

## MINERALOGIA DE LOS MATERIALES DE LA FORMACION DE LA VIÑUELA (CORDILLERAS BÉTICAS)

E. Galán (\*), J. M. González (\*\*), C. Fernández-Nieto (\*\*)  
y G. Barceló (\*\*\*)

### RESUMEN

Se ha estudiado la composición mineralógica de unas muestras de la serie tipo de la Formación de La Viñuela (norte de Vélez Málaga, Cordilleras Béticas), datadas como Burdigaliense inferior. Se trata de sedimentos marinos carbonatados micríticos, con abundante microfauna, que cementan cantos de micaesquitos, cuarcitas y otros materiales procedentes de los mantos alpujárrides y maláguides. En gran parte de estas muestras se han encontrado zeolitas (clinoptilolita, mordenita y analcima), así como illita, clorita, interstratificados, montmorillonita y ópalo C-T. Se atribuye a las zeolitas un origen diagenético.

**PALABRAS CLAVE:** Formación Viñuela, mineralogía de arcillas, zeolitas, diagénesis, Cordilleras Béticas.

### ABSTRACT

Mineralogy of several samples from the Viñuela Formation, Lower Burdigalian (Vélez Málaga, Cordilleras Béticas), has been studied. Materials are composed of abundant microfauna, and pebbles of mica schists, quartzites and other materials, from the Alpujarrides and Maláguides Nappes, cemented by a micritic matrix. Most samples contain zeolites (clinoptilolite, mordenite and analcime), and illite chlorite, interstratified clay minerals, montmorillonite and opal C-T. A diagenetic genesis for zeolites is suggested.

**KEY WORDS:** Clay minerals, zeolites, diagenesis, Tertiary, Cordilleras Béticas.

### Introducción

La Formación de La Viñuela fue probablemente descrita por primera vez por Blumenthal (1931), cuando cita una brecha de cantos metamórficos de espesor variable, sobre el Paleozoico de los alrededores de Riogordo (Málaga), que puede ser debida a una "trituration tectónica", o se trata de un "resto local de una superficie de transgresión". Según Mathis (1974), la Formación de La Viñuela fue "descubierta" por Durán-Delga en 1965. Vera, en 1966, en su Tesis doctoral, hizo una somera descripción de esta Formación, puntualizando que "descansa discordantemente sobre terrenos de la Unidad Guajar-Málaga y del Complejo Colmenar-Periana" (Vera, 1969). Boulín, en 1968, señala la presencia de una brecha en

la base de la Formación de La Viñuela, que se encuentra sobre la cobertera del Paleozoico, constituida por terrenos que van desde el Permotriás al Eoceno. Según este autor, puede tratarse de una Formación de edad Oligoceno superior (en Riogordo) o Mioceno inferior (entre Los Romanes y Alcaucín).

La Formación de La Viñuela se encuentra al norte de Vélez Málaga. Sus afloramientos se sitúan entre las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas y las formaciones flyschoides del Complejo Colmenar-Periana. En parte fosiliza el contacto Alpujárride-Maláguide y desaparece bajo el Complejo Colmenar-Periana, que está tectónicamente superpuesto (fig. 1). Los principales afloramientos están localizados entre Alcaucín, La Viñuela y Los Romanes (sector suroeste de la Hoja núm. 1.040 del Mapa geológico de Es-

(\*) Departamento de Geología. Universidad de Sevilla.

(\*\*) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Zaragoza.

(\*\*\*) Departamento de Geología. Universidad de Málaga.

