

Análisis de los procesos de formación de minerales de la unidad de arcosas de la cuenca del Tajo

M C. Domínguez Díaz (*), M. Doval (**), E. García Romero (**), J.M. Brell (***)

(*)Departamento de Q. A. Geología y Geoquímica. Univ. Autónoma. 28049 Madrid.
 (**)Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de C. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid.
 (***)Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de C. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid.
 (****)Departamento de Estratigrafía. Fac. de C. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

ABSTRACT

A mineralogic study of the Tajo Basin's Arcoses Unit has been realized from borehole's data. The mineralogy of these sediments corresponds mainly to inherited phases resulting from alteration of granite. Biotite and muscovite micas are transformed to smectites (ferriferous beidellites and to a lesser extent montmorillonites), mixed-layer I-Sm and illites, at the source area. Feldspars alter mainly to dioctahedral smectites and minor kaolinite. Electronic microscopy observations of micas transforming to illite-smectite and the presence of mixed-layer Cl-Sm, suggest that part of the transformations continued within the basin after sedimentation.

Key words: Arcoses, beidellites, mixed-layer, Tajo Basin.

Geogaceta, 20 (7) (1996), 1488-1491
 ISSN: 0213683X

Introducción

Los conocimientos que se tienen actualmente sobre la Geología de la Cuenca del Tajo son bastante extensos y detallados, (Doval *et al.*, 1985; Pozo *et al.*, 1986-87; Alonso Zarza y Fort Gonzalez, 1991; Alonso Zarza *et al.*, 1992) aunque existen aún numerosos problemas por resolver, puesto que la mayor parte de las investigaciones realizadas se han hecho con datos de superficie. En este trabajo se pretende aportar algunos datos sobre la geología del subsuelo a partir del estudio de varios sondeos realizados en la Unidad de Arcosas. (Sondeos facilitados por ENUSA, realizados mediante la Técnica de testigo continuo). Se hace un análisis de los procesos de formación de los minerales de la arcilla; estableciendo las relaciones entre las fases minerales encontradas, la mineralogía del área fuente y las condiciones geoquímicas de la Cuenca.

La Cuenca del Tajo es una depresión de origen tectónico que se ha formado por fracturación del basamento durante la Orogenia alpina. Los sedimentos que rellenan la Cuenca son de edad paleógena y neógena, siendo de esta última edad los que afloran en la mayor parte de ella; estos sedimentos descansan sobre materia-

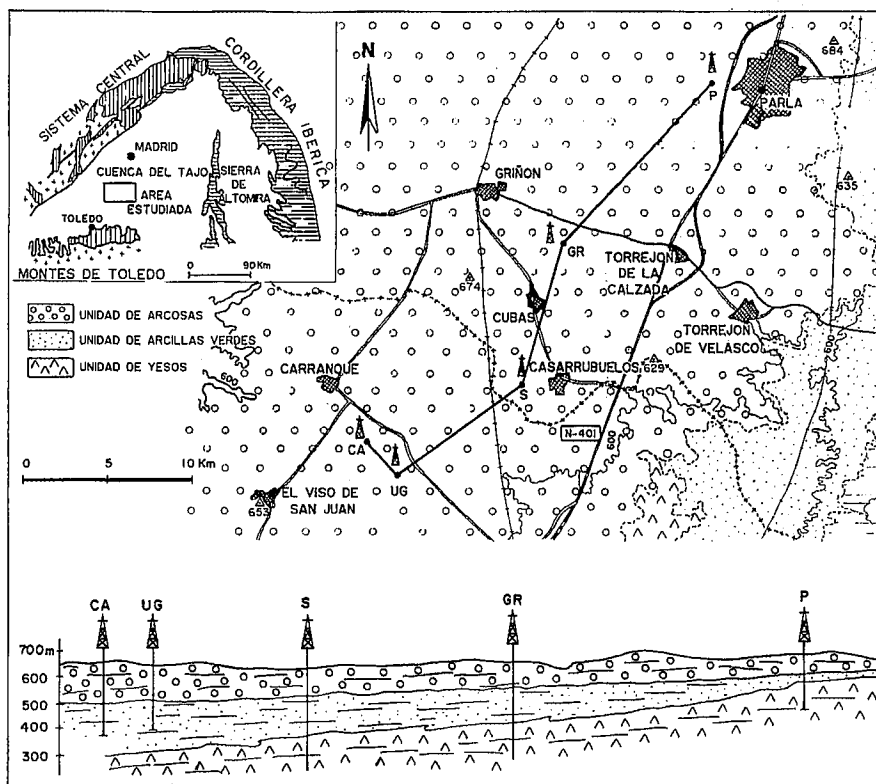


Fig. 1.-Cartografía de la zona estudiada (Domínguez Díaz, 1994) y situación de los sondeos.

