

Cristinabilidad de caolinitas en yacimientos de bauxitas cársticas del NE España

Angel LA IGLESIA (*) y Salvador ORDOÑEZ (**)

(*) Instituto de Geología Económica. C.S.I.C. Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid

(**) Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid

Abstract: The mineralogical paragenesis of bauxites from Northeastern Spain is mainly kaolinite, boehmite, hematites with minor quantities of rutile and anatase. The crystallinity of kaolinite from twenty bauxitic deposits was measured using the Hinckley index and the hidrazine test. The average thickness of kaolinite crystals estimated by the Scherrer method. Correlations between these data and I Boehm 100/I Kaol 001 are reasonably good. Data analysis supports a polygenic and heterocronic origin for kaolinite. Nearly all low crystallinity kaolinites may be assumed to be derived from kaolinitization of boehmite.

Key Words: Karstic bauxites, crystallinity of kaolinite, thickness of kaolinite crystals, boehmite, hematites, Northeastern Spain.

Resumen: La mineralogía de las bauxitas cársticas de la Península Ibérica presenta una gran monotonía, estando fundamentalmente formadas por caolinita, boehmita, hematites y rutilo. Se ha medido la cristalinidad de caolinitas de más de veinte afloramientos de bauxitas cársticas, utilizando el método de Hinckley y el test de la hidrazina. El espesor medio de los cristales de caolinita, se ha calculado en estas muestras mediante el método de Scherrer. Ambos grupos de datos están correlacionados aceptablemente con la relación I Boehm 100/I K 001. El análisis de estos datos permite sostener la hipótesis de un origen poligénico y heterocrónico de estas caolinitas, interpretando las fases de caolinita de baja cristalinidad como procedentes de una caolinización tardía de boehmita.

Palabras Clave: bauxitas cársticas, cristalinidad caolinita, espesor cristales caolinita, boehmita, hematites, NE España.

1. Introducción y antecedentes

Las bauxitas del N.E. de la península Ibérica se conocen desde principios del siglo actual, fundamentalmente a través de los trabajos de Faura & Bataller (1917, 1920), y Hernandez Sampelayo (1920). La geología en detalle de las bauxitas fue realizada por Closas Mira-

lles (1942, 1952), y por San Miguel (1950, 1951), los trabajos de estos autores permiten interpretar las bauxitas del NE un origen cárstico en el sentido de Patterson (1986).

La mineralogía detallada de las bauxitas del NE fue realizada por Font i Tullot (1951), utilizando difracción de rayos X. La conclusión básica del traba-

jo es que el mineral aluminoso más común de las bauxitas es boehmita, seguida de hematites y caolinita. En los yacimientos de Fuentespalda (Teruel), cita gibbisita, señalando la práctica ausencia de caolinita.

Los estudios de Combes (1969), contribuyen al conocimiento de la situación estratigráfica de los yacimientos del Maestrazgo, sin embargo, no presentan contribuciones importantes desde el punto de vista mineralógico. Con posterioridad el I.G.M.E. (1974), Caballero et al. (1974) y Ordoñez (1977), estudian algunos aspectos de las bauxitas del NE. Por último Galan et al. (1976), estudian en detalle los yacimientos de la zona de Fuentespalda-Beceite haciendo una importante contribución al estudio de la cristalinidad de la caolinita en algunos afloramientos del área.

Los estudios geológicos regionales de Ordoñez et al. (1989), muestran que las bauxitas carsticas del NE de la península aparecen en tres zonas: vertiente Surpirenaica, Catalánides y Maestrazgo.

Las bauxitas de la *vertiente Surpirenaica*, pueden presentar un aspecto estratoligado (Font de Forradella, Tuxent, ..) o bien formas de bolsadas (Les Coms). El muro de las bauxitas lo constituyen las dolomías del Jurásico medio, y el techo está representado por los niveles de areniscas del Santoniense. La laguna estratigráfica se puede estimar en unos 80 millones de años.

