



Estudio de una paleoalteración granítica situada bajo los depósitos terciarios de Xinzo de Limia

Granite paleoweathering: A case-study under the tertiary deposit of Xinzo de Limia

GEY, M. P.; TABOADA, T. M.; GARCIA, C.

Se estudia una paleoalteración desarrollada sobre granito y situada bajo un espesor de 120 m. de sedimentos en la cuenca terciaria de Xinzo de Limia (Ourense). El cambio mineralógico más significativo es la transformación de las plagioclasas en caolinita. Se detectan también pequeñas proporciones de esmectitas. El estudio geoquímico revela una clara lixiviación de bases, como lo pone de manifiesto la disminución de todos los índices de alteración (Índices de Parker, Reiche y pH de abrasión).

El proceso de meteorización dominante es la monosialitización, con una cierta tendencia bisialítica en las primeras fases de la alteración.

Palabras clave: Paleoalteración granítica, caolinita, esmectita, índices de alteración.

A granite paleoweathering located under 120 m of tertiary sediments at Xinzo de Limia (Galicia, NW Spain) is studied.

The transformation of plagioclase in kaolinite is the most important mineralogical change occurred during the process. Minor proportions of smectite are detected too. The geochemistry study reveals an evident lixiviation of bases, so the different weathering rates decrease as the process progresses (Parker and Reiche indexes and abrasion-pH).

The dominant process of weathering is the monosialitization (PEDRO, 1979) although the first phases show a bisialitic trend.

Key words: Smectite, kaolinite, granite paleoweathering, rates of weathering.

MATERIAL

La paleoalteración estudiada forma parte del sustrato de la cuenca terciaria de Xinzo de Limia, donde el perfil de alteración aparece enterrado bajo una cubierta de sedimentos de 120 m de espesor. La roca más fresca se encuentra a 136 m de profundidad; se trata de una roca granítica perteneciente a la alineación Xinzo de Limia-Allariz-Chantada, cuyas características petrográficas son similares a las de los leucogranitos moscovíticos descritos en la memoria de la hoja geológica Ourense-Verín (IGME, 1989).

La toma de muestras fue posible gracias a la colaboración de ENDESA, que facilitó el sondeo correspondiente al perfil de alteración. Las coordenadas aproximadas del punto donde se realizó el sondeo son 42°7'40''N y 7°42'20''W.

La selección de las muestras se hizo atendiendo a los pequeños cambios morfológicos que se manifestaban en el perfil. En la Figura 1 se puede ver la profundidad a la que se recogieron las muestras y el número asignado a cada una de ellas. El perfil de meteorización abarca desde la muestra N.º 1 (roca más fresca) hasta la N.º 14 (sapolita más alterada), las muestras 15 y 16 corresponden a las dos primeras capas de los depósitos sedimentarios que lo recubren. Tanto los rasgos macroscópicos como los análisis efectuados corroboran el límite entre la zona de meteorización y el sedimento.

METODOS

El estudio realizado incluye:

1.— ANALISIS GRANULOMETRICO, según el método internacional descrito en GUITIAN y CARBALLAS (1976). La clasificación de texturas se ha hecho atendiendo

a los criterios establecidos por la SOIL TAXONOMY (1975).

2.— ANALISIS MINERALOGICO. El análisis mineralógico por D. R. X. fue aplicado a la muestra total y a las fracciones arena, limo y arcilla. En el caso de la fracción arcilla se realizaron diagramas de polvo cristalino y de agregados orientados saturados en Mg y K y, en determinados casos, se sometieron a diversos tratamientos térmicos: 110°, 330° y 550°C. Para la identificación de minerales con capacidad de expandirse, los agregados orientados se solvataron con etilénol.

Las muestras fueron analizadas con un equipo Philips que consta de un generador con un goniómetro PW-1729 y un registrador gráfico PM 8203 A. La transformación de los datos 20 en espaciados se realizó por medio del paquete de software APD 1700 Philips.

Para la caracterización mineralógica se utilizaron los datos tabulados de GRIM (1968), BROWN (1961) y THOREZ (1975), DIXON y WEED (1989) y las fichas J. C. P. D. S. (1972).

La preparación de la lámina desgada correspondiente a las muestras disgregables se hizo previa impregnación con una resina (cronolita); su posterior observación al microscopio petrográfico, así como de la fracción arena, han completado el análisis mineralógico.

3.— ANALISIS QUIMICO. La muestra, previamente molida, se hace pasar por un tamiz de 76 u. La disolución se realiza en un digestor CEM MDS-81D, utilizando como disolventes HF y HNO₃ y neutralizando con ácido bórico saturado (GUITIAN RIVERA, 1981). Ca, Mg, Al y Fe se analizan por espectrofotometría de emisión. Las pérdidas de H₂O se determinan a 110°C y 1000°C.

