

# Procesos de transformación y neoformación de esmectitas en los materiales volcanoclásticos de la Isla de La Palma (Canarias)

*Processes of transformation and neoformation of smectites in the volcanoclastic deposits from the La Palma (Canary Islands).*

J. Vegas Salamanca (\*), E. García Romero (\*\*) y R. Marfil Pérez (\*).

(\*) Dpto. Petrología y Geoquímica. F.C.C. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

(\*\*) Dpto. Cristalografía y Mineralogía. F.C.C. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

## ABSTRACT

Clay minerals from the volcanoclastic deposits of the three different sedimentary settings (paleosols, continental lacustrine and transitional, fan delta) have been studied by X-ray, MEB y TEM. The clay fraction of this sediments consist largely of smectite (saponite) with minor irregular chlorite-smectite mixed layers and illite; they occur as replacement of ferromagnesian minerals, plagioclase microlites and glass matrix of the volcarenite and they are inferred to be direct diagenetic alteration products of volcanic components.

**Key words:** smectite, saponite, volcanoclastic deposits, diagenetic alteration, Caldera de Taburiente, La Palma, Canary Islands.

Geogaceta, 25 (1999), 207-210  
ISSN: 0213683X

## Introducción.

El estudio de las esmectitas de origen volcánico es importante no sólo para aportar nuevos datos sobre su origen a partir de vidrios volcánicos, sino también para la predicción de riesgos medioambientales relacionados con los depósitos volcánicos.

Muchos depósitos volcánicos actuales contienen esmectitas como productos de alteración, sin embargo la interpretación de su origen por procesos autigénicos es en la actualidad un tema en debate. Por el contrario, muchos autores proponen un origen hidrotermal para la génesis de las esmectitas en depósitos piroclásticos recientes (Mizota y Faure, 1988).

En la génesis de esmectitas está involucrada la interacción entre rocas basálticas y las aguas marinas y/o continentales. Por ello, la caracterización detallada de esmectitas, su paragénesis y su fábrica es básica para el conocimiento de los sistemas hidrotermales submarinos, convección y evolución de los fluidos hidrotermales y mecanismos de alteración de los basaltos (Shau y Peacor, 1992).

En este trabajo se estudian, mediante DRX, MEB y MET, las alteraciones de

los productos volcánicos a esmectita, mostrando su relación con otros minerales arcillosos y zeolitas asociadas, e intentando explicar esta transformación en diferentes ambientes sedimentarios: edáficos (*paleosuelos*), lacustre continental y de transición (*"fan delta"*).

## Localización y encuadre geológico.

La Palma es la isla más noroccidental del archipiélago canario. Está formada por diversos episodios volcánicos que comenzaron en el Mioceno, con la formación de un "sea mount" submarino, atravesado posteriormente por sucesivas intrusiones filonianas, que se ha denominado como Complejo Basal (Hernández-Pacheco, 1971 y De la Nuez, 1983), para después seguir con un vulcanismo subaéreo que se ha continuado hasta la actualidad. Estas unidades volcánicas subaéreas del edificio norte están separadas entre sí por una discordancia erosiva, donde se pueden encontrar una serie de paleosuelos de poco espesor, no superando los 15 cm. en la mayoría de los casos.

Durante estos episodios se han formado tres edificios volcánicos principales, el

más importante de todos ellos lo constituye la Caldera de Taburiente, en el tercio norte de la isla, seguida por Cumbre Nueva en su zona central y la alineación de Cumbre Vieja en su tercio inferior (Fig. 1).

La Caldera de Taburiente, actualmente muestra una morfología que indica una formación por episodios erosivos, durante los cuales se ha grabado una red de drenaje que converge en el Barranco de las Angustias y que desemboca en el Océano Atlántico por la costa oeste de la isla. Los sedimentos epiclásticos estudiados se encuentran tanto en el interior de la caldera como en el tramo final del Barranco de las Angustias (Fig. 1).

