



## Cristalinidad de filosilicatos en productos de alteración y edafogénesis de rocas graníticas de A Coruña

### Phyllosilicate crystallinity in soils and weathering products from granitic rocks of Galicia

ROMERO, R., TABOADA, R. M., GARCIA, C.

Se ha determinado la cristalinidad de micas y filosilicatos 1:1 dioctaédricos de los limos y arcillas de 20 perfiles edáficos desarrollados sobre rocas graníticas.

Se observa una estrecha relación entre el valor del índice de cristalinidad de los filosilicatos 2:1, el tipo de mica predominante en el material de partida y el grado de desarrollo de los suelos; la menor cristalinidad aparece asociada a suelos formados a partir de materiales en los que la biotita es la única mica presente o la predominante.

Los estudios de D. R. X., A. T. D. e I. R. coinciden en señalar el predominio de filosilicatos 1:1 de muy débil organización interna, comprobándose por microscopía electrónica que son fundamentalmente de tipo halloysítico.

**Palabras clave:** Filosilicato, suelos, alteración granítica.

Micas and dioctaedric 1:1 phyllosilicate crystallinity of loam and clay fractions of twenty soil profiles developed from granite rocks have been determined.

There are a clear relation among the cystallinity index of 2:1 phyllosilicate, the prevailing type of mica in the soil-parent material and the soil evolution degree. Cystallinity is the lowest when soils are formed from granitic material when the most abundant mica is the biotite.

XRD, DTA and RI studies indicate the predominance of very low ordered 1:1 phyllosilicates, electron microscopy shows that they are mainly halloysitic ones.

**Key words:** Phyllosilicate, soils granite weathering.

## INTRODUCCION

La importancia de los estudios de grado de cristalinidad de los minerales de las fracciones finas radica en que propiedades como la superficie específica y la capacidad de cambio efectiva dependen del mismo. Por ello algunos autores consideran que este parámetro puede ser significativo en la determinación de la productividad de un suelo, su clasificación y su génesis (HUGHES y BROWN, 1979). MCKENZIE (1979) asegura que la valoración de un suelo por el análisis de su fracción arcilla es válida únicamente si se tiene en cuenta la cristalinidad de los minerales que la componen. Tomando estas premisas como referencia hemos determinado la cristalinidad de las micas y de los filosilicatos 1:1 dioctaédricos, minerales mayoritarios, junto con la gibbsita, de los productos de alteración y edafogénesis de las rocas graníticas gallegas.

## MATERIAL

Se estudia la fracción fina de 20 suelos y muestras de rocas graníticas en distinto grado de alteración, incluyendo tanto materiales prehercánicos actualmente transformados en ortogneis como diferentes granitos hercánicos alcalinos y calcoalcalinos (Fig. 1). Cinco de los suelos constituyen una catena desarrollada sobre el afloramiento granítico situado al este de Esclavitud, en el denominado monte Meda. Los 15 perfiles restantes se seleccionan de modo que recogen los distintos tipos de granitos y condiciones ambientales existentes en la provincia de La Coruña.

Los perfiles han sido seleccionados de modo que se cumpla un doble objetivo. Por una parte se trata de ver la influencia de la variedad litológica sobre la cristalinidad de los filosilicatos, por otra, se analizan las diferencias que puedan ser debidas al grado de evolución edáfica.

Con objeto de que los resultados se puedan utilizar en la determinación de «clases mineralógicas», definidas según la Soil Taxonomy (1975), la toma de muestras se realiza en la denominada «sección control para clases mineralógicas» que varía con el grado de desarrollo de los suelos. Así en los suelos con menos de 25 cm de espesor todo el suelo se considera sección control, por el contrario en los más profundos ésta abarca desde los 25 cm superficiales hasta el contacto lítico o paralítico. En estos últimos, a fin de contar con la información del total del suelo, se toman también muestras de los 30 cm superficiales; por ello los resultados no corresponden a horizontes edáficos, sino que se recogen los datos de la sección control y, en los suelos más desarrollados, también aparecen los correspondientes a 0-30 cm; si bien la muestra superficial suele coincidir con el horizonte A y la recogida en la sección control con el Bw.

## METODOS

La cristalinidad de la mica se determina siguiendo el método de DUNOYER DE SE-GONZAC (1966) modificado por CHAMLEY (1971), según el cual, para las partículas superiores a 100 Å, la anchura de las reflexiones es función directa del grado de organización cristalina, de modo que cuanto más agudo sea el efecto se admite una mejor cristalización; así pues en este caso concreto el índice crece mientras que la cristalinidad decrece y a la inversa.

DUNOYER (1966) determinaba la cristalinidad en función de la anchura a media altura del efecto de 10 Å, expresándola en mm; CHAMLEY, considerando que la velocidad de rotación del goniómetro y del registrador son variables, prefiere utilizar como unidad de medida  $1/10\Theta$ .

El grado de cristalinidad del filosilicato 1:1 se ha determinado siguiendo métodos cualitativos basados en los diagramas de D. R. X. (WARREN y AVERBACH, 1950; DI-

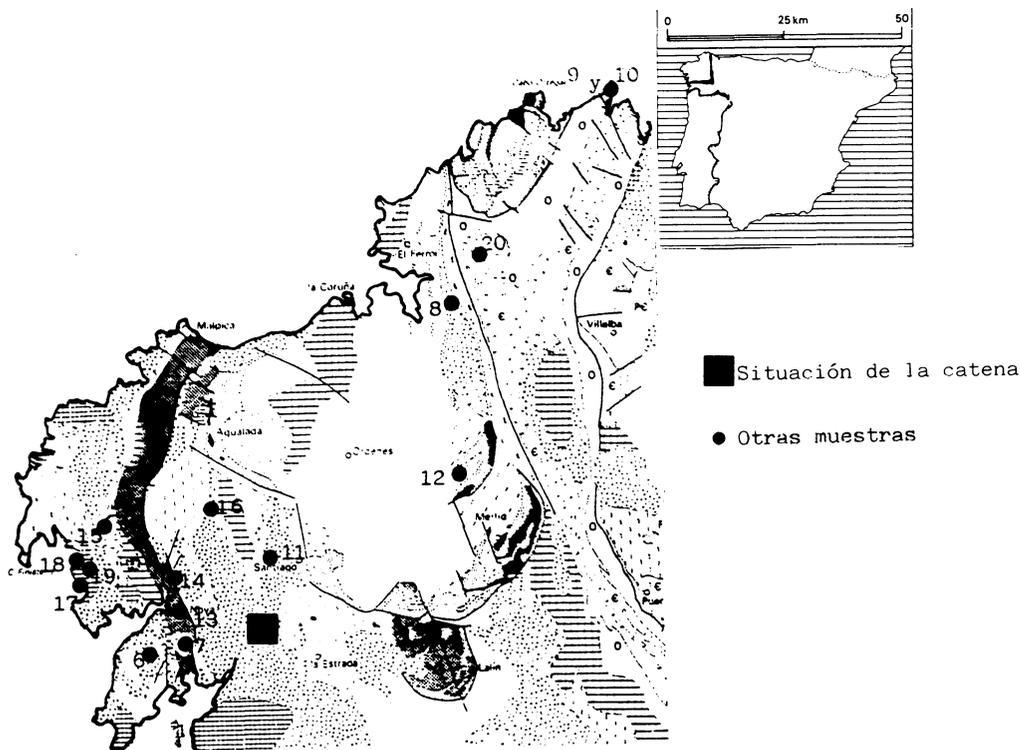


Fig. 1. Situación de los perfiles . Base geológica según ENGELS (1972).

Perfiles 1, 2, 3, 4 y 5: En el granito alcalino de dos micas, migmatítico e inhomogéneo (I. G. M. E., hoja n.º 151).

Perfil 6: En el granito de tipo Barbanza (I. G. M. E., hoja n.º 151).