Las bauxitas de la *Zona de las Catalánides*, están posiblemente situadas en dos niveles estratigráficos. El nivel superior se desarrollaría sobre las dolomías del Suprakeuper y sería fosilizado por las facies detríticolagunares del Senoniense. El nivel superior podría desarrollarse sobre los carbonatos del Senoniense y estar fosilizado por la caliza de Alveolinas del Eoceno inferior. En esta zona existen depósitos de bauxitas de edad Terciaria e incluso subrecientes por ero-

sión de yacimientos cársticos.

En el *Maestrazgo* sólo puede hablarse de bauxitas en el caso de algunos yacimientos de Fuentespalda, que aparecen a lo largo de una estructura invertida, armando en carbonatos de edad Calloviense (Jurásico superior), y fosilizadas por sedimentos terrígenos de facies Utrillas. Existen evidencias de un funcionamiento policíclico del sistema cárstico, al menos con posterioridad a la génesis de las estructuras mayores. Hacia el S de estos afloramientos, aparecen niveles de arcillas poco bauxíticas sobre superficies carstificadas suprajurásicas, así como en la base del Barremiense, e incluso Intra-barremienses. En el Cretácico Superior, en facies Rognacienses, se encuentran algunos niveles de arcillas caoliníferas (Embalse de la Pena, Horta de San Juan).

Casí todos los autores coinciden en el hecho de que las bauxitas cársticas, pueden seguir formándose o incluso destruyéndose por caolinización de las fases aluminosas hasta la actualidad Patterson, (op. cit.). Dangic (1985), plantea este problema en relación con las bauxitas de Vlasénica (Yugoslavia), estableciendo un modelo fisicoquímico para explicar el proceso.

En el caso de las bauxitas cársticas del NE de la Península y fundamentalmente las de la zona Surpirenaica y las Catalánides, presentan una mineralogía monótona, pero resulta llamativa la amplia variación de rango de la cristalinidad de la caolinita. Este hecho constituye el objeto fundamental de este trabajo, que pretende establecer en su caso la naturaleza del proceso responsable de estas variaciones en la cristalinidad aún a nivel de un sólo yacimiento, y por otro extraer consecuencias útiles para futuras investigaciones sobre menas aluminosas.

2. Método experimental

Los estudios de difracción de rayos X

se han llevado a cabo en un difractómetro Philips modelo PW1310. Las condiciones experimentales empleadas fueron radiación Cu $K\alpha$, velocidad de exploración de 2 grados por minuto y rendijas 1,01,1.

La cristalinidad de la caolinita, se ha estudiado usando el índice Hinckley (1963). Este índice se define como $H = (A+B)/A_1$, siendo A y B las intensidades de las reflexiones 110 y 111 respectivamente y A_1 la altura de la reflexión 110, respecto a la línea Base. Las caolinitas bien cristalizadas se caracterizan por índices de Hinckley comprendidos entre 1 y 1,4; las caolinitas pobremente cristalizadas presentan valores del índice inferiores a 0,8.

Para algunas muestras donde la aplicación práctica del índice Hinckley no era posible, se utilizó el "test" de la hidrazina, siguiendo a Cases et al. (1986). Este "test" mide las relaciones entre las alturas de la reflexión 001 de la caolinita sin tratamiento y la nueva reflexión de la caolinita hinchada con hidrazina. En el trabajo de Cases et al. (op. cit.) se da una tabla que relaciona los índices de Hinckley y los valores del "test" de la hidrazina.

El espesor medio de los cristales de caolinita se ha estimado usando el método de Sherrer (en Klug & Alexander, 1954), midiendo la anchura de la reflexión 001, usando la ecuación: $Dhkl = K \lambda / \beta \cos\theta$ se puede estimar el valor del espesor de los cristales, ya que K es un factor de forma, que de acuerdo con Klug & Alexander (op. cit.) vale 0,89 para la reflexión (001); λ , es la longitud de onda de la radiación; β es la anchura del pico a la mitad de su altura y θ es el ángulo de Bragg de la reflexión considerada. Para el cálculo de β , es necesario considerar el incremento de anchura del pico que introduce el difractómetro, que llamaremos B. Este valor se ha calculado usando como patrón una muestra de

cuarzo bien cristalizado, de tamaño de partícula comprendido entre 2 y 20 μ , midiendo las anchuras de los picos correspondientes a las reflexiones 4.26, 4.34 y 1.82, calculando por extrapolación el valor de B para la reflexión a 7.17 de la caolinita.