Las muestras seleccionadas para este trabajo se localizan en el interior de la Caldera de Taburiente. Están formados en su mayoría por limos y arcillas y una menor proporción de litoarenitas (volcarenitas), que definen unas facies de capas de turbiditas y capas de arcillas sedimentadas en un ambiente de tipo lacustre (Vegas, 1998). Su edad ha sido estimada como Plioceno, corroborada por la presencia de macroflora fósil (Vegas *et al.*, 1998).

Los sedimentos que se encuentran en la desembocadura del Barranco de las Angustias están formados, fundamental-

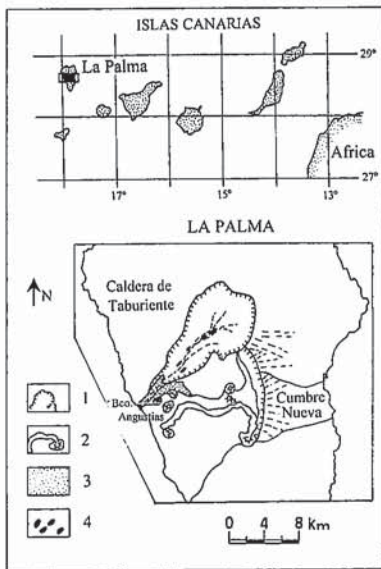


Fig. 1, Situación de la isla de La Palma. 1, Límites de la Caldera de Taburiente al norte y en el centro de la isla la paleocaldera de Cumbre Nueva; 2, Conos volcánicos y coladas; 3, Sedimentos epiclásticos del Barranco de las Angustias («fan delta») y 4, Sedimentos lacustres de la Caldera de Taburiente.

Fig. 1, Location of La Palma island. 1, Boundaries of the Caldera de Taburiente and paleocaldera of Cumbre Nueva; 2, Volcanic cones and lava flows; 3, Epiclastic sediments from the Barranco de las Angustias (fan delta) and 4, Lacustrine sediments from the Caldera de Taburiente.

mente, por paraconglomerados, litoarenitas (volcarenitas) y en menor proporción limos y arcillas, donde se distinguen facies fluviales tipo “debris flow”, “sheet flood” y canales fluviales sedimentados en un ambiente de tipo “fan delta”, formado durante el Pleistoceno (Vegas, 1998).

**Metodología.**

En primer lugar se levantaron las columnas estratigráficas de estas unidades, acompañadas de un muestreo sistemático, obteniendo un total de 81 muestras.

La caracterización mineralógica de los sedimentos pelíticos y arcillosos, así como de las fracciones de las litoarenitas de tamaño inferior a 0.062 mm se realizó por DRX (polvo total) y la fracción arcillosa (<20µm y <2µm) mediante AO, AO+EG y AO+550°C.

La composición química se ha determinado mediante microscopía electrónica de transmisión (MET), en un microscopio JEOL 2000 y 200 Kv, provisto de espectrómetro de energías dispersivas.