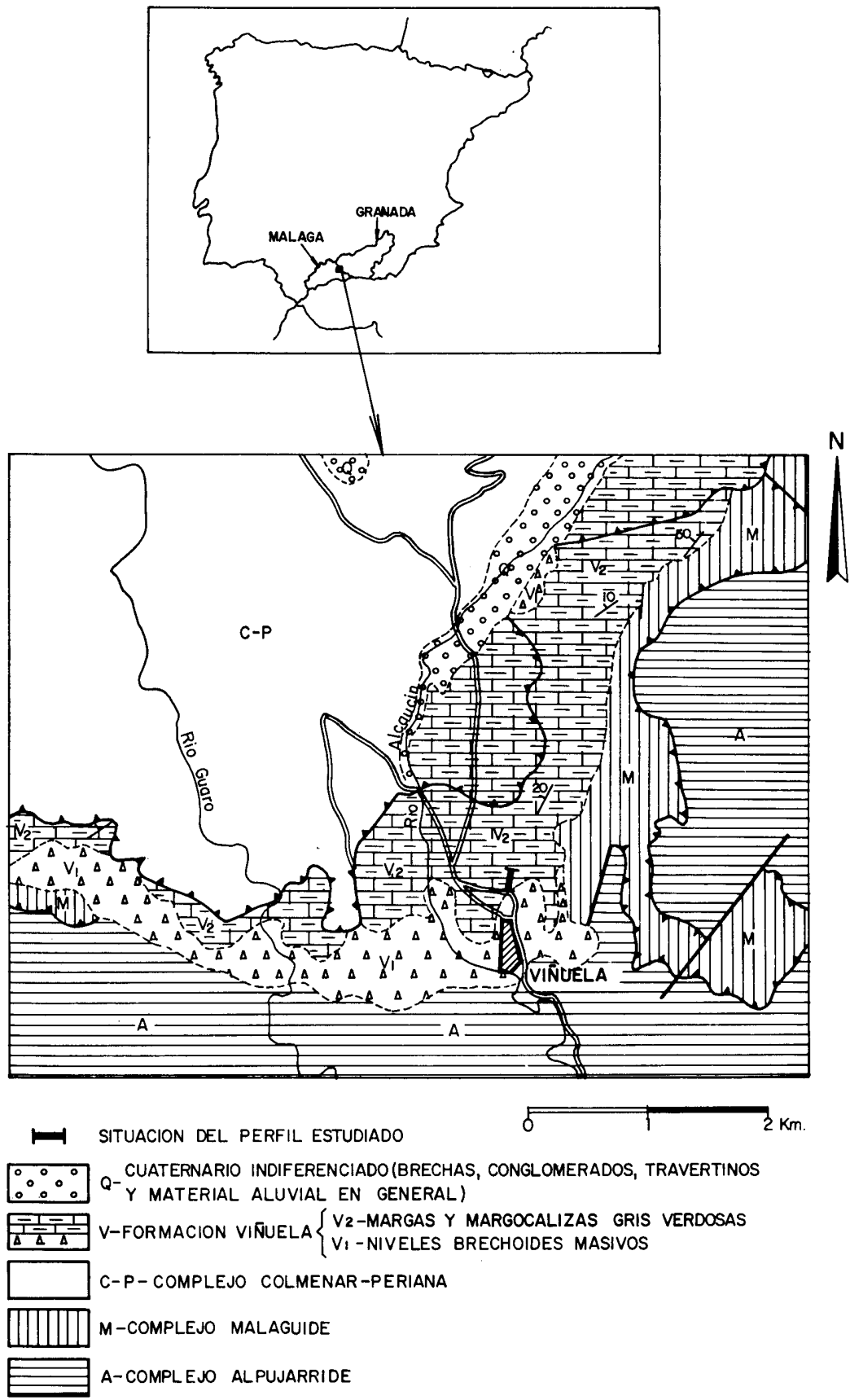


Fig. 1.—Localización de la Serie de La Viñuela. Cartografía tomada básicamente de la Hoja núm. 1.040 a E. 1:50.000 (IGME, 1979).

paña E. 1:50.000, Zafarraya). Su continuación occidental hacia Comares parece asegurada (Mathis, 1974), aunque los niveles superiores de la serie apenas están representados.

Los primeros datos petrográficos y paleontológicos se deben a Boulín *et al.* (1973), quienes precisan la posición estructural de la Formación y citan por primera vez la presencia de sílex y tobas. La composición mineralógica de estas tobas, según Chauve *et al.* (1973) y Rivière y Courtois (1975) es la siguiente: cuarzo, plagioclasas, zircón, esmectitas, caolinita, illita, clorita, bohemita, clinoptilolita y analcima, con matriz carbonatada.

Según Mathis (1974) la base de la formación está constituida por una brecha consolidada, masiva, con elementos clásticos groseros y mal clasificados. Su potencia oscila entre algunos metros y varias decenas de metros. Sobre ella se sitúan niveles margosos y margocalizos con lechos arenosos de color gris-verdoso alternantes con brechas ( $\approx 7$  m.). La serie continúa con unos seis metros de margas beige y tobas, en lechos de espesor variable (5-50 cm.). El techo está formado por una microbrecha con fragmentos esquistosos, cuarzo y mica. Al noreste del cortijo de El Garrobar se han descrito, además, hasta tres metros de sílex (chert, sílex) que puede ser más potente hacia Alcaucín.

Esta formación, muy rica en microfauna planctónica en sus niveles margosos, ha sido datada por Mathis (1974) y por González-Donoso *et al.* (1982) como Burdigaliense inferior, formada en un medio marino abierto, lo que, desde el punto de vista estructural, aporta una interesante datación para el final de los cabalgamientos de las Unidades Béticas Internas. Parece, además, que esta Formación es correlacionable con los materiales del Burdigaliense basal de Almogía, Casabermeja y Alozaina, con los de la base del Tramo de Murchas (Depresión de Granada) y con los de la base de la Formación Fuentes de Vélez Rubio (González-Donoso *et al.*, 1982), todas ellas transgresivas sobre las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas.