Perfil 7: En el granito de tipo Confurco (I. G. M. E., hoja n.º 119).

Perfil 8: En el granito de tipo Espenuca (I. G. M. E., hoja n.º 46).

Perfiles 9 y 10: En la granodiorita tardía de Bares (I. G. M. E., hoja n.º 2).

Perfil 11: En el granitoide migmatítico de Brión San Félix (I. G. M. E., hoja n.º 94).

Perfil 12: En el ortogneis de los Montes de Bucelo (I. G. M. E., hoja n.º 7).

Perfil 13: En el ortogneis biotítico blastomilonítico (I. G. M. E., hoja n.º 119).

Perfil 14: En el ortogneis glandular de Sedoiteo (I. G. M. E., hoja n.º 94).

Perfil 15: En el granito de tipo Ruña (I. G. M. E., hoja n.º 93).

Perfil 16: En el granito de tipo Dumbría (I. G. M. E., hoja n.º 93).

Perfiles 17, 18 y 19: En la granodiorita tardía del Pindo (I. G. M. E., hoja n.º 93).

Perfil 20: En el granito de tipo Forgoselos (I. G. M. E., n.º 227).

MANCHE *et al.*, 1974; FAYOLE, 1979; TIRHY, 1982; GOMES, 1987) y métodos cuantitativos (Test de HINCKLEY, 1963;

HUGHEZ y BROWN, 1979). Asimismo se ha tenido en cuenta la información obtenida a partir de los diagramas de A.T.D. e I.R.

## RESULTADOS Y DISCUSION

### Cristalinidad de la mica

Los datos obtenidos tras la aplicación del método de determinación de la cristalinidad de la mica se recogen en la tabla n.º 1.

En la fracción limo los valores se mueven en el rango 1 mm ( $0,6 \cdot 1/10^\circ\Theta$ ) y 4 mm ( $2,4 \cdot 1/10^\circ\Theta$ ), siendo el dato más repetido el de 2 mm ( $1,2 \cdot 1/10^\circ\Theta$ ) (tabla 1). Los valores casi siempre son muy similares a los de la roca en estado fresco, hecho que induce a pensar en la escasa evolución de estos suelos. De todas formas en los suelos medianamente desarrollados (con Bw), siete, en general, en aquellos cuyo material original es rico en biotita se encuentran los valores más elevados y bastante alejados de la roca en estado fresco, lo que nos está dando una idea

de la pérdida de organización estructural interna (Fig. 2c y 2d).

En el caso de la arcilla, al contrario de lo que ocurría en el limo, los efectos no están, en la mayoría de los casos, individualizados sino que aparecen asociados a una ancha banda con varios picos, por lo que, en muchas ocasiones, no es posible determinar el índice al no existir un límite claro entre los efectos (Fig. 2b). Otra gran diferencia es que en la fracción limo los efectos son casi siempre agudos y simétricos mientras que en la arcilla suelen ser anchos y con punta roma, muchas veces la anchura es igual en la base y en la cima. Esto se traduce, como es lógico, en los índices mucho mayores en la fracción más fina (Fig. 2a y 2b, tabla 1).

Generalmente los valores más bajos del índice corresponden a los suelos esqueléticos y que provienen de granitos de dos mi-

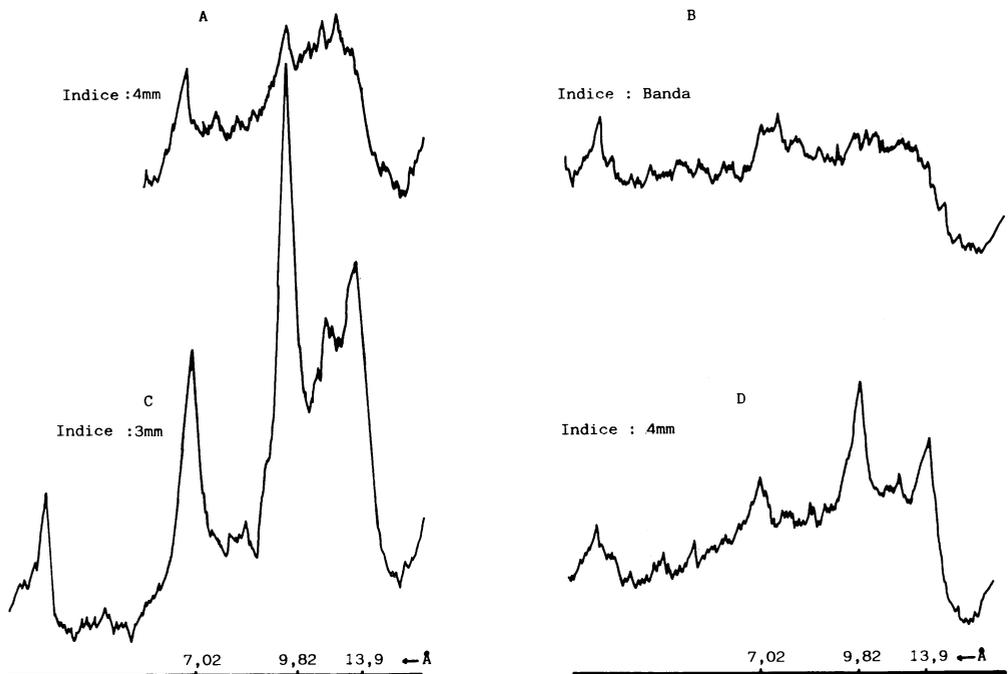


Fig. 2.- INDICES DE CHAMLEY: A: fracción arcilla del perfil 11. B: fracción arcilla del perfil 13. C: fracción limo del perfil 11. D: fracción limo del perfil 13.

**TABLA 1. CRISTALINIDAD DE LA MICA: INDICES DE CHAMLEY (1971)**

SUELO	FRAC. LIMO		FRAC. ARCILLA		ROCA						
	mm	1/10	mm	1/10	+ Fresca		-ALT.		-ALT.		
					mm	1/10	mm	1/10	mm	1/10	
1		2	1,2	4	2,4	1,8	1,0	2	1,2	2,9	1,74
2	2,5	1,5	5,5	3,3							
3	0-30	2	1,22	banda no medible							
	SC	2,5	1,5	banda no medible							
4	0-30	2	1,2	5	3						
	SC	3	1,8	5	3						
5		1	0,6	5,5	3,3						
6		2	1,2	3,5	2,1	2	1,2		2	1,2	
7		2	1,2	4	2,4	2,5	1,5		2,5	1,5	
8	0-30	1,5	0,9	4	2,4						
	SC	2	1,2	6	3,6						
9	0-30	4	2,4	banda no medible		2	1,2	3	1,8	5	3,0
	SC	3	1,8	5	3,0 (banda)						
10	0-30	3	1,8	banda no medible							
	SC	2,2	1,3	3	1,8						
11	0-30	3	1,8	4	2,4	3	1,8		3	1,8	
	SC	2	1,2	4	2,4						
12	0-30	3	1,8	7	4,2 (banda)						
	SC	2	1,2	9	5,4 (banda)						
13	0-30	4	2,4	8	4,8 (banda)						
	S-C	3	1,8	5	3,0 (banda)	3	1,8				banda no medible
14		2	1,2	6	3,6	2,5	1,5		2,5	1,5	
15		3	1,8	3	1,8						
16		2,2	1,3	4	2,4						
17	0-30	2	1,2	5	3						
	SC	4	2,4	banda no medible		1,7	1,0		3	1,8	
18		2	1,2	banda		3	1,8		5	3,0	
19	0-30	3	1,8	4	2,4						
	SC	2	1,2	banda no medible		1,7	1,0		3	1,8	
20	0-30	2	1,2	4	2,4						
	SC	2	1,2	6	3,6 (banda)						