3.- Resultados experimentales

Los datos del estudio sobre la cristalinidad de la caolinita han sido recogidos en la Tabla I, correspondiendo respectivamente a muestras de la zona Surpirenaica, Catalánides y Maestrazgo. En esta tabla se indican los yacimientos siguiendo la nomenclatura clásica de Closas (op. cit.) y San Miguel (op. cit.). El estudio mineralógico mediante difracción en rayos X, muestra una sorprendente monotonía, tal y como había señalado Font & Tullot (op. cit.). Predominan los minerales del grupo de la caolinita, seguidos por hematites y boehmita, apareciendo indicios de anatasa y/o rutilo, así como en algunos raros casos cuarzo, de origen detrítico, como se ha podido constatar mediante microscopía óptica y M.E.B. En la tabla I se han recogido los valores del índice de Hinckley, el espesor medio del cristal de caolinita medido en la reflexión 001, y el índice $I_{Boehm\ 100}/I_{Kaol\ 001}$, para cada muestra.

Los materiales bauxíticos, correspondientes a la zona del Maestrazgo, muestran, como se ha dicho anteriormente, un marcado carácter heterocrónico. Estando ligadas a diferentes momentos de la sedimentación del Sistema Cretácico. Comúnmente se encuentran sobre un muro dolomítico-calcáreo afectado por procesos cársticos sinsedimentarios. En la zona de Fuentespalda (Teruel), las cavidades cársticas presentan procesos de reactivación cárstica postectónica, puesta de manifiesto por el desarrollo de formas de reconstrucción en relación con las

estructuras tectónicas cabalgantes del borde S de la Cuenca del Ebro. Los rellenos cársticos de las cavidades reactivadas muestran una paragénesis de gibbsita-caolinita. Las caolinitas presentan una gran variación de su índice de cristalinidad, se han obtenido valores entre 0.4-1.17 en una bolsada de la Mina San Miguel. Con el test de la hidrazina se obtienen valores entre 35-23%, que se pueden interpretar como correspondientes a caolinitas de baja cristalinidad.

Por la zona Surpirenaica y por las Catalánides se observan unos valores medios del índice de Hinckley del orden de 0,9, con una desviación estandar de 0,20, lo que implica unas fluctuaciones importantes de este índice. Incluso a nivel de un mismo yacimiento, como ocurre en el de Font de Forradella (Tabla I) se encuentran variaciones muy amplias, entre 0,40 y 0,98. En la zona de las Catalánides, todas las muestras presentan valores altos, excepción hecha del

TABLA I

Índice de Hinckley (I) de las caolinitas, relación IBoehm 100/IKaol 001 y espesor de los cristales de la caolinita h 001 en las muestras estudiadas

ZONA SURPIRENAICA				ZONA CATALANIDES			
	IH	IB/IK	h001Å		IH	IB/IK	h(001)Å
S-1 Les Coms	1.10	5.90	1200	C-1 Mina Agustina	0.93	3.17	1320
S-2 "	0.88	2.31	840	C-2 Les Pobles	0.85	2.36	1270
S-3 "	0.78	4.61	900	C-3 Rubió	0.72	0.60	1050
S-4 "	0.84	1.92	900	C-4 Plan de Casals	1.09	1.03	1210
S-5 "	0.85	4.72	900	C-5 "	0.92	0	1360
S-6 Monroig	0.97	0	1210	C-6 Casa de Coll	-	-	-
S-7 "	1.28	0	1240	C-7 Coll de Llop	0.73	0.68	800
S-8 "	0.93	0	1000	C-8 "	1.03	3.50	1600
S-9 "	0.75	0	900	C-9 Mina Adelaida	0.99	0	1300
S-10 "	0.68	0	900				
S-11 Font de Forradella	0.98	0	950				
S-12 "	0.40	0	500				
S-13 "	0.82	3.81	900				
S-14 "	0.55	0	710				
S-15 "	0.70	2.94	830				
S-16 "	0.51	1.08	650				
S-17 "	0.87	0	1300				
S-18 "	0.85	0	820				
S-19 La Mezquita	0.98	0	1000				
S-20 "	0.72	1.02	1000				
S-21 Mina de San Marc	1.18	6.60	1430				
S-22 "	0.92	3.31	1330				
S-23 "	1.08	0	1180				
S-24 Font del Ou	0.95	4.64	1000				
S-25 Pallerols	1.01	4.51	1280				
S-26 Molino de la Farga	0.82	3.33	900				
S-27 Fornols	1.08	0	1250				
S-28 "	1.32	0	1250				
S-29 "	1.06	0	1120				
S-30 Peguera	1.10	0	1200				
S-31 Alsina	1.10	7.18	1280				
S-32 "	1.02	2.91	1300				