El objeto del presente trabajo es el estudio mineralógico de los materiales de la Formación de La Viñuela, y en especial el de los minerales de la arcilla, sobre la serie que sirvió de base para su definición.

### Perfil estratigráfico

En la carretera Loja-Torre del Mar, a la altura del kilómetro 66,5, al norte de La Viñuela, junto a una casa de peones camineros, la base de la Formación está constituida por al menos dos metros de una brecha poligénica con cantos groseros. Estos cantos consisten fundamentalmente en fragmentos de cuarcitas, esquistos, filitas y otros materiales metamórficos, consolidados por una matriz arcillosa, rojiza. Sobre ella se encuentran alternancias de niveles de margocalizas de color verde-grisáceo y microbrechas poli-

génicas semejantes a las de la base, aunque con cantos de menor tamaño (muestras núms. 560 a 565 b) (\*). Este paquete tiene una potencia de unos tres metros.

El conjunto inmediatamente superior consiste en una sucesión de niveles margocalizos y arcillosos, gris-verdosos y marrones, que hacia el techo parecen más ricos en cuarzo, de apenas tres metros de potencia (muestras 566 a 569). Sobre estos materiales aparecen 4,5 metros de areniscas, más calcáreas hacia techo y base del paquete (muestras 569 a 575), a veces con abundantes faldespato, masivas, aparentemente silicificadas, marrones, que ocasionalmente presentan vetas verdosas, y con algunas intercalaciones de arcillas gris-verdosas. Continúa un metro de margas amarillas gris-verdosas (muestra 576). El techo de la Formación está constituido por calizas bioclásticas y margas arenosas, de color beige (3,5 m.), alternando con algunos niveles de areniscas de menor entidad, similares a las del conjunto anteriormente citado (muestras 577 a 581).

En la figura 2 se representa un esquema del perfil descrito, así como la situación de las muestras estudiadas.

### Mineralogía

La composición mineralógica de los materiales de la serie de La Viñuela se ha determinado mediante difracción de rayos X y microscopía de luz transmitida. Además, en algunos casos, se ha utilizado el microscopio electrónico de barrido.

### Estudio difractométrico

Las muestras, previamente molidas y tamizadas por debajo de  $57\mu$ , se han analizado por el método del polvo cristalino en un difractómetro Philips, provisto de un generador 1.130/00, utilizando radiación  $\text{Cu K}\alpha$  y filtro de Ni. La velocidad de exploración ha sido de  $2^\circ/\text{minuto}$  para  $2\theta$ .

La fracción fina ( $< 2\mu$ ), obtenida mediante sedimentación en medio acuoso con dispersante (calgón) a partir de las muestras totales molidas, se ha estudiado en agregados orientados de polvo, que han sido, además, tratados con etilenglicol y dimetilsulfóxido, y calentados a  $550^\circ\text{C}$  durante dos horas, para identificar los distintos filosilicatos de la arcilla existentes.

Se ha realizado una estimación cuantitativa de las diferentes fases cristalinas presentes, sobre los diagramas de polvo no orientados, haciendo las siguientes consideraciones:

Los porcentajes relativos de cuarzo (a 3,33 Å), calcita (a 3,03 Å), dolomita (a 2,89 Å), feldespato (a 3,16-3,20 Å) y cristobalita (a 4,07 Å), se han calculado utilizando los poderes reflectantes dados por Schultz (1964), y los de micas (a 10 Å) y caolinita + clorita (a 7 Å) empleando los poderes reflectantes de 0,5 y 1 respectivamente, de acuerdo con Biscaye (1965). Los filosilicatos no se han cuantificado utilizando la reflexión, a 4,45 Å, como sugiere Schultz (1964), porque: (a) no incluye a la clorita, mineral a veces abundante en estas muestras, y (b) la mayor parte de los filosilicatos exceden el tamaño arcilla ( $< 2\mu$ ), por lo que sus poderes reflectantes pueden ser claramente diferentes al dado por Schultz para el conjunto de los mismos a 4,45 Å.

En la fracción  $< 2\mu$  se han estimado los porcentajes relativos entre los filosilicatos de la arcilla sobre diagramas de agregados orientados tratados con etilenglicol, y tomando como poderes reflectantes los indicados por Biscaye (1965).

(\*) En el trabajo de González-Donoso *et al.* (1982), puede verse la exacta correlación entre estas muestras (estudiadas también por esos mismos autores desde el punto de vista micropaleontológico) y las de Mathis (1974).