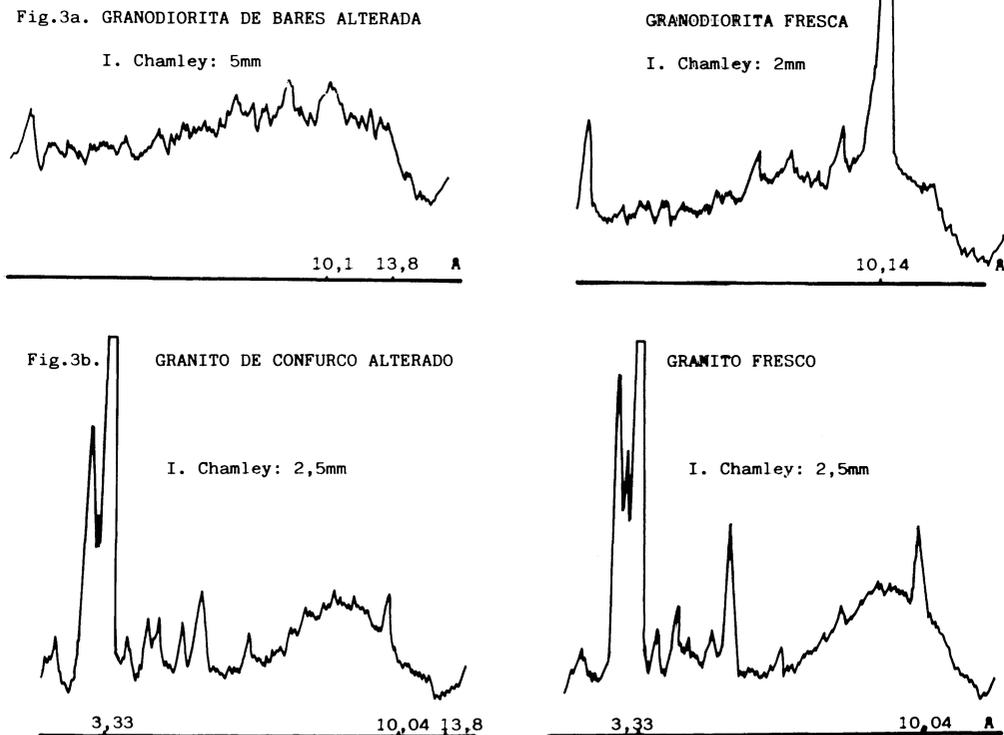
cas ricos en moscovita, lo que puede ser atribuible a la mayor resistencia a la alteración que ofrece la mica blanca (Fig. 2a y 2c).

Con el fin de precisar este dato se ha realizado el estudio de la cristalinidad en algunas muestras de roca en diferentes estados de alteración, dando como resultado que rocas con alto contenido en biotita presentan un claro incremento del índice a medida que aumenta el grado de alteración. Así por ejemplo en la granodiorita de Bares (perfiles 9 y 10, Fig. 3a) se observa que, además del desplazamiento del efecto de 10 Å hacia 13 Å, consecuencia posiblemente de la formación de vermiculitas hidroxialumínicas (hecho comprobado por estudios de D. R. X. tras el tratamiento con K), el índice sufre un

incremento desde 2 mm a 5 mm (Tabla 1). En el caso del ortogneis biotítico de Noia (perfil 13) se pasa de un valor de 3 mm en la roca fresca a un efecto en banda no determinable en la muestra alterada, es decir, prácticamente ha desaparecido la biotita.

No se puede poner el ejemplo contrario al anterior, es decir, una roca que sólo contenga moscovita, ya que todas ellas poseen una cierta proporción de mica negra; sin embargo se produce un hecho muy significativo en los granitos de dos micas ricos en moscovita. Así, tomando como ejemplo el granito del Confurco (perfil 7), puede observarse en el curso de su alteración que el valor del índice se mantiene en 2,5 mm. Esto es explicable si se observan los diagramas

Fig.3.- Índices de Chamley de la roca en distinto grado de alteración



de D. R. X. (fig. 3b) de las muestras ya que, en la alterada, aparece un efecto sobre 13 Å, indicativo de la evolución de las biotitas, mientras que el efecto a 10 Å mantiene su índice de Chamley, es decir, la cristalinidad de la moscovita se conserva.

Por último, se llega a los mismos resultados comparando los dos tipos de rocas del Pindo; en la facies central, caracterizada por la presencia de las dos micas, su índice de Chamley es de 1,7 mm, mientras que en la facies de borde (con biotita como única mica) su índice ya es de 3 mm. En las muestras alteradas se observan efectos más anchos en la facies de borde (5 mm) que en la facies central (3 mm) (Tabla 1).

Parece por tanto que los valores del índice de Chamley son función directa del material de partida, de modo que podemos decir que las micas de la fracción arcilla procedentes de la degradación de la moscovita dan unos valores del índice menores que los procedentes de la degradación de las biotitas; es decir, esta últimas tendrían mayor desorden interno, hecho que se constata en la evolución de los distintos materiales de partida y explicable por la mayor facilidad a la alteración de las biotitas, de tal forma que cuando llegan a ser parte integrante de la fracción arcilla ya han perdido en gran medida su organización cristalina característica; mientras que las moscovitas, mucho más resistentes, llegan a la fracción arcilla mediante variaciones externas importantes pero con pocas modificaciones en cuanto a composición química que, en definitiva, es lo que provoca el desmoronamiento de la red. Estos resultados conducen a suponer que la determinación del índice de Chamley en la fracción arcilla puede ser un claro indicio de la procedencia de mica existente en dicha fracción.

#### Cristalinidad del filosilicato 1:1

Los resultados obtenidos de la aplicación de los distintos métodos de determinación

del grado de cristalinidad del filosilicato 1:1 se recogen en la tabla 2.

Se admite que una caolinita bien cristalizada ofrece efectos bien definidos, agudos y simétricos en la región 7,13; 4,4; 3,56; 2,5 y 2,3 Å de entre los cuales los situados a 7,13 y 3,56 Å son los más intensos. DIAMANCHE *et al.* (1974) puntualizan que si el filosilicato 1:1 ofrece una buena cristalinidad se aprecian tripletes a 4,35; 4,17 y 4,12; 2,55; 2,52 y 2,48; 2,37, 2,33 y 2,38 Å. En general la fracción arcilla de las muestras estudiadas ofrece invariablemente diagramas de rayos X con efectos anchos y asimétricos.

En la región de 7 Å generalmente resuelven en una amplia banda entre 10-11 y 6 Å en la que suele existir un efecto central más acusado en torno a los 7 Å (un efecto basal (001) a 7,15 Å ancho es interpretado por TIRHY (1982) como la traducción de una débil cristalinidad).

El efecto a 3,5 Å es en la mayoría de las muestras (excepto en la muestra 11) muy débil y en forma de banda asimétrica. Siempre es menos intenso que el de 7 Å y, a excepción del caso antes mencionado, es menor que el efecto a 4,4 Å.

En la mayor parte de las muestras el efecto a 4,4 es el más intenso de los atribuidos al filosilicato 1:1. A este respecto cabe indicar que cuando la intensidad del efecto a 4,4 Å es al menos la mitad de intenso que el efecto basal a 7 Å, se considera que se trata de halloysita (BRINDLYE, 1951).

Asímismo los efectos a 2,5 Å, suelen resolver en forma de una banda ancha y asimétrica, siendo a veces reconocible el triplete, pero en la mayoría de los casos únicamente se reconocen dos o incluso uno. En la zona de 4,3 Å ocurre lo mismo que con los precedentes, apareciendo una banda ensanchada en la que a veces se reconocen pequeños efectos mejor definidos, pero nunca aparece el triplete.