Fig. 1.-Geological mapping of the investigated area (Domínguez Díaz, 1994) and location of the boreholes.

les cretácicos en los sectores Norte y Noroeste y sobre el zócalo granítico-metamórfico en las zonas Norte, Sur y Oeste.

Delimitan la Cuenca tres sistemas montañosos (Sistema Central, Montes de Toledo y Cordillera Ibérica) que le dan una forma aproximadamente triangular. El borde Norte y Noroeste está formado por el Sistema Central, constituido básicamente por granitoides y diversas rocas metamórficas. El borde Sur lo forman los Montes de Toledo, en los que se pueden distinguir tres zonas aproximadamente paralelas de distintas características petrográficas; está constituido por neises, migmatitas, rocas graníticas y rocas detríticas del Paleozoico inferior. El borde oriental está formado por la Cordillera Ibérica, con sedimentos detríticos y calcáreos de edad mesozoica, que han sido afectados por plegamientos alpinos.

La potencia de los sedimentos terciarios varía según los distintos sectores, debido a reactivaciones de determinadas fracturas del zócalo, contemporáneas con la etapa de sedimentación principal (Alía, 1960; Martín Escorza, 1976). La contribución de cada una de las cadenas que forman los bordes de la Cuenca al relleno, durante el Neógeno, es variable en el tiempo; esta variación es consecuencia de las deformaciones que experimentan cada uno de estos bordes. Así, en el Mioceno inferior los bordes más activos son los Montes de Toledo y la Sierra de Altomira, mientras que desde del Mioceno medio es más activo el Sistema Central. A partir del Vallesense superior el cambio de las condiciones tectónicas hace que la Cuenca pase de endorreica a exorreica (Calvo *et al.*, 1991).

En la Figura 1 se representa la situación de los sondeos estudiados, que se encuentran próximos a las localidades de Carranque (CA), Ugena (UG), Casarrubuelos (S), Griñón (GR) y Parla (P). Las unidades cartográficas empleadas coinciden con las definidas por Brell *et al.* (1985) y utilizadas por García Romero (1988) y Domínguez Díaz (1994) y se corresponden a las denominadas Facies Madrid por distintos autores.

La Unidad de Arcosas corresponde a la parte superior de los sondeos estudiados y se encuentra aproximadamente desde la cota de los 650 metros hasta los 560-580 metros, según los sectores. La potencia que presenta es diferente en los distintos sondeos, alcanzándose mayores espesores hacia el borde de la Cuenca. De acuerdo con esto, se obser-

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
CA-112	63,13	22,52	0,42	5,1	0,04	5,54	2,36	2,26	1,88	0,51
P-27	64,08	21,53	0,23	4,19	0,04	5,11	2,5	4,12	1,13	0,35
P-65	60,8	21,34	0,36	5,1	0,03	5,69	1,21	3,89	1,95	0,49
UG-55	59,02	22,29	6,25		0,06	4,89	0,61	0,55	2,65	0,61
UG-75	59,89	24,28	4,34		0,02	4,62	1,95	0,91	1,86	0,43
GR-69	60,88	23,13	0,41	5,3	0,04	5,61	1,64	0,59	2,16	0,53

Tabla 1.-Análisis químicos obtenidos mediante ICP-AES.

Table.1.-Chemical analysis obtained using ICP-AES.

va que siguiendo una dirección Oeste-Este, se pasa de un espesor aproximado de 150 metros en la serie CA a 110 metros en la serie UG, 70 metros en la S, 90 metros en la GR y 85 metros en la serie P. El paso a la unidad subyacente no es nítido y aparecen materiales con características intermedias, lo que impide establecer un límite exacto.