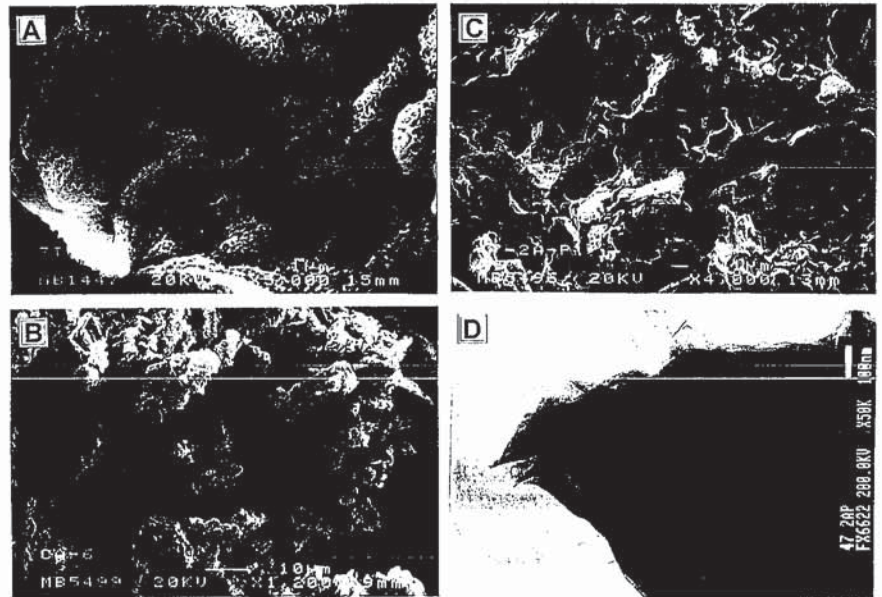


Fig. 2, A, Tapiz de esmectitas sobre los granos detríticos de los sedimentos del «fan delta». Láminas con disposición en panal. MEB; B, esmectitas reemplazando microlitos de plagioclasa y otros componentes. También se observa neoformación de filipsita. Sedimentos lacustres. MEB; C, Aspecto de la deformación por compactación de las esmectitas de los paleosuelos, MEB y D, detalle de un borde de esmectita de los paleosuelos visto al MET.

Fig. 2, A, smectites carpet on volcanic detrital grains of the fan delta sediments. Well-developed honeycomb morphology. MEB; B, plagioclase microlites and other volcanic components replaced by smectite. Phillipsite prisms are also observed in the lacustrine sediments. MEB; C, smectites from the paleosols showing compaction processes, MEB and D, close-up of the smectite morphology from the paleosols seen under TEM.

Mediante el empleo de la microscopía electrónica de barrido (MEB), en un microscopio modelo JEOL 6400 y 40Kv ha sido posible la determinación de las morfologías y fábrica de las esmectitas estudiadas, así como las relaciones texturales que presentan respecto a otras fases minerales.

**Resultados.**

**Datos mineralógicos y texturales.**

Los sedimentos pelíticos del “fan delta” están compuestos por plagioclasas, diopsido, fayalita y calcita. Los análisis de la fracción arcillosa de estas muestras indican que son fundamentalmente esmectitas, en las que únicamente aparecen indicios de ilitas. Las reflexiones se hacen más agudas en las fracciones finas (<2µm), indicando un aumento de la cristalinidad en esos tamaños. Al MEB se puede observar como las esmectitas tapizan los fragmentos de roca, los cristales de piroxeno y otros ferromagnesianos. Sus láminas muestran una disposición en panal muy bien preservada (Fig. 2), observándose claramente las zonas de transito de las placas irregulares de la superfi-

cie de los cristales a esmectita. Entre estos tapices de esmectita quedan algunos cristales sin alterar. Otros fenocristales están parcialmente reemplazados por parches irregulares de calcita escalenoédrica. Las superficies no carbonatadas muestran la formación incipiente de películas de esmectita.

Los paleosuelos están compuestos mayoritariamente por esmectitas acompañadas de restos de plagioclasa, augita y olivino. Son esmectitas muy cristalinas y de elevada pureza, en las que únicamente aparecen indicios de ilita en las fracciones más gruesas (<20µm). Al MEB, las esmectitas de estos paleosuelos también aparecen reemplazando total o parcialmente cristales y pasta de los fragmentos de roca, pero las que muestran una morfología en panal más perfecta se disponen como cemento y tapizando los bordes de los clastos. En otras muestras las esmectitas presentan deformación y orientación en dominios de los panales (Fig. 2), debido a la compactación que han experimentado estos paleosuelos (Vegas, 1998). No obstante, en los poros y vesículas remanentes se neoforman zeolitas fibrosas del tipo filipsita.