Así pues, aunque a veces la presencia de tripletes reconocibles a 4 y 2,5 Å nos induzca a pensar en filosilicatos 1:1 bien cristali-

TABLA 2. CRISTALINIDAD DEL FILOSILICATO 1:1

## CRISTALINIDAD DEL FILOSILICATO 1:1

(Continuación)

Muestra	$\frac{I_{4,46}}{I_7}$	Test de HINCKLEY	Test de HUGHES Y BROWN	ROUTINA DE IDENTIFICACIÓN DE FILOSILICATOS 1:1 (Según DIMANCHE y col. 1975)	
1					
Limo	1,0	0,60	2,50	—Efecto a 3,5 Å pequeño y en banda; en A.O. permanecen los efectos como en el P.C.	
Arcilla	3,0	0,80	5,8	—Efecto a 3,5 Å pequeño y en banda; en A.O. el efecto a 7 Å permanece pero el de 4 Å casi desaparece. 4 Å banda asimétrica con efectos 4,48; 4,42 y 4,1 2,5 Å banda asimétrica. Efectos 2,54; 2,51; 2,47. 2,3 Å banda ancha poco evidente.	
2					
Limo	1,1	0,58	3,0	—Efecto a 3,5 pequeño y ancho; en A.O. el efecto 7 Å se hace más intenso el 4,4 casi desaparece.	
Arcilla	3,1	0,57	4,1	—Efecto a 3,5 pequeño y en banda; en A.O. el efecto a 4 casi desaparece y los de 7 Å y 3,5 Å permanecen igual. 4 Å banda asimétrica; efecto a 4,48; 4,2 y 4,13 2,52 Å banda asimétrica. 2,38 Å efecto ancho.	
3					
(0-30) Limo	1,0	0,72	2,2	—Efecto a 3,5 Å pequeño; en A.O. el de 7 Å se intensifica y el de 4 Å decrece.	
Arcilla	3,5	0,50	5,8	—Efecto a 3,5 muy pequeño: En A.O. casi desaparecen los efectos. 4 Å banda asimétrica; efectos 4,4 y 4,2 Å 2,5 Å banda asimétrica. 2,3 efectos anchos a 2,37 y 2,35.	
3					
(s.c.) Limo	1,1	1,0	1,8	—Efecto a 3,5 Å poco intenso y en banda; en A. O. permanecen los efectos; el de 7 Å se intensifica algo.	
Arcilla	1,8	0,46	4,3	—Efecto a 3,5 Å poco intenso y en banda; en A. O. el efecto a 7 Å sube algo. 4 Å banda asimétrica; efectos a 4,57 y a 4,2 Å 2,6 Å banda ancha y asimétrica 2,3 banda ancha poco evidente	

**CRISTALINIDAD DEL FILOSILICATO 1:1**

(Continuación)

Muestra	$\frac{I_{4,46}}{I_7}$	Test de HINCKLEY	Test de HUGHES Y BROWN	RUTINA DE IDENTIFICACIÓN DE FILOSILICATOS 1:1 (Según DIMANCHE y col. 1975)	
4 (0-30)	Limo	0,3	0,43	7,6	—Efecto a 3,5 Å importante, menor que el de 7 Å pero mayor que el de 4,4 Å; en A. O. el efecto a 7 Å se incrementa el de 4,4 baja algo.
	Arcilla	2,5	0,45	4,4	—Efecto a 3,5 Å muy poco importante; en A. O. casi no existen efectos ni a 7 Å ni a 4 Å (muy poco orientable)
					4 Å banda asimétrica; efecto 4,2 y 4,13 Å 2,5 Å efectos a 2,56, 2,45 y 2,38 Å 2,3 Å banda ancha.
4 (s. c.)	Limo	0,3	0,43	4,3	—Efecto a 3,5 > que el de 4 y < que el de 7 Å; Efecto a 7 Å bastante agudo; en A. O. se realzan los efectos a 7 y 3,5 Å.
	Arcilla	3,0	0,70	7,0	—Efecto a 3,5 pequeño; en A. O. el efecto de 7 Å permanece, el de 4,4 Å casi desaparece.
					4 Å banda asimétrica; efectos 4,3; 4,2 y 4,15 Å 2,5 Å efectos anchos a 2,55; 2,44 y 2,39 Å 2,3 Å banda ancha.
5	Limo	0,4	0,33	1,6	—Efectos a 3,5 Å poco importante; en A. O. el efecto a 7 Å se intensifica.
	Arcilla	1,6	0,55	6,0	—Efecto a 3,5 Å casi inexistente; en A. O. el efecto de 7,13 Å sube ligeramente, el de 4,4 Å casi desaparece.
					4 Å banda ancha y asimétrica. Efecto 4,4 y 4,05 Å 2,5 Å banda ancha y asimétrica 2,3 Å banda ancha y asimétrica.
6	Limo	1,0	1,0	1,2	—Efecto a 3,5 no se aprecia; en A. O. tanto las reflexiones a 7 Å como a 4 Å casi desaparecen.
	Arcilla	2,6	0,7	4,2	—Efecto a 3,56 Å pequeño y ancho; en A. O. bajan los efectos a 7 y 4,4 Å
					4 Å banda asimétrica. Efecto a 4,5 y 4,29 Å 2,5 Å banda asimétrica 2,3 Å efecto único y ancho.

## CRISTALINIDAD DEL FILOSILICATO 1:1

(Continuación)

Muestra	$\frac{I_{4,46}}{I_7}$	Test de HINCKLEY	Test de HUGHES Y BROWN	ROUTINA DE IDENTIFICACIÓN DE FILOSILICATOS 1:1 (Según DIMANCHE y col. 1975)	
7					
Limo	2,2	0,28	3,0	—Efecto a 3,5 Å muy débil; en A. O. el efecto a 7 Å sube un poco, el de 4,4 permanece.	
Arcilla	1,90	0,49	5,9	—Efecto a 3,5 Å muy débil y en banda; en A. O. el efecto de 7 Å se intensifica y el de 4,4 Å decrece.	4 Å banda asimétrica. Efectos a 4,4; 4,2 y 4,1 Å 2,5 Å banda asimétrica 2,3 Å efecto único y ancho.
8					
(0-30) Limo	1,3	0,50	3,3	—Efecto muy débil a 3,5 Å; en A. O. disminuyen los efectos de 7 Å y de 4,4 Å.	
Arcilla	2,4	0,44	4,50	—Efecto a 3,5 Å muy poco evidente y en banda; en A. O. decrecen los efectos sobre todo el de 4,4 Å.	4 Å banda asimétrica. Efectos 4,4; 4,3; 4,2 y 4,07 Å 2,5 Å banda asimétrica. Efectos pequeños 2,57 y 2,52 2,3 Å efecto poco intenso en banda.
8					
(s. c.) Limo	2,1	0,53	7,5	—Efecto a 3,5 Å muy débil y en banda. En A. O. crecen los efectos.	
Arcilla	1,3	0,66	3,0	—Efecto a 3,5 Å poco evidente. En A. O. permanecen los efectos	4 Å banda asimétrica 4,4 y 4,25 Å 2,04 Å banda asimétrica con pequeños efectos 2,05 Å efecto único y ancho.
9					
(0-30) Limo	0,6	0,70	1,4	—Efecto a 3,5 Å poco evidente ancho; en A. O. el efecto a 7 Å se intensifica y el de 4,4 Å decrece.	
Arcilla	0,8	0,60	3,0	—Efecto a 3,5 Å poco intenso y en banda; en A. O. el efecto de 7 Å permanece y el de 4 Å baja algo.	4 Å banda asimétrica. Efectos a 4,4; 4,27; 4,25 y 2,5 Å banda asimétrica. Efectos a 2,59 y 2,52 Å. 2,3 banda asimétrica. Efectos a 2,31 Å.