Metodología y resultados

La caracterización mineralógica (muestra total y agregados orientados de las fracciones inferiores a 2 y 0,5 μ) se ha realizado mediante Difracción de Rayos-X. Los elementos químicos mayoritarios se han determinado por Espectrometría de Emisión Atómica por Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-AES). Para confirmar la presencia de minerales fibrosos y conocer las relaciones texturales entre los distintos minerales se ha empleado la Microscopía Electrónica de Barrido (SEM). El equipo utilizado ha sido un JEOL mod. JSM 6400 de 40 Kw con un espectrómetro de dispersión de energía de RX LINK mod. eXL. y la Microscopía Electrónica de Transmisión (TEM-EDX). El equipo utilizado ha sido un JEOL mod. JEM

2000 FX de 200 Kv, equipado con un espectrómetro de dispersión de energía de rayos-X, LINK mod. AN 10.000 para caracterizar la morfología de las partículas y determinar su composición química mediante microanálisis.

Los materiales que constituyen la Unidad de Arcosas son arenas feldespáticas poco cementadas, con tamaño de grano variable entre grueso y medio, presentan además niveles de arcillas limosas y arenosas y hacia el muro de la Unidad son frecuentes las intercalaciones arcillosas.

En su composición mineralógica global se observa que los filosilicatos, en los niveles más arcillosos, llegan a alcanzar porcentajes del 85%-90%, descendiendo hasta un 40%-45% en los más arenosos; en éstos el cuarzo y el feldespato pueden presentar porcentajes del 40% y 20% respectivamente. El único carbonato que se ha encontrado en estos materiales es la dolomita, que aparece ocasionalmente y en proporciones variables, desde indicios hasta llegar a formar niveles puros. Dichos niveles se sitúan preferentemente hacia la base de la unidad, en la zona de tránsito a la unidad subyacente. También se ha detectado la presencia de ceolitas (analcima) en la parte superior de la serie P.

Muestra	Cationes Tetraédricos		Cationes Octaédricos				Cationes Interlaminares		
	Si	Al	Al	Fe ³⁺	Mg	Ti	Ca	K	
CA-94 (248)	3,82	0,18	1,25	0,46	0,22		0,2	0,18	Montmorillonita
P-27 (69)	3,70	0,30	1,47	0,25	0,47		0,04	0,10	Montmorillonita
P-27 (63)	3,04	0,96	0,71	0,74	0,84	0,11		0,47	Beidellita ferrifera
CA-122 (222)	3,15	0,85	0,82	0,92	0,58	0,04	0,11	0,15	Beidellita ferrifera
CA-122(225)	3,46	0,54	1,15	0,43	0,37	0,11	0,21	0,22	Interestratificado
P-27 (65)	3,57	0,43	1,88	0,05				0,65	Interestratificado
P-65 (81)	3,56	0,44	1,18	0,40	0,49	0,03	0,08	0,44	Interestratificado
P-65 (83)	3,10	0,89	1,95	0,08				0,78	Ilita
CA-122 (217)	3,23	0,77	1,73	0,11	0,17			0,94	Ilita

Tabla 2.-Fórmulas estructurales calculadas a partir de microanálisis (TEM-EDX).

Table.2.- Structural formulas calculated from microanalysis (TEM-EDX)

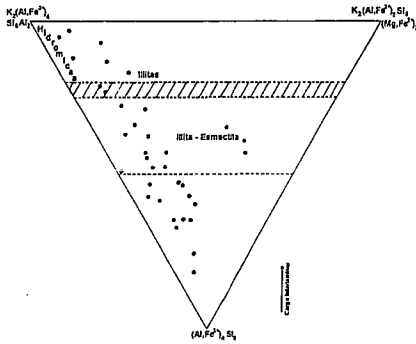


Fig. 2.-Representación sobre el diagrama propuesto por Newman (1987) de los minerales de la Unidad de Arcosas.

Fig. 2.-Plot of the minerals of the Arkose Unit on Newman's (1987) diagram.

La mineralogía de la fracción arcillosa se caracteriza por contener esmectita como mineral mayoritario, le sigue la illita y en menor proporción, entre indicios y el 10%, caolinita. En las fracciones más gruesas de algunos niveles arenosos, la illita y la esmectita presentan proporciones similares, pero existe una tendencia al enriquecimiento en esmectita en la fracción más fina. Solamente se ha encontrado sepiolita, con valores inferiores al 10%, en una muestra de la serie UG. Existen además en numerosas fracciones gruesas de todos los sondeos estudiados indicios de clorita, interstratificados clorita-esmectita e illita-esmectita.