## PERFIL DE "LA VIÑUELA"

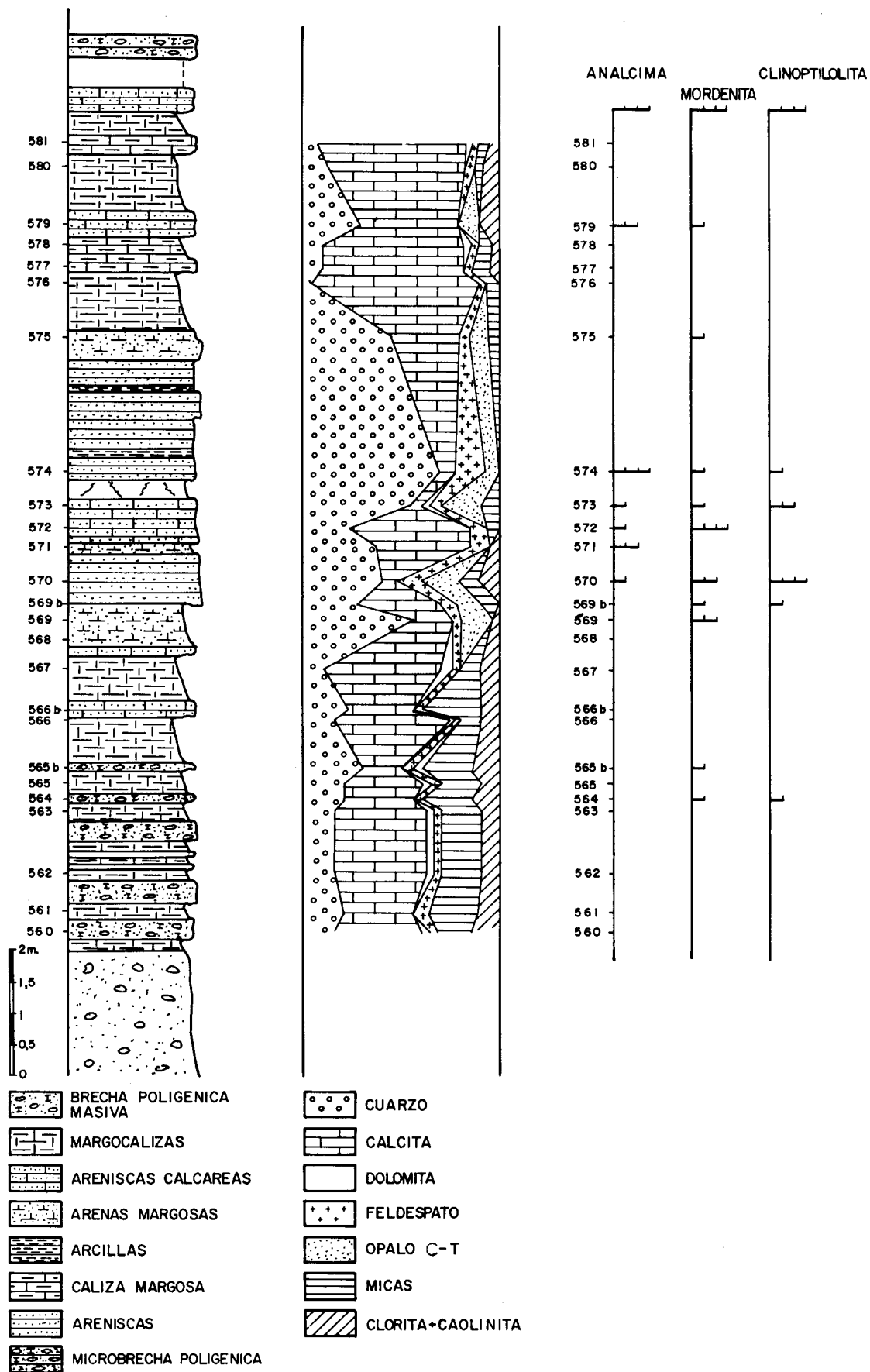


Fig. 2.—Perfil estratigráfico de la Formación de La Viñuela. Situación de las muestras y composición mineralógica.

TABLA 1

Composición mineralógica (muestras totales). Q = Cuarzo; C = Calcita; D = Dolomita; F = Feldespatos; Cb = Opalo C-T; M = Moscovita + Biotita + Ilita; Cl = Clorita; K = Caolinita; I-Cl = Inter. Ilita-Clorita; I-Sm = Inter. Ilita-Montmorillonita; Sm = Montmorillonita; A = Analcima; Mo = Mordenita; Clp = Clinoptilolita. \* en parte clorita hinchable.