ZONA MAESTRAZGO

M-1 Fuentespada			
M-2 "			
M-3 "	0.85	0	1500
M-4 "	1.17	0	1244
M-5 Algaret	0.40	0	830
M-6 "	0.40	0	980
M-7 Cantaperdices	0.40	0	714
M-8 "	0.65	0	930
M-9 Fuente Formenta	0.40	0	800
M-10 Pantano de la Pena	0.40	0	747
M-11 Horta de San Juan	0.40	0	733
M-12 "	0.44	0	733

pequeño yacimiento de El Rubi6, de posici6n estratigr6fica poco clara, como se se6al6 en la introducci6n.

En un intento de interpretar la significaci6n de estas variaciones del 6ndice de cristalinidad se ha realizado una representaci6n gr6fica, del mencionado 6ndice de Hinckley (H) en relaci6n con los valores de I Boehm 001/I Kaol 001 (Figura 1). Los puntos representativos de

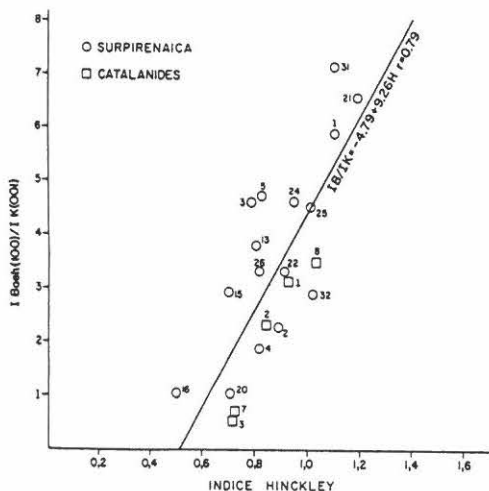


Fig. 1.- Valores I Boehm 001/I Kaol 001 en funci6n del 6ndice Hinckley de las muestras decolinita procedentes de las zonas Surpirenaica y Catal6nides.

las muestras se ajustan a una recta cuya ecuaci6n de regi6n es:

$$I \text{ Boehm } 001/I \text{ Kaol } 001 = -4.79 + 9.26 H \quad (1)$$

con un coeficiente de correlaci6n; $r = 0.79$.

En la fig. 2, se han representado los valores del espesor medio de los cristales de caolinita h 001, en funci6n del 6ndice de Hinckley. El ajuste por m6nimos cuadrados da la recta de regi6n:

$$h \text{ (001)} = 226,6 + 937 H \quad (2)$$

con un coeficiente de correlaci6n; $r = 0,76$.

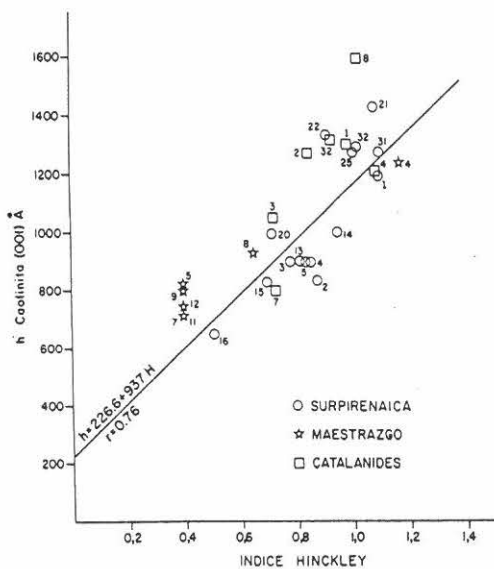


Fig. 2.- Valores del espesor medio de los cristales de caolinita h 001 en Å en funci6n del 6ndice Hinckley de las muestras de caolinita de las zonas Surpirenaica, Maestrazgo y Catal6nides.