CRISTALINIDAD DEL FILOSILICATO 1:1

(Continuación)

Muestra	$\frac{I_{4,46}}{I_7}$	Test de HINCKLEY	Test de HUGHES Y BROWN	RUTINA DE IDENTIFICACIÓN DE FILOSILICATOS 1:1 (Según DIMANCHE y col. 1975)	
9 (s. c.) Limo	0,3	0,20	3,3	—Efecto a 3,5 bastante agudo mayor que el de 4,4 Å y menor que el de 7 Å; en A. O. se identifican los efectos de 7 y 3,5 Å y decrece el de 4 Å.	
	Arcilla	1,0	0,65	3,4	—Efecto a 3,5 Å pequeño y ancho; en A. O. permanece el efecto a 7 Å y decrece el de 4,4 Å 4 Å banda asimétrica. Efectos a 4,3 y 4,11 Å 2,5 Å banda asimétrica 2,3 Å banda con pequeños efectos.
10 (0-30) Limo	0,3	0,40	2,7	—Efecto a 3,5 Å bastante agudo. Mayor que el de 4 y menor que el de 7; en A. O. el efecto a 7,13 Å se intensifica.	
	Arcilla	2,3	0,40	6,1	—Efecto a 3,5 Å pequeños y en banda; en A. O. bajan un poco los efectos. 4 Å banda asimétrica. Efectos a 4,4 y 4,2 Å 2,5 Å banda asimétrica; efectos a 2,5 y 2,4 Å 2,3 Å banda asimétrica; efectos a 2,39 Å y 2,36 Å
10 (s. c.) Limo	1,0	0,43	7,4	—Efecto a 3,5 intenso y agudo > 4,3 y 7,13 En A. O. los efectos a 7 Å y 3,5 Å se intensifican; el efecto a 4,4 Å permanece sin variación.	
	Arcilla	1,7	0,35	5,6	—Efecto a 3,5 Å muy poco intenso y en banda asimétrica. En A. O. a decrecen los efectos 4 Å banda asimétrica. Efecto 4,37; 4,27 y 4,11 Å Entre 2,0 y 2,39 Å se reconoce una amplia banda con pequeños efectos.
11 (0-30) Limo	0,6	0,44	2,6	—Efecto a 3,5 Å bastante intenso y en banda >4,4 y >7,13 Å; en A. O. el efecto a 7 Å se intensifica y el de 4 decrece un poco.	
	Arcilla	1,0	0,44	2,0	—Efecto a 3,5 poco intenso y en banda < que 4,4 Å y 7,13 Å; en A. O. el efecto a 7 Å se hace más nítido. 4 Å banda asimétrica. Efectos a 4,39 y 4,07 Å 2,5 banda asimétrica. Efectos a 2,55 y 2,8 Å 2,3 Å efectos apenas reconocible

## CRISTALINIDAD DEL FILOSILICATO 1:1

(Continuación)

Muestra	$\frac{I_{4,46}}{I_7}$	Test de HINCKLEY	Test de HUGHES Y BROWN	RUTINA DE IDENTIFICACIÓN DE FILOSILICATOS 1:1 (Según DIMANCHE y col. 1975)	
11 (s. c.) Limo	0,4	0,50	3,0	—Efecto a 3,5 Å bien definido y agudo, mayor de 4 y menor de 7 Å; en A. O. se intensifican mucho los efectos.	
Arcilla	1,0	0,90	7,5	—Efecto a 3,55 bien definido, menor de 4,4 Å y 7 Å; en A. O. se intensifican un poco los efectos.	4 Å banda asimétrica. Efectos a 4,48; 4,2 y 4,09 Å 2,5 Å banda asimétrica. Efectos a 2,37; 2,15 y 2,47 Å 2,3 Å banda asimétrica. Efecto a 2,37; 2,38 y 2,33 Å
12 (0-30) Limo	0,4	0,58	2,1	—Efecto a 3,5 Å pequeño y ancho. En A. O. permanecen los efectos.	
Arcilla	1,3	0,43	3,0	—Efecto a 3,5 Å pequeño y en banda En A. O. decrecen los efectos.	4 Å banda asimétrica. Efectos a 4,39 y 4,11 Å 2,5 Å banda asimétrica. Efectos a 2,54 Å. 2,3 Å banda asimétrica. Efectos a 2,37 Å
12 (s. c.) Limo	0,2	0,60	3,0	—Efecto a 3,5 Å bien definido y agudo, menor de 7 Å y 4,4. En A. O. se intensifican los efectos.	
Arcilla	1,8	0,80	5,6	—Efecto a 3,5 Å en banda asimétrica; en A. O. se intensifican los efectos de 7 Å y 3,5 Å decrece el de 4,4 Å	4 Å banda asimétrica, efectos a 4,4; 4,17 y 4,12 Å 2,5 Å. Efecto ancho entre 2,57 y 2,45 Å 2,3 Å banda asimétrica. Efecto a 2,38 y 2,33 Å.
13 (0-30) Limo					
Arcilla	1,2	0,63	0,4	—Efecto a 3,5 Å poco evidente En A. O. se mantienen los efectos	4 Å banda asimétrica, efectos a 4,4; 4,2 y 4,15 Å 2,5 Å banda asimétrica. Efectos a 2,46 Å 2,37 Å pequeño efecto.

Muestra	$\frac{I_{4,46}}{I_7}$	Test de HINCKLEY	Test de HUGHES Y BROWN	RUTINA DE IDENTIFICACIÓN DE FILOSILICATOS 1:1 (Según DIMANCHE y col. 1975)	
13					
(s. c.)					
Limo	0,5	0,50	3,3	—Efecto a 3,5 Å en banda. En A. O. se intensifican el 3,5 y el 7 Å	
Arcilla	1,0	1,00	6,0	—Efecto a 3,5 Å pequeño y en banda ancha En A. O. se mantienen las intensidades	
				4 Å banda asimétrica. Efectos a 4,35 y 4,11 Å 2,5 Å efectos pequeños y anchos a 2,55 y 2,44 Å 2,3 Å pequeño efecto ancho a 2,38 Å	
14					
Limo	1,1	0,40	2,00	—Efecto a 3,5 Å prácticamente no existente En A. O. se intensifica el efecto de 7,13 Å y el de 4,4 Å permanece.	
Arcilla	1,3	0,64	4,1	—Efecto a 3,5 Å muy débil y en banda. En A. O. el efecto a 7 Å permanece igual el efecto a 4 Å prácticamente desaparece	
				4 Å banda asimétrica. Efectos a 4,29 Å y 4,09 Å 2,5 Å banda asimétrica. Efecto a 2,50 Å 2,3 Å banda asimétrica. Efecto a 2,38 Å	
15					
Limo	1,3	0,40	1,5	—Efecto a 3,5 casi inexistente En A. O. se intensifican algo los efectos	
Arcilla	1,3	0,57	4,2	—Efecto a 3,5 Å poco aparente y en banda. En A. O. se intensifica el efecto de 7 Å y decrece el de 4 Å	
				4 Å banda asimétrica. Efecto a 4,37; 4,20 y 4,09 Å 2,5 Å banda asimétrica. Efecto a 2,55 Å 2,3 Å banda asimétrica. Efecto a 2,37 Å	
Muestra	$\frac{I_{4,46}}{I_7}$	Test de HINCKLEY	Test de HUGHES Y BROWN		
16					
Limo	1,0	0,60	2,5	—Efecto a 3,5 Å pequeño y en banda; en A. O. se intensifica el efecto de 7 Å y decrece el de 4 Å.	
Arcilla	2,5	0,53	5,0	—Efecto a 3,5 Å pequeño y en banda; en A. O. decrecen los efectos; 4,4 Å casi desaparece.	
				4 Å banda asimétrica. Efecto 4,4 y 4,2 Å 2,5 Å banda asimétrica. Efecto 2,5 y 2,4 Å 2,3 Å banda asimétrica. Efecto 2,37 Å	

## CRISTALINIDAD DEL FILOSILICATO 1:1

(Continuación)