4.— pH DE ABRASION. Se realizó siguiendo el método propuesto por GRANT (1969).

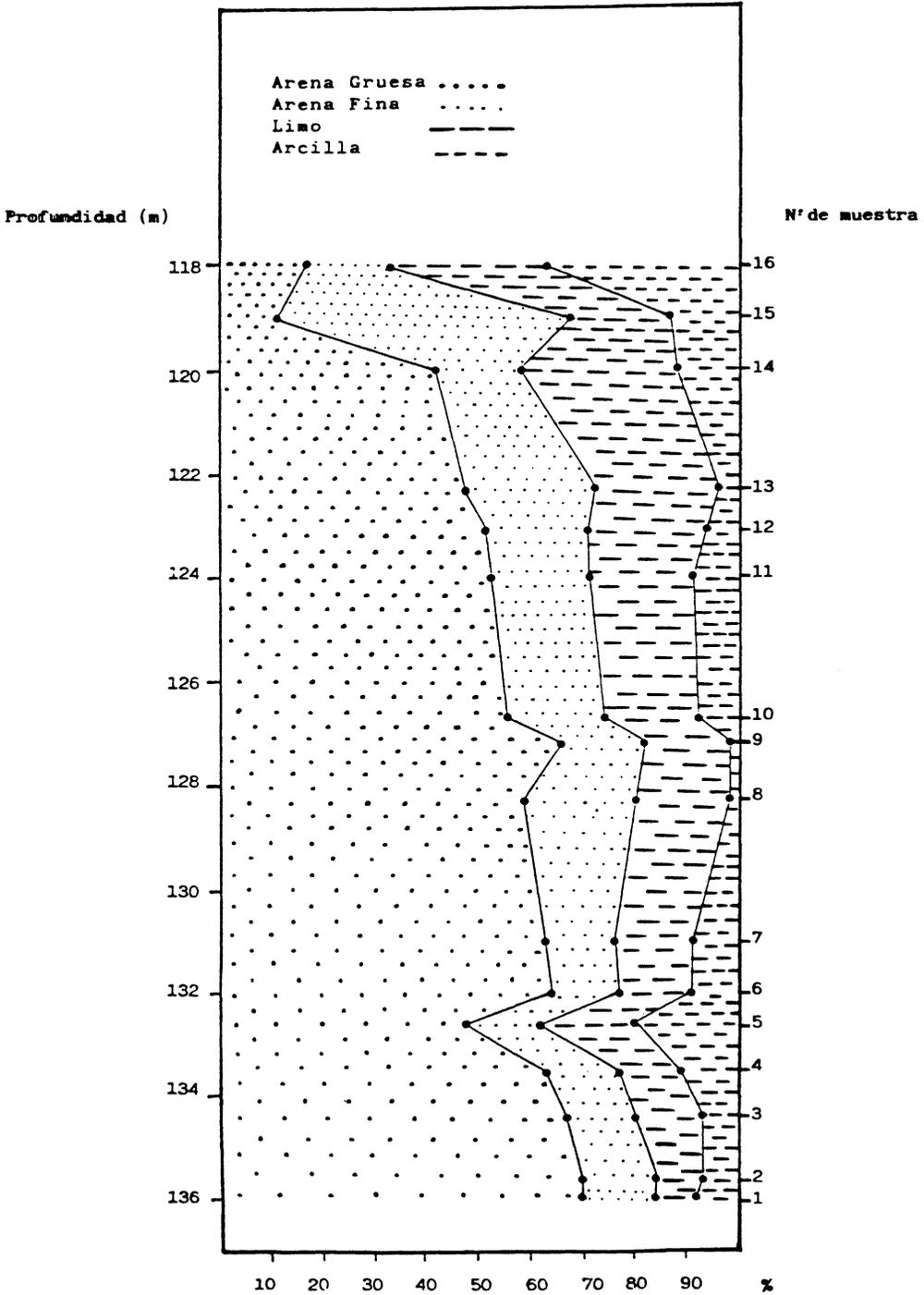


Fig. 1. Evolución textural a lo largo del perfil.

RESULTADOS

Evolución textural y mineralógica

La roca original es un granito leucocrático, de grano fino-medio, inequigranular, muy deformado (Foto 1). Presenta como componentes fundamentales cuarzo alotriomorfo, con extinción ondulante y textura en mortero; microlina, a veces perítica, en megacristales o en cristales de grano fino y plagioclasa, de términos albiticos. La mica predominante es la moscovita, aunque también contiene algunos pequeños cristales de biotita, generalmente cloritizada.

La muestra más profunda ya presenta un cierto grado de alteración, lo que ha permitido su disgregación y el estudio independiente de su fracción granulométrica más evolucionada.