A partir de los datos de an6lisis qu6micos de las muestras estudiadas se ha hecho una estimaci6n de la boehmita normativa y se ha representado en la fig. 3 en funci6n del 6ndice de Hinckley. Las muestras con valores altos de boehmita normativa presentan valores altos del 6ndice de cristalinidad, sin embargo las muestras con valores bajos en boehmita presentan una gran dispersi6n de los valores de cristalinidad.

4. Discusi6n

Las relaciones boehmita-caolinita observadas en las muestras de bauxitas de las zonas Supirenaica y las Catal6nides, se pueden justificar en base al equilibrio boehmita-caolinita estudiado por Tardy

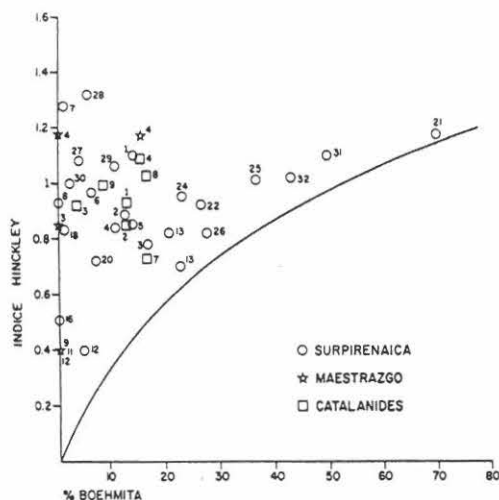
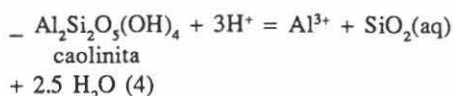
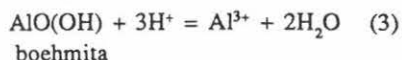


Fig. 3.- Valores de cristalinidad de las muestras de caolinita estudiadas en función del % de boehmita normativa (calculada a partir de los análisis químicos).

y Nahon (1985). Considerando las ecuaciones de solubilidad de ambas fases minerales:



cuyas ecuaciones de equilibrio son:

$$\text{Log} (a \text{Al}^{3+}/a^3 \text{H}^+) + 2 \text{log} a \text{H}_2\text{O} = 8.345 \quad (5)$$

$$\text{Log} (a \text{Al}^{3+}/a^3 \text{H}^+) + \text{log} a \text{SiO}_2(\text{aq}) + 2.5 \text{log} a \text{H}_2\text{O} = 3.705 \quad (6)$$

se obtiene el equilibrio entre los dos minerales combinando (5) con (6)

$$\text{log} a \text{SiO}_2(\text{aq}) = -4.64 - 0.5 \text{log} a \text{H}_2\text{O} \quad (7)$$

Para una actividad de agua unidad, $\text{log} a \text{SiO}_2(\text{aq}) = -4.64$. Es decir, para que coexistan en equilibrio boehmita y

caolinita se necesita una actividad de sílice más baja que la proporcionada por la solubilidad del cuarzo ($a \text{SiO}_2(\text{aq}) = 10^{-4}$). Por otra parte, si la actividad del agua disminuye, la actividad de la sílice aumenta consecuentemente. Si no lo hace, el equilibrio se desplaza y la caolinita se transformará en boehmita.

Según Tardy (1985), en materiales porosos la actividad del agua disminuye al disminuir el diámetro de poro según:

$$RT \ln a \text{H}_2\text{O} = 2\sigma/r \quad (8)$$

donde σ , representa la tensión interfacial y r , el radio del poro. Consideremos una disolución de sílice de actividad 10^{-4} , procedente de la disolución de materiales que contengan cuarzo, percolando a través de un material acrecional poroso que contenga boehmita. En las zonas donde la actividad del agua sea unidad (poros de gran radio y bordes de las acreciones), se producirá la transformación boehmita-caolinita. Sin embargo, dentro de los poros de pequeño radio persistirá la boehmita. En este sentido, hemos podido constatar mediante el microscopio electrónico de barrido la existencia de varias etapas genéticas en relación con los procesos de caolinización de las bauxitas. Así la figura 4, muestra una neoformación de cristales de caolinita en



Fig. 4.-Cristales de caolinita neoformados en los bordes de una acreción geliforme de boehmita.

los bordes de una acreción geliforme cuyo núcleo contiene boehmita. La figura 5, muestra una fase geloidal cuya morfología y composición química son las de una imogolita.