	Q	C	D	F	Cb	M	Cl	Cl+K	K	I-Cl	I-Sm	Sm	A	Mo	Clp
560	15	45	<5	<5		15-20	15				x	x			
561	20	35		5-10		25-30	10-15				x	x			
562	15	45-50	<5	<5		20	10				x	x			
563	15	45-50	<5	<5		20	10				x				
564	20	35		5		25	10-15			x				x	x
565	20	40	<5	5		20	10				x	x			
565-b	25-30	20		5	5	25	10-15			x	x	x		x	
566	15	60	<5	<5		10-15	10*			x	x				
566-b	20-25	30-35		5		30	10			x	x				
567	10	60	5	<5		10	10				x				
569	55-60	20		5-10	20	-	<5			x		x		x	
569-b	25-30	40-45		5-10	10-15	5-10					x	x		x	x
570	40	5-10		10-15	20	5-10	10						x	x	x
571	35-40	45-50		5-10					5-10	x		x	x		
572	20-25	60-65		5-10		5-10					x	x	x	x	
573	55	5	<5	5-10	15-20	5-10					x	x	x	x	x
574	65-70	5-10		15	5-10						x	x	x	x	x
575	45	35		<5	10	5-10					x	x		x	
576	<5	85		<5		5-10					x				
577	10	70-75		<5		5-10	5					x			
578	10	70-75	5	<5		5-10	<5			x					
579	30	45-50		<5	5-10		10				x		x	x	
580	10-15	80		<5		<5	5-10				x				
581	5-10	75-80	<5	<5		5			5						

Las zeolitas no se han podido cuantificar en relación a los demás componentes, ya que no existen en la literatura valores de los poderes reflectantes de los tres minerales que se han detectado en estos materiales (analcima, mordenita y clinoptilolita). Schultz (1964) asigna un poder reflectante de 0,8 a la clinoptilolita (a 8,8 Å) frente a 2 para la reflexión a 3,33 Å del cuarzo, pero no da valores para la analcima y mordenita, zeolitas ausentes en los materiales que él estudió. Por otra parte, Sheppard y Gude (1973) relacionan los principales efectos de difracción de una serie de zeolitas (analcima, chabacita, clinoptilolita, etc.), pero no resulta claro de la lectura e interpretación de su trabajo, si son comparables entre sí los distintos diagramas-tipo representados, y no ofrecen datos que inequívocamente conduzcan a la estimación cuantitativa relativa de las zeolitas. Por todo esto, y con el fin de que se puedan comparar de alguna manera las proporciones de zeolitas existentes, se han representado en la figura 2 las intensidades de los efectos principales de difracción para cada zeolita, a lo largo de la columna de

materiales estudiados, tomando la reflexión 3,42 Å para analcima, 8,8 Å para clinoptilolita y 3,48 Å para mordenita.

En resumen, en la valoración cuantitativa efectuada por difracción de rayos X, debe precisarse que: a) la relación filosilicatos - no filosilicatos, es sólo aproximada; b) las zeolitas, las esmectitas e interstratificados que forman parte de la fracción fina, no han sido cuantificados en la muestra total; c) los minerales de la arcilla (excluidos los interstratificados) se han cuantificado en la fracción < 2 $\mu$  (referidos a 100), y d) las zeolitas (en muestra total) se comparan independientemente de los demás minerales y sin estimar numéricamente sus proporciones.

En las tablas 1 y 2, así como en la figura 2, se expresan estas estimaciones cuantitativas de las fases reconocidas difractométricamente en estos complejos materiales.

Los componentes mayoritarios son cuarzo, calcita y micas. La dolomita es esporádica y minoritaria, mientras que los feldespatos están siempre presentes, pero en proporciones

TABLA 2

Minerales de la Arcilla (agregados orientados, fracción < 2 $\mu$ ). La presencia de zeolitas se refiere a muestra total. I = Illita; Sm = Montmorillonita; Cl = Clorita; K = Caolinita; A = Analcima; Mo = Mordenita; Clp = Clinoptilolita.

	I	Sm	Cl	Cl+K	K	I-Sm	I-Cl	A	Mo	Clp
560	90	tr	10		-	x				
561	75	10	15		-	x				
562	80	5	15		-	x				
563	85	-		15		x				
564							x		x	x
565	86	5		10		x				
565-b	80	5		15		x	x		x	
566	90	5	5		-		x			
566-b	85		15			x	x			
567	100	-				x				
569	10	85	5		-		x		x	
569-b	70	30	-		-	x			x	x
570	-	-						x	x	x
571	10	85			5			x		
572	50	30		20		x		x	x	
573	5	90		5		x		x	x	x
574	30	70				x		x	x	x
575	10	90			t	x			x	
576	100	-				x				
577										
578							x			
579	5	90	5			x			x	x
580	85	10		5		x				
581										

menores del 10%. La clorita es relativamente abundante (5-15%) y bastante frecuente.