Las primeras fases de la meteorización consisten en la formación de fisuras inter-, intra- y transminerales, multiplicándose éstas a medida que avanza el proceso. Esta microfracturación, unida a la paulatina transformación de los minerales primarios en productos arcillosos, da lugar a un notable incremento de las fracciones finas hacia la parte más alta del perfil, tal como se refleja en la Figura 1. En la misma figura se puede observar la clara discontinuidad que supone la muestra n.º 15, comienzo del depósito sedimentario, pues presenta un alto grado de selección, con predominio de la arena fina.

Los estudios microscópicos ponen de manifiesto que el componente más alterable es la plagioclasa. Este feldespato, tras su microfracturación (Foto 2), sufre una transformación pseudomórfica en un producto arcilloso que los análisis por D. R. X. identifican como caolín; la transformación avanza a medida que se asciende en el perfil (Foto 3). La microlina es más resistente ya que a techo del perfil de alteración se conservan pequeños cristales de este mineral (Fotos 4 y 5).

En las primeras etapa de la meteorización los minerales verdosos de aspecto micá-

ceo (biotita cloritizada) se desflecan (Fotos 3 y 5) y comienzan a presentar entre sus capas minerales de neoformación. Este mismo tipo de transformación se produce en la moscovita, comenzando por los cristales más pequeños, puesto que los de mayor tamaño todavía persisten en las muestras superiores del perfil, si bien ya comienza su apertura por los planos de exfoliación.

La primera capa sedimentaria (muestra n.º 15) que cubre la paleoalteración está constituida por una samita ortocuarcítica con granos subredondeados, cuyas características texturales difieren bastante de las de la saprolita granítica (Foto 6).

Los estudios por D. R. X. de la muestra total confirman la desaparición de las plagioclasas, la menor alterabilidad de la microlina y la moscovita y la gran resistencia del cuarzo.

En la Figura 2 se recogen los difractogramas de cuatro etapas significativas en las que cabe destacar lo siguiente:

— La permanencia de las difracciones a 0.33 y 0.42 nm características del cuarzo; pues aunque éstas coinciden con las de otros minerales presentes, se trata de especies más alterables. Así, en el caso de la moscovita se puede comprobar por sus otros efectos a 1.0 y 0.5 nm que, aunque con ligeras oscilaciones, tiende a ir disminuyendo desde la muestra 1 a la 14.

— Un claro descenso de los efectos correspondientes a los feldespatos (sobre todo, tal como se ha visto al microscopio, de la albita), ya que en la roca menos alterada sus difracciones más típicas a 0.64, 0.32 y 0.29 nm son intensas y disminuyen hacia las fases más avanzadas, aunque no llegan a desaparecer gracias a la menor alterabilidad del feldespato potásico. Paralelamente se aprecia un claro incremento de las reflexiones características del filosilicato 1:1, detectado ya desde las primeras fases de alteración; este mineral llega a constituir el componente dominante de la fracción arcilla.

Cabe destacar el alto grado de cristalinidad del filosilicato 1:1 dioctaédrico, puesto

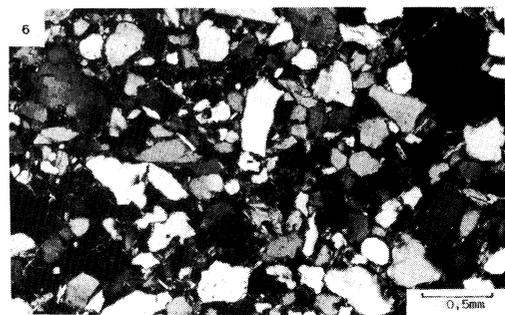
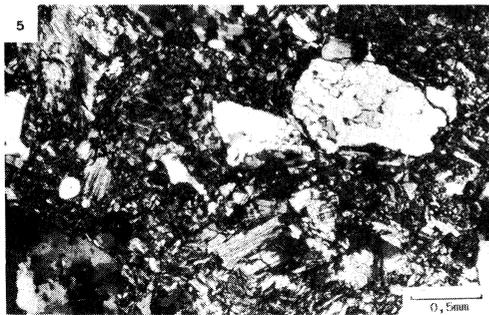
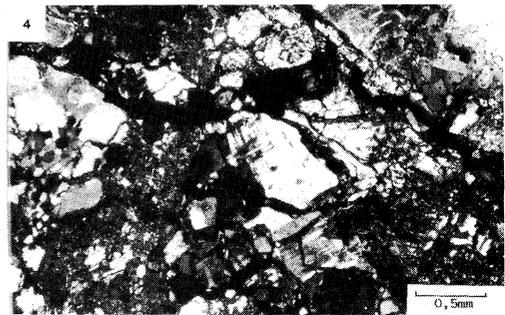
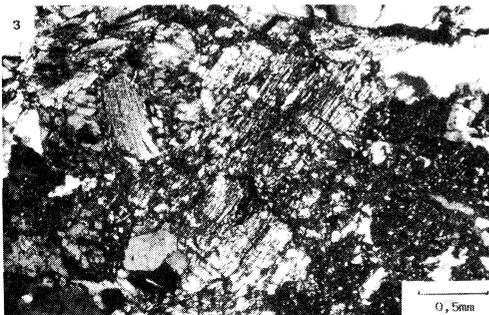
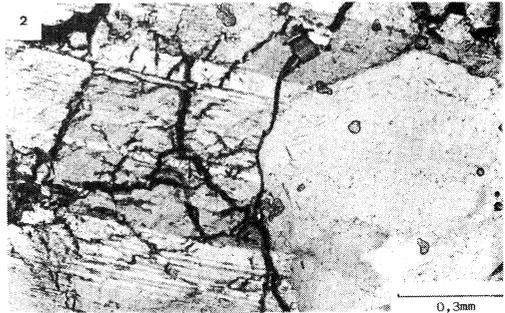