La reflexión (060) suele presentar dos máximos situados aproximadamente a 1,50 y 1,53 Å; generalmente presenta mayor intensidad el de 1,50 Å y en la fracción inferior a 0,5 micras es el único que destaca. Esta información es coherente con los resultados de los microanálisis realizados, que corresponden en todos los casos estudiados, a minerales dioctaédricos. En la fracción más gruesa coexisten micas trioctaédricas con dioctaédricas; esta afirmación se apoya en el hecho de que en dicha fracción existe una reflexión a 1,53 Å que desaparece en la más fina, al mismo tiempo que disminuyen los contenidos de illita, lo que indica que la illita de las fracciones más gruesas es fundamentalmente trioctaédrica.

Los datos de composición química obtenidos por Espectrometría de Plasma indican que las muestras presentan porcentajes elevados de Al_2O_3 (21,34-24,28 %) (Tabla 1); por el contrario, se observa que los porcentajes de MgO son relativamente bajos (4,62-5,69 %).

Las fórmulas estructurales calcula-

das a partir de los datos de microanálisis (TEM-EDX) para las esmectitas corresponden a minerales dioctaédricos, en algunos casos próximos a la montmorillonita y en otros más próximos a beidellitas férricas (según Newman y Brown, 1987) (Tabla 2). Esta tabla también incluye fórmulas representativas de micas (están representadas en el diagrama propuesto por Newman, 1987, Fig. 2) que corresponden a moscovitas, hidromoscovitas y fengitas. Además, se han calculado fórmulas de interstratificados al azar ($R=O$) (Moore y Reynolds, 1987) illita-esmectita.

En las morfologías de las esmectitas observadas en microscopía electrónica de barrido, se han identificado como más frecuentes las de tipo honey-comb, existiendo asimismo otras tipo corn-flake y otras formas en las que se observan láminas o velos ondulados que terminan en formas rizadas (Fig. 3A, 3B y 3C).

Las micas presentan, en muchos casos, sus láminas abiertas con crecimientos de esmectitas y/o interstratificados (Fig. 3D). En esta última, se observa como una partícula de illita presenta una parte con morfología laminar, bastante bien conservada y la otra mitad presenta una morfología típica de esmectitas, lo que indica un proceso de transformación.

También son frecuentes los feldspatos parcialmente disueltos y en muchos casos con crecimientos de esmectitas sobre ellos. (Fig. 3E y 3F).

Discusión y conclusiones

La Unidad de Arcosas está formada por diferentes proporciones de filosilicatos (40%-90%), con una relación inversa con los contenidos de cuarzo y feldspatos. Sólo existen carbonatos (dolomita) en algunos niveles situados hacia la base, es decir, en la zona próxima a la Unidad de Arcillas Verdes, que se encuentra en posición estratigráfica más baja.

Presenta una clara relación genética con los granitos del Sistema Central, esta afirmación se basa en los datos mineralógicos obtenidos. Los filosilicatos más abundantes son esmectitas dioctaédricas con buena cristalinidad; en ellas se pueden distinguir dos poblaciones diferentes; el grupo más abundante está formado por beidellitas ricas en Fe, que deben proceder esencialmente de la alteración de biotitas. Estas esmectitas, por su contenido elevado en Fe y menor en Mg, indican una relación genética con ferromagnesianos, especialmente con biotitas, muy abundantes en los

granitos del área fuente Sistema Central.

La otra población de esmectitas presenta menor contenido en Fe y Mg, con composiciones más próximas a las montmorillonitas; su origen debe tener relación con minerales no ferromagnesianos, por lo que creemos que proceden de la alteración de feldspatos (Fig. 3E) y en menor proporción de moscovita, ya que es más resistente a la alteración y menos abundante en el área fuente.

Las micas disminuyen notablemente en las fracciones finas y los datos químicos indican que las más abundantes son hidromoscovitas y fengitas (Fig. 2); su origen más probable es detrítico. Se pueden observar (Fig. 3D) procesos de transformación de illita a esmectita en estos sedimentos; creemos que pueden ser transformaciones a partir de biotitas y en menor proporción de moscovitas. Los interstratificados illita-esmectita confirman la existencia de esta transformación. Keller *et al.*, (1986) consideran que los interstratificados illita-esmectita se pueden formar como producto intermedio cuando la mica se transforma en esmectita. En las fotografías se pueden observar morfologías que deben corresponder a estas situaciones (Fig. 3C) intermedias. El proceso consiste en un mecanismo de transformación en estado sólido, con pérdida de iones potasio e hidratación.