Los interstratificados reconocidos han sido de tipo ilita-clorita e ilita-montmorillonita, estos últimos más frecuentes. Las esmectitas, de tipo montmorillonita (de acuerdo con el test de Green-Kelly, 1953), son bastante abundantes en las fracciones finas, así como la ilita.

Las zeolitas, aparentemente en cantidades minoritarias, están presentes en un gran número de muestras, que representan fundamentalmente a los niveles de areniscas calcáreas. Los tres tipos determinados son analcima, clinoptilolita y morderita, en orden decreciente de abundancia, aunque el primero es menos frecuente.

También ha sido identificada cristobalita u ópalo C-T en proporciones que pueden llegar al 20%.



Fig. 3.—Microfotografía de la muestra 564, con nicoles cruzados: Cuarzo detrítico y de neoformación y minerales laminares en un cemento calcítico.  $\times 75$ .

### Estudio microscópico

Las muestras estudiadas con esta técnica han sido las numeradas como 564, 565b, 569b, 570, 572, 573, 577 y 578, 581. Se trata de rocas carbonáticas, en las que normalmente aparece una matriz micrítica, a veces superior al 50% de la roca, que engloba cantos muy abundantes, heterométricos y angulosos de cuarzo, esquistos moscovíticos, feldespatos sericitizados (a veces también caolinizados), fragmentos de gra-

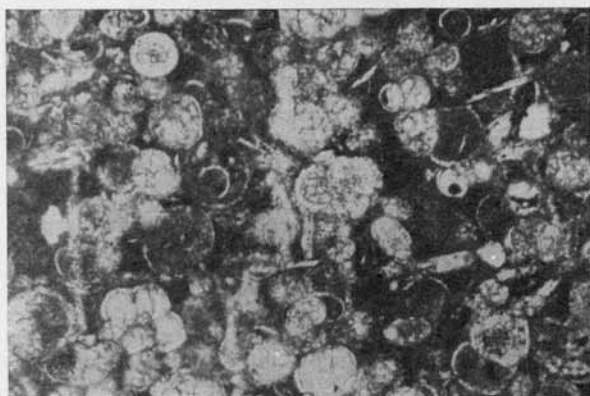
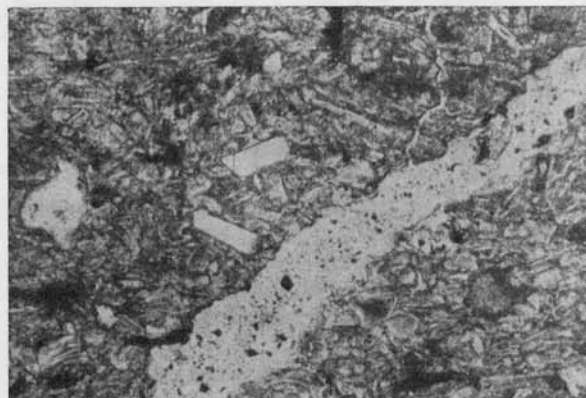
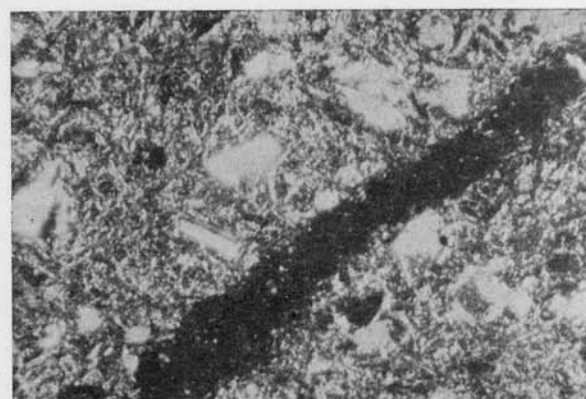


Fig. 4.—Microfotografía de la muestra 581: Lumaquela con cuarzo detrítico y moscovita.  $\times 75$ .

nates y ópalos, con moscovita y biotita parcialmente alterada a clorita. Existe también cuarzo microcristalino, mucho más escaso, intersticial y de carácter autógeno. Asimismo, es frecuente encontrar cristales de calcita con maclado lamelar y exfoliaciones romboédricas. En los cristales angulosos de cuarzo es normal observar extinciones ondulantes. Los filossilicatos son minoritarios frente al cuarzo, feldespatos y restos esquistosos.



a)



b)

Fig. 5.—Microfotografía de la muestra 570: Veta de analcima en una biomicrocrista con cantos de plagioclasas y cuarzo detrítico. a) luz paralela, b) nicoles cruzados.  $\times 75$ .

Es de destacar la presencia de restos de foraminíferos que pueden formar parte de la matriz (muestras 564, 565b, 569b, 570 y 573) o de los clastos, en abundancia tal, que pueden llegar a constituir el 90% de la roca (muestra 577).