Foto 1. Roca granítica con inicio de microfracturación.

Foto 2. Muestra 1: Microfractura en la plagioclasa y cristal de cuarzo.

Fotos 3 y 4. Muestra 6: Transformación pseudomórfica de la plagioclasa en caolín (Foto 3); en la misma muestra comienza la microfracturación de la microclina (Foto 4).

Foto 5. Muestra 11: Aspecto general. Se conservan los cristales de cuarzo y algún cristal de microclina.

Foto 6. Muestra 15: Capa sedimentaria.

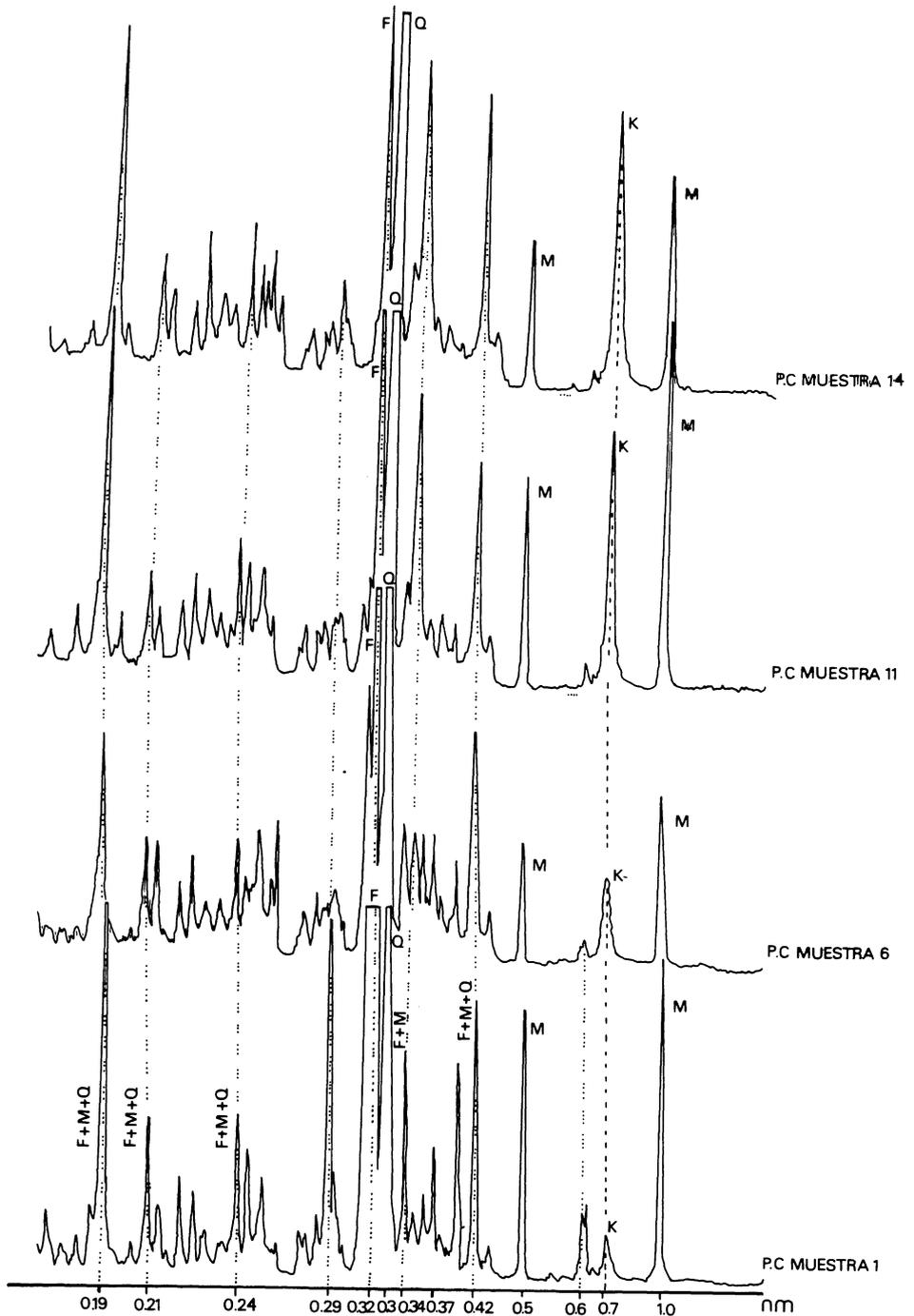


Fig. 2. Evolución mineralógica de la muestra total.