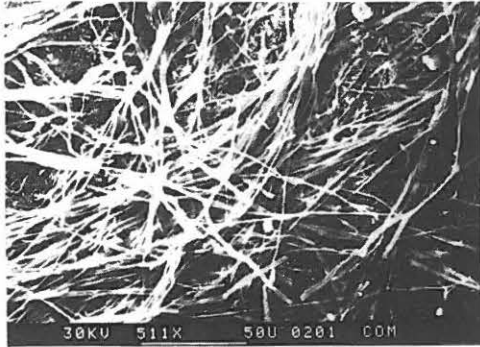


Fig. 5.-Agregados amorfos de morfología y composición química similar a la imogolita.

Los procesos de caolinización tal y como los hemos planteado, encuentran una interpretación coherente con la posición geológica de la bauxitas. Así, en la zona Surpirenaica donde las bauxitas aparecen bajo las arenas del Santoniense, se puede considerar a estas últimas el nivel permeable por el que las aguas de infiltración circulan, alcanzando los niveles bauxíticos con una actividad de sílice suficiente para que se produzca la transformación boehmita-caolinita. Este proceso de percolación se ve favorecido por las fracturas que afectan a la paleosuperficie cársica, y también por una posible retracción de los paleoconductos del carst.

En el caso de los yacimientos de la zona de las Catalánides, el proceso de infiltración puede estar relacionado con los depósitos ferrígenos paleógenos. El proceso puede ser activo incluso en la actualidad. Un aspecto del problema del hierro es la posible influencia sobre la cristalinidad de las caolinitas del Fe^{3+}

que ocupa las posiciones octaédricas del Al^{3+} . Tardy (1982) y Tardy & Nahon (1985) estudian los equilibrios hematites-caolinita, hematites-corindón y caolinita-caolinita Fe^{3+} . Para el primer equilibrio obtienen la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned} (\log a Al^{3+} / a H^+) = \\ = 9.633 + \log y - 1.5 \log a H_2O \end{aligned} \quad (9)$$

para el equilibrio caolinita-hematites:

$$\log a SiO_2(aq) + \log y + \log a H_2O = -5.928 \quad (10)$$

y para el equilibrio caolinita-caolinita Fe^{3+} :

$$\begin{aligned} \frac{X \text{ Caolinita } Fe^{3+}}{X \text{ Caolinita}} = \\ \frac{Ksp^{1/2} (\text{hemat}) X \text{ hemat } Ksp^{1/2} (\text{caol})}{Ksp^{1/2} (\text{corind}) X \text{ corind } K_{pp}^{1/2} (\text{caol } Fe^{3+})} \end{aligned} \quad (11)$$

Empleando las ecuaciones (9) y (10), considerando una actividad de agua igual a la unidad, suponiendo que la actividad de la sílice esté controlada por el equilibrio boehmita-caolinita ($a SiO_2(aq) = 10^{-4.64}$), estimamos una composición para la hematites en equilibrio con la caolinita de $(Al_{0.052} Fe_{0.948})_2 O_3$. A partir de la ecuación (11) se puede calcular la composición de la caolinita Fe^{3+} en equilibrio con la hematites anterior de: $Al_{1.993} Fe_{0.007} Si_2 O_5(OH)_4$. Esta fórmula indica que, en las condiciones propuestas, la caolinita puede incluir en su estructura una pequeña cantidad de Fe^{3+} , suficiente para justificar la disminución de la cristalinidad, de las caolinitas procedentes de la zona Surpirenaica y de la zona de las Catalánides, como pone de manifiesto la figura 1.

