ CRUZ, M. D. (1996): «Stability of dickite in Permo-Triassic sediments (Betic Cordilleras, Spain)», *Clay Minerals* (en prensa).

- RUIZ CRUZ, M. D. & PUGA, E. (1992): «Análisis mineralógico del Permotrías del Complejo Maláguide en los alrededores de Málaga», *Actas III Congreso Geol. España*, 3: 329-334.
- RUIZ CRUZ, M. D. & MORENO REAL, L. (1993): «Diagenetic kaolinite-dickite (Betic Cordilleras, Spain)», *Clay and Clay Minerals*, 41, 168-187.
- SOEDIONO, H. (1971): *Geological investigations in the Chirivel area, province of Almeria, Southeastern Spain*, Thesis, Univ. Amsterdam, 144 pp.
- SCHULTZ, L. G. (1964): «Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for Pierre Shale», *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 391C: 31 pp.

Manuscrito recibido: 28 de junio 1994

Manuscrito aceptado: 17 marzo 1995