Muestra	$\frac{I_{4,46}}{I_7}$	Test de HINCKLEY	Test de HUGHES Y BROWN	RUTINA DE IDENTIFICACIÓN DE FILOSILICATOS 1:1 (Según DIMANCHE y col. 1975)	
17	(0-30)				
	Limo	1,0	0,55	1,8	—Efecto a 3,56 Å casi inexistente. En A. O. bajan los efectos.
	Arcilla	2,6	0,62	5,8	—Efecto a 3,5 Å poco intenso y ancho. En A. O. casi desaparecen los efectos. 2,5 Å banda asimétrica. Efectos a 2,5 y 2,44 Å 2,37 Å Efecto casi inexistente.
17	(s. c.)				
	Limo	0,7	0,60	2,0	—Efecto a 3,5 Å poco aparente. En A. O. se intensifica el efecto de 7 Å. El de 4 Å casi desaparece.
	Arcilla	2,7	0,68	5,8	—Efecto a 3,5 Å pequeño y en banda. En A. O. bajan los efectos, sobre todo el de 4,4 Å. 4 Å banda asimétrica. Efecto a 4,38 y 4,25 Å 2,5 Å banda asimétrica. Efecto a 2,48 Å 2,3 Å Efecto casi inexistente.
18					
	Limo	1,3	0,50	3,3	—Efecto a 3,5 Å casi inapreciable En A. O. permanecen los efectos
	Arcilla	2,7	0,50	5,8	—Efecto a 3,5 Å poco evidente En A. O. decrece el efecto de 7 Å y el de 4,4 Å casi desaparece. 4 Å banda asimétrica. Efectos a 4,4; 4,3 y 4,11 Å 2,5 Å banda asimétrica. Efectos a 2,59 y 2,53 Å 2,3 Å banda asimétrica. Efecto pequeño a 2,32 Å
19	(0-30)				
	Limo	0,6	0,40	2,4	—Efecto a 3,5 Å poco evidente En A. O. se intensifica el efecto a 7 Å
	Arcilla	1,3	0,60	5,0	—Efecto a 3,5 Å en banda asimétrica. En A. O. el efecto de 7 Å decrece y el de 4 Å casi desaparece. 4 Å banda asimétrica. Efecto a 4,3 Å 2,5 banda asimétrica. Efecto a 2,40 Å 2,3 Å casi no aparece efecto.

CRISTALINIDAD DEL FILOSILICATO 1:1

(Continuación)

Muestra	$\frac{I_{4,46}}{I_7}$	Test de HINCKLEY	Test de HUGHES Y BROWN	ROUTINA DE IDENTIFICACIÓN DE FILOSILICATOS 1:1 (Según DIMANCHE y col. 1975)	
19 (s. c.) Limo	0,4	0,46	2,6	—Efecto a 3,5 Å bastante bien definido > 7; en A. O. se intensifica el efecto de 7 Å y el de 4,4 Å casi desaparece.	
Arcilla	1,4	0,63	6,3	—Efecto a 3,5 Å poco importante. En A. O. casi desaparecen los efectos a 7 Å y 3,5 Å. El efecto a 4,4 Å se mantiene. 4 Å banda asimétrica. Efectos a 4,4 Å 2,5 Å banda asimétrica. Efecto a 2,5 Å. Ancho 2,3 Å banda asimétrica. Efecto poco evidente.	
20 (0-30) Limo	1,9	0,80	2,3	—Efecto a 3,5 Å casi inexistente. 4 Å banda asimétrica. Efectos a 4,46 y 4,09 Å	
Arcilla	2,9	0,60	5,4	En A. O. se mantienen los efectos. 2,5 Å banda asimétrica. Efecto a 2,5 Å 2,3 Å banda asimétrica. Efecto a 2,36 Å.	
20 (s. c.) Limo				—Efecto a 3,5 Å en banda asimétrica. No hay efecto a 7 Å. 4 Å banda asimétrica. Efecto a 4,46 Å	
Arcilla	3,0	0,43	5,0	En A. O. casi no hay efectos. 2,5 Å banda asimétrica. Efectos a 2,57 y 2,50 y 2,46 Å 2,3 Å banda ancha. Efecto a 2,30 Å.	

zados, hay una serie de rasgos que nos hacen abandonar esta idea:

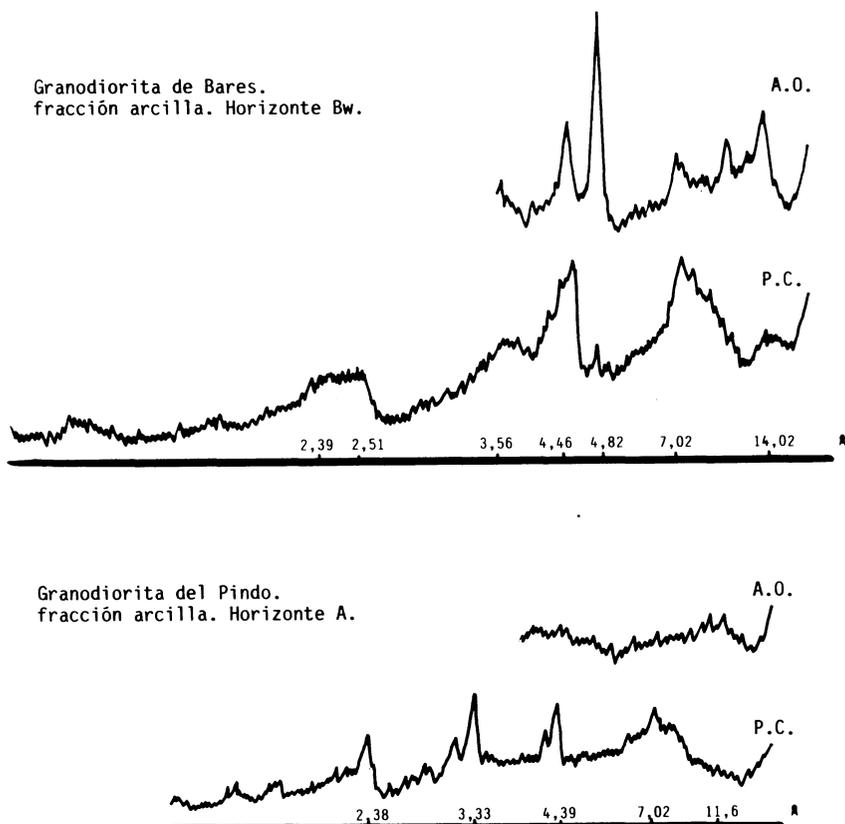
- La ausencia de triplete a 2,3 Å.
- La falta de nitidez en el efecto a 3,5 Å.
- La general resolución en forma de bandas asimétricas.
- Las relaciones  $I^{4.4 \text{ \AA}}/I^7 \text{ \AA}$  son, en la mayoría de los casos, superiores a la unidad y en ningún caso inferiores a 0,5 (Tabla 2), valor considerado como discriminante entre los filosilicatos 1:1 bien cristalizados y los mal cristalizados y/o halloysitas (DIMANCHE *et al.* 1974). DUBREULLIH *et al.* (1984) indican asimismo que las relaciones  $I^7 \text{ \AA}/I^{4.4 \text{ \AA}}$  próximas a 1 ó superiores se corresponden con apilamientos ordenados de las hojas. En el caso que nos ocupa incluso se ha encontrado que el efecto a 4,4 Å llega

a ser tres veces más importante que el de 7 Å (suelos 1, 2, 3 (0-30), 4 y 20, tabla 2).

La reafirmación de la falta de orden estructural en el filosilicato 1:1 se encuentra al comprobar que en los agregados orientados las reflexiones (001) sufren casi siempre un descenso de la intensidad si se comparan con las de diagramas de polvo cristalino, característica típica de los minerales débilmente cristalizados. Sin embargo, se observa que el comportamiento es intermedio entre el presentado por la caolinita desordenada y la halloysita (DIMANCHE *et al.*, 1974), ya que tanto los efectos a 7,13 Å como a 4 Å se mantienen o bajan en intensidad (el efecto a 4,4 Å en la mayoría de los casos desaparece) (Tabla 2, Fig. 4).