que los difractogramas de polvo cristalino presentan efectos agudos, simétricos e intensos a 0.7 y 0.35 nm así como dobletes e incluso tripletes en la zona de 0.25 y 0.22 nm y la reflexión a 0.44 nm prácticamente desaparece al orientar la muestra (Fig. 3), por lo que puede clasificarse como caolinita.

El alto grado de cristalinidad marca una importante diferencia con respecto a los filosilicatos 1:1 dioctaédricos encontrados en las alteraciones graníticas superficiales de Galicia, en las que sólo se han detectado halloysitas y caolinitas de baja cristalinidad (ROMERO, 1989; ROMERO *et al.*, 1990); TABOADA *et al.*, 1990). Esto puede ser debido a que con el paso del tiempo los minerales del grupo del caolín pasan a formas más ordenadas (SPOSITO, 1985) o bien a que la presión que ejercen las capas sedimentarias que cubren el perfil facilita el apilamiento de las hojas de los filosilicatos; KARATHANASIS *et al.* (1983) sugieren una explicación de este último tipo para justificar la cristalinidad de las esmectitas y KELLER (1989) incluso señala que la gran cristalinidad que manifiestan los caolines hidrotermales, más que al efecto de la elevada temperatura, se debe a su cristalización bajo presión.

En la fracción arcilla de las muestras 1 a 8 se observa una pequeña proporción de esmectitas, pues los análisis por D. R. X. presentan un efecto a 1.4 nm que sufre un desplazamiento hacia 1.7 nm al solvatar la muestra con etilenglicol y que colpsa a 1.0 nm tras la saturación en potasio (Fig. 3). A partir de la muestra N.º 9, además de disminuir, los efectos en la zona de 1.4 nm no son agudos sino que forman una banda, aunque también sufren un desplazamiento hacia 1.7 nm al saturar la muestra en etilenglicol; en las muestras 13 y 14 desaparecen las difracciones propias de la esmectita; es probable, por lo tanto, que estos minerales sean inestables en las partes superiores del perfil. Sin embargo, en las capas sedimentarias vuelven a formar parte, aunque en baja

proporción, de una fracción arcillosa esencialmente caolínica.

La existencia de filosilicatos hinchables en las paleoalteraciones graníticas también debe ser destacada, porque son muy raras las citas sobre la presencia de estos minerales como productos de meteorización actual de los granitos en Galicia. CALVO *et al.* (1983) encuentran beidellitas en los granitos alcalinos de dos micas de Monte Meda (Padrón, La Coruña), pero están ligadas a microsistemas de alteración en fracturas, quizás relacionados con procesos hidrotermales.

Evolución geoquímica

La Tabla I, donde se recogen los datos geoquímicos, pone en evidencia los primeros indicios de la alteración como son el incremento del contenido en agua a medida que se asciende en el perfil (1.7 %-4.3 %) y la disminución de la densidad; a este respecto cabe señalar que la muestra n.º 1, debido a que ya posee una cierta porosidad, porque está ligeramente alterada, tiene una densidad real que difiere bastante de la aparente. Teniendo en cuenta ese grado de alteración, se realizaron los cálculos isovolumétricos utilizando siempre las densidades aparentes.

En el diagrama de KRONBERG y NESBITT (1981) las muestras siguen la curva teórica definida por estos autores para la alteración química (Fig. 4). Se refleja el progresivo grado de meteorización de los feldspatos y la tendencia de las muestras más evolucionadas hacia lugares próximos al punto de representación del cuarzo (mineral más resistente) y la caolinita (producto principal de la alteración), siendo esto todavía más acusado en las muestras correspondientes a los depósitos sedimentarios arenosos (muestra N.º 15) y arcillosos (muestra N.º 16).