La interpretación de la cristalinidad de las caolinitas puede hacerse en base a que aparecen cristales de esta fase de diferentes generaciones, como se puede

observar en el M.E.B. Existirían caolinitas de alta cristalinidad singenéticas con materiales bauxíticos iniciales, junto con estos, los diferentes eventos geológicos, emersión, encajamiento de la red fluvial, reactivación de los sistemas cársticos, podrían dar lugar a nuevas y sucesivas generaciones de caolinitas (a partir de los minerales aluminosos). En la fig. 6 se ha representado las diferentes etapas de génesis de caolinitas, t_0 , t_1 , t_2 , t_3 ,.... La cristalinidad de la caolinita en un instante dado sería el sumatorio ponderado de la cristalinidad de las diferentes fases cristalinas del mineral.

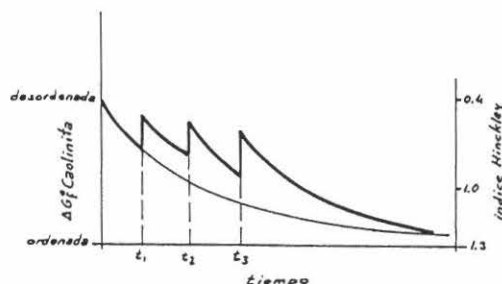
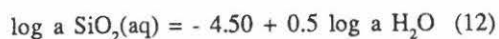


Fig. 6.-Evolución en el tiempo de la cristalinidad y de la energía libre de formación de caolinita en un depósito sometido a diferentes eventos geológicos.

En la zona del Maestrazgo y sobre los materiales lateríticos del Cretácico superior, se ha constatado la aparición de gibbsita localmente en las Minas de Fuentespalda. Este yacimiento está relacionado con una estructura cabalgante hacia el N. El análisis detallado de la polaridad de los espeleotemas del yacimiento permiten relacionar la génesis de la gibbsita con el proceso de circulación de aguas producidas por una recarstificación del paleosistema cárstico original. La gibbsita podría provenir de la transformación de la caolinita en un medio bien drenado. En efecto para el equilibrio caolinita-gibbsita, Tardy (1985)

propone el siguiente equilibrio:



para actividad de agua unidad, $\log a \text{SiO}_2(\text{aq}) = -4.5$. Es decir, el equilibrio gibbsita-caolinita se produce para actividades de sílice menores que las que proporciona la disolución del cuarzo.

Para actividades de agua inferiores a la unidad, el equilibrio se desplaza hacia valores más bajos de la actividad de la sílice. Por tanto, cuando se forma gibbsita a partir de caolinita los cristales neoformados aparecen en bordes y poros de gran diámetro, porque en estas zonas no hay disminución de la actividad del agua debido a la capilaridad.

5.- Conclusiones

Los niveles bauxíticos y de arcillas lateríticas del NE de España, directamente relacionados con el funcionamiento de sistema cársticos desarrollados sobre materiales dolomíticos o calcáreos, quedan fosilizados por sedimentos posteriores del Cretácico superior. El sistema cárstico, en consecuencia, deja de funcionar como sistema abierto, salvo por la circulación de aguas de formación.

La actuación de los diferentes procesos tectónicos que durante el Terciario produce el levantamiento de las cordilleras del ciclo Alpino, hace que estos materiales bauxíticos puedan quedar situados de tal modo que sean accesibles a la circulación de los sistema hidrogeológicos. En este ambiente, el flujo regional o local de aguas ricas en sílice es capaz de provocar la neogénesis de fases silicoaluminosas a partir de oxi-hidróxidos de aluminio. Los datos de difracción de rayos X y de microscopía electrónica de barrido reflejan claramente la amplia variación de la cristalinidad de las caolinitas.

La transformación boehmita caolinita

en disoluciones con actividad de sílice en equilibrio con cuarzo, es un proceso espontáneo. El aumento de la porosidad, del radio de poro, y consecuentemente, la no disminución de la actividad del agua favorecen la reacción.

La presencia de hierro en las capas octaédricas de la caolinita hace disminuir su cristalinidad. Los cálculos termodinámicos realizados ponen de manifiesto que la sustitución del hierro es menor de 0.007 átomos por fórmula unidad, aunque suficiente para disminuir apreciablemente la cristalinidad de la caolinita neoformada.