Las rocas pobres en microfósiles presentan, en general, una textura de tipo porfídico donde los fenocristales angulosos son empastados en una matriz micrítica. Estas rocas no pueden identificarse como tobas marinas, puesto que la mineralogía no es significativa de un origen volcánico; pueden ser definidas como calcarenitas o microconglomerados polimicticos de matriz micrítica (fig. 3).

Las muestras más ricas en microorganismos calcáreos se pueden definir como microconglomerados bioclásticos calcáreos (muestras 572 y 578) o incluso como lumaquelas de foraminíferos (muestras 577 y 581) (fig. 4).

Es frecuente la aparición de fracturas rellenas de calcita, calcita y cuarzo, o analcima (fig. 5), con o sin calcita y cuarzo.

## Discusión

Los materiales de la Formación de La Viñuela están constituidos por restos de cuarcitas, micaesquistos y pizarras, que se depositaron, tras un corto recorrido, en un medio marino, cementándose con una matriz carbonatada de tipo micrítico. La presencia, a veces masiva, de foraminíferos, cambia formalmente el carácter químico-detrítico de estas rocas por el bioquímico.

Los minerales de la arcilla son illita, clorita, caolinita y montmorillonita junto a interestratificados illita-montmorillonita e illita-clorita. La illita y la caolinita pueden provenir de la alteración de las plagioclasas y de los feldespatos potásicos, tal como se ha observado al microscopio. Asimismo, la clorita y los interestratificados illita-clorita pueden ser resultado de la transformación de biotitas. La degradación de moscovitas también puede contribuir a la presencia de illita y de interestratificados illita-montmorillonita.

El origen de la montmorillonita es más discutible. Por una parte, puede ser heredada, formada en condiciones subaéreas a partir de micas o plagioclasas, por ejemplo, o transformada en el ambiente marino, con abundancia de sílice, a partir de illita o interestratificados illita-montmorillonita.

Boulín *et al.* (1973), Rivière y Curtois (1975) y Gottardi y Obradoric (1978) describieron en esta Formación clinoptilolita (10-15%) y analcima (10-20%) junto con esmectita y vidrio, formando la matriz de unas tobas alteradas en las que existían detríticos (cuarzo, feldespatos y micas) y algunos otros minerales sedimentarios, junto con foraminíferos. La analcima probablemente derivada de la recristalización de la clinoptilolita.

Sin embargo, en el presente estudio no ha sido probada la existencia de material volcánico, precursor de estas zeolitas, o de las esmectitas y cristobalita encontradas, por lo que no se puede aceptar tal origen.

Las zeolitas, clinoptilolita, mordenita y analcima, son frecuentes en sedimentos marinos (Kastner y Stonecipher, 1978) y su presencia no tiene por qué estar relacionada con la existencia de residuos volcánicos (Boles y Wise, 1978; Boles, 1981). En la mayoría de las citas, la clinoptilolita está considerada como la zeolita más abundante, apareciendo normalmente asociada con ópalo C-T en sedimentos calcáreos (en gran parte biogénicos) y con illita y esmectitas detríticas (Kastner y Stonecipher, 1978; Boles, 1981). Como precursores de esta zeolita se supone a la montmorillonita, la cual proporcionaría el Al, así como al ópalo, que daría lugar a un medio alto en sílice disponi-

ble para reaccionar con la esmectita y producir por diagénesis, a baja temperatura, la clinoptilolita. La presencia de carbonatos catalizaría la formación de la zeolita (Stonecipher, 1976). No obstante, en esta misma asociación antes descrita y también por diagénesis, puede aparecer mordenita (Iijima, 1978).

La analcima es mucho más abundante en sedimentos marinos y supone, si se excluye un origen a partir de la alteración de rocas volcánicas, un grado diagénético mayor, o un ambiente químico particular, proporcionado fundamentalmente por una alta concentración de Na (relaciones de Na<sup>+</sup>/K<sup>+</sup> más altas de las normales en medios marinos), y alta actividad de Si (Iijima, 1978; Kastner y Stonecipher, 1978). La clinoptilolita y también la mordenita se pueden transformar en analcimas bien por incremento de las condiciones diagénéticas (zona III de Iijima), o porque el quimismo del medio lo permita.

La presencia de analcima, sobre todo en rellenos de microfracturas y no como la clinoptilolita dispersa en la matriz carbonatada, hace pensar que se dieron condiciones particulares en el quimismo de las aguas intersticiales que se concentraron en estas fisuras para producir la analcima.

## Conclusiones

Los materiales de la Formación de La Viñuela en la localidad tipo se presentan como sedimentos marinos carbonatados micríticos, ricos en microfauna, cementando trozos heterométricos y angulosos de micaesquistos, cuarcitas y otros materiales procedentes de los mantos alpujárrides y maláguides. Se pueden definir como microconglomerados calcáreos polimícticos o calcarenitas con mayor o menor componente bioclástico, que en casos extremos puede ser predominante y dar lugar a verdaderas lumaquelas.