La existencia de indicios de interstratificados clorita-esmectita y de indicios de clorita, preferentemente en la fracción gruesa, se puede explicar como producto de la transformación de biotita. Según diversos autores el origen de la clorita estaría relacionado con la presencia local de minerales ferromagnesianos, por ejemplo biotita. Olives Amouric (1984) denominan cloritización de biotita al proceso mediante el cual en las capas interlaminares de la biotita se produce el reemplazamiento de los iones potasio por una capa brucítica. También Hugget (1986) menciona el reemplazamiento de biotita por clorita. Fisher (1988) considera que la presencia de clorita-esmectita se debe a un proceso de degradación parcial de biotita por meteorización y transporte.

Las arcosas corresponden a depósitos de abanicos aluviales coalescentes que progredan hacia el interior de la cuenca. Los espesores varían de mayor a menor potencia siguiendo una dirección aproximada Oeste-Este y, de acuerdo con lo anteriormente expuesto, reflejan una clara influencia de rocas de composición granítica. Las rocas del área fuente habrían su-

frido un proceso de alteración físico y químico, pero la alteración química no se realizó bajo un clima muy húmedo, puesto que no se formaron cantidades importantes de caolinita. El clima más probable tendría una estación húmeda corta y una larga estación seca con fuerte evaporación.

Los estudios realizados sobre la Cuenca por diversos autores (Martín de Vidales *et al.*, 1988; Calvo *et al.*, 1989; García Romero *et al.*, 1990; Alonso Zarza, y Fort Gonzalez, 1991; Domínguez Díaz, 1994), indican que la Cuenca de Madrid ha funcionado durante el Mioceno como un medio lacustre evaporítico, con una evolución general hacia condiciones climáticas de menor aridez, desarrollándose en sucesivas etapas diferentes ambientes geoquímicos y distintas asociaciones mineralógicas.

Este medio lacustre es sustituido, en la mayor parte de la Cuenca, por un sistema de abanicos aluviales, que erosionan en parte los sedimentos de la etapa anterior y depositan potentes sucesiones de arcosas que recubren todos los materiales anteriores, progradando hacia el centro de la Cuenca (Calvo *et al.*, 1989 y Calvo *et al.*, 1991).

La mineralogía de estos sedimentos corresponde a fases heredadas, originadas por alteración de granitos en clima árido que alterna con estaciones más húmedas. Las micas (biotitas y moscovitas) se transforman en el área fuente en esmectitas (beidellitas férricas y en menor proporción montmorillonitas) e illitas. Los feldespatos se alteran, transformándose principalmente en esmectitas dioctaédricas y en caolinita en menor proporción. También existen evidencias de que estas transformaciones (observación de micas transformándose a illita-esmectita y presencia de esmectita-clorita) continúan produciéndose dentro de la Cuenca.

Referencias

- Alia medina, m. (1960). *Notas y Comunicaciones*, Inst. Geol y Minero de España. 28, pp. 125-162.
- Alonso Zarza, A.M.; Wright, V.P.; Calvo, J.P. and García del Cura, M.A. (1992). *Sedimentology*. 39, pp. 17-35.
- Alonso Zarza, A.M. y Fort Gonzalez, R. (1991). *Est. Geol.* 47, pp. 157-168.
- Brell, J.M.; Doval, M. and Carames, M. (1985). *Miner. Petrogr. Acta*, 29-A, pp. 267-276.