Las muestras de sedimentos lacustres contienen plagioclasa, augita, oli-

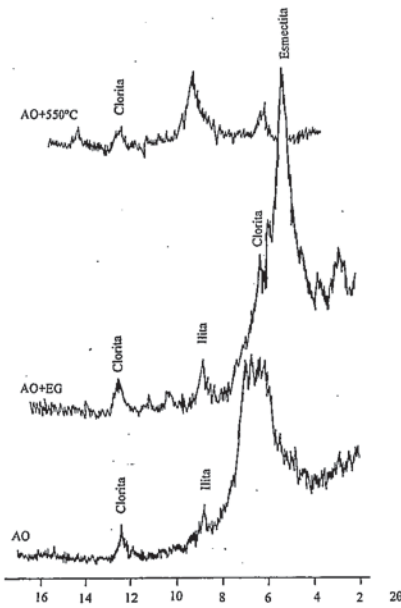


Fig. 3, Difractogramas de los agregados orientados de la fracción arcillosa <2 μm secado al aire (AO), solvatado con etilenglicol (AO+EG) y calentado a 550°C (AO+550°C) de las muestras lacustres.

Fig. 3, X-Ray Diffraction pattern of oriented aggregate of clay fraction <2 μm Air dried (AO), glycolated (AO+EG) and heated (AO+550°C) from the lacustrine samples.

vino, clorita, biotita y esmeclita como filosilicato mayoritario (valores medios en torno al 65%), acompañada de illita (25%) y clorita (10%). En las fracciones finas (<2μm) los porcentajes de esmeclita aumentan (85%) frente a los de illita (10%) y clorita (5%). En el AO muestran una ancha reflexión en forma de banda en torno a los 14 Å, cuando la muestra se solvata con etilenglicol dichos máximos se separan pasando en parte, a valores próximos a los 17 Å, permaneciendo parte de las reflexiones a 14 Å y quedan algunas de ellas con valores intermedios, lo que podría indicar fases intermedias entre clorita y esmeclita (interestratificados irregulares clorita-esmeclita) (Fig. 3).

Las esmeclitas pertenecientes a los sedimentos lacustres reemplazan sobre todo vidrios y cristales de tamaño arcilla (<2μm), forman películas más irregulares, poco desarrolladas, posiblemente debido a ese menor tamaño de los componentes detríticos. Los piroxenos y microlitos de plagioclasa se conservan relativamente más frescos. Con la neoformación de esmeclitas también coexiste la de zeolitas fibrosas (posible filipsita) (Fig. 2) y algunos escasos cristales de calcita y filamentos de origen orgánico.

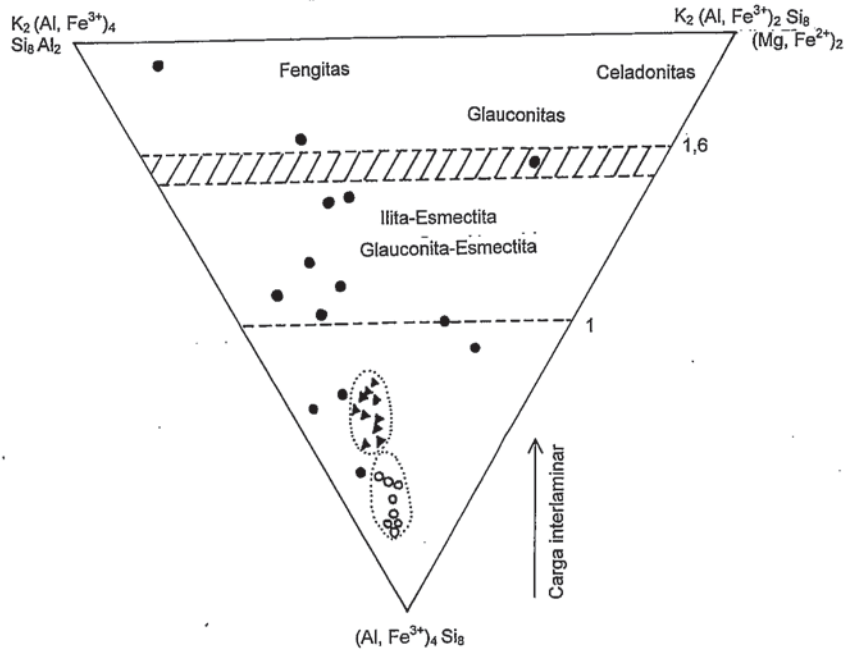


Fig. 4, Representación de las composiciones químicas sobre el diagrama propuesto por Newman y Brown (1987). ●, muestras del «fan delta»; ○, muestras de sedimentos lacustres; ▲, muestras paleosuelos.