De todas formas en algunos suelos (3, 5, 7, 11, 12, 15 y 17) se aprecia un incremento del efecto a 7 Å y un descenso en el efecto

Fig. 4.



de 4,4 lo cual podría hacernos pensar en una mejor cristalinidad; sin embargo la ausencia de realzamiento de intensidad del efecto a 3,56 Å nos hace abandonar esta idea y nos lleva a la sospecha de una incidencia en el efecto a 7 Å de otros minerales contenidos en las muestras como los integrados hidroxialumínicos, hecho que motivaría el incremento del efecto a 7 Å en el agregado orientado.

Es decir, en todas las ocasiones los métodos cualitativos de estudio de la cristalinidad del filosilicato 1:1 nos indican que este es de baja cristalinidad con la posibilidad de mezclas halloysíticas.

Con el objetivo de hacer una gradación más fina en cuanto al ordenamiento estructural del filosilicato 1:1 se ha determinado su cristalinidad según dos métodos cuantitativos: el test de HINCKLEY (1963) y el de HUGHES y BROWN (1979); tanto en uno como en otro descienden en valor absoluto a medida que desciende la cristalinidad.

Los valores obtenidos por el test de Hinckley oscilan entre 0,35 y 1, siendo el valor medio de 0,6 (Tabla 2), cifras que quedan bastante alejadas del valor 1,3 que LOGMAN (1981) considera discriminante entre los caolines bien y mal ordenados.

Los valores obtenidos por el test de Hughes y Brown oscilan entre 1,5 y 7,5 con un valor medio de 4 (Tabla 2), tratándose siempre de valores que caen dentro del intervalo propuesto para las halloysitas y, en general, para los filosilicatos 1:1 mal cristalizados.

Teniendo en cuenta los métodos cuantitativos de medición de la cristalinidad en el filosilicato 1:1, se ha comprobado que no existe una correspondencia directa entre los distintos test utilizados, la explicación puede estar en las interferencias producidas por otros componentes minerales. Esta limitación debe ser resaltada y muy tenida en cuenta, aún a nuestro pesar, ya que, como ya se ha señalado, la mayor parte de los suelos tratados contienen minerales con efectos tanto en la región a 4,4 como a 7 Å. La limi-

tación es especialmente significativa en la fracción limo de los suelos 4, 5, 9, 10, 11, 12, 13, 17 y 19 en los que se obtiene unas relaciones de  $I^{4.4}/I^7$  muy bajas, lo cual unido a efectos agudos simétricos e intensos a 3,56 Å indicaría la existencia de filosilicatos 1:1 bien cristalizados; hecho que tendría su buena parte de lógica, pues no debemos olvidar la relación existente entre la cristalinidad y el tamaño del cristal. Pero, por otra parte, hay que tener presente que la fracción limo es una fracción menos evolucionada y por ello con una mayor proporción de minerales primarios y, consecuentemente, existe la posibilidad de que los efectos a 3,56 y 7,13 Å sean el resultado de la presencia de tales minerales, sobre todo de filosilicatos 2:1 (micas degradadas), lo cual viene avalado por la abundancia relativa de tales componentes en la fracción limo (ROMERO, R., 1989).

Del mismo modo, tanto en los índices de Hinckley como en los de Hughes y Brown se pueden ver reflejadas tales interferencias, de tal forma que la presencia de cuarzo y gibbsita aumenta los valores absolutos de los índices, mientras que la mica, clorita e integrados producen su decrecimiento. De hecho los suelos que presentan valores del índice de Hughes y Brown más altos (Tabla 2), suelos 4, 5, 7, 10, 11, 12, 13 y 19, coinciden con los suelos que tienen en su fracción arcilla mayor contenido en gibbsita.

Por ello, en este caso concreto, los métodos cuantitativos de la medida de cristalinidad, si bien pueden ser apoyo para confirmar la información obtenida por otros cauces, y tienen el atractivo de ser algo que se puede tabular y comparar, no parecen demasiado rentables en comparación con los métodos cualitativos en los que con menos esfuerzo se obtiene idéntica información.

Como puntualiza GOMES (1987): «cualquier estudio comparativo de índices de cristalinidad entre diversas muestras debería hacerse con una pureza, tamaño de cristal y orientación equivalente, si lo que se

pretende es que los métodos sean significativos»; premisas muy difíciles de controlar, por no decir imposibles, en las muestras naturales; de ahí que sea fácilmente comprensible la falta de resolución de los métodos cuando se trabaja con muestras de suelos en los que, pese a tener una composición mineral similar y no demasiado variada, se hace inaplicable el uso de los índices anteriormente mencionados por estar basados en intensidades en las que se solapan las reflexiones de varios minerales; y si esta limitación es un hecho cierto y comprobado en la fracción arcilla, resulta mucho más evidente en la fracción limo en la que la presencia de minerales heredados (cuarzo, feldespatos y minerales micáceos) se intensifica.

Lo que si parece a todas luces visible es que los suelos graníticos presentan invariablemente un filosilicato 1:1 mal cristalizado y/o de tipo halloysítico.

Esto queda confirmado con los datos obtenidos en el A. T. D. ya que en las arcillas en las que se ha determinado el índice de asimetría este oscila entre 1,7 (suelo 8) y 3,2

(suelo 18) (Fig. 5), valores que indican la existencia de filosilicatos 1:1 de muy débil cristalinidad o de halloysitas (MCKENZIE, 1971 y 1972).

En los casos en que también se ha realizado el espectro de infrarrojos se ha comprobado que en la zona de vibración de los OH internos únicamente se reconocen dos efectos, uno a  $3.695\text{ cm}^{-1}$  y otro a  $3.620\text{ cm}^{-1}$ , siendo este último mucho más intenso que el primero (Figura 6a). Este hecho unido a la ausencia de efectos intermedios a  $3.670$  y  $3.650$  nos permite decir que, en general, el filosilicato 1:1 existente en la fracción inferior a  $2\text{ }\mu\text{m}$  de los suelos graníticos no presenta una buena cristalinidad, sino que su comportamiento recuerda al típico de las halloysitas (Fig. 6a) e incluso a minerales todavía más incipientes en cuanto a su grado de organización interna (Fig. 6b). Todo ello no hace más que reafirmar la información obtenida a partir de los diagramas de D. R. X. y A. T. D.

Ahondando en esto mismo diremos que los estudios de microscopía electrónica reali-

Fig.5. Diagramas de A.T.D.

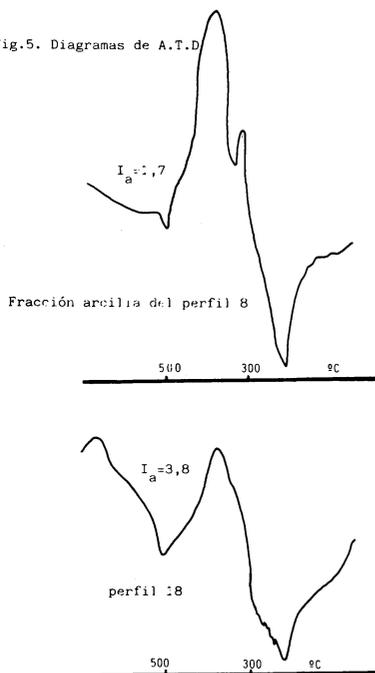
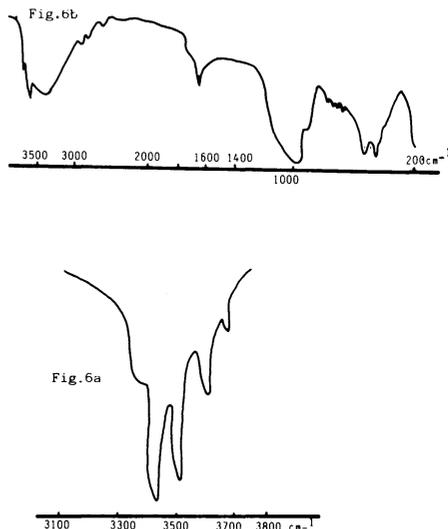


Fig.6. Espectros de I.R.



zados en algunas de las muestras aquí estudiadas, y que forman parte de la Tesis Doctoral de uno de los autores (ROMERO, R., 1989), ponen en evidencia, efectivamente, el predominio de filosilicatos 1:1 de muy es-

caso ordenamiento interno. Aspecto que a modo de ejemplo se puede ver en la foto 1; en ella se aprecia efectivamente la aparición de halloysita en un estado todavía incipiente e íntimamente asociada a formas alofánicas.