En este trabajo se pone de manifiesto la importancia de los procesos de caolinización, así como el carácter heterocrónico de los mismos. Esta caolinización puede dar lugar a una equívoca valoración negativa de los rellenos cársticos, ya que el material bauxítico puede estar caolinizado localmente o en relación con procesos muy superficiales pudiendo existir zonas del yacimiento no afectadas por la caolinización.

En el caso de los yacimientos de Fuentespalda, parece que existe una génesis tardía de gibbsita, en relación con una fuerte reactivación del sistema cárstico. Esta reactivación del sistema cárstico es posterior a la génesis de las estructuras mesozoicas cabalgantes del Sur de la Cuenca del Ebro, e implica una inversión total del sistema de circulación del carst, permitiendo la circulación de aguas carbonatadas a través de las masas de material bauxítico produciendo una desilicificación del mismo y consecuentemente permitiendo el desarrollo de gibbsita.

Agradecimientos

Al Dr. Menduñá del I.G.M.E., director del proyecto "Menas aluminosas del NE de España" por las facilidades dadas en la elaboración de este trabajo. Así

mismo al Dr. Soriano del CEDEX, por su contribución en el estudio de las muestras en M.E.B.

Referencias

- Caballero, A., Melendez del Valle, F. & Martín Vivaldi, J.L. (1974): Yacimientos españoles de bauxitas y alunitas. *Bol. Geol. y Min.*, LXXXV-1, 32-42.
- Cases, J.M., Cunin, P.; Grillet, Y.; Poinsignon, C. & Yvon, J. (1986): Methods of analysing morphology of kaolinites: relations between crystallographic and morphological properties. *Clay Minerals*, 21, 55-68.
- Closas Miralles, J. (1942): Els nous yaciments de bauxita. *Ints. Cat. Hist. Nat.*, 37.
- Closas Miralles, J. (1952): Las bauxitas del NE de España. *Congres géol Intern. C.R. 19 Alger*, Section 12, 199-223.
- Combes, P.J. (1966): Recherches sur la genese des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, Le languedoc et l'Ariège (France). *Men. Centre d'etudes et de Rech. Geol. et Hydrogéol.* III-IV. 242 pgs.
- Faura i Sabs, M. & Bataller, J. (1917): Les bauxites de la Serra de La Llacuna. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.* 17, 123.
- (1920): Les bauxites triassiques de la Catalogne. *Bull. Soc. Geol. France* 4 ser. 20, 251-263 y 422-479
- Font i Tullot, J.M. (1951): Análisis reotgenográficos de algunas bauxitas de la región NE de España. *Estudios Geol.* 13, 113-130.
- Galan, E. Lopez Aguayo, F. & Aza, S. (1976): Bauxitic clays of NE Teruel (Spain). *Seventh Conf. Clay Mineralogy and Petrology*, Karlovy Vary 1976. 487-497.
- Hernandez Sampelayo, P. (1920): Condiciones geológicas de los yacimientos de bauxita catalanes. *Bol. Inst. Geol.* I, 4-147
- Hinckley, D.N. (1963) Variability of crystallinity values among the coastal plain of Georgia, South California. *II National Conference on Clays and Clay Min.* 229-235.
- I.G.M.E. (1974): Investigación de minerales de bauxita. Fuentespalda (Teruel, Tarragona). Fase previa. *Coleccion Informe Ministerio de Industria.* 77
- Ordoñez, S. (1977): Las bauxitas españolas

- como mena del aluminio. *Serie Universitaria* 33, Fundación Juan March. 64 pp.
- Patterson, S. (1986): World bauxite resources. *U.S. Geol. Survey Prof. paper.* 1076-B. 151 pp.
- San Miguel de la Camara, M. (1950): *Estudio geológico de los criaderos de bauxita del Ne de España.* A. Rovira, Artes Gráficas, 35 pp.
- (1954): Geología de las bauxitas españolas. *Real Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo Extraordinario, dedicado a D. Eduardo Hernández-Pacheco, 579-607.
- Tardy, Y. (1985): Kaolinite and smectite stability in weathering condition. *Estudios Geol.* 38, 295-312.
- Tardy, Y. & Nahon, D. (1985): Geochemistry of laterites, stability of Al-boehmite, Al Hematite and Fe³⁺. Kaolinite in Bauxites and Ferricretes. *Am. J. Science*, 285, 865-901.