Es de señalar la presencia de zeolitas de origen diagénético, así como la de montmorillonita (probablemente heredada), posible precursora de las zeolitas, y de ópalo C-T autigénico. No existen, por otra parte, evidencias de materiales volcánicos en la serie.

## Bibliografía

- BISCAYE, P. E.  
1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic and adjacent seas and oceans. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, 803-832.
- BLUMENTHAL, M.  
1931. Géologie des chaînes péribétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et les zones limitrophes (Andalousie). *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 23-94.
- BOLES, J. R. y WISE, W. S.  
1978. Nature and origin of deep-sea clinoptilolite. In:



- Sand, L. B. and Mumpton, F. A. (Eds.). *Natural zeolites: Occurrence, properties, use*. Pergamon Press. N-Y, 235-243.
- BOLES, J. R.  
1981. Zeolites in deep-sea sediments. In: Mumpton, F. A. (Ed.). *Mineralogy and geology of natural zeolites*. Reviews in Mineralogy, vol. 4, Mineralog. Soc. America. Washington, D. C., 137-163.
- BOULÍN, J.  
1968. Les zones internes des Cordillères Bétiques de Málaga a Motril (Espagne meridionale). *Ann. Hébert et Hauz*, París, 10, 1-237, 1970.
- BOULÍN, J.; BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; DURÁN-DELGA, M.; MAGNE, J.; MATHIS, V.; PEYRE, Y.; RIVIÈRE, M. y VERA, J.  
1973. Age Miocene inferieur de la formation de La Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (province de Málaga, Espagne). *C. R. Acad. Sci.*, París, 276, 1245-1248.
- CHAUVE, P.; MATHIS, V.; PEYRE, Y. y RIVIÈRE, M.  
1973. Sur la presence de tufs dans les sediments d'age Burdigalien de la region de La Viñuela-Alcaucin-Zafarraya-Riogordo (province de Málaga, Espagne meridionale). *A. Sc. Univ. Besançon, Geologie*, 3.<sup>a</sup> serie, 20, 153-165.
- GOTTARDI, G. y OBRADOVIC, J.  
1978. Sedimentary zeolites in Europe. *Fortschr. Miner.*, 56, 2, 316-366.
- GONZÁLEZ DONOSO, J. M.; LINARES, D.; MOLINA, E.; SERRANO, F. y VERA, J. A.  
1982. Sobre la edad de la Formación de La Viñuela (Cordilleras Béticas, provincia de Málaga). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 80, 255-275.
- GREENE-KELLY, R.  
1953. Identification of montmorillonoids. *J. Soil. Sci.*, 4, 233-237.
- IGME  
1979. *Mapa geológico de España a E. 1:50.000. Hoja núm. 1.040 (Zafarraya)*. Serie MAGNA. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IJIMA, A.  
1978. Geological occurrences of zeolite in marine environments. In: Sand, L. B. and Mumpton, F. A. (Eds.). *Natural zeolites: occurrence, properties, use*, Pergamon Press, N. Y. 175-198.
- KASTNER, M. y STONECIPHER, S. A.  
1978. Zeolites in pelagic sediments of the Atlantic, Pacific, and Indian Oceans. In: Sand, L. B. and Mumpton, F. A. (Eds.). *Natural zeolites: occurrence, properties, use*. Pergamon Press. N. Y., 199-220.
- MATHIS, V.  
1974. *Etude Geologique de l'extrémité orientale de la zone de Colmenar (province de Málaga-Espagne)*. Tesis, tercer ciclo, Universidad de Besançon, 1-192 (inédito).
- RIVIÈRE, M. y COURTOIS, CH.  
1975. Etude mineralogique et géochimique des tuffites burdigaliennes de la region de Málaga (Espagne): intérêt des diagrammes de répartition des terres rares. *C. R. Acad. Sc.*, París, 280, 1645-1648.
- SCHULTZ, L. G.  
1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. *Geol. Survey Prof. Paper*, 391-C, 45 págs.
- SHEPPARD, R. A. y GUDE, A. J.  
1973. Zeolites and associated Authigenic Silicate Minerals in Tuffaceous Rocks of the Big Sandy Formation, Mohave County, Arizona. *Geol. Survey Prof. Paper*, 830, 36 págs.
- STONECIPHER, S. A.  
1976. Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments. *Chem. Geol.*, 17, 307-318.
- VERA, J. A.  
1969. Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. *Mem. Inst. Geol y Min. España*, 72, 191 págs.

Recibido el 20 de julio de 1984.  
Aceptado el 29 de octubre de 1984.