Fig. 4, Plot the chemical compositions of the minerals on Newman and Brown's (1987) diagram. ● fan delta samples; ○ lacustrine sediments; ▲ paleosols samples.

**Composición química.**

Tanto las muestras de sedimentos lacustres, como las de los paleosuelos, se proyectan en el triángulo propuesto por Newman y Brown (1987) dentro del campo las esmeclitas (Fig. 4), agrupándose, cada una de ellas, en un dominio bien definido. Su fórmula estructural corresponde a saponitas. Entre ambas, la diferencia más significativa es la carga laminar, ya que las lacustres tienen menor carga (Tab.1).

La cantidad de Si es menor en las muestras lacustres que en los paleosuelos, por ello el Al (que presenta porcentajes similares en ambas) suele agotarse en las posiciones tetraédricas, teniendo que ser completadas por Ti y Fe. Al mismo tiempo, estas muestras son las más ricas en Mg y Fe.

Por el contrario, entre las muestras correspondientes al «fan delta» hay una importante variación composicional, no pudiéndose delimitar un área que las englobe (Fig. 4). Presentan valores muy dispares de carga laminar, desde tipo esmeclita a tipo mica, si bien, suele haber un predominio de la tetraédrica frente a la octaédrica. Son las que más Si tienen y,

por tanto, menos Al tetraédrico, así como valores significativamente menores de Fe que en el resto de las muestras.

**Discusión y conclusiones.**

Las muestras estudiadas, pertenecientes a distintos medios de sedimentación, tienen en común la presencia de esmeclitas como producto de alteración de materiales de origen volcanoclástico.

La esmeclita es un producto común de la alteración de vidrios y rocas volcánicas en superficie y en condiciones próximas a la superficie. El proceso se inicia mediante una hidratación del material cinerítico original, seguida de una desvitrificación y formación de núcleos de crecimiento de esmeclitas. El vidrio volcánico es la fase más sensible a esta alteración, siendo común la cristalización de esmeclitas y zeolitas (Ramirez et al, 1998). Posteriormente, se suceden procesos de alteración y/o transformación de las fases cristalinas. Este proceso puede ocurrir en condiciones muy variables, viéndose favorecido por soluciones con concentraciones y pH elevados (Kawano et al, 1993).

En los sedimentos epiclásticos estudiados las esmeclitas se encuentran re-

	Cationes Tetraédricos				Cationes Octaédricos				Cationes Interlámina		Carga tetraédrica	Carga octaédrica	Carga laminar		
	Si	Al	Ti	Fe <sup>2+</sup>	Al	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Ti	K	Ca					
Fórmulas Representativas esmectitas "fan delta"	7.20	0.80			2.67	0.21	1.30	0.03	0.09	0.67	-0.80	-0.64	+1.43		
	7.02	0.98			0.88	1.43	2.27	0.09	0.02	0.56	-0.98	-0.17	+1.14		
Fórmula media esmectitas paleosuelos	6.64	1.36			0.77	1.57	2.67	0.03	0.05	0.29	-1.36	+0.73	+0.63		
Fórmulas medias esmectitas lacustres	Esmectitas		5.77	2.00	0.05	0.18	0.13	1.70	4.11		0.03	0.22	-2.18	+1.71	+0.47
	Cloritas		5.92	2.08			1.55	2.72	6.64						

Tabla 1, Resultados de los análisis químicos de las esmectitas y cloritas estudiadas.

Table 1, Average chemical composition of the smectites and chlorites.

emplazando vidrios y cristales de grano fino, formando películas irregulares que crecen sobre granos y los tapizan (Fig. 2). En algunas ocasiones aparecen, incluso, reemplazando total o parcialmente granos minerales. Junto a ellas suelen crecer zeolitas. Los abundantes minerales ferromagnesianos podrían liberar los cationes necesarios para su formación (Bech *et al*, 1982).