En las proyecciones sobre el diagrama de CHESWORTH (1973) se observa la evolución, a medida que aumenta el grado de al-

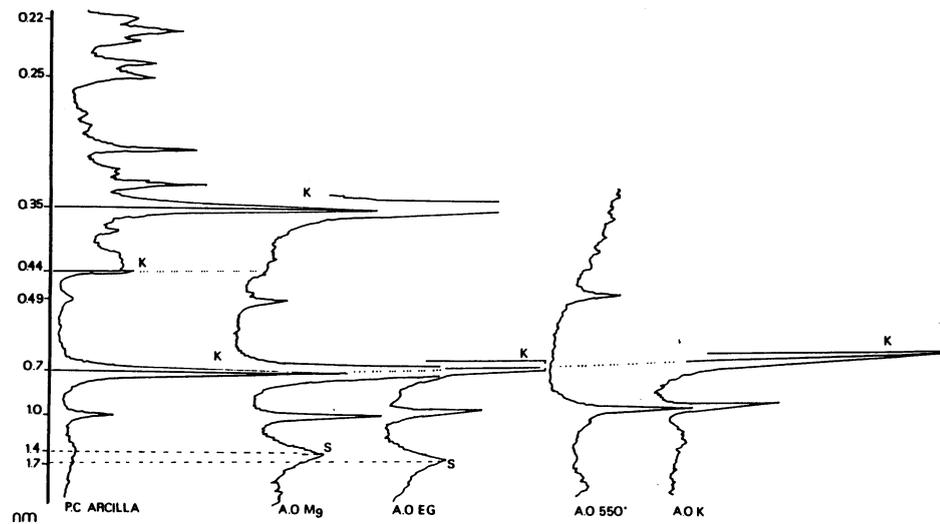


Fig. 3. Comportamiento de la fracción arcilla (>2mm). (Muestra n.º 6).

Tabla I.- Composición química de la muestra total.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	75.36	76.58	74.96	63.24	69.51	72.66	75.18	69.31	72.26	72.41	70.99	70.06	66.51	68.38	68.77	58.06
Al ₂ O ₃	15.05	14.68	15.89	24.91	19.14	17.80	16.20	21.60	19.06	19.09	20.08	20.55	24.33	23.02	19.19	30.78
Fe ₂ O ₃	0.74	0.53	0.79	1.70	0.85	0.86	0.65	0.63	0.47	0.56	0.51	0.71	0.56	0.58	1.95	0.99
MgO	0.34	0.33	0.22	0.20	0.11	0.15	0.15	0.18	0.13	0.20	0.13	0.50	0.25	0.11	0.13	0.25
CaO	0.21	0.54	0.09	0.34	0.00	0.09	0.11	0.11	0.05	0.05	0.32	0.28	0.50	0.05	0.00	0.13
Na ₂ O	1.89	1.57	1.42	1.07	0.65	1.35	1.18	1.17	1.18	1.08	0.46	0.21	0.20	0.06	0.85	0.06
K ₂ O	4.47	4.01	4.41	4.50	5.05	4.23	3.93	4.21	3.73	3.72	3.94	3.67	3.52	3.42	2.22	1.39
H ₂ O ⁻	0.24	0.21	0.30	0.72	0.86	0.36	0.08	0.21	0.30	0.16	0.04	0.23	0.30	0.06	0.18	1.00
H ₂ O ⁺	1.70	1.54	1.91	3.31	3.82	2.59	2.51	2.58	2.81	2.72	3.51	3.79	3.92	4.30	6.70	7.32

Densidad real muestra n°1= 2.76 gr/cc; densidades aparentes muestra n°1= 2.27 gr/cc y muestra 14=1.81 gr/cc.

teración, hacia el llamado «sistema residual» (Fig. 5), por acumulación de sílice y alúmina, puesto que el contenido en hierro ya era escaso en la roca original. La pérdida de bases (Ca, Na, Mg y K) también se manifiesta por un descenso del índice de Parker a medida que se asciende en el perfil (Fig. 6). El límite entre la zona de meteorización y el depósito sedimentario resulta evidente dados los valores tan bajos que presentan las muestras 15 y 16 (muy por debajo de 20, valor que MACIAS *et al.* (1982) consideran como de bajo contenido en bases).

El índice de Reiche tiene un comportamiento similar al de Parker ya que guarda con él una estrecha correlación ($r=0.93$), confirmando así el lixiviado de bases en el curso de la meteorización.

Los cálculos isovolumétricos propuestos por MILLOT y BONIFAS (1955) y los diagramas iso- Fe_2O_3 e iso- Al_2O_3 permiten establecer el orden de movilidad de los elementos. Este orden se ha establecido entre la roca menos alterada y la saprolita más alterada (muestras 1 y 14). Los tres tipos de cálculos señalan el siguiente orden de movilidades:



Es decir, la movilidad de los cationes alcalinos y alcalinotérreos es mayor que las de los tres componentes del sistema residual, tal y como se había visto en el diagrama de Chesworth, y entre ellos es el potasio el que sufre una lixiviación menor, puesto que permanece hasta etapas avanzadas de la meteorización en los retículos de la moscovita y la microclina. La movilidad del hierro y del manganeso guarda una estrecha relación

con su estado de oxidación; así en estado oxidado son muy inmóviles y, aunque salgan fácilmente de las estructuras silicatadas, precipitan rápidamente dando lugar a nódulos, pátinas, etc.