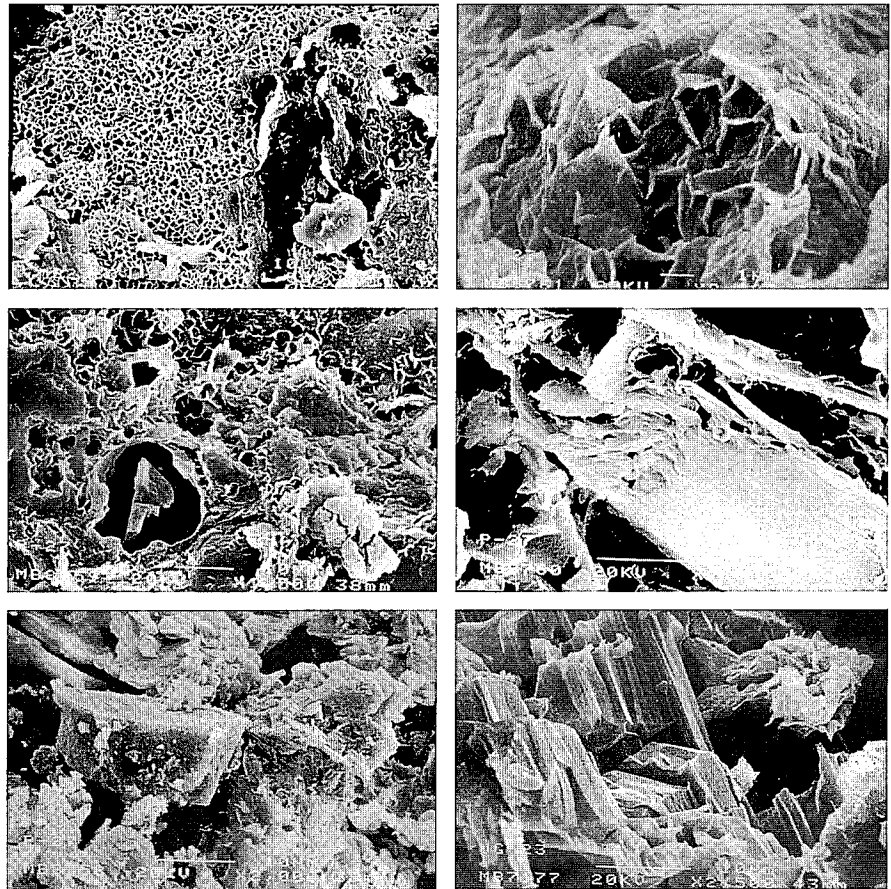


Fig. 3.-Imágenes obtenidas mediante SEM. A, B y C : Texturas de esmectitas. D: Lámina de mica en proceso de transformación. E: Aspecto general de una muestra de arcosas con cuarzo, restos de feldespatos y esmectitas. F: Detalle de feldespato parcialmente disuelto, con esmectitas en su superficie.

Fig. 3.- Images obtained by SEM A, B and C: Smectite textures D: Mica flake in the process of transformation. E: General features of an arkose sample with quartz, feldspar relicts and smectites. F: Detail of partially dissolved feldspar with surface smectites.

- Calvo Sorando, J.P.; Alonso Zarza, A.M. and García del Cura, M.A. (1989). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70, pp. 199-214.
- Calvo Sorando, J.P.; de Vicente, G. y Alonso Zarza, A.M. (1991). I Congreso del Grupo Español del Terciario. *Comunicaciones*.
- Domínguez Díaz, M. C. (1994). *Tesis Doctoral*. Fac. C.C. Geológicas. U.C.M.
- Doval, M.; Domínguez Díaz, M.C.; Brell, J.M. y García Romero, E. (1985). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 8pp. 257-269
- Fisher, R.S. (1988). *Journal of Sedimentary Petrol.*, 58, n°5, pp. 836-844.
- García Romero, E. (1988). *Tesis Doctoral*. Fac. C.C. Geológicas. U.C.M.
- García, E.; Brell, J. M.; Doval, M. y Navarro, J. V. (1990). *Bol. Geol. Min.* Vol. 101-6. pp. 945-956.
- Huggett, J.M. (1986). *Clay Min.*, 21, pp. 603-616.
- Keller, W.D.; Reynolds R.C. and Inonue, A. (1986). *Clays Clay Min.*, 34, pp. 187-197.
- Martín Escorza, C. (1976). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 74, pp. 159-169.
- Martín de Vidales, J.L.; Casas, J.; Guijarro, J. Y Martín Patino M. T. (1988). *Est. Geol.* Vol. 44 (5-6). pp. 391-398
- Moore, D.M. and Reynolds, Jr, R.C. (1989). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford Univ. Press. New York, 332 pp.
- Newman, A.C.D. and Brown, G. (1987). *Mineralogical Society Monograph* n° 6. Ed. by Newman A.C.D. Longman Scientific & Technical Mineralogical Society. London, pp. 1-128.
- Olives Baños, J. and Amouric, M. (1984). *Am. Miner.*, 69, pp. 869-871.
- Pozo, M.; Martín de Vidales, J.L.; Vigil R.; Medina, J.A. y Leguey, S. (1986-87). *Acta Geol. Hisp.*, t. 21-22, pp. 63-71.