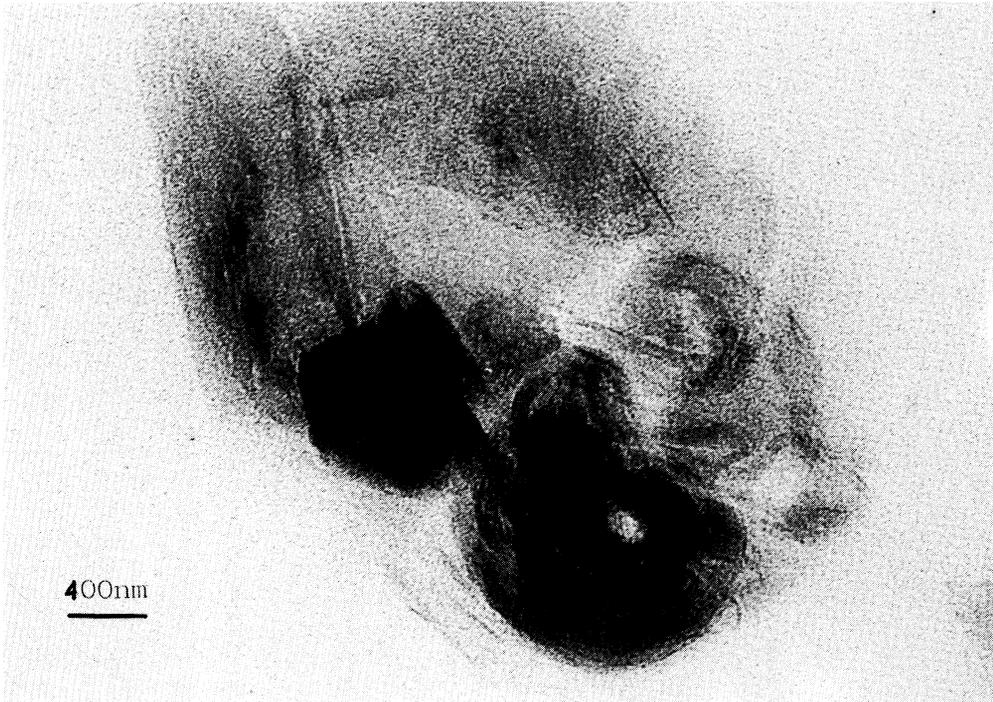


Foto 1. Halloysita esferoidal en estado incipiente de formación y diferentes productos amórficos, M. E. T.

## CONCLUSIONES

1. Se ha observado una estrecha relación entre el valor del índice de Chamley del filosilicato 2:1 existente en la fracción arcilla de los suelos estudiados y el tipo de mica predominante en el material de partida. En general los menores valores se encuentran en las muestras que se desarrollan sobre materiales en los que predominan la biotita.

2. La aplicación de métodos cuantitativos de determinación de la cristalinidad

del filosilicato 1:1 en muestras de suelos naturales aporta la misma información que los métodos cualitativos. Sus limitaciones radican en la coexistencia de distintos minerales con reflexiones coincidentes.

3. Tanto los métodos cuantitativos como los cualitativos coinciden en señalar la presencia de filosilicatos 1:1 de escaso grado de ordenamiento interno en la fracción arcilla de los suelos graníticos estudiados, comprobándose además por microscopía electrónica que este es fundamentalmente de tipo halloysítico.

## BIBLIOGRAFIA

- BRINDLEY, G. W. (1951). Kaolin serpentine and kindred minerales. ap. cit. *lst'*. *London Mineralogical Society* pp. 51-331.
- CHAMLEY, H. (1971). Recherches sur la sedimentation argileuse en Méditerranée. *These Universite Louis Pasteur de Strasbourg*. Inst. de Geologie.
- DIMANCHE, F., RASSEL, A., TARTE, P., THOREZ, J. (1974). The kaolins. Mineralogy deposits uses. *Minerals S. Engng.* 6 n.º 4. 184-205.
- DUNOYER de SEGONZAC, G. et KUBLER, B. (1966). La cristallinité de l'illite. *Bull. Tech. Soc. ERAP.* 27. 16-41.
- ENGELS, J. P. (1972). The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain) a structural an petrographic study. *Leidse Geologische Mededelingen*. Deal 48.
- FAYOLE, M. (1979). Caracterisation analytique d'un profil d'argile a silex de l'ouest du bassin de Paris. *These 3eme cycle. Univ. Paris VII*, 182 pp.
- GOMES, C. S. F. (1987). X-ray identification and infrared absorption crystallinity indices in kaolinites, their significance, capacities and limitations. *Proc. the sixth meeting of the european clay groups*. Seville. Spain, 1987. Sociedad Española de arcillas.
- HINCKLEY, D. N. (1964). Variability in cristallinity values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina. *Clays Clay Min.* 11, 229-235.
- HUGHES, J. C. and BROWN, G. (1979). A crystallinity index for soils Kaolins and its relation to parent rock, climate and soil maturity. *J. Soil. Sci.* 30: 557-563.
- I. G. M. E. (1975). Mapa geológico E. 1:50.000. Hoja n.º 22. Puente deume.
- I. G. M. E. (1977). Mapa geológico E. 1:50.000. Hoja n.º 2. Cillero.
- I. G. M. E. (1977). Mapa geológico E. 1:50.000. Hoja n.º 71. Sobrado de los Monjes.
- I. G. M. E. (1981). Mapa geológico E. 1:50.000. Hoja n.º 46. Guitiriz.
- I. G. M. E. (1981). Mapa geológico E. 1:50.000. Hoja n.º 93. Outes.
- I. G. M. E. (1981). Mapa geológico E. 1:50.000. Hoja n.º 119. Noya.
- I. G. M. E. (1981). Mapa geológico E. 1:50.000. Hoja n.º 120. Padrón.
- I. G. M. E. (1981). Mapa geológico E. 1:50.000. Hoja n.º 151. Puebla del Caramiñal.
- MACKENZIE, R. C. (1970). Differential thermal Analysis, 2. Fundamental aspects. *Academic Press* London.
- MACKENZIE, R. C. (1972). The constituents Soils Clays. Their importance and origin. *Fifth Conference on Clay Mineralogy and Petrology*. Teplice, pp. 9-17.
- ROMERO, R. (1989). Familias mineralógicas en suelos sobre granitos de la provincia de La Coruña. *Tesis doctoral*. Universidad de Santiago de Compostela.
- SOIL SURVEY STAFF, (1975). Soil Taxonomy. A basic system of classification for making and interpreting. Soil Surveys. USDA-S. C. S. Agric. Hand 436. U. S. Government Printing office. Washington. D. C.
- THIRY, M. (1982). Les kaolinites des argiles de Provens. Geologie et cristallinite. *Bulle. Miner.* 105 521-526.
- WARREN, B. E. and AVERBACH, B. L. (1950). The effect of cold-work distribution on X-ray patterns. *J. Appl. Phys.* 21, 595-599.

Recibido, 20-III-90  
Aceptado, 15-VII-90