La pérdida total de masa, estimada a partir de los cálculos isovolumétricos es del 20,27 %.

Finalmente un índice de alteración que debe considerarse es el pH de abrasión (GRANT, 1969), también llamado pH de alteración hipergénica (MINGARRO y ORDÓÑEZ, 1982). Su determinación, mucho más sencilla que la de otros índices, confirma la paulatina pérdida de bases en el curso de la meteorización, reflejada en el claro descenso que experimenta el pH. La fiabilidad de este índice se pone de manifiesto no sólo gráficamente por el paralelismo que guarda con otros índices (Fig. 6) sino también por el elevado coeficiente de correlación que existe entre ellos, tanto con el índice de Parker donde $r=0.95$ como con el de Reiche en el que $r=0.91$.

El notorio descenso que sufre el pH de abrasión en la muestra inmediatamente por encima del perfil de alteración, no se justifica sólo por su madurez mineralógica (la muestra N.º 15 es muy rica en cuarzo y la N.º 16 en caolinita) sino por la presencia de sulfuros (pirita) como se comprobó al observar al microscopio óptico la fracción arena.

El proceso de meteorización dominante (PEDRO, 1979) es la monosialitización, si bien puede marcarse una ligera tendencia bisialítica en la zona inferior del perfil de alteración.

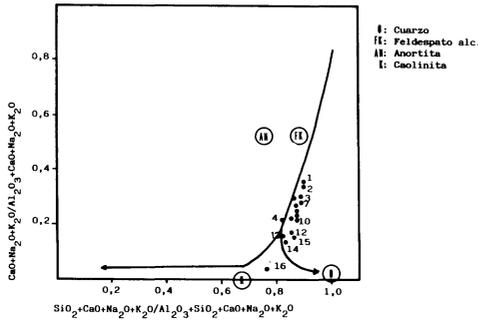


Fig. 4. Diagrama de KRONBERG y NESBITT.

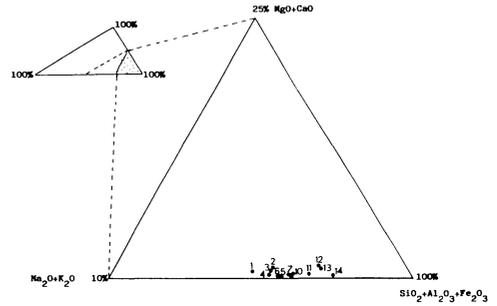


Fig. 5. Diagrama de CHESWORTH.

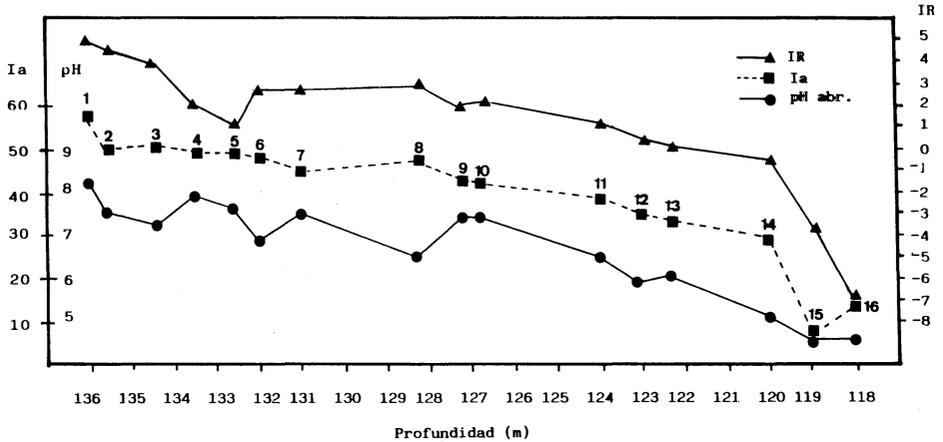


Fig. 6. Índice de PARKER: $Ia = (Ca/0.7 + Mg/0.9 + K/0.25 + Na/0.35)$.

Índice de REICHE: $IR = (Na_2O + K_2O + MgO - H_2O)/SiO_2 + Al_2O_3 + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO + MgO$ y pH de abrasión.

CONCLUSIONES

1.— El principal producto de la paleoalteración granítica estudiada es un filosilicato 1:1 dioctaédrico de muy buena cristalinidad, caolinita.

2.— En las primeras etapas de la meteorización se observa la presencia de esmectitas.

3.— El orden de movilidad de los elementos en el transcurso de la meteorización es: $Na > Ca > Mg > K > Fe > Si > Al > Mn$.