Las pequeñas cantidades de illita que acompañan a las esmectitas se originan por la degradación de micas (biotitas), presentes en las rocas volcánicas originales. La clorita, que aparece en las fracciones arcillosas de las muestras lacustres, es, igualmente, un mineral heredado, lo que indica la relación de estos materiales lacustres con las rocas del Complejo Basal de las que proceden, más ricas en clorita que el resto de rocas del edificio norte de la isla.

Químicamente, las esmectitas estudiadas en este trabajo son muy ricas en Fe, tienen cargas laminares relativamente bajas y cargas tetraédricas altas frente a las octaédricas. De acuerdo con los datos de Caballero (1982) se trataría de esmectitas poco evolucionadas, siendo las lacustres las menos evolucionadas de todas, seguidas de aquellas originadas en los paleosuelos. Las esmectitas procedentes de los sedimentos del

"fan delta" presentan una gran dispersión cristaloquímica que interpretamos es debida a que su origen está estrechamente ligado a la composición de los minerales sobre los que se desarrollan, más que a la alteración del vidrio, ya que éste es mucho más escaso en estos materiales.

En el Complejo Basal subyacente fue raramente encontrada la asociación interestratificados irregulares clorita-esmectita y esmectita, debido al gradiente de metamorfismo alcanzado, de 200-300°C Km<sup>-1</sup>, con corrensita y clorita como fases filosilicatadas dominantes (Schiffman y Staudigel, 1995).

Por todo ello, consideramos que la cantidad y el quimismo de los fluidos que intervienen en el proceso, ejercen el control más importante sobre la naturaleza y el tipo de alteración diagenética que ha tenido lugar sobre los materiales estudiados, más que la temperatura o la profundidad de enterramiento, factores que han sido más importantes en las rocas del Complejo Basal (De la Nuez y Arenas, 1987; Schiffman y Staudigel, 1995).

**Agradecimientos.**

Este trabajo ha sido financiado, en parte, por los Proyectos DCICYT N° PB

94-0596 y N° PB 96-1236-CO2.

Agradecemos, muy especialmente, al Dr. Alfredo Hernández-Pacheco por su ayuda en el conocimiento de la isla de La Palma, así como en el trabajo de campo.

A D. Juan Luis Baldonado, del Centro de Microscopía Electrónica Luis Bru (UCM), por su inestimable ayuda en la realización de los análisis químicos.

**Referencias.**

Bech, J., Cardus, J., Lasala, M., Quintin, P. y Segalen, P. (1982): *Cah. ORSTOM, Sér. Pedology*. XIX, 3: 233-256.

Caballero, E. (1982): *Tesis Doctoral, Universidad de Granada*. (Inédita).

Hernández-Pacheco, A. (1971): *Estudios Geol.*, 27: 255-265.

Kawano, M., Tomita, K. y Kamino, Y. (1993): *Clays and Clay Minerals*, 40: 666-674.

Mizota, C. y Faure, K. (1998): *Clays and Clay Minerals*, 46: 178-182.

Newman, A. C. D. and Brown, G. (1987): *Mineralogical Society Monograph n° 6*. Ed. by Newman A.C.D. Longman Scientific and Technical Mineralogical Society. London: 1-128.

Nuez, J. de la. (1983): *Tesis Doctoral. Ed. Universidad Complutense*, Madrid: 1-355.

Ramirez, S., Vigil, R., Cuevas, J., and Legney, S. (1998): *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Mediterranean Clay Meeting, Aveiro*, V. 2: 87-92.

Shau, Y-H. y Peacor, D. (1992): *Contrib. Mineral Petrol*, 112: 119-133.

Schiffman, P. y Staudigel, H. (1995): *J. Metamorphic Geol.*, 13: 487-498.

Vegas, J. (1998): *Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense*, Madrid (inédita).

Vegas, J., Alvarez-Ramis, C. y Laamarti, N. (1998): *Actas XIV Jornadas de Paleontología*. Tenerife: 187-189.