4.— El proceso de meteorización fundamental es la monosialitización, al igual que ocurre en la mayoría de las alteraciones graníticas superficiales en Galicia, pero se aprecian algunas diferencias respecto a estas últimas:

a) La mayor cristalinidad del filosilicato 1:1 dioctaédrico formado.

b) La tendencia bisialítica contraria a la observada en los procesos de alteración actual que suele ser alitizante. Esto indica un menor grado de lixiviación, que, aunque puede ser debido a un cambio en el régimen de precipitaciones, puede también estar relacionado con las condiciones topográficas del propio perfil de meteorización.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a ENDESA y, en particular, al ingeniero de minas D. Enrique Santos García las facilidades prestadas en la toma de muestras.

BIBLIOGRAFIA

- BROWN, G. (1961). The X-ray identification and crystal structure of clay minerals. Mineralogical Society London.
- CALVO, R. M., GARCIA-RODEJA, E., MACIAS, F. (1983). Mineralogical variability in weathering microsystems of a granitic outcrop of Galicia (Spain). *Catena*, Vol. 10, 225-236.
- DIXON, J. B., WEED, S. B. (Edit.) (1989). Minerals in Soil environments. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin, U. S. A.
- GRANT, W. H. (1969). Abrasion pH, an index of chemical weathering. *Clays and Clay Minerals*, 17: 151-155.
- GRIM, R. E. (1968). *Clay Mineralogy*, MacGraw-Hill, New York.
- GUITIAN OJEA, F., CARBALLAS FERNANDEZ, T. (1976). *Técnicas de Análisis de suelos*. Edit. Pico Sacro. Santiago.
- GUITIAN RIVERA, F. (1981). Estudio de las materias primas cerámicas gallegas. Tesis Doctoral. Fac. de Químicas. Universidad de Santiago de Compostela.
- IGME (1989). Mapa Geológico 1:200.000. Hoja Ourense-Verín.
- J. C. P. D. S. (Joint Committee on Powder Diffraction Standard) (1972). Index (inorganic) to the powder diffraction file. Pennsylvania.
- KARATHANASIS, A. D., HAJEK, B. F. (1983). Transformation of smectite to kaolinite in naturally acid soil systems: structural and thermodynamic considerations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47: 158-163.
- KELLER, W. D. (1989). Scanning Electron Micrographs of clay minerals formed by weathering and other genetic processes en: *Weathering; its products and deposits*. Volume I. Processes. Theophrastus Publications, S. A. Athens, Greece.
- MACIAS, F., CALVO, R. M., GARCIA-RODEJA, E., GARCIA, C., SILVA, B. (1982). El material original: su formación e influencia en las propiedades de los suelos de Galicia. *An. Edafol. Agrb.* XLI, 1747-1768.
- MILLOT, G., BONIFAS, M. (1955). Transformation isovolumétrique dans les phénomènes de Lateritisation et bauxitisation. *Bull. Serv. Carte Geol. Alsace-Lorraine, Strasbourg*, 8: 3-10.
- MINGARRO MARTIN, F., ORDOÑEZ DELGADO, S. (1982). *Petrología exógena. I: Hipergénesis y sedimentogénesis alóctona*. Rueda. Madrid.
- NORRISH, K. (1973). Factors in the weathering of mica to vermiculita. 417-432. En *Minerals in Soil Environments*. Soil, Sci. Soc. of America. Madison, Wisconsin. U. S. A.
- PARKER, A. (1970). An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.* 501-504.
- PARRISH, W., MACK, M. (1963). Data for X-ray Analysis. I Philips Technical Library Eindhoven (2.ª ed.).
- PEDRO, G. (1979). Caracterización gènerales des processus de l'alteration hydrolytique. *Science du sol*, 2-3, pp. 93-105.
- ROMERO, R. (1989). Familias mineralógicas en suelos sobre granitos de la provincia de La Coruña. Tesis Doctoral. Universidad de Santiago.
- ROMERO, R., TABOADA, T. M., GARCIA, C. (1990). Formas de minerales caoliníticos en suelos graníticos de Galicia. *Actas del XVII Reunión Nacional sobre Edafología*. Badajoz. 24-28 Sept. 1990.
- SOIL SURVEY STAFF (1975). *Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting Soil Surveys*. S. C. S.; USDA. Agriculture Handbook n.º 436. Washintong.
- SPOSITO, G. (1985). Chemical models of weathering in soils en *The Chemistry of Weathering*, 1-18. J. I. Drever (ed.) D. Reidel Publishing Company. Dordrecht, Holland.
- TABOADA, T., ROMERO, R., GARCIA, C. (1990). Weathering evolution of a biotite granite (El Pindo, Galicia, NW Spain). *Chemical Geology*, 84(1/4): 130-132.
- THOREZ, J. (1975). *Phyllosilicates and clay minerals*. Ed. G. Lelotte. Bélgica.

*Recibido, 14-III-92**Aceptado, 18-8-92*